

УДК 551.71:551.72:550.93(470.55/.57)

**А.В. Тевелев¹, И.Д. Соболев², А.А. Борисенко³, Н.В. Правикова⁴,
А.Ю. Казанский⁵, Е.В. Коптев⁶, И.А. Кошелева⁷, Ю. Жак⁸**

НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО РИФТИНГА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ НЕПЛЮЕВСКОГО КОМПЛЕКСА

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

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

119017, Москва, Старомонетный пер., 35, стр. 2

Карлов университет, 110 00, Чехия, Прага, Старе Мято, Оплеталова, 38

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS,

119017, Moscow, Staromonetny lane, 35, bd 2

Charles University, 110 00, Czech Republic, Praga, Staré Město, Opletalova, 38

Изучен возраст цирконов (SRIMP) из раннекаменноугольных гранитоидов Неплюевского массива Южного Урала. Среди исследованных цирконов выделяются две возрастные группы: 1) от 334 до 342 млн лет; 2) от 354 до 356 млн лет. Более древние значения возраста, вероятно, соответствуют времени кристаллизации циркона из расплава, а более молодые датировки получены в результате частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе остывания массива или термального воздействия раннекаменноугольных или даже раннепермских интрузивов. Формирование неплюевского комплекса в самом начале каменноугольного периода фиксирует важнейший этап в геодинамической эволюции Южного Урала — быстрый переход от островодужного магматизма, продолжавшегося в течение всего девона, к рифтогенному, завершившемуся только в середине визейского века.

Ключевые слова: Южный Урал, гранитоиды, изотопный возраст, цирконы, ранний карбон, рифтинг.

Zircons from the Early Carboniferous granitoids of the Nepluyevka massif of the South Urals have been dated (SHRIMP). Two different age groups are distinguished among the studied zircons: 1 — from 334 to 342 Ma; 2 — from 354 to 356 Ma. The older ages probably correspond to the time of zircon crystallization from the melt, while the younger ages resulted from a partial loss of radiogenic lead by zircon during the cooling of the massif or from thermal impact of Early Carboniferous or even Early Permian intrusions. The formation of the Nepluyevka complex at the very beginning of the Carboniferous marks the most important stage in the geodynamic evolution of the Southern Urals — a rapid transition from island arc magmatism, which continued during Devonian, to riftogenic magmatism, which ended only in middle Viséan.

Keywords: Southern Urals, granitoids, isotopic age, zircons, Early Carboniferous, rifting.

Введение. Неплюевский гранитоидный массив представляет собой ключевой объект для понимания эволюции раннекаменноугольного магматизма

Южного Урала. Слагающие его породы наименее метаморфизованы относительно других раннекаменноугольных массивов, в нем представлены породы

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail: atevelev@yandex.ru*

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, науч. с.; *e-mail: sobolev_id@mail.ru*

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail: borsanya@yandex.ru*

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент, канд. геол.-минер. н.; *e-mail: npravikova@mail.ru*

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail: kazansky_alex@mail.ru*

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail: cortevegor@gmail.com*

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail: foxalbit@rambler.ru*

⁸ Карлов университет, профессор, директор института геологии и палеонтологии, руководитель группы тектоники континентов; *e-mail: jiri.zak@natur.cuni.cz*

от габбро до лейкогранитов, для которых имеются определения Rb-Sr изотопного возраста [Попов и др., 2003]. Для Неплюевского массива разработана модель его формирования в качестве сдвигового магматического дуплекса [Тевелев, Тевелев, 1996; Тевелев и др., 2006].

