

УДК 550.93, 550.4, 551.24

## ДВА ЭТАПА СБОРКИ СУПЕРКОНТИНЕНТА ПАНГЕЯ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ: ПЕРВЫЕ U/Pb (LA-ICP-MS) И <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЯРКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА

© 2023 г. И. Д. Соболев<sup>1,\*</sup>, А. С. Новикова<sup>2</sup>, И. В. Викентьев<sup>1</sup>, В. С. Шешуков<sup>2</sup>,  
А. С. Дубенский<sup>2</sup>, А. В. Травин<sup>3</sup>, Д. А. Варламов<sup>4</sup>, академик РАН Н. С. Бортников<sup>1</sup>

Поступило 28.10.2022 г.

После доработки 31.10.2022 г.

Принято к публикации 01.11.2022 г.

На Полярном Урале известны немногочисленные и небольшие по размерам гранитоидные тела (яркеуский, яйюский и погурейский комплексы), которые принято относить к этапу уральской коллизии. Их каменноугольно-раннепермский возраст, в большинстве случаев, основан на методически устаревших K/Ar-датировках, а также предполагается по полевым геологическим взаимоотношениям. Нами исследованы монцонитоиды Яркеуского петротипического массива — одного из наиболее крупных таких интрузивов, и для него впервые получены позднедокембрийские U–Pb LA-ICP-MS (по циркону) и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (по амфиболу) возрасты — 687 ± 3 и 669 ± 8 млн лет, соответственно. Водонасыщенный флюидный режим (наличие магматического амфибола и высокое содержание в нем воды — 4.5–5.6 мас. %), гипабиссальные условия формирования ( $P = 2.1–3.5$  кбар,  $T = 871–960^\circ\text{C}$ ), особенности химического состава монцонитоидов (низкие содержания TiO<sub>2</sub> (0.6–0.8 мас. %), CaO (3.6–6.3 мас. %), высокие — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16.6–18.0 мас. %) и K<sub>2</sub>O (1.7–4.6 мас. %), обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокочargedных и редкоземельных элементов, Ta–Nb-минимум и Pb-максимум), а также металлогеническая специализация на Cu и Mo (±Pb, Hg, Au), свидетельствуют о формировании пород яркеуского комплекса в надсубдукционной обстановке в достаточно мощной континентальной коре. Изотопные часы в этих монцонитоидах запечатлили два этапа сборки суперконтинента Пангея: самый ранний этап — позднедокембрийский, когда на Большеземельской активной окраине Арктиды формировались монцонитоиды, и один из поздних — средне-позднекаменноугольный этап, на котором породы претерпели метаморфизм вследствие закрытия Палеоуральского океана и начала коллизии между Аркт-Лаврусией и Сибирью.

*Ключевые слова:* поздний докембрий, островодужный и коллизионный магматизм, Полярный Урал, U/Pb- и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-датирование, Пангея, Большеземельская активная окраина Арктиды, монцониты яркеуского комплекса

DOI: 10.31857/S2686739722602423, EDN: SQSRXQ

### ВВЕДЕНИЕ

Геодинамика коллизионных процессов (включая их последовательность и возраст) на севере Урала является дискуссионной проблемой. Важ-

ным маркером коллизионных событий является гранитоидный магматизм. На Полярном Урале присутствует большое разнообразие кремнекислых магматических пород, относящихся к двум геодинамическим циклам Уилсона — протоуральско-тиманскому (позднедокембрийско-раннекембрийскому) и уральскому (палеозойскому) [6]. Гранитоиды протоуральско-тиманского цикла распространены только в Западно-Уральской мегазоне и по одной из наиболее обоснованных гипотез [15] формировались на активной окраине позднедокембрийского континента Арктида, а также в обстановке коллизии Арктиды и Балтики. Островодужный магматизм (734–719 млн лет, гранитоиды I- и M-типа) сменялся аккреционным (670 млн лет, гранитоиды I-типа), а затем — магматизмом активной континентальной окраи-

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>4</sup>Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук, Черноголовка, Россия

\*E-mail: sobolev\_id@mail.ru

ны и коллизионным (~650–520 млн лет, гранитоиды А-, I- и S-типов) ([20] и ссылки в этой работе).

Наиболее ранние гранитоиды уральского цикла Уилсона (преимущественно А-типа, ~505–475 млн лет [18]) распространены в Западно-Уральской мегазоне и связаны, согласно модели [4], с континентальным рифтингом на восточной, в современных координатах, окраине раннепалеозойского континента Арктика-Европа (Арктика + Балтика). Сначала формировались океанические и раннеостроводужные гранитоиды М- и I-типов (490–444 млн лет ([4, 7] и ссылки в этих работах)), а затем – позднеостроводужные гранитоиды I-типа (435–382 млн лет ([8, 20] и ссылки в этих работах), которые распространены только в Тагило-Магнитогорской мегазоне. На заключительных стадиях эволюции Уральского палеоокеана, в позднедевонско-каменноугольное время, шла аккреция Полярноуральской островодужной системы к Арктика-Лавруссии, которая сопровождалась метаморфизмом с возрастом 360–355 млн лет [13] и постаккреционным магматизмом 349–334 млн лет [9]. В позднекаменноугольно-пермское время произошла континентальная коллизия между Арктика-Лавруссией и Сибирью, которая на Полярном Урале зафиксирована преимущественно в виде позднекаменноугольно-раннетриасового омоложения изотопных возрастов ([4] и ссылки в этой работе) и в виде проявлений средне-позднекаменноугольного ( $313 \pm 10$  млн лет) базитового магматизма [9].

