

А. Л. КОНОВАЛОВ (ВСЕГЕИ), С. А. СЕРГЕЕВ (ВСЕГЕИ, ИНЗ СПбГУ)

О возрасте цирконов из жадеититов ультрабазитового массива Сьумкеу в зоне Главного Уральского разлома (Полярный Урал)

На основе петрографических и геохимических исследований получены новые геохронологические данные по цирконам из жадеититов месторождения Пусьерка, локализованных в серпентинизированных аллохтонных гипербазитах (Сьумкеуский массив) в зоне Главного Уральского разлома.

Ключевые слова: жадеититы, серпентиниты, глаукофановые сланцы, серпентинитовый меланж, высокобарический метаморфизм, натриевый метасоматоз, Главный Уральский разлом, изотопная геохронология, U-Pb систематика.

A. L. KONOVALOV (VSEGEI), S. A. SERGEEV (VSEGEI, IES SPb State University)

Towards the age of zircons from jadeitites of Syumkeu ultramafic massif in the Main Uralian Fault zone (Polar Urals)

Based on petrographic and geochemical studies new geochronological data on zircons from Pusierka deposit jadeitites localized in serpentinitized allochthonous ultramafic rocks (Syumkeu massif) in the Main Uralian Fault zone are obtained.

Keywords: jadeitite, serpentinite, glaucophane schist, serpentinite melange, high-pressure metamorphism, sodium metasomatism, Main Uralian Fault, isotope geochronology, U-Pb systematics.

Проблема образования жадеита в природных условиях привлекала к себе внимание геологов уже в 50–60-е годы прошлого столетия после выхода в свет работы Х. Иодера [21]. Находки жадеита связаны с массивами гипербазитов и глаукофановыми сланцами. Исследователи осуществили синтез жадеита при высоких давлениях и определили поле его устойчивости. В России он найден в гипербазитах Западного Саяна (хр. Борус), Прибалхашья, Полярного Урала. Основная роль в изучении его минерализации принадлежит Н. Л. Добрецову, В. Ф. Морковкиной, В. Н. Москалевой и др. Проблема генезиса жадеита состояла в признании метасоматический природы его образования при низких давлениях и температурах [5] либо при ведущей роли высоких давлений и щелочного (натриевого) метасоматоза [2–4.]. В дальнейшем установлено, что проявления минерализации жадеита во всех случаях сходны и характеризуются приуроченностью к краевым частям субдуцированных массивов гипербазитов в зонах крупных региональных и трансрегиональных разломов (структурных швов), с которыми связаны высокобарические минеральные ассоциации.

Жадеититовые породы Полярного Урала приурочены к зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на участках, сложенных аллохтонными дунит-гарцбургитовыми массивами – Войкаро-Сыньинским, Рай-Изским и Сьумкеуским в зоне их западных контактов. Жадеититы образуют небольшие линзовидные жильные тела, формирующие линейные участки, параллельные простиранию западных тектонических контактов этих массивов, и контролируются тектоническими швами зоны ГУР с формированием на отдельных участках зон серпентинитового меланжа, известного в литературе

как войкаро-кимперсайский комплекс тектонитов. Жадеититы пространственно ассоциируют с проявлениями эклогитов и метагббровых эклогитизированных пород, зонами глаукофановых сланцев, гнейсов и сланцев с дистеном и ставролитом, телами плагиоклазитов и другими проявлениями высокобарической минерализации, а также с поздними телами альбититов. Установленный здесь парагенезис минералов свидетельствует о значительном привносе щелочей. Такие минералы, как жадеит, омфацит в эклогитоподобных породах, глаукофан и энстатит, содержащие до 3 % глинозема, указывают на образование их в условиях высоких давлений (12–14 кбар и более для жадеита) [3].

Жадеититы горы Пусьерка. Самое северное на Урале проявление жадеитовой минерализации – Хадатинский участок Сьумкеуского дунит-гарцбургитового массива, месторождение Пусьерка, впервые описанное Ю. Е. Молдавцевым. Месторождение расположено на водоразделе рек Б. Хадата и Няровей-Хадата (рис. 1). Жадеититовые тела локализованы в западном контакте гипербазитового массива. Их распространение контролируется зоной ГУР мощностью от сотен метров до 2,3 км с четко выраженной метаморфической зональностью с запада на восток. Судя по характеру контакта пакета пластин, сложенных метаморфизованными гипербазитами и глаукофановыми сланцами-тектонитами, она имеет крутое восточное падение в 60–70° с азимутом простирания 35–45°. Западная часть зоны ГУР мощностью до 500 м образована тонкополосчатыми и плейчатými эпидот-глаукофановыми сланцами-тектонитами и бластомилонитами (глаукофановая фация дислокационного метаморфизма), предположительно развитыми по