Общая геологическая ситуация. В строении Южного Урала принято выделять несколько мегазон (рис. 1): 1) *мегазона Предуральского краевого прогиба*, выполненная флишем и молассой средне-позднекаменноугольного–пермского возраста; 2) *Западно-Уральская мегазона* внешней складчатости, сложенная палеозойскими толщами окраины палеоконтинента; 3) *Башкирская мегазона*, представленная докембрийскими, преимущественно рифейскими комплексами; 4) *Магнитогорская мегазона*, в которой в сложных взаимоотношениях находятся палеозойские комплексы Палеоуральского океана, островных дуг и рифтовых систем; 5) *Восточно-Уральская мегазона* рассматривается обычно в качестве палеомикроконтинента с докембрийским метаморфическим основанием, отличительная черта которого — большое количество интрузивных массивов; 6) *Зауральская мегазона* представляет собой сложный коллаж разнообразных структурных элементов различной геодинамической природы [Пучков, 2000; 2010 и др.]. В современной структуре Южного Урала четыре восточные мегазоны разделены узкими шовными зонами с надвиговой и сдвиговой кинематикой [Тевелев, 2012].

Неплюевский массив расположен на западе Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала (рис. 1), которая с востока примыкает к Магнитогорской мегазоне. Палеоостроводужные комплексы Магнитогорской мегазоны представлены вулканитами ордовикского, силурийского и девонского возраста. Наибольшим распространением пользуются последние, слагающие две отдельные зоны (Восточно- и Западно-Магнитогорскую). Почти на всем протяжении они разделены Центрально-Магнитогорской зоной, которая представляет собой палеорифтовую систему раннекаменноугольного возраста [Pravikova et al., 2004], так называемый Богдановский палеорифт. Вулканическая деятельность в пределах палеорифта началась в его западной части в позднем турне, постепенно смещалась на восток, причем рифтинг в раннем визе начался уже в пределах Восточно-Уральской мегазоны, а в позднем визе перекочевал в Зауралье. Время дрейфа рифтинга на восток составило около 20 млн лет [Правикова, Тевелев, 2003].

Неплюевский интрузив плутонотипический для одноименного комплекса, он занимает площадь 18–20×12–14 км в районе населенных пунктов Неплюевка, Снежный, Каракуль, Могутовский Карталинского района Челябинской области. В Неплюевском плутоне отчетливо выделяются четыре интрузивных фазы, состав которых меняется в гомодромной последовательности: 1-я фаза — габбро и диориты, 2-я фаза — кварцевые диориты и гранодиориты,

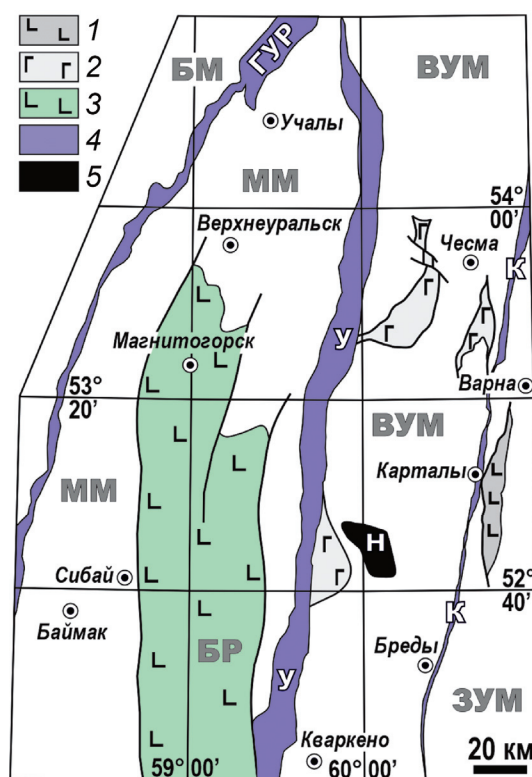


Рис. 1. Структурная схема Южного Урала: 1 — поздневизейско-серпуховские трахибазальты, 2 — ранневизейская контрастная трахибазальт-трахириолитовая серия, 3 — позднеуральско-ранневизейская трахибазальт-трахириолитовая серия, 4 — главные шовные зоны, 5 — Неплюевский массив. Буквами на схеме обозначены мегазоны: БМ — Башкирская, ММ — Магнитогорская, ВУМ — Восточно-Уральская, ЗУМ — Зауральская; шовные зоны: ГУР — Главный Уральский разлом, У — Уйская, К — Копейская; Н — Неплюевский массив

3-я фаза — адамеллиты, 4-я фаза — лейкограниты [Попов и др., 2003]. Нижняя возрастная граница Неплюевского плутона определяется активными интрузивными контактами с вмещающими терригенными породами нижнеордовикской рымникской свиты. Верхняя возрастная граница определяется наличием обломков гранитоидных пород в терригенных отложениях солнечной свиты верхнего визе [Мосейчук и др., 2003]. Кроме того, в центральной части Неплюевского массива выявлены раннепермские граниты с возрастом 278 млн лет [Попов и др., 2003].

