

УДК 621.039.86:551.73:551.83(234.851)

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ПОЛЯРНОГО УРАЛА

И.Д. Соболев^{1,2}, А.А. Соболева³, О.В. Удоратина³, Т.А. Канева³, К.В. Куликова³,
И.В. Викентьев¹, В.Б. Хубанов⁴, М.Д. Буянтуев⁴, Дж.К. Хоуриган⁵

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

² Геологический институт РАН, Москва

³ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

⁴ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

⁵ Калифорнийский университет, Санта-Крус, США

Поступила в редакцию 02.05.17

Представлены результаты работы, которые являются частью исследований, посвященных палеогеографической и геотектонической реконструкции палеозойской островодужной системы Полярного Урала. Изучены вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы устьконгорской (средний-верхний ордовик) и малоуральской (верхний силур – средний девон) свит Войкарской зоны Полярного Урала. По химическому составу базальтоиды и андезиты этих свит близки к вулканикам островных дуг. Впервые получены результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из обломочных пород. Зафиксировано явное преобладание докембрийских зерен, принадлежащих трем разновозрастным группам: 2700–3000, 1000–2200 и 547–763 млн лет. Эти данные свидетельствуют о наличии докембрийского фундамента в основании палеозойской островодужной системы Полярного Урала.

Ключевые слова: Полярный Урал, ордовик, силур, девон, островная дуга, детритовые цирконы, U-Pb-геохронология, LA-ICP-MS датирование.

Sobolev I.D., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Kaneva T.A., Kulikova K.V., Vikentiev I.V., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Hourigan J.K. First results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from Paleozoic island arc clastic rocks of Polar Urals. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series.* 2017. Volume 92, part 4. P. 3–26.

The article presents the results of the work which are part of the studies devoted to the paleogeographic and geotectonic reconstruction of the Paleozoic island arc system of the Polar Urals. Volcanogenic and volcanogenic-terrigenous rocks of the Middle to Upper Ordovician Ustkongor Formation and Upper Silurian to Middle Devonian Malyi Ural Formation located in the Voykar Zone of the Polar Urals were studied. It is shown that basalts and andesites of these two formations are close by chemical composition to the island arc volcanic rocks. U-Pb (LA-ICP-MS) ages of detrital zircons from clastic rocks of both formations are reported for the first time. Precambrian grains belonging to three different age groups: 2700–3000, 1000–2200 and 547–763 Ma strongly predominate among the detrital zircons studied. These data indicate the presence of the Precambrian basement at the base of the Paleozoic island arc system of the Polar Urals.

Key words: Polar Urals, Ordovician, Silurian, Devonian, island arc, detrital zircons, U-Pb-geochronology, LA-ICP-MS dating.

Введение

На Урале выделяют Западно-Уральскую и Восточно-Уральскую мегазоны, разделенные Главным Уральским разломом (Пейве, 1945 и др.). В настоящее время большинство геологов согласны, что этот разлом является надвигом (ГУН), представляющим собой важнейшую уральскую сутуру (Пучков, 2010 и ссылки в этой работе). Полярно-Уральский сегмент Восточно-Уральской мегазоны часто называют Войкарско-Щучьинским и разделяют на Войкарскую зону, включающую южную и среднюю части Полярного Урала и находящуюся к югу от Собского

поднятия и к северу от долины р. Хулга (рис. 1), а также расположенную к северу от Собского поднятия Щучьинскую зону (Государственная геологическая..., 2007). В строении Войкарской зоны участвуют офиолиты Дзеляюско-Хордьюсской и Райизско-Войкарской подзон, слагающие горные массивы осевой части Уральского хребта. Гипербазитовые и габброидные образования офиолитовой ассоциации Полярного Урала описаны в ряде работ (Дергунов и др., 1975; Добрецов и др., 1977; Перевозчиков, 1974; Путеводитель..., 1978; Ремизов, 2004; Савельев, 1974; Савельева, 1987; Савельев, Савельева, 1977; Язева, Бочкарев, 1984 и др.). Восточнее

расположены ордовикско-девонские островодужные plutонические комплексы и ассоциирующие с ними вулканические и вулканогенно-осадочные образования Малоуральской подзоны (рис. 1). Плутонические и стратифицированные образования Малоуральской подзоны описаны в ряде работ (Боч-

карев, Язева, 2000; Дедеев, 1959; Ремизов, 1998, 2004; Охотников, 1985; Сирин, 1962; Старков, 1985; Удуратина, Кузнецов, 2007; Язева, Бочкарев, 1984 и др.).

В пределах Малоуральской подзоны ранне-среднедевонские вулканы прорваны интрузивами широкого спектра составов – от габброидов до

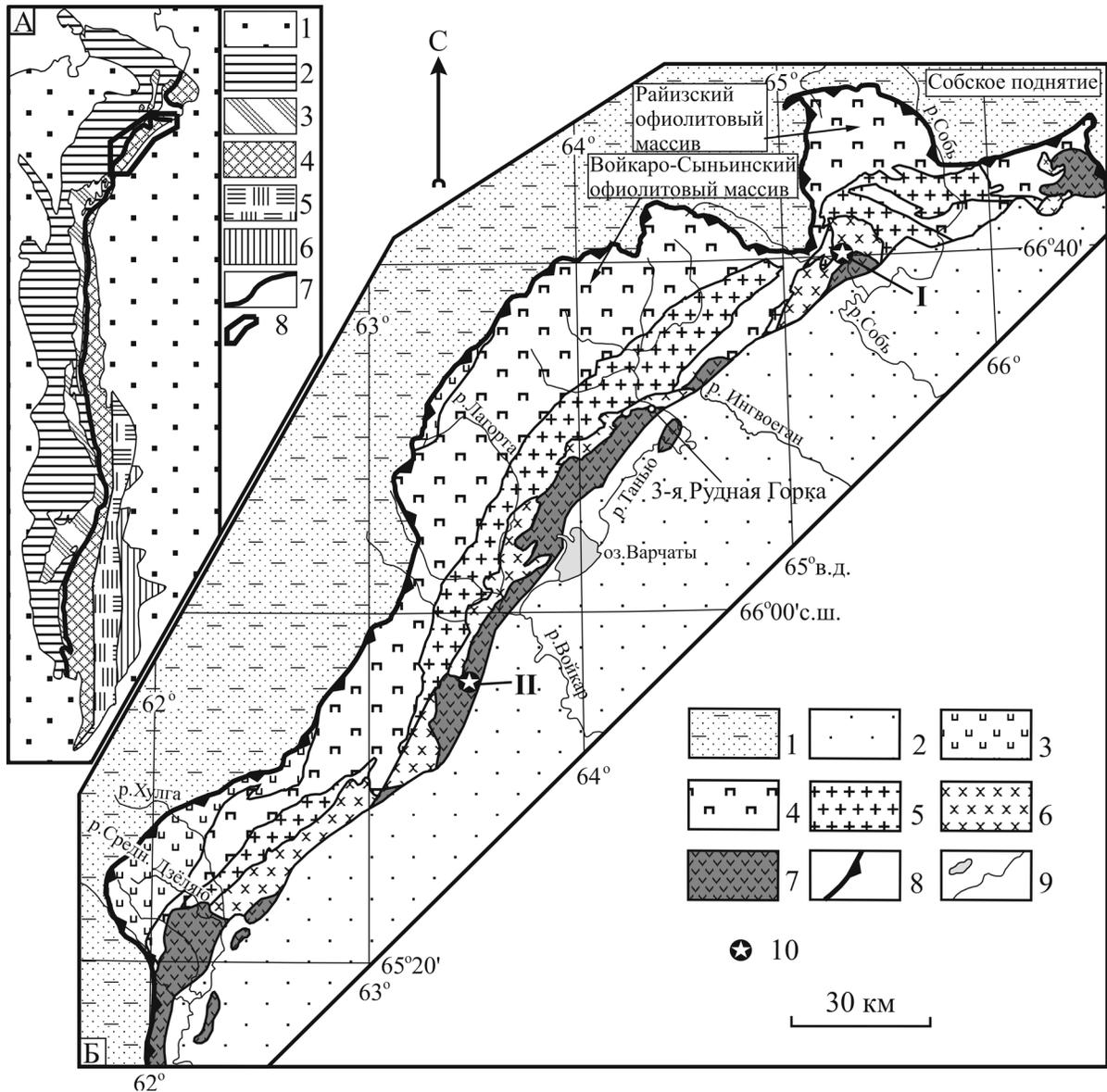


Рис. 1. Тектонические схемы Урала и Полярного Урала. А – тектоническая схема Уральского складчатого пояса и положение его Полярно-Уральского сегмента, по (Кузнецов и др., 2000): 1 – Mz-Kz комплексы чехла Русской и Западно-Сибирской плит; 2, 3 – палеозойские и докембрийские комплексы Западного Урала: 2 – преимущественно осадочные комплексы палеозойского возраста, 3 – неравномерно метаморфизованные осадочные, вулканогенные и плутонические комплексы преимущественно позднекембрийского возраста; 4, 5 – палеозойские и докембрийские комплексы Восточного Урала: 4 – ранне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы, 5 – неравномерно метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные, офиолитовые и гранитоидные комплексы докембрийского и палеозойского возраста; 6 – палеозойские и докембрийские комплексы Зауралья; 7 – Главный Уральский надвиг; 8 – контур тектонической схемы средней и южной частей Полярного Урала. Б – тектоническая схема средней и южной частей Полярного Урала, составлена по материалам (Государственная геологическая..., 2007; Зылева и др., 2014): 1 – верхнекембрийские и палеозойские образования Западно-Уральской мегазоны; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3–7 – ранне-среднепалеозойские образования Войкарско-Щучинского сегмента (Войкарской зоны) Восточно-Уральской мегазоны: 3 – метабазиты и гипербазиты Дзеляюско-Хордьюской подзоны, 4 – гипербазиты и габброиды Райизско-Войкарской подзоны; 5–7 – образования Малоуральской подзоны: 5 – гранитоиды собоского плутонического комплекса, 6 – монцитонитовиды и габброиды конгорского плутонического комплекса, 7 – осадочно-вулканогенные образования; 8 – Главный Уральский надвиг; 9 – реки, озера; 10 – места отбора проб обломочных пород для U-Pb датирования детритовых цирконов: I – туффилов средне-верхнеордовикской устьконгорской свиты, II – песчаников верхнесилурийско-среднедевонской малоуральской свиты

гранитоидов и образуют вулканоплутонические ассоциации с ними (Государственная геологическая..., 2007; Мансуров, 2016). На геотектоническую позицию и происхождение этих вулканоплутонических ассоциаций существует несколько точек зрения.

Согласно одной из них (Язева, Бочкарев, 1984), начиная с ордовикско-силурийского времени формировалась энсиалическая островная дуга, которая в раннем девоне причленилась к Сибирскому палеоконтиненту с образованием окраинно-континентального вулканоплутонического пояса кордильерского (невадийского) типа.

Согласно другой точке зрения, развиваемой в работе (Ремизов, 2004), предполагается, что в середине кембрия в уже существовавшем океане (вдоль восточной и северо-восточной (в современных координатах)) окраины Балтии заложилась юная (энсиматическая) островная дуга с зоной субдукции, погружающейся на запад. На рубеже ордовика и силура произошло расщепление этой дуги и начал раскрываться междугорный бассейн. В позднем силуре имела место коллизия активной части островной дуги с восточным (Хантымансийским?) микроконтинентом, что привело к перестройке зоны субдукции, которая с этого времени стала падать на восток, и к возникновению второй зоны субдукции, погружавшейся также на восток под отмершую часть ранней дуги. В эйфельское и постэйфельское время (вплоть до пермской коллизии с Восточно-Европейским континентом) надсубдукционная система Полярного Урала эволюционировала, скорее, как зрелая островная дуга, нежели как окраина андийского типа, о чем свидетельствует отсутствие на востоке в это время каких-либо крупных блоков континентальной литосферы.

Существует иная концепция развития островодужной системы Полярного Урала, предложенная Н.Б. Кузнецовым с соавторами (2000) и существенно дополненная позднее (Кузнецов, Романюк, 2014). В рамках этой модели с позднего кембрия на Уральской окраине Аркт-Европы происходил континентальный рифтогенез, в раннем ордовике сменившийся спредингом. На начальном этапе спрединга от уральской окраины Аркт-Европы был отторгнут крупный блок континентальной коры, который отделил Войкарский бассейн с корой океанического типа от палеоокеана. Спрединг в Войкарском бассейне длился не менее 65 млн лет, от начала ордовика до середины силура, а возможно, и до раннего девона. Не позднее чем в середине силура под отделившийся континентальный блок началась субдукция литосферы палеоокеана, которая продолжалась вплоть до раннего карбона. В это время формировался Собско-Малоуральский надсубдукционный вулканоплутонический пояс, а Войкарский спрединговый бассейн продолжал оставаться задуговым. Основным аргументом в пользу такого направления субдукции (со стороны палеоокеана под островную дугу в сторону уральской окраины Аркт-Лавруссии)

является среднепалеозойское омоложение изотопных возрастов рифейско-среднекембрийских магматических пород Западного Урала, синхронное времени формирования Собско-Малоуральского вулканоплутонического пояса.