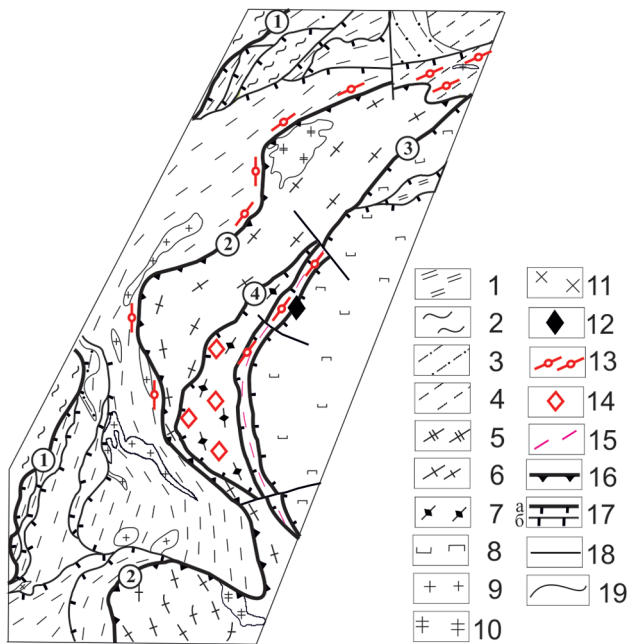


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Харьейско-Щучинского междуречья

1–3 – свиты: 1 – сядайская кремнисто-сланцевая-базальтовая (O_3-S_1), 2 – орангская зеленосланцевая ($O_{1,2}$), 3 – сядинская вулканогенно-терригенная (V_2-E_1); 4–6 – СВК (структурно-вещественные комплексы): 4 – зеленосланцевый (няровейская серия и немурюганская свита, объединенные ($RF_{2,3}?$), 5, 6 – харьейский амфиболито-гнейсовый: лаптаюганская ($R_2?$) и ханмейхойская свиты ($R_2?$); 7–11 – комплексы: 7 – марункеуский амфиболито-гнейсовый с эклогитами (V_2-E), 8 – сьумкеуский дунит-гарцбургитовый ($O_2?$), 9 – сядатаяхинский аляскитовых гранитов ($V-E_1$), 10 – евьюганский метагранитовый ($V_2-E?$), 11 – харьей-собский (крестовский) габбро-диорит-гранодиоритовый (R_2-V_1); 12 – месторождение жадеита Пусьерка; 13 – глаукофансланцевые бластотектониты; 14 – эклогиты и эклогитизированные габбро и перидотиты; 15 – тектоносланцы; 16 – шарьяжи; 17 – надвиги главные (а) и второстепенные (б); 18 – прочие разломы; 19 – геологические границы. Разломы (цифры в кружках): 1 – Собско-Нундерминский надвиг, 2 – Хадатинско-Ханмейский шарьяж, 3 – Главный Уральский разлом, 4 – Хадаковский надвиг

ранним метаморфитам – амфиболитам и амфиболит-плагиоклазовым гнейсам ханмейхойской свиты верхнерифейского возраста (по данным авторов). На контакте с гипербазитами (тектонический шов) наблюдаются многочисленные складки волочения, брекчирование, будинаж, милонитизация. В гипербазитах зональность выражена достаточно отчетливо с разной степенью их серпентинизации и дислоцированности. Приконтактная зона мощностью 50–150 м образована хризотил-антигоритовыми серпентинитами, развитыми по милонитам и милонитизированным дунитам. К востоку её сменяет зона аподунитовых серпентинитов преимущественно хризотилового состава в виде серии сопряженных зон будинажа и тектонических пластин мощностью 400–500 м. Далее к востоку на 200–500 м развиты серпентинизированные дуниты, сложенные серпентинизированным оливином, небольшим количеством клинопироксена и серпентином (хризолит) в прожилках. Ближе к центру массива преобладают слабосерпентинизированные дуниты и гарцбургиты (Е. В. Кузнецов и др., 1982; В. В. Буканов и др., 1987, 1997).

На месторождении выделены более 130 жадеитовых и жадеитсодержащих тел и около 100 тел плагиоклазитов и поздних альбититов. Они локализованы в зоне ГУР, вблизи тектонического шва – контакта серпентинитов и глаукофановых сланцев и контролируются пластиной милонитизированных аподунитовых серпентинитов, где формируют цепочки тел, образующих зону жадеитовой минерализации протяженностью более 10 км и мощностью до 100 м. В эрозионном срезе жадеититы прослежены на глубину более 500 м. Жадеититы, жадеит-альбитовые породы и альбититы образуют цепочки жильных линзовидных тел, реже кулисообразные скопления тел линзовидной формы или простых плитообразных тел мощностью от 1–2 до 3 и протяженностью до 7–30 м, в редких случаях их мощность достигает 30, а протяженность 100 м. Для них характерны извилистые контакты, нередко сложные в плане формы тел. На контактах (обычно тектонических) с вмещающими серпентинитами развиты оторочки (1–15 см) кристаллического амфибола и флогопита. Жильные тела оконтурены серпентин-хлорит-вермикулит-актинолитовым глиноподобным материалом, вероятно, тектонического происхождения (Е. В. Кузнецов и др., 1982).

Процесс формирования жадеититов включает три этапа.

На первом, основном этапе натриевого метасоматоза, сформированы однородные серые жадеититы, сложенные жадеитом I генерации, замещающие альбит-олигоклазовые плагиоклазиты в условиях высоких давлений (глаукофановая ? фация) и занимающими до 95 % объема жильных тел. Второй и третий этапы преобразований характеризуются кальциево-натриевым типом низкотемпературного метасоматоза в условиях низких давлений (P 1–1,5 кбар), они значительно оторваны по времени от основного этапа. На этих этапах в приальбантовых частях тел серых жадеититов формировалась гнездово-прожилковая минерализация зеленого диопсид-жадеита II генерации, а в зальбандах жил – почковидные агрегаты радиально-лучистого зеленого диопсид-жадеита III генерации. При диафторезе происходило замещение жадеита альбитом с образованием тел альбитовых плагиоклазитов (альбититов).