Rb-Sr изохронный возраст всех гранитоидных пород Неплюевского плутона находится в диапазоне 346–340 млн лет, что соответствует позднему турне–раннему визе, причем изотопные значения возраста пород омолаживаются в соответствии с фазами внедрения: 2-я фаза — 346, 3-я фаза — 342 и 341, 4-я фаза — 340 млн лет [Попов и др., 2003]. Таким образом, согласно Rb-Sr изотопным датировкам продолжительность формирования массива составляет не менее 6 млн лет.

Материалы и методы исследований. Методика датирования. U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микро-

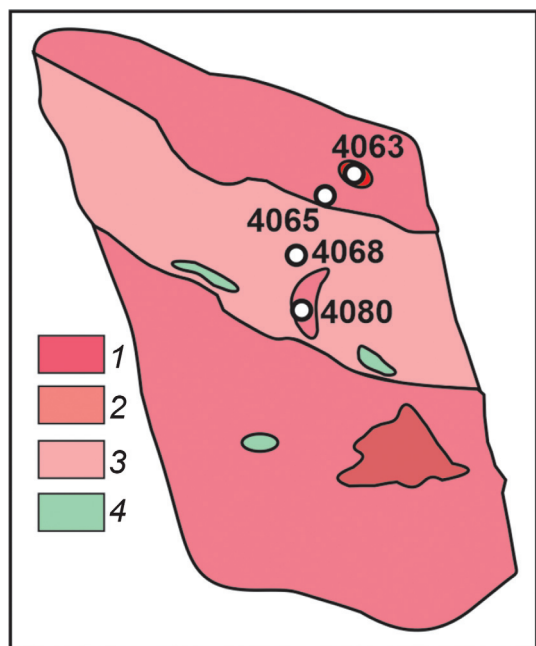


Рис. 2. Схема отбора проб в Неплюевском массиве. 1 — лейкограниты 4-й фазы, 2 — адамеллиты 3-й фазы, 3 — гранодиориты 2-й фазы, 4 — габбро 1-й фазы

зонде высокого разрешения (SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Представительные цирконы, отобранные вручную под микроскопом, были имплантированы в эпоксидную смолу (шайба диаметром 2,5 см) вместе с зернами международных цирконовых стандартов TEMORA и 91500, затем сошлифованы приблизительно на половину своей толщины и отполированы. На препарат наносили токопроводящее золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение 1 мин при силе тока 20 мА. В дальнейшем зерна цирконов документировали с использованием сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 с системой CLI/QUA2 для получения катодолюминесцентных (CL) и BSE-изображений, отражающих внутреннюю структуру и зональность цирконов. Рабочее расстояние составляло 25–28 мм, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток практически полностью сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея 4–6 нА. Ток зонда варьировали для достижения максимального контраста CL-изображения и минимизации коррозии поверхности шайбы в результате локального разогрева.

Измерения отношений U/Pb проводили по адаптированной в ЦИИ методике [Schuth et al., 2012]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, размер кратера пробоотбора 20×25 мкм при глубине до 2 мкм. U-Pb отношения нормализовали на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона $416,75 \pm 0,24$ млн лет [Black et al., 2003]. Стандарт циркона 91500 с содержанием урана 81,2 ppm и возрастом по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, равным 1062 Ma [Wiedenbeck et al., 1995], использовали как

концентрационный стандарт. Растровая очистка прямоугольного (50×65 мкм) участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение.