Коллизионные гранитоиды каменноугольно-пермского возраста широко представлены и хорошо изучены на восточном склоне Южного и Среднего Урала ([6, 12] и ссылки в этих работах), в то время как на Северном, Приполярном и Полярном Урале эти образования, по всей видимости, перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. На Полярном Урале известны немногочисленные и небольшие по размерам гранитоидные тела (яркеуский, яйюский и погурейский комплексы), которые принято относить к этапу уральской коллизии. Их возраст, в большинстве случаев, основан на геологических данных и на методически устаревших К/Аг-датировках [1, 2]. Настоящая работа содержит новые минералого-геохимические и изотопно-геохронологические данные для монцонитоидов Яркеуского массива, считавшегося петротипическим и единственным интрузивом средне-позднекаменноугольного [1] яркеуского комплекса, выделенного В.В. Григорьевым и В.А. Душиным в 1989 г.

Яркеуский массив расположен в Западно-Уральской мегазоне Полярного Урала, в 13 км к северу от поселка Харп (рис. 1 а, б), среди докембрийских пород Харбейского блока. Массив размером  $6 \times 3$  км слагает большую часть горы Яркеу

(рис. 1 в), образуя вытянутую в меридиональном направлении структуру с элементами концентрической зональности среди позднедокембрийских плагиогранитоидов харбей-собского комплекса, с которыми он имеет нечеткие, “постепенные”, согласно [1], контакты. В составе Яркеуского массива выделяют три интрузивные фазы: монцогаббро и субщелочные габбро (1-я фаза); монцониты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты (2-я фаза), слагающие наибольшие объемы массива; а также маломощные дайки камптонитов (3-я фаза).

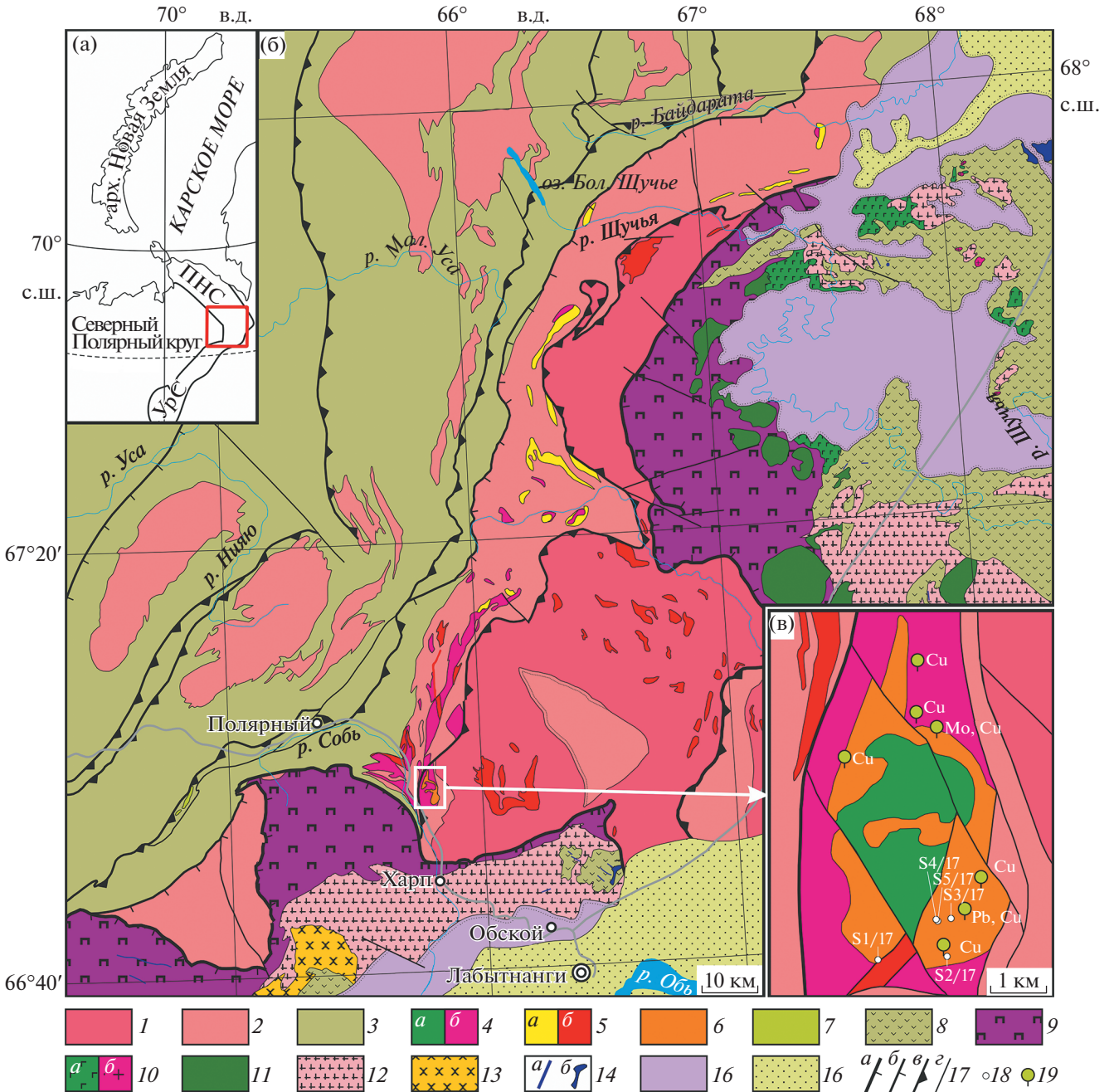
В металлогеническом отношении массив Яркеу находится в пределах субмеридиональной Харбейско-Лонготьюганской редкометальной минерагенической зоны с молибденитовыми рудопроявлениями, а в одном из них, Ханмейском проявлении (вкрапленность молибденита с подчиненным халькопиритом), молибденитовый концентрат содержит до 1178 г/т рения [1]. На г. Яркеу, помимо этого, отмечена целая серия халькопиритовых проявлений, находящихся в монцодиоритах или вблизи их контактов. В 1.5 км к северо-западу от северного окончания выхода монцодиоритов отмечена зона сферантит-галенитовой вкрапленности в плагиогранит-порфирах, а на южном склоне г. Яркеу в шлиховых пробах выявлены знаки киновари, а в отдельных местах – и самородного золота [1].