Проблема протолита жадеититов остается до конца не решенной. Исходными породами, по которым развивается жадеит I генерации, являются альбит-олигоклазовые плагиоклазиты, визуально весьма трудно отличимые от диафторитовых альбитовых плагиоклазитов, замещающих как жадеититы, так и альбит-олигоклазовые плагиоклазиты. В свою очередь альбит-олигоклазовые плагиоклазиты рассматриваются как метасоматические образования, замещающие, как принято считать для Полярного Урала, дайки габброидов (по другим данным, аплитов) [2].

Структурная позиция жильных тел жадеититов, предположительно замещающих в процессе полиметаморфизма малые интрузии габброидов (или аплитов), характеризуется их согласным расположением в узкой (до 100 м) полосе серпентинитов вдоль шва ГУР. В случае, если эти малые тела интрузировали гипербазиты, они должны были распространиться здесь достаточно широко, но следы их в гипербазитах совершенно отсутствуют. Весьма трудно объяснить столь избирательное согласное залегание внутри меланжа цепочки малых интрузий

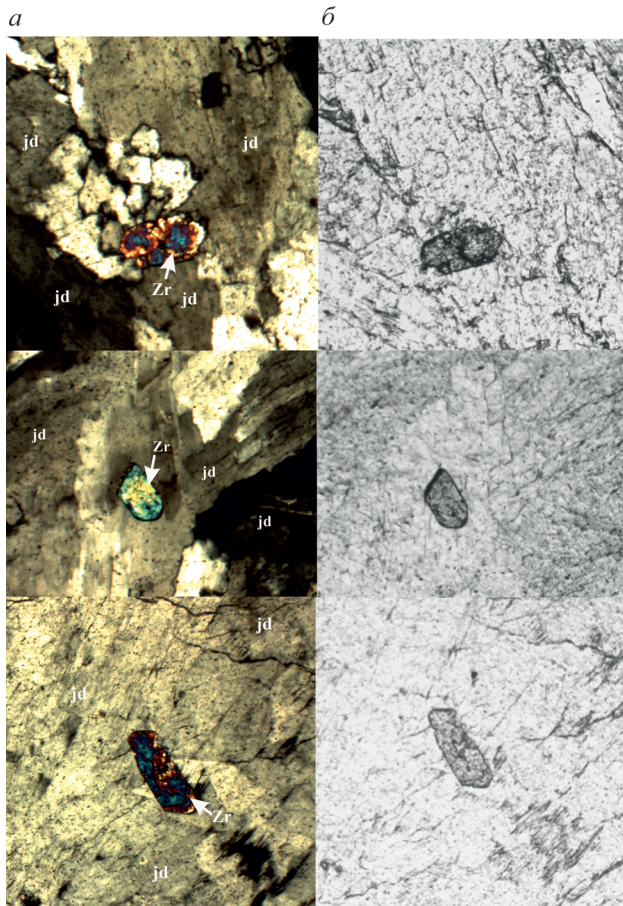


Рис. 2. Зерна цирконов в жадеитите ($\times 10$), обр. 3537
a – в скрещенных николях, *б* – в проходящем свете

в виде очень маломощной линейной зоны, прослеженной в видимом залегании на 10 км. Остается предположить их аллохтонное залегание в зоне серпентинитового меланжа.

В последние десятилетия в жадеититах из субдуцированных офиолитовых комплексов Японии, Калифорнии, Китая, Гватемалы, Доминиканы и других мест (не более 10 по всему миру) найдены цирконы [11, 12]. Специалисты пришли к выводу, что в одних случаях их следует рассматривать как реликты магматических цирконов, унаследованных от протолита [15], в других указывается на принадлежность к процессам высокобарического метаморфизма, в том числе жадеитообразования, и даже к еще более поздним эндогенным событиям, интерпретируемым как заключительные этапы складкообразования [8, 11, 12].

При проведении полевых исследований в процессе составления комплекта карт современной геологической основы Госгеолкарты-1000/3 листа

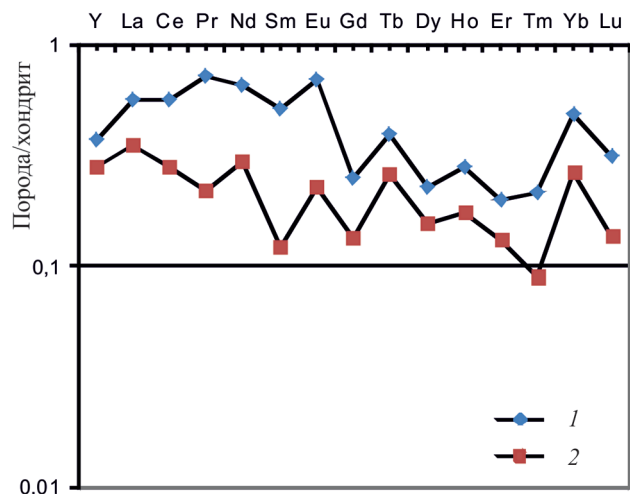


Рис. 3. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в жадеитите
 1 – обр. 3537-1 и 2 – обр. 3537-2

Q-42 (Салехард) был отобран ряд проб из жадеититов месторождения Пусьерка. Исследовались образцы из центральной части жилы, сложенной светло-серыми жадеититами I генерации. Эта массивная зернистая порода с гранобластовой структурой сложена взаимнопрорастающими удлиненнопризматическими и таблитчатыми зернами жадеита. В зернах последнего установлена начальная стадия вторичной альбитизации, обычно на границах зерен или спайности. При петрографическом изучении обр. 3537 обнаружены кристаллы циркона (рис. 2).