С лудлова до середины девона формировались известково-щелочные лавы и комагматичные интрузивы, а также вулканогенно-осадочные образования. В позднем девоне интенсивность надсубдукционного вулканизма снизилась, а в раннем карбоне произошел кратковременный всплеск шошонитового магматизма, который, вероятно, был связан с деляминацией литосферы. В раннем – позднем карбоне закрылся Войкарский задуговой бассейн и имела место коллизия Полярноуральской островной дуги с уральской окраиной палеоконтинента Аркт-Лавруссия, сформировался Раннеуральский ороген. В позднем карбоне – ранней перми наступила главная стадия уральской коллизии, когда Аркт-Лавруссия своим уральским краем столкнулась с Сибирско-Казахстанско-Киргизским континентом.

Для уточнения палеотектонической природы Полярноуральской островной дуги мы изучили и датировали (методом LA-ICP-MS) детритовые цирконы из палеозойских вулканогенно-осадочных и осадочных пород Малого Урала – туффитов средневерхнеордовикской устьконгорской свиты и песчаников верхнесилурийско-среднедевонской малоуральской свиты.

Геологическое строение и геохимические особенности вулканитов

Устьконгорская свита. Сложена преимущественно мощными покровами афировых массивных и миндалекаменных базальтов с редкими прослоями осадочных пород мощностью от первых метров до первых десятков метров. В нижней и средней части свиты породы подверглись региональному динамотермальному метаморфизму зеленосланцевой фации и представлены сланцами хлорит-эпидотового и хлорит-альбит-актинолитового составов. Сланцеватость пород варьирует в юго-восточных и северо-западных румбах с углами падения от 40 до 90°. Выше по разрезу (и вниз по р. Хараматолоу) степень метаморфизма постепенно возрастает до амфиболитовой фации. Породы здесь представлены аподиабазовыми амфиболитами. Сланцеватость в них имеет хаотичные ориентировки и углы падения.

Среди зеленых сланцев и амфиболитов устьконгорской свиты залегают сланцы углеродисто-кварцевого, кварц-альбитового, актинолит-альбит-кварцевого, кварц-биотит-альбитового, цоизит-кварц-альбитового, эпидот-альбит-кварцевого составов (метапороды алевро-псаммитового ряда), а также мраморы с телами сланцев (мраморизованные известняки с глинистыми прослоями).

Средне-позднеордовикский возраст устьконгорской свиты определен на основании находок конодонтов и кораллов. В углеродисто-кварцевых метаалевропесчаниках обнаружены конодонты *Phragmodus cf. flexuosus* Mosk. (сандбийский ярус) и *Amorphognathus aff. ordovicicus* Br. et Mehl, *Drepanoistodus sp. ind.*, *Plectodina sp.*, также встречающиеся в верхнем ордовике (Прямоносов, Бороздина, 2006; Прямоносов и др., 2010). На правом берегу р. Хараматолоу в слоистых глинистых известняках обнаружены конодонты *Drepanoistodus cf. suberectus* (Br. et Mehl), *Amorphognathus sp.*, *Oulodus sp.* (кабийский ярус верхнего ордовика). Ранее (Лупанова, Маркин, 1964) в этих известняках были найдены табуляты *Lichenaria sp.* (средний – верхний ордовик).

Устьконгорская свита изучена нами вблизи устья р. Макарузъ, где представлена ее нижняя часть, сложенная зеленовато-серыми и темно-зелеными милонитизированными базальтами и андезибазальтами, а также светло-серовато-желтыми измененными кристалловитрокластическими туфами андезитового и андезидацитового составов, иногда с примесью осадочного материала, темно-зелеными метаандезитами и метабазальтами с маломощными прослоями черных магнетит-кварцевых кристаллосланцев. Согласно представлениям А.П. Прямоносова, вулканы устьконгорской свиты по геохимическим характеристикам сопоставимы с образованиями палеоокеанического рифта (Государственная геологическая..., 2010).

Мы использовали данные о химическом составе пород, содержащиеся в геолого-съемочных отчетах (Государственная геологическая..., 2001, 2010), дополнив их своими анализами (табл. 1, 2). Результаты совместного рассмотрения этих петро- и геохимических данных показывают, что вулканы устьконгорской свиты в подавляющем большинстве относятся к нормальному ряду щелочности (Na-тип щелочности) и по составу отвечают базальтам и андезибазальтам, реже андезитам и трахиандезитам (рис. 2, А). На классификационных диаграммах (рис. 2, Б, В, Г) фигуративные точки их составов попадают в области, соответствующие островодужным базальтоидам толеитовой и известково-щелочной серий. Породы устьконгорской свиты характеризуются низким и умеренным содержанием TiO_2 (0,4–1,4%), как правило, низким содержанием MgO (4–6%), но встречаются и более магнезиальные разновидности, содержащие 7,2–10,5% MgO . Содержание FeO^* (общее содержание оксидов железа в виде FeO) умеренно высокое, в базальтах и андезибазальтах – 8,7–14,5%, в метаандезитах, туфах андезитов и туффитах – 5,3–8,0%. Суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах устьконгорской свиты составляет 17–57 мкг/г (табл. 3). Базальты и андезибазальты по характеру распределения редкоземельных элементов могут быть разделены на две группы (рис. 3, А). В первой группе величина La_n/Yb_n (содержание РЗЭ нормировано к составу хондрита CI, по (Sun,

McDonough, 1989)) варьирует от 0,76 до 0,97 и наблюдается слабое обогащение пород средними РЗЭ (Sm, Gd, Tb, Dy, Ho) относительно легких (La, Ce, Pr, Nd) ($La_n/Sm_n = 0,53–0,80$) и тяжелых (Er, Tm, Yb, Lu) РЗЭ ($Dy_n/Yb_n = 1,20–1,32$). Вторая группа пород характеризуется слабым обогащением легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых ($La_n/Yb_n = 1,59–1,65$). Концентрации некоторых крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, Sr), легких РЗЭ, Th и U слабо повышены, а большинства высокозарядных элементов (Zr, Hf, Y, средние и тяжелые РЗЭ) понижены относительно среднего состава NMORB (рис. 3, Б). Подобные геохимические характеристики свойственны вулканитам, образовавшимся в условиях островной дуги.

Рассматриваемые породы подверглись региональному метаморфизму, который в изучаемой части разреза не превышал уровня зеленосланцевой фации. Известно, что крупноионные литофильные элементы и уран могут обладать высокой подвижностью при метаморфизме даже низких ступеней (Скляр и др., 2001). В связи с этим можно ставить под некоторое сомнение концентрации этих элементов при интерпретации данных о химическом составе вулканических пород устьконгорской свиты. Однако концентрации РЗЭ, являющихся одними из наименее подвижных элементов, на которые слабо влияют процессы гидротермального изменения и низкотемпературного метаморфизма (Скляр и др., 2001), а также содержание малоподвижных высокозарядных элементов Th, Zr, Hf и Y должны примерно соответствовать их концентрациям в исходных породах.

Малоуральская свита. Вторым объектом исследования были вулканомиктовые песчаники предположительно верхнесилурийско-среднедевонской малоуральской свиты, выходящие на поверхность в пределах Малоуральской возвышенности. Разрез малоуральской свиты изучен нами в южной части Малоуральской подзоны в бассейнах р. Нелкаеган и руч. Погрымшор (рис. 1). В своей нижней части свита сложена лито-кристаллокластическими псаммитовыми и псефитовыми туфами с прослоями голубоватых туфосилицитов, витрокластических туфов и яшмоидов. В средней части залегает тонкоритмичная флишоидная пачка (переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, витро-литокристаллокластических туфов, туффитов, бордовых и голубовато-серых туфосилицитов). Верхняя часть представлена андезибазальтами, базальтами и их туфами (Государственная геологическая..., 2007).

Нижняя возрастная граница малоуральской свиты палеонтологически слабо обоснована. Известны непредставительные единичные находки венлокских конодонтов в районе Третьей Рудной горки (Прямоносов, Бороздина, 2006) и позднесилурийских брахиопод в верховьях р. Ингвойеган (Прохорова и др., 1959). В среднем и нижнем течении р. Средняя Дзеля в линзах мраморизованных известняков С.Н. Волковым найдены поздне-

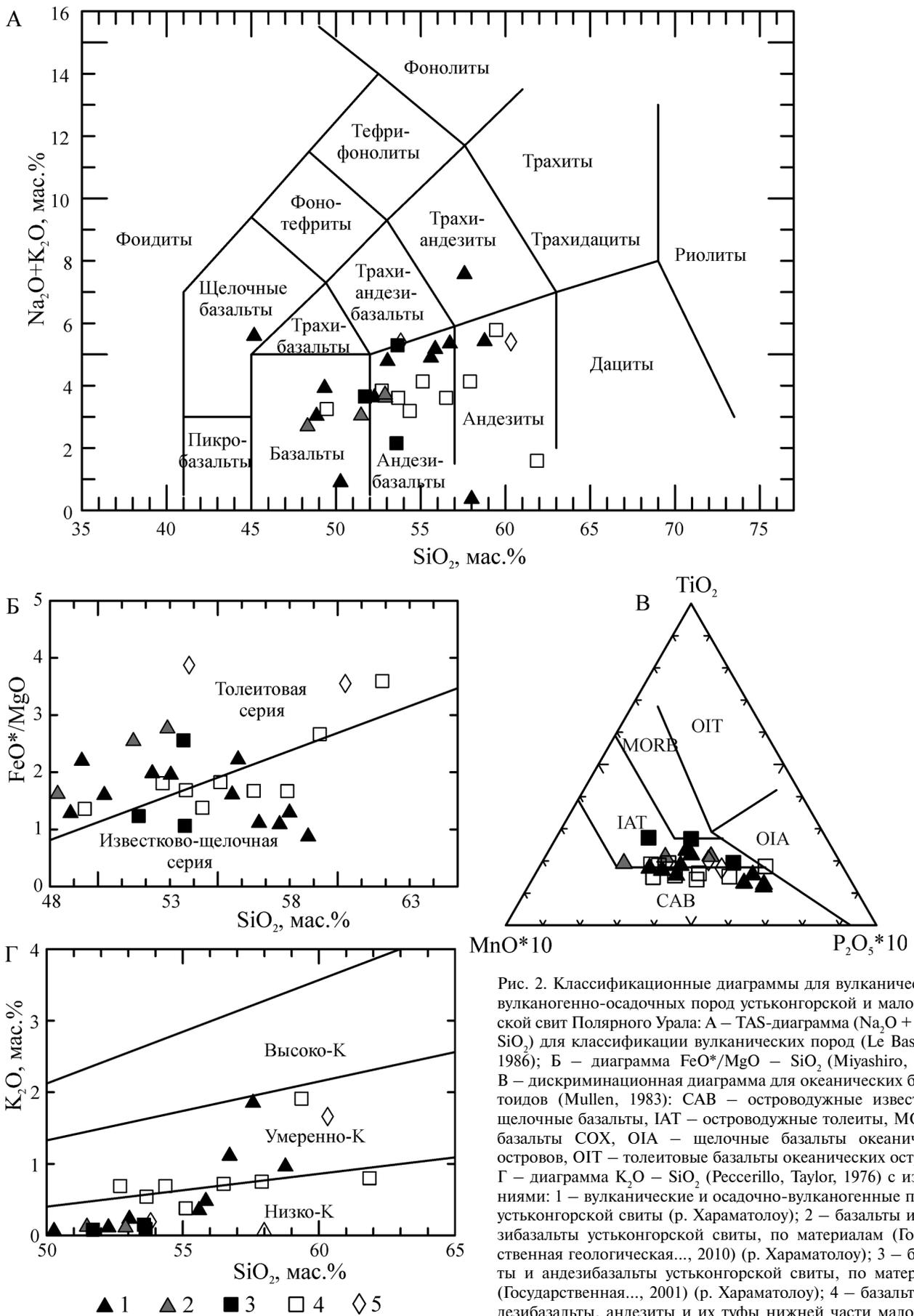


Рис. 2. Классификационные диаграммы для вулканических и вулканогенно-осадочных пород устьконгорской и малоуральской свит Полярного Урала: А – TAS-диаграмма ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) для классификации вулканических пород (Le Bas et al., 1986); Б – диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (Miyashiro, 1974); В – дискриминационная диаграмма для океанических базальтоидов (Mullen, 1983): CAB – островодужные известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты COX, OIA – щелочные базальты океанических островов, OIT – толеитовые базальты океанических островов; Г – диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Peccherillo, Taylor, 1976) с изменениями: 1 – вулканические и осадочно-вулканогенные породы устьконгорской свиты (р. Хараматолоу); 2 – базальты и андезибазальты устьконгорской свиты, по материалам (Государственная геологическая..., 2010) (р. Хараматолоу); 3 – базальты и андезибазальты устьконгорской свиты, по материалам (Государственная..., 2001) (р. Хараматолоу); 4 – базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы нижней части малоуральской свиты (возвышенность между р. Тянью и руч. Элькошор); 5 – вулканомиктовые песчаники (верховье руч. Погрымшор)