На основании результатов К/Аг-изотопного датирования навески калиевого полевого шпата с плагиоклазом из кварцевых монцонитов, получен возраст  $310 \pm 10$  млн лет (московский век, а с учетом погрешности – конец башкирского – начало гжельского века каменноугольного периода) [1], который на современных геологических картах принят для яркеуского комплекса. В то же время, основываясь на геологических наблюдениях, М.А. Шишкин и соавт. [2] высказали предположение о том, что монцонитоиды г. Яркеу относятся к позднедокембрийскому харбей-собскому комплексу.

Для уточнения условий и времени формирования яркеуского комплекса нами проведены петрографические, минералого-геохимические и изотопно-геохронологические (U/Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) исследования роговообманковых кварцевых монцодиоритов второй фазы Яркеуского массива.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографические особенности и минеральный состав пород изучались в прозрачных шлифах методами оптической микроскопии в ИГЕМ РАН (Москва). Составы амфибола и изображения амфибола и циркона в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE) получены на электронном сканирующем микроскопе “Tescan Vega-II



**Рис. 1.** Расположение и геологическое строение северной части Полярного Урала. а – географическая врезка. Уральское складчато-надвиговое сооружение – УрС, Пайхойско-Новоземельское складчато-надвиговое сооружение – ПНС, красным квадратом показана исследованная северная часть Полярного Урала; б – геологическая карта северной части Полярного Урала, составлена на основе [2, 3]; в – детальная геологическая схема Яркусского массива (г. Яркеу), составлена по данным геологического картирования [1]. 1–7 – образования Западно-Уральской мегазоны: 1–2 – метаморфические породы (1 – раннедокембрийские, 2 – позднедокембрийские), 3 – палеозойские преимущественно осадочные породы, 4 – габброиды (а) и гранитоиды (б) позднедокембрийского харей-собского комплекса, 5 – субщелочные граниты (а) и метаграниты (б) позднедокембрийско-раннекембрийского возраста, 6 – монцитонитовиды средне-позднекаменноугольного яркусского комплекса, 7 – габброиды и гранитоиды ййюского комплекса; 8–14 – образования Тагило-Магнитоигорской мегазоны: 8 – палеозойские вулканогенные и осадочные породы, 9 – средне-позднеордовикские (?) ультраосновные и основные породы офиолитовой ассоциации, 10 – средне-позднеордовикские габброиды (а) и гранитоиды (б) хоймпэйского комплекса, 11 – позднесилурийские габброиды харампэйско-масловского комплекса, 12 – позднесилурийско-среднедевонские габброиды и гранитоиды собского и юнъягинского комплексов, 13 – ранне-среднедевонские монцитонитовиды конгорского комплекса, 14 – каменноугольные дайки (а) и силлы (б) мусюрского и наунпэйского комплексов; 15–16 – осадочные породы Западно-Сибирской плиты: 15 – триасово-юрские, 16 – меловые, 17 – разрывные нарушения (а – Главный Уральский разлом, б–г – другие разломы); 18 – точки отбора образцов; 19 – рудопроявления.

ХМУ” с энергодисперсионным спектрометром “INCA Energy” 450 и спектрометром с волновой дисперсией “Oxford INCA Wave” 700 (ИЭМ РАН, г. Черноголовка).

Силикатный анализ пород выполнен в ИГЕМ РАН, в центре коллективного пользования (ЦКП) “ИГЕМ-Аналитика” (Москва, аналитик А.И. Якушев). Содержания в породах элементов-примесей определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ИПТМ РАН (Черноголовка, аналитик В.К. Крандашев).

Исследование морфологии зерен циркона производилось в ИГЕМ РАН (г. Москва) на бинокуляре МБС-1 и поляризационном микроскопе “Nikon” Eclipse 50i POL, оснащенный камерой “Nikon” DS-Fi1 и программой NIS-Elements F 2.30. Исследования цветной катодолюминесценции кристаллов циркона выполнены в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” (Москва, аналитик Т.И. Голованова).

U/Pb (LA-ICP-MS)-датирование выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (Москва) по методике, изложенной в работе [5]. Расчет коэффициента дискордантности производился по формуле  $D = 100 \times (\text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})/\text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$ . Главным критерием отбора качественных анализов послужил диапазон дискордантности (D) от –10 до +10 включительно.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование монофракции амфибола из кварцевых монцодиоритов выполнено в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований Сибирского отделения РАН (ЦКП МИИ СО РАН) по стандартной методике [11].