Химический состав исследуемого обр. 3537 (в скобках – нижний предел): SiO_2 – 56,7 (0,02); Al_2O_3 – 21,5 (0,05); TiO_2 – 0,026 (0,01); Fe_2O_3 – 1,15 (0,01); MnO – 0,013 (0,01); MgO – 2,93 (0,05); CaO – 2,94 (0,01); Na_2O – 14 (0,1); K_2O – 0,031 (0,01); P_2O_5 – <0,05 (0,05); п.п.п. – 0,28 (0,1); сумма – 99,5; V – <0,005 (0,005); Cr – 0,016 (0,002); Ba – 0,016 (0,005); Fe_2O_3 – <0,3 (0,3); FeO – 0,98 (0,25). Характеризуется ультранатриевой щелочностью (Na_2O 14,00, K_2O 0,031 %) при очень низких содержаниях TiO_2 , MnO , P_2O_5 , что типично для жадеититов. Содержания редких земель характеризуются высокими значениями (967–1861, без Y) с небольшим преобладанием легких элементов над тяжелыми – La/Yb 1,7–1,9. Положительная европиевая аномалия (табл. 1, рис. 3) выражена отчетливо, что не позволяет без дополнительных исследований ставить эти породы в один ряд с жадеититами Мьянмы (Бирмы), протолит которых считается немагматогенным [11].

Методика измерений. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном мик-

Таблица 1

Содержание редких элементов (ppm) в жадеититах

| Номер образца | Y | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|---------------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| 3537-1 | 0,79 | 0,21 | 0,54 | 0,1 | 0,47 | 0,12 | 0,061 | 0,077 | 0,023 | 0,087 | 0,024 | 0,05 | 0,012 | 0,12 | 0,012 |
| 3537-2 | 0,59 | 0,13 | 0,27 | 0,03 | 0,21 | 0,028 | 0,02 | 0,041 | 0,015 | 0,059 | 0,015 | 0,033 | 0,005 | 0,066 | 0,0052 |
| Нижний предел | 0,1 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,005 | 0,005 | 0,01 | 0,005 | 0,01 | 0,005 | 0,01 | 0,005 | 0,01 | 0,005 |

розонде SIMS SHRIMP II (Secondary Ion Mass Spectrometry by Sensitive High-Resolution Ion Microprobe) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Цирконы, отобранные вручную под микроскопом, были имплантированы в эпоксидную смолу (шайба диаметром 2,5 см) вместе с зернами международных цирконовых стандартов TEMORA и 91500, затем отшлифованы приблизительно на половину своей толщины и отполированы. На препарат наносилось токопроводящее золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение одной минуты при силе тока 20 мА. В дальнейшем зерна цирконов документировались с использованием сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 с системой CLI/QUA2 для получения катодолюминесцентных (КЛ) и BSE-изображений, отражающих внутреннюю структуру и зональность цирконов.

При подробном изучении кристаллов циркона выбрано достаточное количество участков (точек) для анализа, в максимальной степени отвечающих гомогенным, свободным от включений вторичных изменений и механических повреждений доменам зерен, отражающих различные геологические про-

цессы. Места анализа на датированных зернах обозначены на рис. 4.

U-Pb изотопные отношения измерялись по принятой в ЦИИ методике [16, 20]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода 4 нА, размер кратера пробоотбора 30 при глубине до 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [13]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное к стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона $416,75 \pm 0,24$ млн лет [9]. Стандарт циркона 91500 с содержанием урана 81,2 ppm и возрастом по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1062 млн лет [19] использовался как концентрационный стандарт. Растровая одномоментная очистка прямоугольного (50×65 мкм) участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение.

Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных возрастов, в том числе конкордантных (т. е. совпадающих по независимым изотопным системам), на уровне 2σ . Графики Аренса–Везерилла [18] с конкордией строились с использованием