Таблица 1

Химический состав пород устьконгорской свиты (мас.%)

№ обр.	Название	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Na ₂ O/K ₂ O
K7-1-11	Андезипазалт милонитизированный	53,04	0,76	15,77	4,41	4,72	0,22	4,45	9,57	4,55	0,23	0,15	2,14	100,00	19,78
K7-2-11	Базалт милонитизированный	49,33	0,98	17,66	4,47	6,17	0,23	4,64	10,13	3,59	0,33	0,2	2,28	100,00	10,88
K7-4-11	Базалт милонитизированный	48,86	0,73	17,53	3,78	5,81	0,17	7,19	9,46	2,33	0,69	<0,10	3,45	100,00	3,38
K8-1-11	Андезипазалт милонитизированный	55,60	0,84	14,94	4,50	4,75	0,15	5,48	6,85	4,52	0,35	0,15	1,86	100,00	12,91
K9-1-11	Андезипазалт милонитизированный	55,85	0,74	14,28	5,63	5,30	0,20	4,67	5,98	4,69	0,48	0,16	2,01	100,00	9,77
K10-1-11	Базалт милонитизированный	50,27	0,94	13,80	6,67	7,82	0,16	8,64	4,74	0,84	0,06	0,15	5,95	100,00	13,33
K10-3-11	Андезипазалт милонитизированный	52,27	0,77	13,40	5,90	5,34	0,23	5,38	11,17	3,51	0,11	0,19	1,74	100,00	31,91
K11-1-11	Туффит	56,72	0,43	15,81	5,81	—	0,10	4,71	5,95	4,23	1,11	0,19	4,75	99,81	3,81
K12-1-11	Метаандезит	57,99	0,73	13,10	4,84	3,14	0,15	5,81	10,27	0,30	0,06	0,39	3,21	100,00	5,00
K13-1-11	Туф андезита	58,77	0,58	15,67	1,92	3,51	0,11	6,01	5,44	4,44	0,96	0,29	2,32	100,00	4,63
K14-1-11	Туф андезита	57,58	0,61	15,26	1,61	3,72	0,10	4,76	4,80	5,72	1,85	0,23	3,78	100,00	3,09
K15-3-11	Базалт щелочной милонитизированный	45,17	0,71	15,24	2,69	6,01	0,21	10,45	6,68	5,38	0,21	0,12	7,12	100,00	25,62
По данным (Государственная геологическая..., 2001)															
515-2а	Сланец апобазальтовый	51,70	1,10	15,21	4,84	6,36	0,15	8,70	4,73	3,57	0,08	0,15	3,58	100,16	45,19
515-5	Андезипазалт	53,63	0,94	13,65	6,66	3,94	0,14	9,37	4,50	5,20	0,09	0,25	2,10	100,47	57,78
550	Андезипазалт	53,57	1,42	10,57	10,07	5,13	0,25	5,55	7,60	2,00	0,15	0,13	3,34	99,78	13,33
По данным (Государственная геологическая..., 2010)															
1P-1083	Андезипазалт	52,90	0,91	15,61	5,01	7,15	0,20	4,22	7,54	3,58	0,11	0,14	1,76	99,37	32,55
1P-1092	Базалт	51,48	1,19	17,04	6,32	4,60	0,19	4,05	10,60	2,89	0,12	0,25	1,02	100,48	24,08
4501	Базалт	48,32	0,69	18,35	2,98	7,61	0,21	6,36	11,02	2,54	0,15	0,08	0,83	99,48	16,93

Примечание. Химический состав образцов из первой части таблицы определен методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа в лаборатории химии минерального сырья ИГ Коми НЦ УрО РАН, за исключением обр. K11-1-11, состав которого был получен тем же методом в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

Таблица 2

Химический состав пород малгауральской свиты (мас.%)

№ обр.	Название	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Na ₂ O/K ₂ O
K17-11	Андезитобазальт	53,67	0,70	14,62	4,39	5,65	0,19	5,70	9,83	3,07	0,54	0,11	1,54	100,00	5,69
K18-11	Андезитобазальт	52,70	0,77	15,89	3,72	5,36	0,19	4,82	11,13	3,15	0,69	0,21	1,38	100,00	4,57
K19-11	Туф андезита	57,90	0,48	15,00	2,62	4,87	0,14	4,33	9,03	3,38	0,75	0,15	1,35	100,00	4,51
K22-11	Андезитобазальт	55,11	0,64	15,28	3,23	5,25	0,17	4,47	10,10	3,75	0,38	0,11	1,52	100,00	9,87
K23-11	Туф андезитобазальта	49,45	0,79	16,76	4,10	5,69	0,19	6,90	10,54	2,66	0,59	0,14	2,20	100,00	4,51
S39/11	Андезитобазальт	54,36	0,51	16,31	3,25	5,52	0,18	6,13	8,58	2,50	0,69	0,11	1,88	100,00	3,62
S40/11	Туф андезитобазальта	56,50	0,53	16,90	3,93	3,83	0,16	4,40	7,70	2,89	0,72	0,13	1,97	100,00	4,01
S42/11	Метаандезит	61,86	0,66	16,12	3,98	2,60	0,14	1,72	8,84	0,79	0,80	0,23	2,14	100,00	0,99
S32/11	Песчаник вулканомиктовый	59,36	0,72	16,43	4,45	3,45	0,08	2,79	4,68	3,86	1,91	0,24	1,62	99,93	2,02
U22-12	Песчаник вулканомиктовый	53,82	0,86	15,31	11,74	3,25	0,15	2,43	9,24	5,20	0,19	0,19	2,85	99,44	27,37
U26-12	Песчаник вулканомиктовый	60,32	0,43	13,92	8,99	4,48	0,08	3,54	5,10	3,74	1,66	0,12	3,83	99,24	2,25

Примечание. Химический состав образцов определен методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа в лаборатории химии минерального сырья ИГ Коми НЦ УрО РАН, за исключением трех последних образцов, состав которых был получен в той же лаборатории методом классического химического анализа.

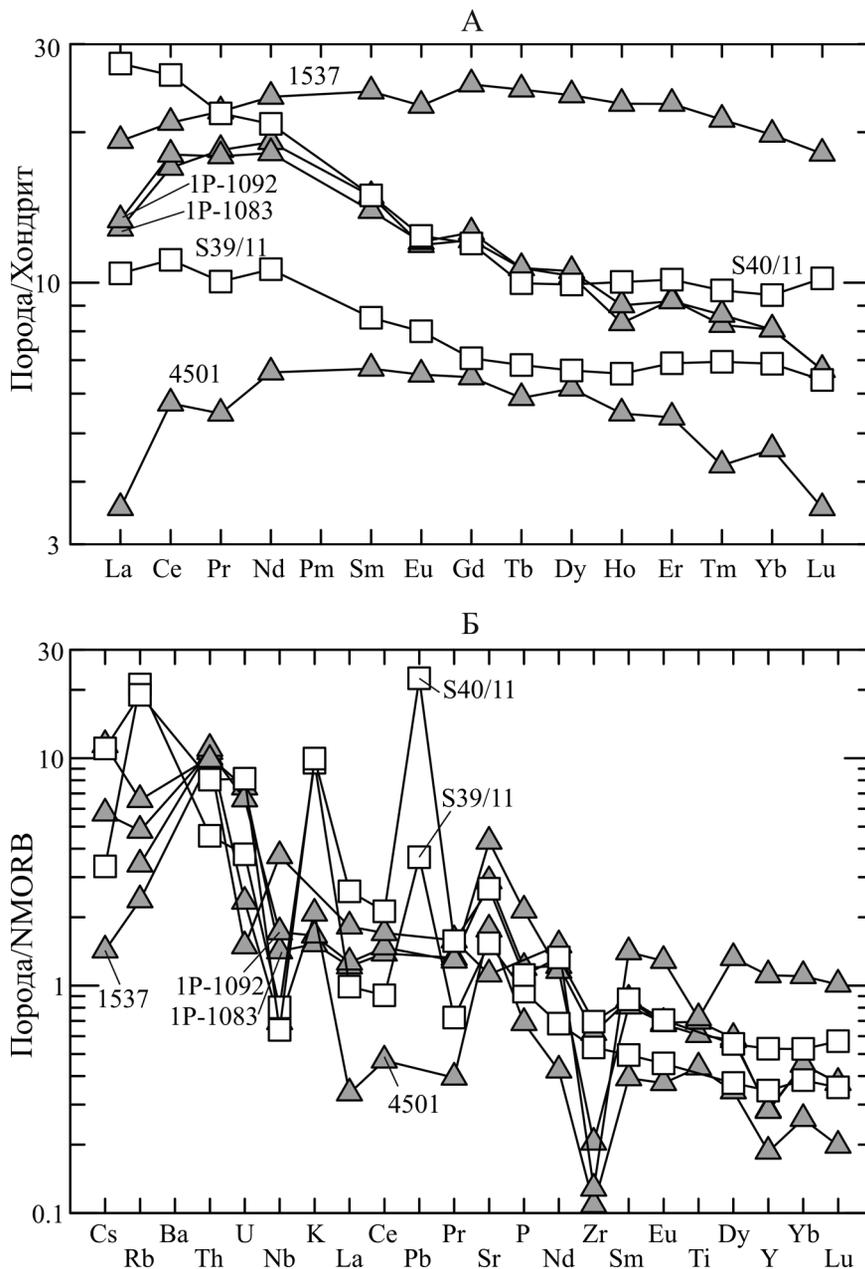


Рис. 3. Графики распределения РЗЭ (А) и спайдерграммы элементов-примесей (Б) для пород устьконгорской и малоуральской свит. Содержание микроэлементов для устьконгорской свиты взято из (Государственная геологическая..., 2010). Нормировано к хондриту CI и NMORB, по (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения см. рис. 2

силурийские строматопоры и амфипоры. Верхняя часть свиты датирована по многочисленным находкам фоссилий, характерных для лоховского яруса нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона (Лупанова, Маркин, 1964; Ремизова, Ремизов, 2009). Определен U-Pb возраст индивидуальных кристаллов циркона из участвующих в строении разреза малоуральской свиты андезитов на р. Танью и туфов на р. Кевсоим (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) – 394 ± 6 и 402 ± 9 млн лет (Ремизов и др., 2010) соответственно. Эти датировки хорошо согласуются с палеонтологическими данными.

По химическому составу (табл. 2) вулканические и вулканомиктовые породы малоуральской свиты относятся к ряду нормальной щелочности (Na, реже K-Na тип щелочности) и соответствуют

андезибазальтам и андезитам, реже – базальтам (рис. 2, А) толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 2, Б–Г). Они характеризуются низким содержанием TiO_2 (0,4–0,9%) и значительными вариациями концентраций FeO^* (6,6–15,3%), MgO (2,4–7%), Na_2O (0,8–5,2%), K_2O (0,2–1,7%). Суммарное содержание РЗЭ в вулканитах малоуральской свиты составляет 24–47 мкг/г (табл. 3). В андезибазальтах и туфах андезитов отмечается слабое обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых (La_n/Yb_n – 1,52–2,90) при слабом обогащении легкими РЗЭ относительно средних (La_n/Sm_n – 1,23–1,83) и близкими содержаниями средних и тяжелых РЗЭ (Dy_n/Yb_n – 0,97–1,05) (рис. 3, А). Породы малоуральской свиты характеризуются повышенным относительно среднего состава NMORB содержа-

нием крупноионных элементов (Cs, Rb, Pb, Sr), Th и U при близком содержании легких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd) и пониженных концентрациях некоторых высокочarged элементов (Zr, Y, Ta, Nb, Sm, Eu, Dy, Yb, Lu) (рис. 3, Б). Особенно хорошо проявлены отдельные максимумы по Pb, K и Sr и мини-