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД И СОСТАВ АМФИБОЛА

Слабо тектонизированные кварцевые монцодиориты (обр. S1/17, S4/17, S5/17) характеризуются гипидиоморфнозернистой среднезернистой структурой, массивной или слабо выраженной такситовой текстурой. Породообразующие минералы представлены сильно серицитизированным и сосюритизированным плагиоклазом (55 об. %), амфиболом (20 об. %), калиевым полевым шпатом (15 об. %) и кварцем (10 об. %). Амфибол – преимущественно магнезиальный гастингсит, реже магнезиальная роговая обманка. Акцессорные минералы – циркон и апатит.

Сильно тектонизированные разности (обр. S2/17, S3/17) имеют реликтовую бластопорфировую структуру с нематолепидогранобластовой структурой основной массы и линзовидно-полосчатую плейчатую текстуру. Реликтовые порфиroidные выделения представлены актинолитизиро-

ванным амфиболом, реже серицитизированным и сосюритизированным плагиоклазом. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых (актинолит-кварц-полевошпатовых) и меланократовых (эпидот-мусковитовых и амфиболовых) невыдержанных слойков и линзочек.

Параметры расплава, равновесного с магматическим амфиболом из слабо измененных кварцевых монцодиоритов, рассчитаны по содержанию Al в тетраэдрической позиции амфибола [17]: давление 2.1–3.5 кбар, температура кристаллизации 871–960°C, содержание воды 4.5–5.6 мас. %.

#### ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

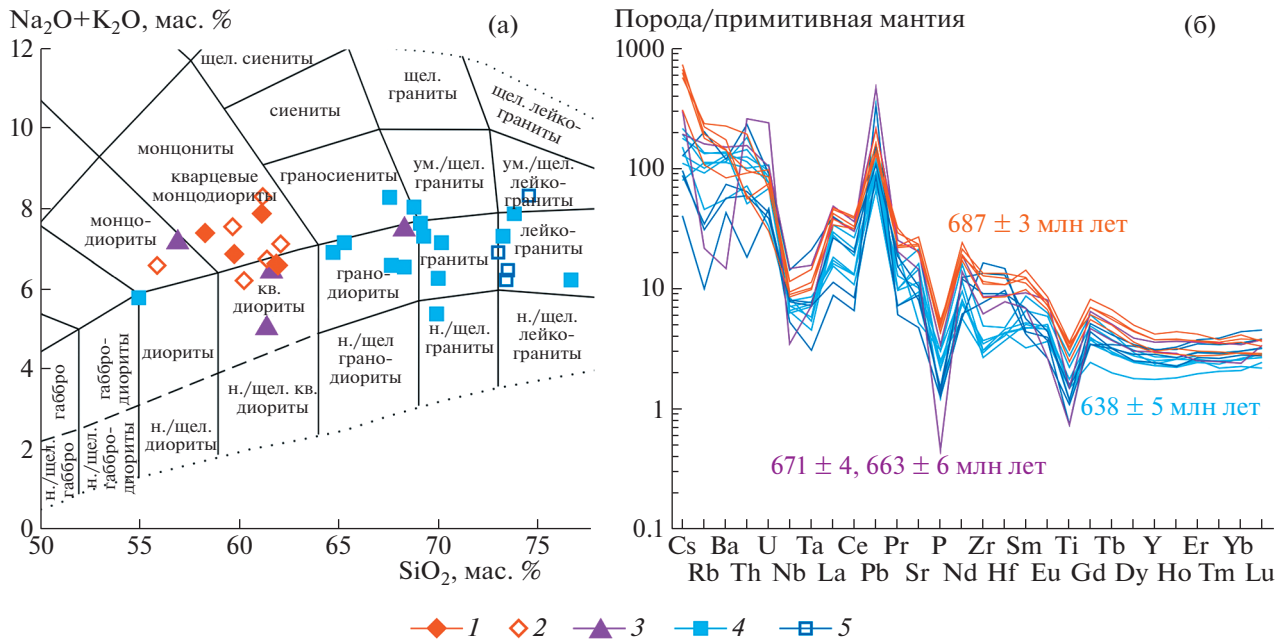
Изученные кварцевые монцодиориты – это преимущественно калиево-натриевые породы повышенной щелочности (рис. 2 а). В наиболее рассланцованных разностях (обр. S2/17) отмечаются аномально низкие значения  $\text{K}_2\text{O}$  (1.7 мас. %) и высокие  $\text{Na}_2\text{O}$  (5.2 мас. %), что, вероятно, обусловлено перераспределением щелочей в результате метаморфизма. Кварцевые монцодиориты Яркеуского массива характеризуются следующими вариациями петрогенных оксидов (в мас. %):  $\text{SiO}_2$  (58.3–61.9),  $\text{TiO}_2$  (0.6–0.8),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16.5–18.0),  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  (4.8–7.4),  $\text{MgO}$  (2.8–3.9),  $\text{CaO}$  (3.6–6.3),  $\text{Na}_2\text{O}$  (2.8–5.2),  $\text{K}_2\text{O}$  (1.7–4.6),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.2–0.3).