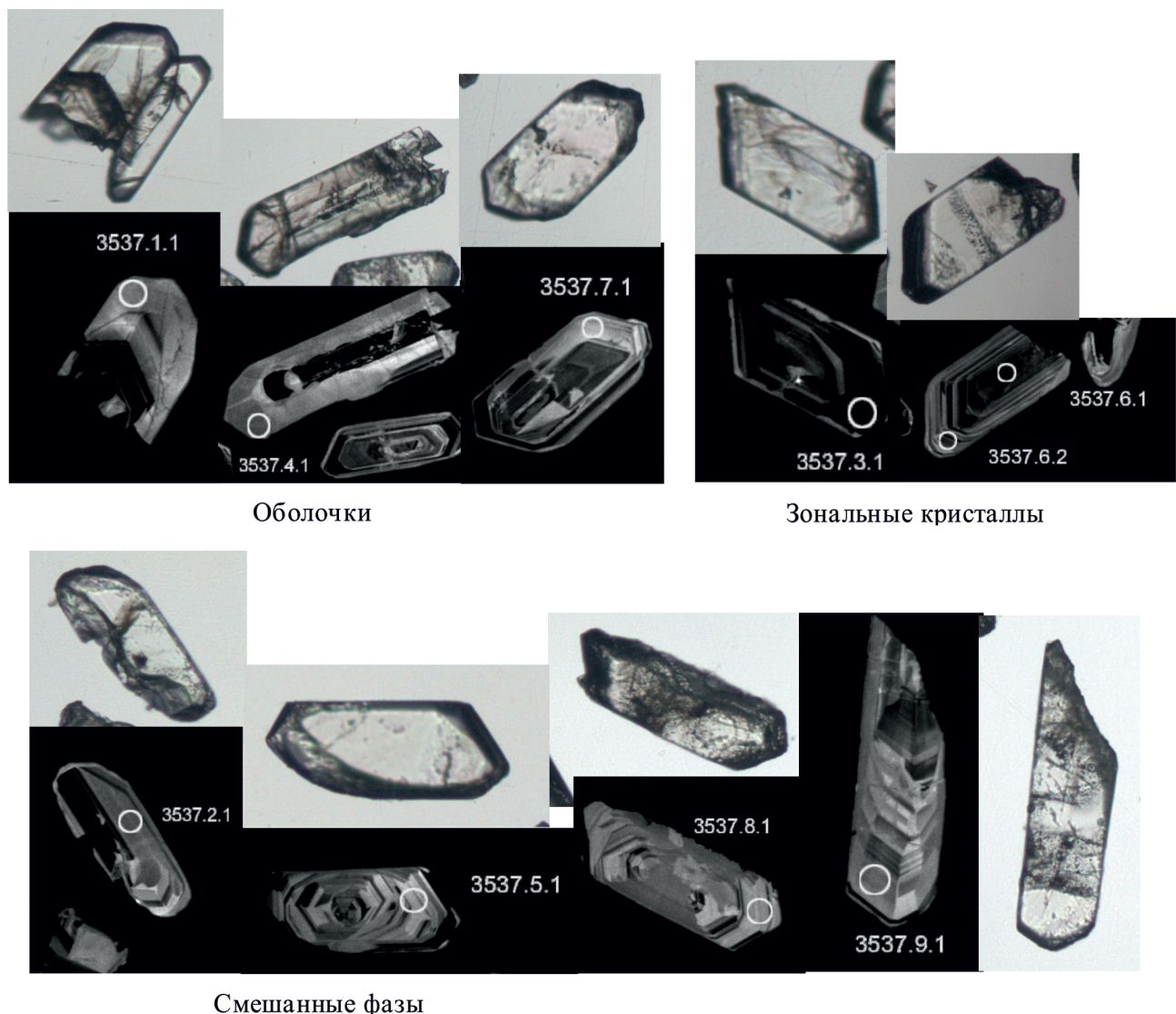


Рис. 4. Катодолюминесцентные (темный фон) и в проходящем свете (светлый фон) изображения единичных кристаллов цирконов обр. 3537, датированных SIMS SHRIMP II. Окружности на кристаллах – размеры (30 мкм) и локализация соответствующих мест ионного пробоотбора

Результаты U-Pb SIMS-SHRIMP изотопных анализов, возраст в млн лет

| Точки измерения | $^{206}\text{Pb}_c$, % | U, г/г | Th, г/г | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*$, ppm | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст | $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ | $\pm\%$ | $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ | $\pm\%$ | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | $\pm\%$ | Rho |
|-----------------|-------------------------|--------|---------|----------------------------------|---------------------------|--|---------------------------------------|---------|------------------------------------|---------|------------------------------------|---------|-------|
| 1.1 | 2,69 | 36 | 2 | 0,06 | 2,18 | 422 ± 11 | 0,044 | 33 | 0,410 | 34 | 0,0677 | 2,7 | 0,079 |
| 2.1 | 4,41 | 23 | 1 | 0,04 | 1,31 | 393 ± 15 | 0,061 | 39 | 0,530 | 39 | 0,0629 | 3,9 | 0,100 |
| 3.1 | 0,02 | 2728 | 1009 | 0,38 | 153 | 407 $\pm 2,1$ | 0,055 | 0,8 | 0,493 | 1,0 | 0,0652 | 0,5 | 0,553 |
| 4.1 | 1,69 | 60 | 3 | 0,05 | 3,47 | 411 $\pm 7,7$ | 0,052 | 18 | 0,475 | 18 | 0,0659 | 1,9 | 0,110 |
| 5.1 | 2,05 | 39 | 2 | 0,05 | 2,18 | 395 $\pm 7,9$ | 0,052 | 19 | 0,454 | 19 | 0,0633 | 2,1 | 0,110 |
| 6.1 | 0,49 | 193 | 10 | 0,05 | 11,2 | 419 $\pm 4,7$ | 0,052 | 5,6 | 0,483 | 5,7 | 0,0672 | 1,2 | 0,203 |
| 6.2 | 0,00 | 116 | 4 | 0,04 | 6,58 | 416 ± 5 | 0,061 | 7,9 | 0,560 | 8 | 0,0666 | 1,2 | 0,156 |
| 7.1 | 4,80 | 12 | 1 | 0,09 | 0,682 | 405 ± 17 | 0,071 | 35 | 0,630 | 35 | 0,0649 | 4,4 | 0,124 |
| 8.1 | 1,71 | 28 | 1 | 0,04 | 1,56 | 402 $\pm 8,6$ | 0,051 | 19 | 0,448 | 20 | 0,0644 | 2,2 | 0,113 |
| 9.1 | 1,90 | 35 | 1 | 0,03 | 2,02 | 407 $\pm 8,9$ | 0,047 | 26 | 0,420 | 26 | 0,0652 | 2,2 | 0,087 |

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта 0,36 %. $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ – обыкновенный и радиогенный свинец. Изотопные отношения и содержания ^{206}Pb скорректированы по измеренному ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

программы ISOPLOT/EX [14], коррекция на нерадиогенный свинец – по измеренному ^{204}Pb и современному изотопному составу свинца в модели Стейси–Краммерса [17].