Таблица 3

Микроэлементный состав пород устьконгорской и малоуральской свит, мкг/г

Компонент	Устьконгорская свита, по данным (Государственная геологическая..., 2010)				Малоуральская свита, данные авторов	
	Андезитобазальт 1P-1083	Базальт 1P-1092	Базальт 4501	Базальт 1537	Андезитобазальт S39/11	Туф андезита S40/11
Li	2,08	1,36	1,52	3,59	—	—
Be	1,03	0,80	0,28	0,55	—	—
B	5,69	2,74	1,55	1,33	—	—
Sc	70,40	72,20	73,30	97,60	22,80	22,01
Ti	4613	5279	3317	5460	—	—
V	281	302	249	153	242	239
Cr	63,10	91,60	75,30	25,50	96,70	32,17
Mn	1880	1626	1647	2075	—	—
Co	35,48	27,49	42,93	36,66	23,36	23,74
Ni	13,99	20,42	27,93	25,98	25,78	7,68
Rb	3,67	2,69	1,91	1,33	11,81	10,64
Sr	259	387	159	101	138	240
Y	7,95	7,87	5,21	31,09	9,68	14,77
Zr	45,90	15,10	8,02	9,47	39,57	51,34
Nb	3,30	4,00	1,61	8,65	1,87	1,49
Mo	0,94	0,65	0,65	0,00	2,06	2,86
W	3,30	2,56	2,52	1,36	—	—
Cs	0,08	0,04	0,00	0,01	0,02	0,08
La	3,04	3,16	0,84	4,55	2,47	6,50
Ce	10,39	11,04	3,51	12,78	6,80	15,91
Pr	1,75	1,70	0,52	2,09	0,95	2,07
Nd	8,92	8,48	3,09	10,99	4,97	9,70
Sm	2,28	2,13	1,03	3,69	1,30	2,29
Eu	0,69	0,70	0,38	1,31	0,46	0,72
Gd	2,50	2,59	1,33	5,12	1,45	2,46
Tb	0,40	0,40	0,22	0,91	0,26	0,37
Dy	2,62	2,68	1,56	6,02	1,70	2,52
Ho	0,47	0,51	0,31	1,29	0,37	0,57
Er	1,53	1,52	0,89	3,77	1,14	1,68
Tm	0,21	0,22	0,11	0,54	0,18	0,25
Yb	1,37	1,37	0,79	3,36	1,17	1,61
Lu	0,17	0,17	0,09	0,46	0,16	0,26
Hf	1,63	0,78	0,56	0,55	2,11	1,49
Ta	1,20	0,96	0,70	0,91	1,66	0,64
Th	1,21	1,28	1,32	1,18	0,55	0,97
U	0,35	0,31	0,11	0,07	0,18	0,38
Pb	—	—	—	—	1,10	6,73

Примечание. Определения содержаний элементов-примесей в обр. S39/11 и S40/11 проведены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

мумы по Ta и Nb. По химическому составу породы малоуральской свиты близки к островодужным вулканитам. Однако следует отметить, что для пород малоуральской свиты, испытавших так же, как и вулканиты устьконгорской свиты, метаморфизм уровня зеленосланцевой фации, наиболее надежны данные по РЗЭ и другим высокозарядным элементам.

По распределению элементов-примесей вулканиты устьконгорской и малоуральской свит во многом сходны, но большая обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых, наличие более четкого Nb минимума и Pb максимума в вулканитах малоуральской свиты свидетельствуют о том, что последние могли быть сформированы в обстановке более зрелой островной дуги.

Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов

Методика исследования детритовых цирконов методом LA-ICP-MS. Исследования были проведены в двух специализированных центрах – Лаборатории инструментальных методов анализа (ЛИМА) ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и в Marine Analytical Laboratory Калифорнийского университета (г. Санта-Крус, США). Измерения проводились на магнитно-секторном ICP масс-спектрометре высокого разрешения Thermo Scientific Element XR. В Marine Analytical Laboratory использовалась установка лазерной абляции Photon Machines Analyte.N с эксимерным лазером с длиной волны 193 нм и камерой Helex-2, измерения проводились по методике, изложенной в (Соловьев и др., 2015; Sharman et al., 2013). В ЛИМА для лазерной абляции применялась установка UP-213 (New Wave Research) по методике (Хубанов и др., 2016).

Датирование выполнено по индивидуальным зернам циркона, имплантированным в эпоксидную смолу. Зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические изображения и фотографии в катодных лучах. В качестве внешних стандартов измерялись следующие эталоны цирконов: для обр. K11-11 – стандарт 91500 (1065 млн лет (Wiedenbeck et al., 1995) в ЛИМА, а для обр. U22-12 – стандарт R33 (419 млн лет (Black et al., 2004)) в Marine Analytical Laboratory. В качестве контрольного образца в обеих лабораториях был взят эталон Plešovice (337 млн лет (Sláma et al., 2008)). Его средний конкордантный возраст составил $337,2 \pm 2,1$ млн лет для обр. K11-11 и $337,4 \pm 3,2$ млн лет для обр. U22-12. В обоих случаях погрешности расчета конкордантных возрастов и средних значений изотопных отношений (на уровне 2 сигма) не превышали 2%.

Обработка данных анализа проводилась в ЛИМА с помощью программы Glitter (Griffin et al., 2008; Van Achterbergh et al., 2001), а в Marine Analytical Laboratory – в приложении Iolite для Igor Pro

(Paton et al., 2010). Для построения U-Pb диаграмм использовалось приложение Isoplot 3 (Ludwig, 2012) для программы Microsoft Excel.

Нужно отметить, что при измерениях в обеих лабораториях общий фон ^{204}Pb ($\text{Pb} + \text{Hg}$), как правило, составлял $\sim 300 \pm 10$ имп./с. Фоновые сигналы по 204 массе в среднем были не выше, чем установленный предел определения трех стандартных отклонений, поэтому коррекция по ^{204}Pb не производилась. Однако при попадании в область лазерного испарения свинецсодержащего микровключения на графиках с хроматограммой наблюдались всплески сигнала по всем изотомам свинца, в том числе по 204 массе. Кроме того, иногда отмечался рост сигнала 204 изотопа вместе с относительно высоким сигналом урана, возможно, в данном случае испарялся метамиктный участок циркона. В подобных случаях при расчете изотопных отношений участки хроматограмм, для всех измеряемых изотопов, одномоментные с высоким сигналом ^{204}Pb , исключались.

Согласно мнению (Gehrels et al., 2008), ввиду низкого сигнала ^{207}Pb для молодых цирконов (моложе 1 млрд лет) ошибка определения возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, как правило, выше 2%. Поэтому для интерпретации брался возраст, определенный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для значений менее 1 млрд лет и по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для значений более 1 млрд лет. Следует отметить, что для цирконов моложе 1 млрд лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст корректировался на наличие обыкновенного свинца ^{207}Pb -методом (Stern, 1997; Williams, 1998) с помощью функции Age7corr (Ludwig, 2012) макроса Isoplot 3, где изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ обыкновенного свинца определялось по модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) при некорректированном $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасте.

Для датировок менее 1 млрд лет для расчета дискордантности применялась формула $D = 100 * (\text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ corrected } ^{207}\text{Pb}) - 1)$, а для возрастов более 1 млрд лет – формула $D = 100 * (\text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$. Главным критерием отбора качественных анализов служил диапазон дискордантности (D) от –10 до 10.

Полная таблица измеренных изотопных отношений и возрастов доступна по запросу к И.Д. Соболеву (sobolev_id@mail.ru).

Устьконгорская свита. Для выделения цирконов была отобрана проба туффитов из нижней части стратотипического разреза устьконгорской свиты, из коренного обнажения в левом борту долины р. Хараматолоу приблизительно в одном километре вниз по течению от устья р. Макарузь (обр. K11-11, $66^{\circ}40,257'$ с.ш., $65^{\circ}15,938'$ в.д.). Туффиты зеленовато-бурого цвета образуют слой мощностью около 3,5 м в толще серовато-зеленых эффузивов основного состава. Для туффитов характерна градационная слоистость, от подошвы к кровле слоя прослеживается постепенный переход от мелкозернистых к грубозернистым разностям. Породы имеют крис-

таллокластическую псаммитовую структуру и массивную текстуру. Обломки размером 0,2–1 мм угловатые, плохо сортированные, сложены табличками и осколками зерен сильно сосюритизированного и карбонатизированного плагиоклаза (40 об.%) и ксеноморфными субизометричными зернами кварца (20 об.%). Цемент, слагающий около 40% объема породы, перекристаллизован в условиях зеленосланцевой фации и сложен хлоритом, кальцитом и мелкими иголочками актинолита.

Из пробы туффитов весом около 5 кг были выделены цирконы (85 зерен). Они представлены полуокатанными, реже хорошо ограненными идиоморфными зернами размером 50–400 мкм, прозрачными и полупрозрачными, светло-желтыми и светло-розовыми, в различной степени удлинненными ($K_{удл} - 1,5-5$). В небольшом количестве встречаются слабоудлинненные светло- и темно-розовые хорошо окатанные зерна. В катодных лучах цирконы имеют свечение в голубых и желтых тонах различной интенсивности. Преобладают зерна с осцилляционной, секториальной и сложной зональностью, иногда – с размытой осцилляционной и лоскутной зональностью, в некоторых случаях зональность отсутствует.

Датирование производилось в ЛИМА. Проанализировано 82 зерна (90 аналитических точек). Из них выбрано 72 анализа, в которых величина дискордантности (D) находится в пределах $-10\% \leq D \leq 10\%$.

U-Pb датирование показало, что цирконы в туффитах устьконгорской свиты имеют возраст от 331 до 3055 млн лет (рис. 4, А, табл. 4). Возраст одного наиболее молодого зерна отвечает визейско-серпуховскому интервалу каменноугольного периода – 331 ± 7 млн лет. Среди проанализированных зерен также присутствуют четыре зерна девонского возраста – 381 ± 9 , 383 ± 12 , 396 ± 10 и 405 ± 9 млн лет, с максимумом плотности вероятности (МПВ) 382 млн лет, один циркон раннесилурийского возраста – 433 ± 10 млн лет и одно зерно позднеордовикского возраста – 452 ± 14 млн лет. Кластер более древних зерен с возрастными 1017–2126 млн лет составляет 83%. Максимальная частота встречаемости зерен отмечается в интервалах 1152–1394 млн лет, с МПВ 1227 млн лет (средний – поздний мезопротерозой), 1461–1685 млн лет, с МПВ 1544 млн лет (конец палеопротерозоя – начало мезопротерозоя), 1750–1783 млн лет, с МПВ 1766 млн лет (конец палеопротерозоя), 1906–2009 млн лет, с МПВ 1971 млн лет (средний палеопротерозой). Возраст пяти наиболее древних зерен – неоархейский (2650–2703 млн лет, с МПВ 2675 млн лет) и мезоархейский (3055 ± 59 млн лет).

Малоуральская свита. Для изучения и датирования детритовых цирконов из обломочных пород малоуральской свиты нами была отобрана проба из коренного выхода вулканических песчаников этой свиты в верховьях руч. Погрымшор, вблизи высоты с абсолютной отметкой 318,3 м (обр. U22-12,

$65^{\circ}52,608'$ с.ш., $63^{\circ}28,022'$ в.д.) (рис. 1). Серые тонкозернистые песчаники образуют здесь прослой мощностью 15–20 см, чередуясь с бордовыми туфоалевролитами и туфопелитами.

Песчаники вулканические, тонкослоистые (толщина слоев 2–3 мм) имеют алевро-псаммитовую структуру. Более лейкократовые слои сложены несортированными угловатыми обломками размером 0,05–0,30 мм, преобладающий размер обломков – 0,1–0,2 мм, наиболее крупные достигают величины 0,4–1,3 мм. Обломки представлены кристаллокластами плагиоклаза состава An_{37-40} (60 об.%), титаномагнетита и гематита (10 об.%), клинопироксена (1 об.%), а также литокластами вулкаников основного состава (20 об.%), вулкаников среднего и кислого состава (7 об.%), гранитов с микрографической структурой (1 об.%), долеритов (1 об.%). Между этими обломками расположены обломки хлоритизированных вулкаников основного состава, часто зажатые и расплюснутые между более твердыми зернами. В обломочной части более меланократовых прослоев повышено содержание вулкаников основного состава.

Из пробы было выделено и исследовано в Marine Analytical Laboratory 49 зерен циркона (54 анализа) размером 100–200 мкм. Результаты по 18 анализам, в которых величина дискордантности не удовлетворяла условию $-10 \leq D \leq 10$, были отброшены. Среди оставшихся 33 зерен циркона (36 анализов) преобладают светло-желтые и светло-розовые, удлинненные бипирамидально-призматические, хорошо ограненные, неокатанные или частично окатанные прозрачные зерна. Остальные цирконы (около 7%) – это розовые эллипсоидные хорошо окатанные зерна. В катодных лучах цирконы имеют различное по интенсивности свечение. Преобладают зерна с контрастной, хорошо выраженной осцилляционной зональностью и темно-серые и черные с однородным внутренним строением. Значительно реже встречаются зерна с лоскутной и секториальной зональностью.

В выборке присутствуют зерна различного возраста – от 419 до 2733 млн лет (рис. 4, Б, табл. 5). Возраст наиболее молодого зерна 419 ± 30 млн лет (силурийско-девонский). Наибольшее (50%) количество датировок попадает в интервал 475–658 млн лет с двумя МПВ – около 504 млн лет (средний–поздний кембрий) и 602 млн лет (эдиакарий). Возрасты двух зерен – 730 ± 52 и 763 ± 53 млн лет – соответствуют криогению. Цирконы с более древними мезо-палеопротерозойскими возрастными (1167–1893 млн лет) составляют около 42%. Максимальная частота встречаемости датировок отмечается в интервалах 1167–1332 млн лет (средний – поздний мезопротерозой), 1480–1767 млн лет (начало мезопротерозоя). На эти интервалы приходится несколько МПВ – 1191, 1331, 1499, 1583, 1764, 1884 млн лет. Возраст одного наиболее древнего зерна – 2733 ± 29 млн лет (неоархей).