В кварцевых монцодиоритах отмечается высокое суммарное содержание редкоземельных (РЗЭ) элементов, которое варьирует от 130 до 167 г/т. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ демонстрирует значительное обогащение легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых –  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9.4–14.2$  и слабо выраженный дефицит Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7–0.9$ ). На мультиэлементной диаграмме (рис. 2 б), демонстрирующей распределение в породах элементов-примесей относительно состава примитивной мантии, отмечается обогащение пород крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Pb) относительно высокозарядных элементов и РЗЭ. Отчетливо проявлены Ta-Nb, P, Ti-минимумы и Pb-максимум.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ U/Pb- И $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ДАТИРОВАНИЯ

Выполнено U/Pb (LA-ICP-MS)-датирование индивидуальных зерен циркона и получен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст магматического амфибола из кварцевых монцодиоритов южной части Яркеуского петротипического массива (обр. № S4/17,  $66^\circ 56' 02.1''$  с.ш.,  $65^\circ 47' 53.6''$  в.д.).

Исследованные цирконы представлены бипирамидально-призматическими, идиоморфными, часто с округлыми оплавленными вершинами,



**Рис. 2.** Особенности химического состава plutонических пород Западно-Уральской мегазоны Полярного Урала. а – классификационная диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ . 1–2 – монцонитоиды яркеуского комплекса: 1 – наши данные, 2 – данные из [1]; 3 – гранитоиды второй фазы позднекембрийского харбей-собского комплекса [3]; 4–5 – позднекембрийские гранитоиды поднятия Енганепэ по данным [10]; 4 – массив Южный; 5 – обломки гранитоидов из конгломератов енганепэйской свиты ( $V_2\text{--}E_1$ ). б – мультиэлементная диаграмма, нормировано к примитивной мантии по [19].

прозрачными светло-желтыми зернами длиной 75–225 мкм при  $K_{\text{удл}} = 1.5\text{--}3.5$ , с большим количеством мелких включений апатита. В катодном свете циркон имеет свечение в серых и желтых тонах, сочетая в себе зональность различных видов (слабо- и умеренно-контрастную): осцилляционную, секториальную и мозаичную (“лоскутную”). В единичных зернах зональность отсутствует, либо проявлена очень слабо. В центральных частях зерен иногда присутствуют полурастворенные амбовидные ядра.

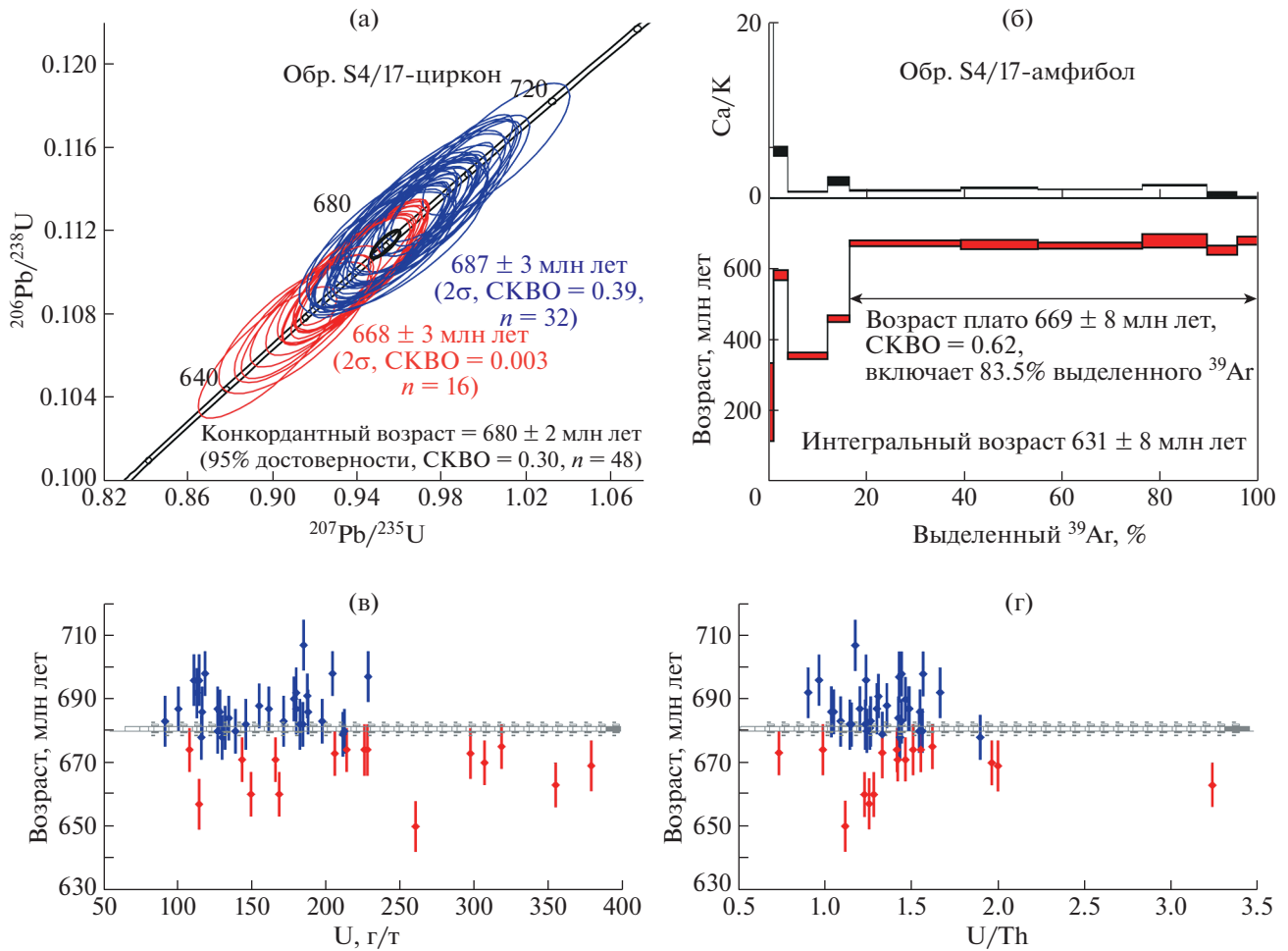
Всего проанализировано 45 индивидуальных зерен циркона (48 анализов) (рис. 3 а). Дискордантность во всех случаях не превышала 1%. Индивидуальные  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрасты датированных зерен образуют достаточно широкий диапазон – 650–707 млн лет, а средний конкордантный возраст по 48 анализам составляет  $680 \pm 2$  млн лет (доверительный интервал 95%, СКВО = 0.3). Средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст при этом составляет  $681 \pm 3$  млн лет (доверительный интервал 95%, СКВО = 2.4).

Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования первичного магматического амфибола (рис. 3 б) показали наличие в высокотемпературной части возрастного спектра устойчивого плато, состоящего из шести последовательных ступеней, составляющих 83.5% выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , с возрастом  $669 \pm 8$  млн лет (СКВО = 0.62).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

*Геодинамические условия формирования монцонитоидов.* Наличие магматического амфибола и высокие содержания в нем воды (4.5–5.6 мас. %), гипабиссальные условия формирования ( $P = 2.1\text{--}3.5$  кбар) в совокупности с особенностями химического состава пород (низкие содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ , высокие  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокочargedных и редкоземельных элементов, Ta–Nb-минимум и Pb-максимум) (рис. 2 б) свидетельствуют о формировании монцонитоидов Яркеуского массива в надсубдукционной обстановке в достаточно мощной коре (рис. 2 б, 4). По характеру распределения РЗЭ и других элементов-примесей изученные кварцевые монцодиориты сопоставимы с надсубдукционными позднекембрийскими ( $671 \pm 4$  и  $663 \pm 6$  млн лет [3]) гранитоидами харбей-собского комплекса и, в меньшей степени, – с более молодыми ( $638 \pm 5$  млн лет [10]) гранитоидами поднятия Енганепэ (рис. 2–4). Дополнительным подтверждением вероятного родства монцонитоидов Яркеуского массива с породами харбей-собского комплекса являются их одинаковая металлогенетическая специализация и повышенная металлоносность, выраженная в наличии проявлений Cu и Cu–Mo (рис. 1 в), а также единичных полиметалличе-





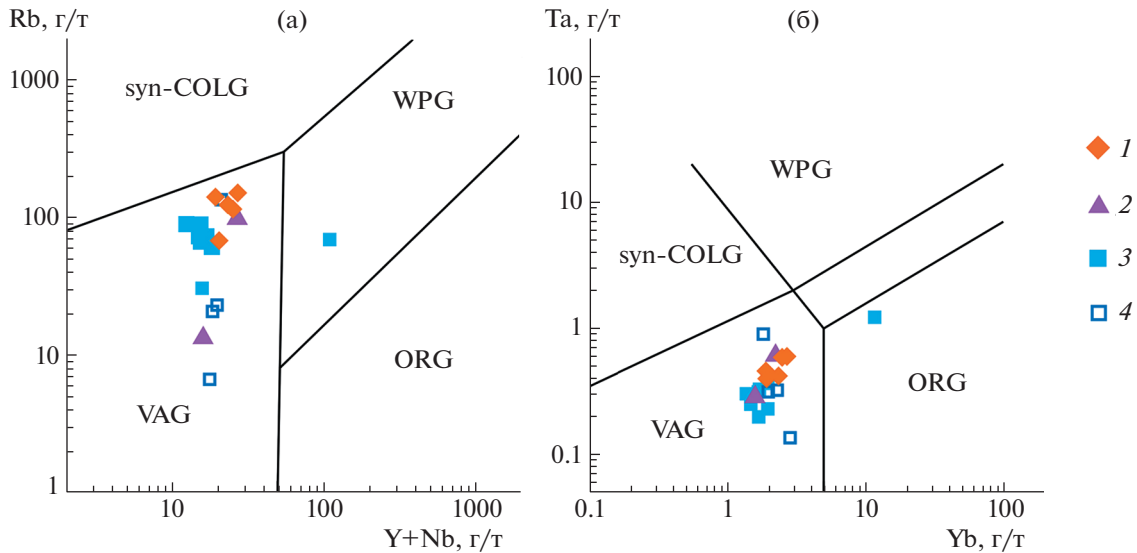
**Рис. 3.** Результаты изотопно-геохронологических исследований кварцевых монцодиоритов Яркеуского массива. а – диаграмма с конкордией для  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов циркона; б – данные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования магматического амфиболо; в – диаграмма соотношения возраста цирконов и содержания в них урана; г – диаграмма соотношения возраста цирконов и величины U/Th.

ских и ртутных – на периферии этой рудно-магматической системы.