Результаты U-Pb изотопных исследований. Выделены и изучены 51 кристалл акцессорного циркона и их фрагменты из жадеитита обр. 3537, установлен возраст девяти наиболее представительных зерен. В целом проведено 10 локальных U-Pb изотопных анализов (табл. 2, рис. 5). Номера точек пробоотбора соответствуют номерам анализов в табл. 2.

Зерна цирконов призматические и удлиненно-призматические размером 200–400 \times 100–150 мкм с хорошо выраженной осцилляторной зональностью, отражающей их кристаллизацию из расплава. Зерна в основном трещиноватые, имеют сглаженные грани и ребра и вторичную оболочку перекристаллизации, согласную с магматической зональностью. Ее возникновение, по-видимому, связано с химической коррозией и переотложением вещества цирконов без образования новых самостоятельных кристаллов. В проходящем свете видно, что зональные цирконы и вещество оболочек почти не содержат других минеральных включений (рис. 4).

Оболочки (№ 1, 4, 7) характеризуются очень высокими содержаниями нерадиогенного свинца $^{206}\text{Pb}_c$ (ср. 3%), крайне низкими содержаниями урана (U_{cp} 36 г/г) и низкими Th/U 0,07. Сходные характеристики имеют смешанные фазы, состоящие из исходного кристалла с примесью вещества оболочки (№ 2, 5, 8, 9), со средними $^{206}\text{Pb}_c$ 2,5 %, Th/U 0,07, U 31 г/г. В то же время сохранившиеся зональные кристаллы (№ 3, 6.1, 6.2) отражают иные геохимические особенности среды минералообразования – $^{206}\text{Pb}_c$ 0,2 %, Th/U 0,16, U 1012 г/г.

Полученные значения возраста конкордантные (не нарушенные), т. е. совпадают по независимым изотопным системам ^{206}Pb – ^{238}U и ^{207}Pb – ^{235}U . Это означает замкнутость изотопной U-Pb системы цирконов с момента образования, как со времени кристаллизации из расплава, так и после перекри-

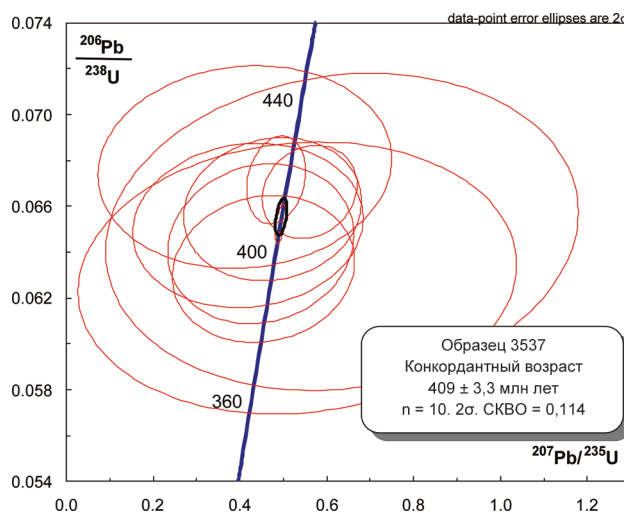


Рис. 5. U-Pb диаграмма Ардена–Везерилла с конкордией для проанализированных цирконов. Десять эллипсов фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ

сталлизации при метасоматической переработке, а идентичность возрастов в пределах ошибки измерения – практическую одновременность обоих процессов в геологическом смысле (не более 5–6 млн лет).

Вычисленное значение возраста по 10 анализам (409 ± 3 млн лет) отвечает в пределах ошибки как времени магматической кристаллизации цирконов протолита, так и возрасту процесса интенсивного (авто)метасоматоза.

Обсуждение. На Полярном Урале впервые описаны цирконы из жадеититов. Изотопные U-Pb датировки цирконов соответствуют их истинному возрасту – 409 ± 3 млн лет.

Также нами получены новые U-Pb (SHRIMP) датировки для цирконов из гнейсово-амфиболитовых образований Харбейского антиклинория (ханмейхойская свита) [1]. Установлены три группы возрастов цирконов. Первая – 675 ± 5 – 577 ± 5 млн лет указывает на вероятный позднери-

фейско-ранневендский возраст протолита. Вторая — 555 ± 4 – 529 ± 5 млн лет свидетельствует о времени динамо-термального зонального метаморфизма амфиболитовой фации на заключительных фазах байкальского тектогенеза. Третья — интервал 431 ± 4 – 412 ± 4 млн лет связывается с инициализацией процессов динамометаморфизма на Урале [1].