Результаты U–Pb изотопного анализа зерен детритового циркона из туфитов устьконгорской свиты Полярного Урала, обр. К11-11

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения				RbO	Возраст				D, %						
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$, млн лет	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет	Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$, млн лет								
64	0,06	0,0584	0,0025	0,428	0,017	0,0531	0,0011	0,53	544	92	362	12	334	7	331	7	9
67	0,25	0,0572	0,0032	0,482	0,026	0,0611	0,0014	0,44	498	123	399	18	382	9	381	9	5
10	0,26	0,0597	0,0052	0,507	0,042	0,0617	0,0018	0,36	593	182	417	29	386	11	383	12	9
18	0,17	0,0549	0,0037	0,480	0,031	0,0633	0,0016	0,38	410	147	398	21	396	10	396	10	1
79	0,91	0,0555	0,0028	0,496	0,023	0,0648	0,0015	0,48	431	108	409	16	405	9	405	9	1
74	0,56	0,0550	0,0027	0,527	0,024	0,0694	0,0015	0,48	412	106	430	16	433	9	433	10	-1
86	0,48	0,0602	0,0051	0,605	0,049	0,0730	0,0022	0,37	609	179	481	31	454	13	452	14	6
61	0,64	0,0731	0,0043	1,705	0,096	0,1691	0,0043	0,45	1017	118	1010	36	1007	24	1017	118	1
31	0,39	0,0782	0,0044	2,210	0,119	0,2050	0,0052	0,47	1152	110	1184	38	1202	28	1152	110	-4
47	0,38	0,0784	0,0055	2,119	0,142	0,1961	0,0058	0,44	1157	135	1155	46	1154	31	1157	135	0
3	0,33	0,0788	0,0030	2,204	0,079	0,2029	0,0041	0,57	1166	75	1182	25	1191	22	1166	75	-2
46	0,46	0,0788	0,0032	2,187	0,084	0,2014	0,0042	0,54	1166	80	1177	27	1183	23	1166	80	-1
51	0,74	0,0792	0,0051	2,229	0,138	0,2041	0,0057	0,45	1177	125	1190	43	1197	31	1177	125	-2
78	0,35	0,0795	0,0046	2,175	0,120	0,1983	0,0051	0,46	1185	112	1173	38	1166	27	1185	112	2
4	0,44	0,0798	0,0028	2,331	0,077	0,2118	0,0042	0,60	1192	69	1222	23	1239	22	1192	69	-4
77	0,37	0,0802	0,0042	2,386	0,120	0,2157	0,0052	0,48	1202	103	1238	36	1259	28	1202	103	-5
16	0,44	0,0806	0,0031	2,282	0,084	0,2054	0,0042	0,56	1211	76	1207	26	1205	23	1211	76	1
42	0,36	0,0808	0,0035	2,401	0,098	0,2156	0,0047	0,53	1216	84	1243	29	1258	25	1216	84	-3
71	0,38	0,0808	0,0040	2,428	0,114	0,2178	0,0050	0,49	1218	96	1251	34	1270	27	1218	96	-4
81	0,37	0,0809	0,0043	2,353	0,118	0,2109	0,0050	0,48	1220	102	1229	36	1233	27	1220	102	-1
75	0,73	0,0810	0,0043	2,286	0,114	0,2047	0,0049	0,48	1221	102	1208	35	1201	26	1221	102	2
43	0,46	0,0813	0,0045	2,212	0,118	0,1974	0,0050	0,47	1228	107	1185	37	1161	27	1228	107	6
15	0,30	0,0815	0,0030	2,425	0,085	0,2159	0,0044	0,58	1232	73	1250	25	1260	23	1232	73	-2
85	0,38	0,0815	0,0045	2,404	0,125	0,2139	0,0053	0,47	1233	106	1244	37	1250	28	1233	106	-1
20	0,39	0,0815	0,0033	2,470	0,094	0,2198	0,0046	0,56	1234	78	1263	27	1281	24	1234	78	-4

Продолжение табл. 4

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения				RhO	Возраст				D, %						
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет	Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$, млн лет								
35	0,20	0,0817	0,0035	2,375	0,097	0,2109	0,0046	0,53	1238	83	1235	29	1234	24	1238	83	0
49	0,46	0,0819	0,0040	2,203	0,103	0,1950	0,0045	0,50	1244	95	1182	33	1148	25	1244	95	8
89	0,55	0,0821	0,0048	2,171	0,120	0,1918	0,0049	0,46	1247	112	1172	39	1131	27	1247	112	10
62	0,62	0,0822	0,0040	2,245	0,103	0,1981	0,0045	0,50	1250	93	1195	32	1165	24	1250	93	7
34	0,23	0,0829	0,0039	2,325	0,103	0,2035	0,0046	0,51	1266	89	1220	31	1194	25	1266	89	6
30	0,37	0,0832	0,0037	2,450	0,104	0,2134	0,0048	0,53	1274	87	1257	31	1247	25	1274	87	2
83	0,33	0,0835	0,0049	2,518	0,141	0,2187	0,0057	0,46	1280	113	1277	41	1275	30	1280	113	0
38	0,31	0,0837	0,0037	2,526	0,107	0,2189	0,0049	0,53	1286	86	1280	31	1276	26	1286	86	1
28	0,50	0,0850	0,0033	2,768	0,100	0,2361	0,0049	0,57	1316	74	1347	27	1366	25	1316	74	-4
25	0,33	0,0867	0,0036	2,789	0,108	0,2332	0,0050	0,55	1354	79	1353	29	1351	26	1354	79	0
5	0,37	0,0868	0,0037	2,906	0,117	0,2428	0,0054	0,55	1356	81	1383	30	1401	28	1356	81	-3
90	0,41	0,0871	0,0049	2,731	0,146	0,2274	0,0057	0,47	1362	107	1337	40	1321	30	1362	107	3
19	0,26	0,0886	0,0035	2,641	0,097	0,2163	0,0045	0,57	1394	74	1312	27	1262	24	1394	74	10
50	0,29	0,0917	0,0037	3,311	0,124	0,2619	0,0054	0,55	1461	75	1484	29	1500	28	1461	75	-3
23	0,44	0,0922	0,0035	3,304	0,116	0,2599	0,0053	0,58	1471	71	1482	27	1489	27	1471	71	-1
40	0,44	0,0940	0,0036	3,524	0,126	0,2720	0,0056	0,57	1507	71	1533	28	1551	28	1507	71	-3
53	0,41	0,0941	0,0043	3,614	0,155	0,2785	0,0063	0,53	1511	84	1553	34	1584	32	1511	84	-5
39	0,63	0,0944	0,0041	3,317	0,136	0,2547	0,0057	0,54	1517	81	1485	32	1463	29	1517	81	4
41	1,08	0,0947	0,0041	3,455	0,140	0,2647	0,0058	0,54	1521	80	1517	32	1514	30	1521	80	1
73	2,42	0,0951	0,0059	3,575	0,214	0,2726	0,0078	0,48	1530	115	1544	47	1554	39	1530	115	-2
44	0,67	0,0957	0,0042	3,431	0,141	0,2601	0,0058	0,54	1541	81	1512	32	1491	30	1541	81	3
57	0,43	0,0963	0,0044	3,534	0,154	0,2662	0,0061	0,52	1553	85	1535	34	1521	31	1553	85	2
68	0,50	0,0965	0,0048	3,695	0,172	0,2776	0,0066	0,51	1558	91	1570	37	1579	33	1558	91	-1
52	0,40	0,0974	0,0040	3,646	0,141	0,2713	0,0057	0,55	1576	76	1560	31	1548	29	1576	76	2
54	0,57	0,0991	0,0049	3,758	0,175	0,2749	0,0066	0,52	1608	90	1584	37	1566	33	1608	90	3

Окончание табл. 4

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения			RhO	Возраст				D, %					
		$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Rb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb} \pm 2\sigma$, млн лет	$^{207}\text{Rb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет	$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет	Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$, млн лет						
72	0,71	0,0994	4,010	0,187	0,2927	0,0069	0,50	1612	1636	38	1655	34	1612	91	-3
69	0,41	0,0995	3,650	0,158	0,2659	0,0059	0,51	1615	1560	34	1520	30	1615	85	6
45	0,45	0,0996	3,680	0,218	0,2679	0,0078	0,49	1617	1567	47	1530	40	1617	113	6
48	0,85	0,1034	3,953	0,242	0,2774	0,0084	0,50	1685	1625	50	1578	43	1685	115	7
32	0,57	0,1071	4,688	0,180	0,3175	0,0070	0,57	1750	1765	32	1778	34	1750	74	-2
33	0,58	0,1071	4,642	0,161	0,3143	0,0064	0,59	1751	1757	29	1762	32	1751	67	-1
80	1,95	0,1081	4,623	0,226	0,3100	0,0076	0,50	1768	1754	41	1741	37	1768	93	2
17	0,60	0,1090	4,804	0,159	0,3197	0,0065	0,61	1783	1786	28	1788	32	1783	64	0
70	0,42	0,1167	5,734	0,245	0,3563	0,0080	0,52	1906	1937	37	1964	38	1906	81	-3
56	0,72	0,1200	5,692	0,238	0,3438	0,0078	0,54	1957	1930	36	1905	38	1957	78	3
21	0,51	0,1202	6,108	0,195	0,3685	0,0073	0,62	1959	1991	28	2023	34	1959	61	-3
27	0,34	0,1203	5,874	0,210	0,3542	0,0075	0,60	1960	1957	31	1955	36	1960	67	0
2	0,83	0,1222	5,997	0,193	0,3559	0,0072	0,63	1989	1975	28	1963	34	1989	61	1
26	0,46	0,1234	5,890	0,230	0,3462	0,0079	0,59	2006	1960	34	1916	38	2006	72	5
7	0,67	0,1236	6,350	0,201	0,3724	0,0074	0,63	2009	2025	28	2041	35	2009	60	-2
58	0,54	0,1304	6,705	0,289	0,3728	0,0088	0,55	2104	2073	38	2043	41	2104	79	3
12	0,41	0,1321	6,853	0,395	0,3762	0,0124	0,57	2126	2093	51	2058	58	2126	102	3
9	1,27	0,1797	13,406	0,469	0,5410	0,0123	0,65	2650	2709	33	2788	52	2650	60	-5
8	1,53	0,1816	13,032	0,420	0,5205	0,0109	0,65	2668	2682	30	2701	46	2668	56	-1
13	0,30	0,1823	12,506	0,397	0,4976	0,0102	0,65	2674	2643	30	2603	44	2674	56	3
66	0,84	0,1855	13,791	0,630	0,5390	0,0139	0,56	2703	2735	43	2779	58	2703	78	-3
22	0,67	0,2304	19,377	0,697	0,6099	0,0147	0,67	3055	3061	35	3070	59	3055	59	0

Примечание к табл. 4–5. В колонке «Возраст для интерпретации» для цирконов моложе 1 млрд лет рассчитывался возраст $^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$, скорректированный по ^{207}Rb ; для цирконов древнее 1 млрд лет рассчитывался возраст $^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$ без коррекции. Остальные данные для изученных проб могут быть получены у первого автора.