**Возраст.** U/Pb-средневзвешенный возраст цирконов  $681 \pm 3$  млн лет можно было бы интерпретировать как время формирования монцитонитов Яркеуского массива. Однако слишком широкий разброс индивидуальных  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов (650–707 млн лет) с высокими значениями СКВО = 2.4 (для средневзвешенного возраста) позволяет предполагать, что цирконы изученной выборки могут иметь различный истинный возраст. Исследованные участки зерен циркона характеризуются значительными вариациями не только возраста, но также содержаниями U (91–379 г/т) и величинами U/Th (0.7–3.2) (рис. 3 в, г). По этим параметрам цирконы условно можно разделить на две разновозрастные группы: первую более древнюю (678–707 млн лет, 32 анализа) и вторую – более молодую (650–675 млн лет, 16 анализов) (рис. 3 а, в, г). Для цирконов первой

группы (32 анализа) характерны меньшие вариации содержаний U (91–212 г/т) и отношения U/Th (0.9–1.9) по сравнению с цирконами второй группы (16 анализов), в которых концентрации U составляют 108–379 г/т, при U/Th 0.7–3.2, причем 6 из 16 анализов характеризуются наиболее высокими содержаниями U (260–379 г/т), в трех из них отмечаются аномально высокие значения U/Th (2.0–3.2). Для каждой из этих групп рассчитан средний конкордантный возраст (рис. 3 а) –  $687 \pm 3$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.39) и  $668 \pm 3$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.003) соответственно. О частичной потере радиогенного свинца в цирконах второй группы (650–675 млн лет) могут косвенно свидетельствовать: более молодой возраст, повышенное содержание U и аномально-высокие отношения U/Th в единичных анализах [14].

Значения  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста, сопоставимые с возрастом второй группы цирконов (рис. 3 а, б),



**Рис. 4.** Диаграмма Rb – (Y + Nb) (а) и Ta – Yb (б) [16] для гранитоидов яркеуского комплекса и других гранитоидов Западно-Уральской мегазоны. 1 – монцонитоиды яркеуского комплекса; 2 – позднекембрийские гранитоиды второй фазы харьей-собского комплекса [3]; 3–4 – позднекембрийские гранитоиды поднятия Енганепэ по данным [10]: 3 – массив Южный, 4 – обломки гранитоидов из конгломератов енганепэской свиты ( $V_2-E_1$ ). Поля составов гранитоидов различных геотектонических обстановок: ORG – срединно-океанических хребтов, VAG – надсубдукционных, syn-COLG – синколлизионных, WPG – внутриплитных.

можно объяснить как более низкой температурой закрытия  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопной системы в амфиболе, так и частичным перезапуском этой изотопной системы по причине актинолитизации краевых частей зерен амфибола.

Таким образом, мы предполагаем, что полученные U/Pb- ( $668 \pm 3$  млн лет) и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - ( $669 \pm 8$  млн лет) возрасты с большей вероятностью отражают не время формирования монцонитоидов, а возраст вторичных постмагматических преобразований (частичная перекристаллизация) циркона [14] и амфибола. Среди датировок первой, более древней группы цирконов, признаки нарушения U/Pb-изотопной системы отсутствуют, поэтому полученный для этой группы цирконов конкордантный возраст ( $687 \pm 3$  млн лет), мы интерпретируем как время формирования монцонитоидов Яркеуского массива.

Полученный нами позднекембрийский возраст кварцевых монцонитоидов близок к датировкам циркона ( $671 \pm 4$  и  $663 \pm 6$  млн лет) из окружающих их надсубдукционных диоритов и плагиогранитоидов харьей-собского комплекса [3]. Таким образом, монцонитоиды г. Яркеу дополняют эволюционный тренд позднекембрийского надсубдукционного магматизма Полярного Урала. Металлогеническая специализация яркеуского комплекса – Cu-Mo ( $\pm$ Pb, Hg, Au), свидетельствующая о его формировании в надсубдукционной обстановке, закономерно вписывается в характеристику Харьейско-Лонготьюганской редкометальной минерагениче-

ской зоны [1], которая может быть кратко записана так: Cu–Mo ( $\pm$  Pb, Au, Pt, Hg, Fe). Таким образом, Яркеуский монцонитоидный массив следует относить не к каменноугольному яркеускому, а к позднекембрийскому харьей-собскому комплексу, с гранитоидами которого он имеет весьма близкие геохимические характеристики.

*Монцонитоиды г. Яркеу в контексте “сборки” суперконтинента Пангея.* В составе североуральского сегмента Уральского складчато-надвигового сооружения распространены фрагменты двух аккреционно-коллизийных орогенов: раннекембрийского – Протоуральско-Тиманского и каменноугольно-пермского – Уральского, которые фиксируют, соответственно, начальный и один из заключительных этапов “сборки” Пангеи.

Согласно тектонической концепции, развиваемой Н.Б. Кузнецовым и соавт. [15], которой придерживаемся и мы, полученные нами данные о позднекембрийском ( $687 \pm 3$  млн лет) возрасте и надсубдукционных характеристиках монцонитоидов яркеуского комплекса позволяют предполагать, что их формирование происходило на Большеземельской активной окраине Арктиды. На этом этапе геодинамической эволюции происходило закрытие Протоуральского океана, которое ознаменовало начало сборки суперконтинента Пангея.

Значительно более молодой средне-позднекаменноугольный K/Ar-возраст ( $310 \pm 10$  млн лет) пород Яркеуского массива, полученный по полевым шпатам [1], вероятно, является следствием

полного перезапуска К/Аг-изотопной системы в этих минералах, что подтверждается сильной сосюритизацией плагиоклаза в монцитонитоидах яркеуского комплекса, а также, более низкой температурой закрытия К/Аг-изотопной системы в плагиоклазе и калиевом полевоом шпате по сравнению с U/Pb-изотопной системой в цирконе и <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг-системой в магматическом амфиболе. Таким образом, средне-позднекаменноугольная (конец башкирского – начало гжельского веков) датировка полевых шпатов соответствует этапу динамотермальных событий, связанных с главным этапом уральской коллизии ([6] и др.), происходившей на заключительных стадиях амальгамации Пангеи [15].