Близкие по возрасту датировки — 392 ± 13 и 366 ± 14 млн лет получены в светлых оторочках зерен цирконов, центральные части которых имеют возраст $485,4 \pm 4$ млн лет. Цирконы выделены из эклогитизированных перидотитов и габброидов слюдяногорского комплекса, развитых в поле марункеуского гнейсо-амфиболитового комплекса. Возрасты 392 ± 13 и 366 ± 14 млн лет фиксируют, вероятно, время эклогитизации марункеуских перидотитов и габброидов [1].

Другими изотопными методами (Sm-Nd и Rb-Sr) для эклогитизированных пород хр. Марункеу получены изохронные возрасты 366 ± 9 [7] и 353 – 360 млн лет [10], а для глаукофановых сланцев из зоны ГУР — 347 ± 72 млн лет Rb-Sr методом (М. А. Шишкин, 2005). Следует отметить и данные В. Ф. Морковкиной [6] о возрасте флогопита — 402 млн лет (К-Аг метод) из флогопит-актинолитовых оторочек, развитых вокруг тел жадеититов в массиве Пай-Ер.

Возраст цирконов из жадеититов коррелируется с приведенными выше поздними датировками (третья группа возрастов) из метаморфизованных цирконов, в том числе эклогитизированных пород хр. Марункеу, пространственное размещение которых контролируется крупными шарьяжно-надвиговыми структурами общеуральского направления.

Приведенные данные свидетельствуют о значительном высокobarическом эндогенном событии, происшедшем на рубеже силура и девона или в раннедевонскую эпоху. Значимость и масштаб этого события требуют дальнейшей оценки. Обращает на себя внимание отсутствие в динамометаморфических породах изотопных датировок среднекаменноугольно-пермского возраста — времени активного проявления коллизионных процессов, сформировавших современную структуру Урала, что может свидетельствовать о несовпадении геологического и изотопного времени орогенеза Полярноуральского региона.

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 (Салехард). Объясн. записка / Л.И. Зылева, А.Л. Коновалов, А.П. Казак и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 396 с. + 7 вкл.

2. Добрецов Н.Л. Жадеититовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре // Петрографические формации и проблемы петрогенеза. — М.: Наука, 1964. — С. 137–151.

3. Добрецов Н.Л. Условия образования Западно-Саянских и других месторождений жадеитита // Физико-химические условия магматизма и метасоматоза: Тр. III Всесоюз. петрограф. совещания. — М.: Наука, 1964. — С. 85–90.

4. Добрецов Н.Л. Влияние изменения температуры и потенциала натрия при образовании и диафорезе жадеитовых пород в гипербазитах // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии: Тр. ИГиГ СО АН СССР. Т. 2. Вып. 30. — Новосибирск, 1964. — С. 169–184.

5. Морковкина В.Ф. Жадеититы в гипербазитах Полярного Урала // Известия АН СССР. Серия Геологическая. 1960. № 4. — С. 103–108.

6. Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов в связи с зонами глубинных разломов // Петрографические формации и проблемы петрогенеза. — М.: Наука, 1964. — С. 66–75.

7. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd датирование высокobarического метаморфизма максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 6. — С. 812–815.

8. Ages of Zircons in Jadeitite and Jadeite-bearing Rocks of Japanese Islands / Yukiyasu Tsutsumi, Kazumi Yokoyama, Ritsuro Miyawaki, Satoshi Matsubara, Kentaro Terada, Hiroshi Hidaka // Bull. Natl. Mus. Nat. Sci., Ser. C, 36. December 22, 2010. P. 19–30.

9. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. Tremora 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. P. 155–170.

10. Glondy J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A., Seward D. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. Vol. 67. N 22. P. 4353–4371.

11. Ion microprobe zircon U-Pb age and geochemistry of the Myanmar jadeitite / Guanghai Shi, Wenyuan Cui, Shumin Cao, Neng Jing, Ping Jian, Dunyi Liu, Laicheng Maio, Bingbing Chu // J. of the Geological Soc. London. 2008. Vol. 165. Printed in Great Britain.

12. Schertl H.-P., Maresch W.V., Stanek K.P., Hertwig A., Krebs M., Baese R. and Sergeev S. New occurrences of jadeitite, jadeite quartzite and jadeite-lawsonite quartzite in the Dominican Republic, Hispaniola: Petrological and geochronological overview // European J. of Mineralogy. 2012. Vol. 24. No 2. P. 199–216.

13. Ludwig K.R. A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. SQUID 1.02. 2001. Berkeley, USA.

14. Ludwig K.R. A User's Manual for Isoplot. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. Ex, Version 3.00. 2003. Berkeley, USA.

15. Multiple origins of zircons in jadeitite / Bin Fu, John W. Valley, Noriko T. Kita, Michael J. Spicuzza, Chad Paton, Tatsuki Tsujimori, Michael Bröcker, George E. Harlow // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. Vol. 159. No 6. P. 769–780.

16. Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea // Russia. International J. of Geosciences. 2012. Vol. 3. N 2. — P. 289–296.

17. Stacey S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 207–221.

18. Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union 37. 1956. P. 320–326.

19. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses // Geostandards Newsletter. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

20. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / M.A. McKibben, W.C. Shanks III and W.I. Ridley (eds.) // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. in Economic Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

21. Yoder H.S. The Jadeite Problem // Amer. J. Sci. 1950. Vol. 248. No 4–5, pp. 225–248, 312–334.

1. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii, mashtab 1 : 1 000 000. Uralskaya seriya. List Q-42 (Salekhard, tretye pokolenie). Obyasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation, scale of 1 : 1 000 000. Sheet Q-42 (Salekhard. Third Generation). Ural Series. Explanatory Note]. L.I. Zyleva, A.L. Kononov, A.P. Kazak et al. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory. 2015. 396 p. + 7 inserts.