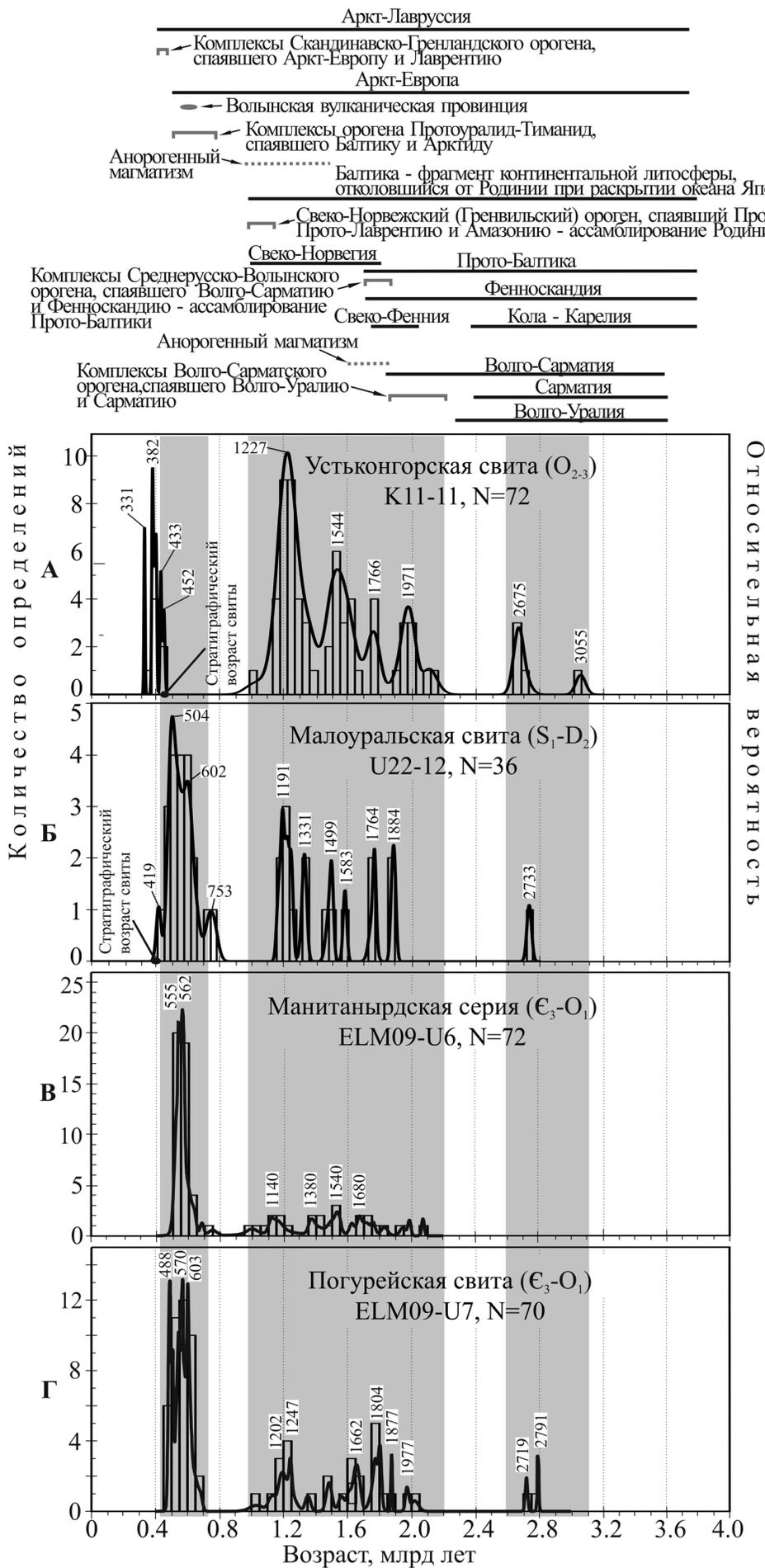


Рис. 4. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов детритовых цирконов из вулканогенно-терригенных пород устьконгорской (А) и малоуральской (Б) свит Войкарской зоны Восточно-Уральской мегазоны, а также песчаников манитанырдской серии (В) Бельско-Елецкой зоны Западно-Уральской мегазоны и погурейской свиты (Г) Лемвинской зоны Западно-Уральской мегазоны (Соболева и др., 2012). Над графиками отрезками отмечены временные диапозоны основных фаз тектогенеза и проявления магматической активности в пределах Восточно-Европейского кратона, использована схема из работы (Кузнецов и др., 2014). Серым цветом показаны сходные возрастные интервалы для большинства гистограмм

Таблица 5

Результаты U-Pb изотопного анализа зерен детритового циркона из песчаников малодуральской свиты Полярного Урала, обр. U22-12

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RbO	Возраст				D, %				
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет						
54	0,43	0,0565	0,0016	0,533	0,037	0,0672	0,0049	0,22	482	36	434	24	419	29	419	30	4
40	1,30	0,0553	0,0011	0,571	0,039	0,0763	0,0056	0,85	427	25	459	25	474	33	475	34	-3
14	0,11	0,0650	0,0033	0,738	0,071	0,0799	0,0058	0,93	663	52	530	22	496	34	491	35	8
12	0,16	0,0623	0,0012	0,681	0,046	0,0798	0,0058	0,76	680	27	527	28	495	34	492	35	7
11	0,18	0,0579	0,0013	0,662	0,045	0,0815	0,0059	0,53	533	35	515	28	505	35	505	36	2
58	0,22	0,0613	0,0013	0,698	0,047	0,0819	0,0059	0,40	630	30	536	28	508	35	505	36	6
17	0,21	0,0588	0,0012	0,668	0,045	0,0830	0,0060	0,42	554	27	520	27	514	36	514	36	1
6	0,68	0,0586	0,0012	0,686	0,046	0,0856	0,0062	0,36	540	26	531	28	529	37	529	37	0
20	0,17	0,0577	0,0011	0,690	0,046	0,0866	0,0062	0,61	518	22	532	28	536	37	536	37	-1
45	0,19	0,0576	0,0013	0,697	0,048	0,0885	0,0064	0,61	518	29	538	29	547	38	547	39	-2
46	0,29	0,0635	0,0012	0,802	0,054	0,0918	0,0067	0,52	724	28	598	31	566	39	563	40	6
55	0,06	0,0591	0,0011	0,759	0,051	0,0924	0,0066	0,57	572	27	574	29	569	39	569	40	1
19	1,15	0,0613	0,0014	0,808	0,055	0,0965	0,0070	0,41	648	30	602	31	594	41	592	42	2
27	0,21	0,0590	0,0012	0,790	0,054	0,0967	0,0070	0,58	569	26	591	31	595	41	596	42	-1
60	0,63	0,0669	0,0016	0,922	0,064	0,0992	0,0072	0,46	821	33	663	34	610	42	605	43	10
28	0,67	0,0629	0,0017	0,875	0,060	0,1007	0,0073	0,18	708	35	637	32	619	43	617	44	3
21	1,13	0,0629	0,0013	0,890	0,060	0,1024	0,0074	0,50	704	32	647	32	628	43	627	44	3
23	0,76	0,0595	0,0015	0,877	0,060	0,1072	0,0078	0,37	586	33	639	33	657	45	658	47	-3
34	0,78	0,0612	0,0015	1,005	0,071	0,1195	0,0088	0,65	644	30	703	36	727	51	730	52	-4

Окончание табл. 5

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения				RbO	Возраст				D, %				
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$, млн лет	Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$, млн лет					
9	0,37	0,0700	1,218	0,083	0,1265	0,0091	0,36	914	809	38	768	52	763	53	6
18	0,15	0,0788	2,175	0,150	0,2014	0,0150	0,86	1167	1174	48	1183	78	1167	25	-1
25	0,36	0,0794	2,338	0,160	0,2122	0,0150	0,62	1191	1223	48	1240	82	1191	23	-4
42	0,21	0,0796	2,467	0,170	0,2296	0,0170	0,53	1195	1262	49	1332	87	1195	24	-10
38	0,49	0,0809	2,369	0,160	0,2176	0,0160	0,55	1219	1233	47	1269	82	1219	23	-4
3	1,02	0,0820	2,174	0,150	0,1952	0,0140	0,44	1231	1172	48	1149	76	1231	30	7
57	0,53	0,0821	2,412	0,160	0,2114	0,0150	0,47	1249	1246	48	1236	81	1249	22	1
30	0,27	0,0855	2,986	0,200	0,2505	0,0180	0,84	1323	1403	52	1441	94	1323	33	-8
51	0,60	0,0856	2,587	0,170	0,2183	0,0160	0,46	1332	1298	48	1273	84	1332	26	5
44	0,34	0,0928	3,098	0,220	0,2422	0,0180	0,65	1480	1435	53	1398	92	1480	36	6
10	0,96	0,0935	3,391	0,230	0,2619	0,0190	0,50	1500	1501	53	1499	97	1500	22	0
22	0,85	0,0980	3,965	0,270	0,2958	0,0210	0,59	1582	1627	55	1670	110	1582	23	-5
48	0,59	0,1077	4,250	0,300	0,2833	0,0210	0,74	1752	1677	57	1607	100	1752	41	9
24	0,44	0,1083	5,176	0,350	0,3499	0,0250	0,61	1767	1849	58	1935	120	1767	20	-9
16	0,74	0,1148	5,200	0,350	0,3316	0,0240	0,74	1878	1852	57	1846	120	1878	23	2
37	0,76	0,1159	5,873	0,400	0,3722	0,0270	0,47	1893	1954	56	2039	130	1893	22	-7
32	0,24	0,1913	14,900	1,100	0,5564	0,0400	0,23	2733	2783	42	2851	170	2733	29	-4

Проблема установления седиментационного возраста устьконгорской свиты на основе результатов датирования детритовых цирконов

Присутствие в породах устьконгорской свиты (рис. 4, А, табл. 4) цирконов с более молодыми возрастными, чем предполагаемое время формирования самих пород, установленное по палеонтологическим находкам, можно было бы объяснить механическим загрязнением при пробоподготовке. Однако это, на наш взгляд, маловероятно, так как при дроблении и дальнейшей обработке проб были соблюдены все правила, следование которым необходимо для того, чтобы избежать контаминации проб посторонним веществом. По-видимому, в единичных зернах циркона произошло нарушение U-Pb изотопной системы в результате процесса метамиктизации или под воздействием локально проявленных гидротермальных преобразований при более поздних процессах тектоно-магматической активизации.

Самое молодое зерно циркона из туффитов устьконгорской свиты имеет визейско-серпуховский возраст (331 ± 7 млн лет), который коррелируется с началом коллизионных процессов на Полярном Урале (Кузнецов, Романюк, 2014; Пучков, 2000, 2010). О нарушениях U-Pb изотопной системы в этом цирконе можно судить по метамиктному участку циркона (табл. 6), в котором сумма анализа существенно меньше 100%. Ранне-позднедевонские (381 ± 9 , 383 ± 12 , 396 ± 10 , 405 ± 9 млн лет) датировки цирконов коррелируются с островодужным магматизмом, в результате которого были сформированы гранитоиды гигантского Собского батолита

(собский, конгорский и янослорский плутонические комплексы) (Андреичев, 1996, 2004; Андреичев, Удоратина, 2000; Буякайте и др., 1983; Ремизов и др., 2009, 2010; Соболев, 2013; Удоратина и др., 2003, 2005, 2008, 2012; Удоратина, Кузнецов, 2007). Две лландоверийско-венлокские датировки (433 ± 10 и 434 ± 13 млн лет) совпадают со временем формирования более древних островодужных вулканических малоуральской свиты и тупоугольской толщи (Прохорова и др., 1959; Прямоносков, Бороздина, 2006), а также магматических образований задугового Войкарского бассейна (Григорьев, Ремизов и др., 2010; Queiroga et al., 2016), распространенных на Полярном Урале. Всего одно зерно циркона из семи с палеозойскими возрастными имеет позднеордовикскую датировку (452 ± 14 млн лет), соответствующую фаунистически обоснованному возрасту устьконгорской свиты.

Седиментационный возраст малоуральской свиты

В песчаниках малоуральской свиты, островодужная природа которой не вызывает сомнений (Ремизов и др., 2010), присутствует один молодой циркон с силурийско-девонским возрастом (419 ± 30 млн лет) (рис. 4, Б, табл. 5). Эта датировка, вероятно, отвечает нижнему стратиграфическому пределу формирования изученных песчаников малоуральской свиты и хорошо согласуется с имеющимися палеонтологическими (Лупанова, Маркин, 1964; Прохорова и др., 1959; Прямоносков, Бороздина, 2006; Ремизова, Ремизов, 2009) и изотопными (Ремизов и др., 2010) определениями возраста свиты.

Таблица 6

Результаты микрозондового анализа зерен детритовых цирконов из туффитов устьконгорской свиты Полярного Урала, обр. К11-11

Номер анализа	SiO ₂ , мас.%	Dy ₂ O ₃ , мас.%	Yb ₂ O ₃ , мас.%	ZrO ₂ , мас.%	HfO ₂ , мас.%	P ₂ O ₅ , мас.%	UO ₂ , мас.%	Y ₂ O ₃ , мас.%	ThO ₂ , мас.%	Сумма, мас.%	Возраст, млн лет
1	32,24	0,001	0,022	66,60	1,24	0,012	0,126	0,038	0,012	100,29	331
2	32,99	0,004	0,041	64,20	1,48	0,029	0,946	0,316	0,075	100,08	331
3	31,35	0,023	0,236	59,21	1,67	0,695	1,317	1,964	0,159	96,62	331
4	33,32	0,006	0,061	64,80	1,54	0,038	0,895	0,305	0,072	101,03	331
5	32,28	0,000	0,022	66,02	1,95	0,098	0,118	0,096	0,021	100,61	331
6	32,02	0,002	0,031	66,18	1,04	0,057	0,036	0,079	0,009	99,46	381
7	32,56	0,004	0,021	65,74	1,04	0,081	0,018	0,138	0,012	99,62	1017
8	32,07	0,003	0,005	66,73	0,96	0,034	0,014	0,024	0,004	99,85	1177
9	32,50	0,002	0,012	66,12	1,14	0,046	0,022	0,041	0,008	99,90	1517
10	32,45	0,000	0,021	66,66	1,16	0,049	0,047	0,072	0,017	100,48	—
11	32,90	0,000	0,016	66,06	1,28	0,036	0,025	0,046	0,007	100,37	1238
12	32,51	0,002	0,010	66,40	1,12	0,024	0,020	0,046	0,000	100,13	1266
13	32,57	0,002	0,006	66,40	1,04	0,004	0,035	0,007	0,004	100,06	—
14	32,56	0,003	0,029	65,85	0,94	0,086	0,024	0,135	0,019	99,63	1356
15	32,48	0,002	0,023	66,85	1,29	0,061	0,028	0,085	0,015	100,83	—
16	32,59	0,003	0,006	66,18	1,02	0,008	0,000	0,004	0,000	99,80	3055
17	32,76	0,004	0,013	66,46	0,99	0,045	0,011	0,094	0,008	100,39	2104

Примечание. Микрозондовые исследования выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

Возможные источники древних цирконов в обломочных породах устьконгорской и малоуральской свит

Среди исследованных детритовых цирконов из пород устьконгорской и малоуральской свит содержится значительное количество зерен с возрастaми 1,0–3,1 млрд лет (устьконгорская свита – 90%, малоуральская свита – 39%). Сравнение распределений этих древних датировок цирконов из обеих свит с применением теста Колмогорова-Смирнова (K-S теста) (табл. 7, рис. 5) показало идентичность этих распределений ($P(KS) = 0,970$). Это сходство свидетельствует о том, что детритовые цирконы с возрастaми 1,0–3,1 млрд лет, вероятнее всего, поступали в осадочные бассейны, в которых накапливались обломочные породы устьконгорской и малоуральской свит, из близких по составу (или одних и тех же) питающих провинций.