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы, датирование зерен циркона и химический (ICP-MS, XRF) анализ пород выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-55-26009. <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг-датирование выполнено в рамках госзадания ИГМ СО РАН. Петрографические исследования пород, оптические, катодолюминесцентные и микронзондовые исследования циркона и амфибола выполнены по госзаданию ИГЕМ РАН. Выделение циркона и амфибола выполнены в рамках госзадания ГИН РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (второе издание). Серия Полярно-Уральская. Лист Q41-XII / Ред. Л. Л. Подсосова, А. П. Казак. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 213 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута) / Ред. В.П. Водолазская. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (второе издание). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской) / Ред. А.П. Казак. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.
4. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюлл. МОИП. Отдел Геол. 2014. № 5. С. 56–70.
5. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb да-

- тирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
6. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). 2010. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
7. Соболев И.Д., Шадрин А.Н., Расторгуев В.А., Козырева Д.А. Раннеостроводужные гранитоиды Шучинской зоны Полярного Урала (результаты U–Pb (SIMS) датирования цирконов) // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2017. № 1. С. 22–32.
8. Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Варламов Д.А., Хоуриган Дж.К., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Соболева Д.А. Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74. <https://doi.org/10.1134/S0016853X18050065>
9. Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С. Каменноугольный магматизм Полярного Урала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 22–28. <https://doi.org/10.31857/S2686739720100096>
10. Соболева А.А., Карчевский А.Ф., Ефанова Л.И., Кузнецов Н.Б., Гроув М., Соболев И.Д., Маурин М.В. Свидетельство позднерифейского гранитообразования на территории Полярного Урала. // ДАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 524–530.
11. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
12. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. 2013. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
13. Glodny J., Pease V., Montero P., Austrheim H., Rusin A.I. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // Geological Society London Memoirs. 2004. 30 (1). P. 87–105. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.09>
14. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. № 1. P. 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
15. Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Andreichev V.L., Hertseva M.V. Pre-Ordovician Tectonic Evolution and Volcano-Plutonic Associations of the Timanides and Northern Pre-Uralides. Northeast Part of the East European Craton // Gondwana Research. 2007. 12 (3). P. 305–323. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.021>
16. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. of Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
17. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and ap-



- plication to subduction-related volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. № 1. P. 45–66.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
18. *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)*; Helsinki, Finland, August 18–20, 2010. Abstract Volume. P. 101–103.
19. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* London. 1989. V. 42. P. 313–345.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
20. *Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuyskiy A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A.* Granitoid magmatism in the north of the Urals: U–Pb age, evolution, sources // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021. 12 (2). P. 287–309.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0525>

## TWO STAGES OF ASSEMBLY OF THE PANGEA SUPERCONTINENT IN THE POLAR URALS: FIRST U/Pb (LA-ICP-MS) AND <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar AGES OF THE YARKEU COMPLEX

**I. D. Sobolev<sup>a,#</sup>, A. S. Novikova<sup>b</sup>, I. V. Vikentyev<sup>a</sup>, V. S. Sheshukov<sup>b</sup>, A. S. Dubensky<sup>b</sup>, A. V. Travin<sup>c</sup>,  
D. A. Varlamov<sup>d</sup>, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Geological institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>d</sup>*Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: sobolev\_id@mail.ru*

In the Polar Urals, there are few small granitoid intrusions (Yarkeu, Yayu and Pogurei complexes), which are usually associated with the Ural collision. Their Carboniferous–Early Permian age, in most cases, is based on methodologically outdated K/Ar dates, and is also assumed from field geological relationships. We have studied the monzonitoids of the Yarkeu petrotypical pluton, one of the largest such intrusions, and for the first time obtained Late Precambrian U–Pb LA-ICP-MS (zircon) and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (amphibole) ages of  $687 \pm 3$ ,  $669 \pm 8$  Ma years, respectively. Water-saturated fluid regime (presence of magmatic amphibole and high water content in it, 4.5–5.6 wt %), hypabyssal formation conditions ( $P = 2.1–3.5$  kbar,  $T = 871–960^\circ\text{C}$ ), features of the chemical composition of monzonitoids (low TiO<sub>2</sub> (0.6–0.8 wt %) and CaO (3.6–6.3 wt %) contents, high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16.6–18.0 wt %) and K<sub>2</sub>O (1.7–4.6 wt %), enrichment in large-ion lithophile elements relatively high field strength and rare earth elements, Ta–Nb minimum and Pb maximum), as well as metallogenic specialization in Cu and Mo ( $\pm\text{Pb}$ , Hg, Au), indicate the formation of the rocks of the Yarkeu complex in a subduction-related setting in a fairly thick continental crust. Isotopic clocks in these monzonitoids captured two stages of the assembly of the Pangea supercontinent: the earliest stage in the Late Precambrian, when monzonitoids were formed on the active Bolshezemel margin of Arctida, and one of the final stages in the Middle to Late Carboniferous, when the rocks underwent metamorphism due to the closure of the Paleo-Ural ocean and the onset of collision between Arkt-Laurussia and Siberia.

**Keywords:** Late Precambrian, island-arc and collisional magmatism, Polar Urals, U/Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating, Pangea, active Bolshezemel margin of Arctida, monzonites of the Yarkeu complex