2. Dobretsov N.L. Jadeite Rocks as an Indicator of High Pressure in the Earth's Crust. *Petrographic Formations and Issues of Petrogenesis*. Moscow: Nauka. 1964, pp. 137–151. (In Russian).
3. Dobretsov N.L. Formation Conditions of the West Sayan and Other Jadeite Deposits. *Physico-Chemical Conditions of Magmatism and Metasomatism: Proc. Of the III All-Union Petrographic Conference*. Moscow: Nauka. 1964, pp. 85–90. (In Russian).
4. Dobretsov N.L. Effect of Temperature Variation and Potential of Sodium on Formation and Retrogressive Metamorphism of Jadeite Rocks in Ultramafites. *Materials for Genetic and Experimental Mineralogy: Proceedings of IGG SB USSR AS*. Novosibirsk. 1964, pp. 169–184. (In Russian).
5. Morkovkina V.F. Jadeites in Ultramafic Rocks of the Polar Urals. *Izvestiya AN SSSR. Geol. Ser.* 1960. No 4, pp. 103–108. (In Russian).
6. Morkovkina V.F. Metasomatic Alterations of Ultramafic Rocks Due to Deep Fault Zones. *Petrographic Formations and Issues of Petrogenesis*. Moscow: Nauka. 1964, pp. 66–75. (In Russian).
7. Shatsky V.S., Yagouts E., Kozmenko O.A. Sm-Nd Dating of High-Pressure Metamorphism in Maksutov Complex (South Urals). *Dokl. RAN*. 1997. Vol. 352. No 6, pp. 812–815. (In Russian).
8. Yukiyasu Tsutsumi, Kazumi Yokoyama, Ritsuro Miyawaki, Satoshi Matsubara, Kentaro Terada, Hiroshi Hidaka. 2010: Ages of Zircons in Jadeitite and Jadeite-bearing Rocks of Japanese Islands. *Bulletin of the National Museum of Natural Science, Ser. C*, **36**, 19–30.
9. Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., & Foudoulis, C. 2003: Tremora 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chemical Geology* **200**, 155–170.
10. Glondy, J., Austrheim, H., Molina, J.F., Rusin, A., Seward, D. 2003: Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 67, **22**, 4353–4371.
11. Guanghai Shi, Wenyuan Cui, Shumin Cao, Neng Jing, Ping Jian, Dunyi Liu, Laicheng Maio & Bingbing Chu. 2008: Ion microprobe zircon U-Pb age and geochemistry of the Myanmar jadeitite. *Journal of the Geological Society*, vol. 165, 221–234. London. (Printed in Great Britain).
12. Schertl, H.-P., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Hertwig, A., Krebs, M., Baese, R. and Sergeev, S. 2012: New occurrences of jadeitite, jadeite quartzite and jadeite-lawsonite quartzite in the Dominican Republic, Hispaniola: Petrological and geochronological overview. *European Journal of Mineralogy*, vol. 24, **2**, 199–216.
13. Ludwig, K.R. 2001: SQUID 1.02. A User Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. Berkeley. USA.
14. Ludwig, K.R. 2003: User's Manual for Isoplot. Ex, Version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. Berkeley. USA.
15. Fu, B., Valley, J.W., Kita, N.T., Spicuzza, M.J., Paton, C., Tsujimori, T., Bröcker, M., Harlow, G.E. 2010: Multiple origins of zircons in jadeitite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 159, **6**, 769–780.
16. Schuth, S., Gornyy, V.I., Berndt, J., Shevchenko, S.S., Sergeev, S.A., Karpuzov, A.F. & Mansfeldt, T. 2012: Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia. *International Journal of Geosciences*, vol. 3, **2**, 289–296.
17. Stacey, S. & Kramers, J.D. 1975: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* **26**, 207–221.
18. Wetherill, G.W. 1956: Discordant uranium-lead ages. *Transactions American Geophysical Union*, **37**, 320–326.
19. Wiedenbeck, M., Alle, 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 Newsletter* **19**, 1–23.
20. Willams, I.S. 1998: U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds.): *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology*, **7**, 1–35.
21. Yoder H.S. 1950: The Jadeite Problem. *American Journal Science*, vol. 248, 4–5.

Коновалов Александр Леонидович – ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ ¹. <Aleksandr_Konovalev@vsegei.ru>

Сергеев Сергей Андреевич – канд. геол.-минер. наук, директор, ЦИИ ВСЕГЕИ ¹; доцент, Институт наук о Земле, СПбГУ ². <Sergey_Sergeev@vsegei.ru>

Konovalev Aleksander Leonidovich – Senior Researcher, VSEGEI ¹. <Aleksandr_Konovalev@vsegei.ru>

Sergeev Sergej Andreevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director, CIR VSEGEI ¹; Associate Professor IES, St. Petersburg State University ². <Sergey_Sergeev@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74, Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

² Санкт-Петербургский государственный университет. Университетская наб. д. 7–9, Санкт-Петербург, 199034, Россия. St. Petersburg State University. 7-9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russia.