Цирконы с возрастaми 1,0–3,1 млрд лет (за исключением интервала 2,2–2,4 млрд лет) типичны для кристаллических комплексов палеоконтинента Балтика – древнего остова Восточно-Европейской платформы. Единичные нео- и мезоархейские

цирконы с возрастaми 2,7–3,1 млрд лет соответствуют времени формирования магматических и метаморфических комплексов блока Кола-Карелия, позже вошедшего в состав Фенноскандии, и сопоставимы по возрастaм с кристаллическими комплексами Волго-Урaлии и Сармaтии (Бибикова и др., 2009; Минц и др., 2010; Bogdanova et al., 2008 и др.).

Преобладающую часть докембрийских цирконов устьконгорской и малоуральской свит составляют зерна с возрастaми 1,0–2,0 млрд лет. В работах (Романюк и др., 2013, 2014; Kuznetsov et al., 2014) описана последовательность событий, зафиксированных на Балтике в комплексах и структурах этого временного интервала. В частности, здесь произошло формирование Волго-Сарматского орогена, соединившего Волго-Урaлию и Сармaтию, проявление анорогенного магматизма в пределах Сармaтии, становление кристаллических комплексов Свеко-Фении и образование Фенноскандии, формирование Среднерусско-Волынского орогена, спаявшего Волго-Сармaтию и Фенноскандию (ассамблирование Протобалтики), образование кристаллических комплексов Свеко-Норвегии, внедрение анорогенных гранитоидов в пределах Фенноскан-

Таблица 7

Результаты K-S-теста для возрастaм детритовых цирконов (≥ 1 млрд лет)

Серия, свита	Устьконгорская свита (K11-11)	Малоуральская свита (U22-12)	Погурейская свита (ELM09-U6)	Манитаньрдская серия (ELM09-U7)
Устьконгорская свита (K11-11)		0,970	0,920	0,407
Малоуральская свита (U22-12)	0,970		0,865	0,685
Погурейская свита (ELM09-U6)	0,920	0,865		0,836
Манитаньрдская серия (ELM09-U7)	0,407	0,685	0,836	

Примечание. Построение кумулятивных кривых распределения и проведение K-S-теста выполнены в программе MS Excel (Guynn, Gehrels, 2010); <http://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron//home>.

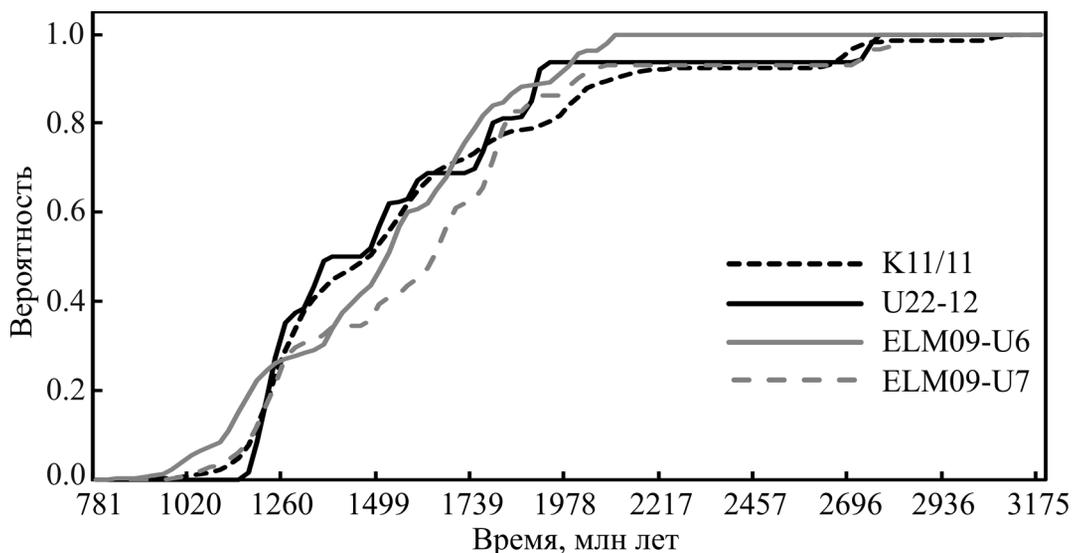


Рис. 5. Кумулятивные кривые изотопных возрастaм детритовых цирконов из туффитов устьконгорской свиты (обр. K11-11) и песчаников малоуральской свиты (обр. U22-12) (данные приведены в настоящей работе), погурейской свиты (обр. ELM09-U6) и манитаньрдской серии (обр. ELM09-U7), данные из (Соболева и др., 2012)

дии, формирование Свеко-Норвежского (Гренвильского) орогена и продолжающееся становление Родинии. Результаты конкретных исследований, на основе которых восстановлена эта последовательность событий, изложены в работах (Баянова и др., 2002; Бибикина и др., 1995; Богданова и др., 2006; Пушкарев и др., 1978; Терехов, Балугев, 2011; Bogdanova et al., 2008; Claesson et al., 2001; Gorbachev, Bogdanova, 1993 и др.).

Цирконы с возрастом 475–763 млн лет обнаружены в породах малоуральской свиты. Цирконы с позднепротерозойско-эдиакарскими возрастными соответствуют времени формирования вулканогенных и plutонических образований Большеземельской активной окраины Арктиды, а с позднеэдиакарско-раннекембрийскими возрастными – коллизионных комплексов протоуралид-тиманид (Кузнецов, 2009; Кузнецов и др., 2005, 2006, 2007; Kuznetsov et al., 2014). Цирконы с позднекембрийско-раннеордовикскими возрастными могли поступать из магматических пород, связанных с континентальным рифтогенезом, проявившимся на рубеже кембрия и ордовика на уральской окраине Аркт-Европы (Соболева и др., 2012; Soboleva, Udoratina, 2010 и ссылки в этих работах).

Распределения возрастов детритовых цирконов из исследованных образцов палеозойских островодужных вулканогенно-терригенных пород Мало-

уральской подзоны Полярного Урала (рис. 4, А, Б) близки к распределениям, установленным ранее для цирконов из верхнекембрийско-нижнеордовикских песчаников манитаньрдской серии (рис. 4, В) и погурейской свиты (рис. 4, Г) Полярноуральского сегмента Западно-Уральской мегазоны (Соболева и др., 2012). Максимальное сходство наблюдается для мезопротерозойско-архейских возрастов. Применение К-S теста (табл. 7, рис. 5) для части возрастных наборов, включающих лишь датировки цирконов древнее 1 млрд лет, показало, что P(KS) составляет 0,920 для устьконгорской и погурейской свит, 0,407 для устьконгорской свиты и манитаньрдской серии, 0,865 для малоуральской и погурейской свит, 0,685 для малоуральской свиты и манитаньрдской серии. Это свидетельствует о преобладании близких по составу питающих провинций, поставлявших обломочный материал как на уральскую континентальную окраину Аркт-Европы (начиная со среднего силура – Аркт-Лавруссии), так и в ордовикско-девонские вулканогенные породы Полярноуральской островной дуги. Такая ситуация представляется возможной, если взять за основу геодинамическую модель (Кузнецов, Романюк, 2014), согласно которой в процессе позднекембрийско-раннеордовикского рифтинга от уральского края Аркт-Европы откололся микроконтинент, отделенный от нее Войкарским спрединговым бассейном.

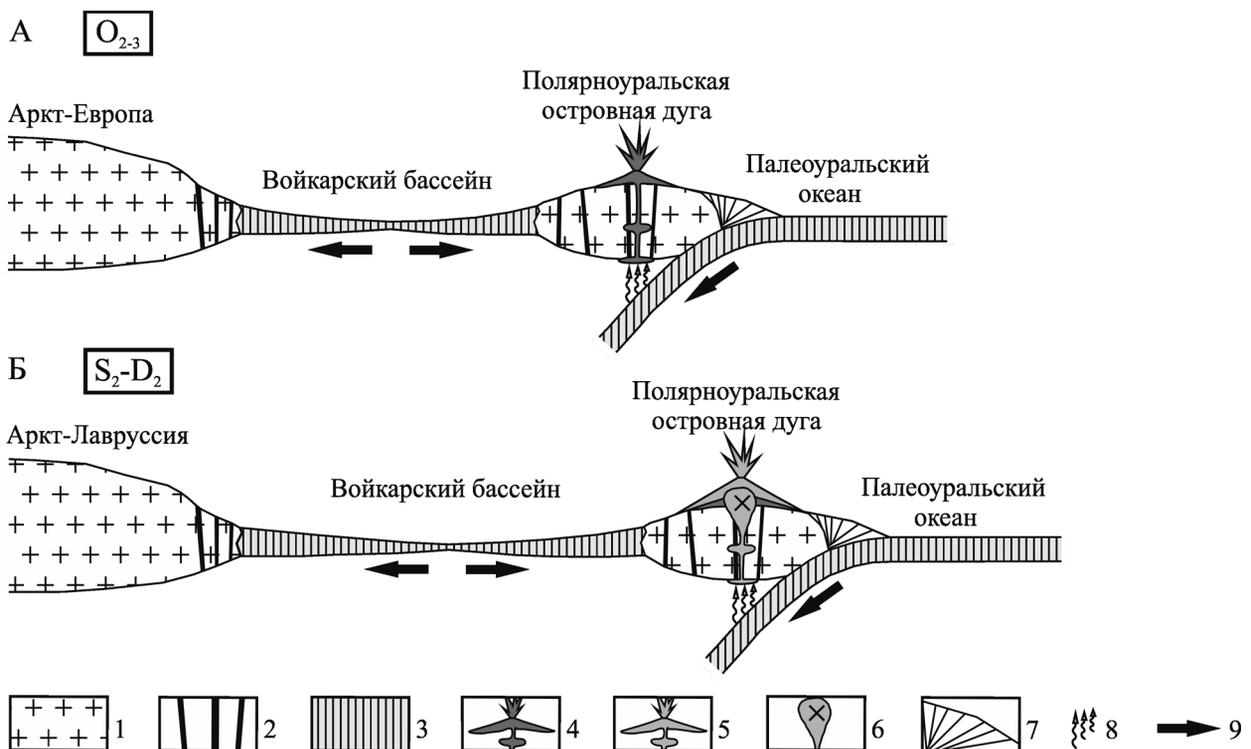


Рис. 6. Палеотектонические реконструкции Полярноуральской островодужной системы, по (Кузнецов, Романюк, 2014), с изменениями. А, Б – палео профили вкост Полярно-Уральского сегмента Уральского орогена на моменты времени: А – для среднего – позднего ордовика; Б – для позднего силура – среднего девона. 1 – континентальная кора; 2 – позднекембрийско-раннеордовикские рифтогенные магматические образования; 3 – океаническая кора; 4 – средне-верхнеордовикские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования устьконгорской свиты; 5 – верхнесилурийско-среднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования малоуральской свиты; 6 – позднесилурийско-девонские гранитоиды, габброиды и монцитонитиды Собского батолита; 7 – образования аккреционной призм; 8 – дегидратация слэба. Жирными стрелками указаны направления относительного движения плит

По нашим представлениям, со среднего – позднего ордовика началось формирование островной дуги на этом микроконтиненте, и зона субдукции стала погружаться под микроконтинент со стороны палеоокеана (рис. 6, А), а Вокарский бассейн с новообразованной корой океанического типа трансформировался в задуговой бассейн.

Наличие в изученных силурийско-девонских песчаниках цирконов с неопротерозойско-раннеордовикскими возрастными свидетельствами о том, что в строении микроконтинента, на котором в середине ордовика заложилась Полярноуральская островная дуга, участвовали магматические комплексы активной окраины Арктиды, коллизионные комплексы протоуралид-тиманид и рифтогенные комплексы раннего этапа эволюции уралид (рис. 6, А, Б). Детритовые цирконы с более древними возрастными могли поступать как из блоков кристаллического фундамента Аркт-Европы, участвовавших в строении этого микроконтинента, слагающего докембрийское структурное основание (фундамент) Полярноуральской дуги, так и из неопротерозойско-ниж-

непалеозойских осадочных пород, содержащих древний рециклированный обломочный материал и также входивших в состав этого микроконтинента.

Существование докембрийского фундамента в основании Полярноуральской вулканической островной дуги дополнительно подтверждается присутствием единичных ксеногенных цирконов (617 ± 6 , 2860 ± 24 млн лет) в раннедевонских диоритах собского комплекса (рис. 6, Б) из района Петропавловского месторождения (Соболев и др., 2017), а также наличием ксеногенных докембрийских цирконов в островодужных вулканитах войкарской свиты (Ремизов и др., 2010).

Исследования проведены за счет средств Программы фундаментальных исследований РАН (проект 15-18-5-57) «Главный Уральский разлом и его обрамление как индикаторы многостадийной эволюции аккреционно-коллизионного Уральского орогена», РФФИ «Мой первый грант» (проект 16-35-00552), Программы президиума РАН П.ЗП «Арктика». Анализ микроэлементов выполнен за счет гранта РНФ (проект 16-17-10251).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреичев В.Л.* Рубидий-стронциевая геохронология гранитоидного магматизма Войкарского вулcano-плутонического пояса // Закономерности эволюции Земной коры: Тез. докл. Междунар. конф., посвященной 60-летию Науч.-исслед. ин-та Земной коры. СПб.: СПбГУ, 1996. Т. II. С. 11–28.
- Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
- Андреичев В.Л., Удоротина О.В.* Новые данные о возрасте гранитоидов конгорского комплекса (Полярный Урал) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии. Москва, ИГЕМ РАН. М.: ГЕОС, 2000. С. 28–30.
- Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф.* и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита // Геология рудных районов Мурманской области. Приложение № 3. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2002. 53 с.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р.М.* и др. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 6. С. 68–78.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В.* и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 3–16.
- Богданова С.В., Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* и др. Проект EUROBRIDGE: палеопротерозойская аккреция и коллизия коры в Фенноскандии и Сарматии. Геология и геофизические образы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. Очерки по региональной геологии России / Ред. Н.И. Павленкова. М.: РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ, 2006. С. 221–290.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г.* Субшелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
- Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н.* и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 376. М.: Наука, 1983. 183 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Объяснит. зап. / Ред. Л.Л. Подсосова, А.П. Казак. СПб., 2001. 213 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 – Воркута. Объяснит. зап. / Ред. В.П. Водолазская. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVIII. Объяснит. зап. / Ред. Г.А. Петров. Салехард, Управление по недропользованию по Ямало-Ненецкому автономному округу. Екатеринбург, 2010. 159 с.
- Григорьев С.И., Ремизов Д.Н.* Кэршорский габброидный комплекс и проблема офиолитов Полярного Урала // Мат-лы XI Всероссийского петрографического совещ. / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 191–192.
- Дедеев В.А.* Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала (Шучьинский синклиниорий) // Геологический сб. 4. Тр. ВНИГРИ. Вып. 131. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 111–137.
- Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдаваницев Ю.Е.* Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. № 1. С. 28–34.
- Добрецов Н.Л., Молдаваницев Ю.Е., Казак А.П.* и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западных Саян). Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.

- Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард. Объяснит. зап. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
- Кузнецов Н.Б.* Комплексы проторуалит-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ИФЗ РАН, 2009. 49 с.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89, вып. 5. С. 56–70.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В.* и др. Первые U-Pb-данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников Уральских алмазоносных россыпей) // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 4. С. 427–432.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В.* Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция проторуалит-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В.* и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Проторуалиты, Тиманиды и доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В.* и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Часть 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.
- Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В., Андреев В.Л.* Палеозойское изотопное омоложение комплексов дооруалит и проблема эволюции восточной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое // Вестн. Воронежск. ун-та. Сер. геол. 2000. № 3 (9). С. 15–19.
- Лупанова Н.П., Маркин В.В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинали (восточный склон Полярного Урала) // Тр. Геол. музея им. А.П. Карпинского АН СССР. Вып. 12. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1964. 175 с.
- Мансуров Р.Х.* Строение минерализованных зон Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал) // Вестн. Пермск. ун-та. Геол. 2016. Т. 4, № 33. С. 49–69.
- Милиц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С.* и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. 808 с.
- Охотников В.Н.* Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.
- Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 5. С. 23–46.
- Перевозчиков Б.В.* Генетические типы габброидов южного обрамления массива Рай-Из // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 74. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1974. С. 49–58.
- Прохорова К.И., Бельков Л.А., Ли Л.В.* Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 листа Q-41-XVII. Отчет о работе Полярно-Уральской партии № 4, проведенной в 1958 г. ТФИ по ТО, 1959. 105 с.
- Прямоносов А.П., Бороздина Г.Н.* Первые находки конodontов в устьконгорской свите (Войкарская СФЗ, Полярный Урал) // Уральский геол. журн. 2006. № 3 (51). С. 49–51.
- Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Бороздина Г.Н.* Стратотип устьконгорской свиты Войкарской СФЗ (восточный склон Полярного Урала) // Уральский геол. журн. 2010. № 3 (75). С. 11–14.
- Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала» / Ред. Н.А. Богданов М.: ГИН АН СССР, 1978. 165 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
- Ремизов Д.Н.* Гранитоидный магматизм Шучьинского района Полярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 111 с.
- Ремизов Д.Н.* Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.
- Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю.* и др. Магматизм Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Мат-лы XV геол. съезда Республики Коми. Т. II / Ред. Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 322–324.
- Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Ремизова С.Т.* Войкарская островодужная система Полярного Урала // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Мат-лы XI Всероссийского петрографического совещ. / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 172–173.
- Ремизова С.Т., Ремизов Д.Н.* Стратиграфия Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Мат-лы XV геол. съезда Республики Коми. Т. II / Ред. Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 50–52.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В.* и др. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2014. Т. 459, № 3. С. 340–344.
- Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б.* и др. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского аниклинали (Южный Урал) // Докл. АН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642–645.
- Савельев А.А.* Геология и хромитовосность Войкарско-Сыньинского массива (Полярный Урал). Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1974. 25 с.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкарско-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.
- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 404. М.: Наука, 1987. 245 с.

Сирин Н.А. Магматизм Приполярного и Полярного Урала. М.: Гостехиздат, 1962. 288 с.

Скляр Е.В., Гладкоуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Соболев И.Д. Новые данные об особенностях состава и возрасте пород Конгорского массива (Полярный Урал) // От минералогии до геохимии. Сб. научных трудов к 130-летию со дня рождения академика Александра Евгеньевича Ферсмана / Ред. И.Г. Емельянов. Киев: Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины, 2013. С. 186–191.

Соболев И.Д., Латышев А.В., Викентьев И.В. и др. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов и первые палеомагнитные данные из интрузивных пород месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто, Полярный Урал // Металлогения древних и современных океанов – 2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Мат-лы XXIII молодежн. науч. школы / Ред. В.В. Масленников, И.Ю. Мелекесцева. Миасс: Ин-т минерал. УрО РАН, 2017. С. 210–213.

Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л. и др. Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралит (Полярный Урал) // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 5. С. 570–576.

Соловьев А.В., Зайончек А.В., Супруненко О.И. и др. Эволюция источников сноса триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа: U/Pb LA-ICP-MS датирование обломочного циркона из скважины Северная // Литология и полезн. ископ. 2015. № 2. С. 113–128.

Старков В.Д. Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 148 с.

Терехов Е.Н., Балуев А.С. Постскладчатый магматизм (1,85–1,7 млрд лет) восточной части Балтийского щита: корреляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19, № 6. С. 26–43.

Удоротина О.В., Кузнецов Н.Б. Собский плагиогранитный комплекс Полярного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 3. С. 49–59.

Удоротина О.В., Кузнецов Н.Б., Андричев В.Л., Посохов В.Ф. Изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах Собского массива (Полярный Урал) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Мат-лы V Российской конф. по изотопной геохронологии. Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 356–358.

Удоротина О.В., Кузнецов Н.Б., Ларионов А.Н., Шишкин М.А. U-Pb возраст плагиогранитоидов Собского массива (Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. № 5 / Ред. Л.В. Махлаев, А.Ф. Хазов. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 52–62.

Удоротина О.В., Кузнецов Н.Б., Матуков Д.И. Возраст гранитоидов Янаслорского массива: U-Pb данные // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Мат-лы V Всерос. конф. / Ред. А.И. Чернышов. Томск: ЦНТИ, 2005. Вып. 5. Т. 1. С. 135–142.

Удоротина О.В., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б. Собский плагиогранитоидный комплекс Полярного Урала: первые Sm-Nd изотопные данные // Стрoение литосферы и геодинамика: Мат-лы XX Всерос. молод. конф. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 189–191.

Хубанов В.Б., Буянтеев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магмати-

ческих комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геол. и геофиз. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.

Язев Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. Vol. 205. P. 115–140.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 23–45.

Claesson S., Bogdanova S.W., Bibikova E.V., Gorbatschev R.M. Isotopic evidence of Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 1–18.

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 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. Vol. 9. Q03017. doi:10.1029/2007GC001805.20.

Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 3–22.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Ed. P.J. Sylvester. Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues // Mineral. Assoc. Canada. Short Course. 2008. Vol. 40. P. 308–311.

Guynn J., Gehrels G. Comparison of detrital zircon age distribution using the K-S test visualization and representation of age-distribution data histograms. 2010. <http://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home>.

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S., Romanyuk T.V. New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea region, East-European craton): unraveling the timing of the onset of the Arctica-Baltica collision // Intern. Geol. Rev. 2014. Vol. 56, N 16. P. 1945–1963. DOI: 10.1080/00206814.2014.977968.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. Vol. 27. P. 745–750.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2012. N 5. 75 p.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Am. J. Sci. 1974. Vol. 274. P. 321–355.

Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62. P. 53–62.

Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C. et al. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. Vol. 11. P. 1–36. DOI: 10.1029/2009GC002618.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from Kastamonu area, Northern Turkey // Contr. Mineral. Petrol. 1976. Vol. 58. P. 63–81.

Queiroga G., Martins M., Kuznetsov N. et al. Timing of lower crust generation in the Voykar ophiolite massif, Polar Urals, Russia: U-Pb (LA-ICP-MS) data from plagiogranite zircons // Ofioliti. 2016. Vol. 41, N 2. P. 75–84. DOI: 10.4454/ofioliti.v41i2.443.

Slma J., Koller J., Condon D.J. et al. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. P. 1–35.

Sharman G.R., Graham S.A., Grove M., Hourigan J.K. A reappraisal of the early slip history of the San Andreas fault, central California, USA // *Geology.* 2013. Vol. 41. P. 727–730.

Soboleva A.A., Udoratina O.V. Neoproterozoic and early Paleozoic A-type rhyolites and granites in the Subpolar and Polar Urals // *International Conference on A-type Granites and Related Rocks through Time (IGCP-510). Abstr. Vol. / Eds. O.T. Ramo, S.R. Lukkari, A.P. Heinonen.* Helsinki: Helsinki University Print, 2010. P. 101–103.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26, N 2. P. 207–221.

Stern R.A. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation //

Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 10. Geol. Surv. Canada. Current Res. 1997–F. 1997. P. 1–31.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and Processes. Magmatism in the Ocean Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS / Ed. P.J. Sylvester. Short course // *St. John's Mineral. Assoc. Canada.* 2001. Vol. 29. P. 239–243.

Wiedenbeck M., All P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newslett.* 1995. N 19. P. 1–23.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Сведения об авторах: *Соболев Иван Дмитриевич* – мл. науч. сотр. лаб. геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН, *e-mail:* sobolev_id@mail.ru; *Соболева Анна Алексеевна* – канд. геол.-минерал. наук, доцент, ст. науч. сотр. лаб. петрографии ИГ Коми НЦ УрО РАН, *e-mail:* aa_soboleva@mail.ru; *Удоратина Оксана Владимировна* – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. лаб. петрографии ИГ Коми НЦ УрО РАН, *e-mail:* udoratina@geo.komisc.ru; *Канева Татьяна Анатольевна* – канд. геол.-минерал. наук, науч. сотр. лаб. петрографии ИГ Коми НЦ УрО РАН, *e-mail:* ta_kaneva@mail.ru; *Куликова Ксения Викторовна* – канд. геол.-минерал. наук, доц., рук. лаб. петрографии ИГ Коми НЦ УрО РАН, *e-mail:* forolinal@yandex.ru; *Викентьев Илья Владимирович* – докт. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. лаб. геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН, *e-mail:* ilyavikentev@rambler.ru; *Хубанов Валентин Борисович* – канд. геол.-минерал. наук, науч. сотр. лаб. инструментальных методов анализа ГИН СО РАН, *e-mail:* khubanov@mail.ru; *Буянтуев Молон Димитович* – инж. лаб. инструментальных методов анализа ГИН СО РАН, *e-mail:* molon2@rambler.ru; *Хоуриган Джеремей Кейт (Hourigan Jeremy Keith)* – associate professor, Earth and Planetary Sciences Department, University of California, Santa Cruz. California, USA, *e-mail:* hourigan@ucsc.edu