Погрешности единичных анализов (отношений и возраста) приводятся на уровне 1σ; погрешности вычисленных значений возраста, в том числе конкордантных, приводятся на уровне 2σ. Коррекция на нерадиоγενный свинец проводилась по измеренному ^{204}Pb и современному изотопному составу свинца в модели Стейси–Крамперса [Stacey, Kramers, 1975].

Результаты исследований и их обсуждение.

Для уточнения времени формирования неплюевского комплекса были проведены комплексные исследования кристаллов циркона из гранодиоритов (обр. 4068) 2-й и адамеллитов (обр. 4080 и 4065) 3-й интрузивных фаз (рис. 2). Все пробы отобраны строго из тех же точек и пород, из которых ранее были взяты пробы на Rb-Sr датирование. Изучена морфология зерен циркона и их внутреннее строение с использованием катодолюминесцентных изображений.

Образец 4068. Цирконы из гранодиоритов 2-й фазы неплюевского комплекса представлены прозрачными, слегка желтоватыми идиоморфными бипирамидально-призматическими, в разной степени удлиненными ($K_{\text{удл}} = 2 \div 5$) кристаллами длиной 220–350 мкм, с небольшими черными включениями. На катодолюминесцентных изображениях (рис. 3, а) цирконы характеризуются умеренным свечением с хорошо проявленной умеренно-контрастной грубой и тонкой осцилляционной зональностью, которая в центральных частях зерен часто переходит в лоскутную зональность.

Из гранодиоритов проанализировано 15 индивидуальных зерен циркона (15 локальных анализов) (рис. 3, б, табл. 1). По всем анализам получен диапазон возраста от 341 до 360 млн лет со средним значением конкордантного возраста 350 ± 3 млн лет (2σ, СКВО=0,42).

Образец 4080. Цирконы из адамеллитов 3-й фазы неплюевского комплекса представлены прозрачными, светло-желтыми идиоморфными бипирамидально-призматическими, в разной степени удлиненными ($K_{\text{удл}} = 2 \div 4,5$) кристаллами длиной 170–360 мкм, с большим количеством прозрачных и черных включений (рис. 4, а). Зерна часто разбиты системой радиальных трещин, идущих от центра к краям кристалла.

Центральная часть таких зерен чаще всего имеет метамиктное строение, что в проходящем свете выражено обильными рыжевато-бурыми следами ожелезнения, в обратно-рассеянных электронах эти области имеют более темную окраску по сравнению с ненарушенными участками циркона. На катодолюминесцентных изображениях цирконы характеризуются слабым и умеренным свечением с умеренно-контрастной грубой и тонкой осцилляционной зональностью, которая часто сочетается

Таблица 1

Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из гранодиоритов 2-й фазы неплюевского комплекса (проба 4068, Неплюевский массив)

Номер ана- лиза	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, г/т			²³² Th/ ²³⁸ U	Изотопные отношения, ± % (1σ)						Rho	Возраст, млн лет, ± 1σ				D, %
		U	Th	²⁰⁶ Pb*		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb						
4068-9.1	0,22	374	275	17.4	0,76	0,0542	±2,8	0,404	±3,1	0,0540	±1,4	0,4	339	±5	379	±63	12
4068-8.1	0,00	644	467	30,0	0,75	0,0529	±1,3	0,396	±1,9	0,0543	±1,3	0,7	341	±4	326	±30	−4
4068-5.1	0,00	461	391	21.5	0,88	0,0532	±1,5	0,399	±2,0	0,0543	±1,3	0,7	341	±5	339	±34	−1
4068-10.1re	0,00	596	498	28,0	0,86	0,0529	±1,4	0,399	±1,9	0,0548	±1,3	0,7	344	±5	324	±31	−6
4068-12.1	0,16	306	187	14.5	0,63	0,0533	±2,3	0,405	±2,7	0,0551	±1,4	0,5	346	±5	341	±52	−1
4068-1.1	0,04	452	353	21.4	0,81	0,0541	±1,8	0,412	±2,6	0,0552	±1,9	0,7	346	±6	376	±40	9
4068-11.1re	0,00	396	243	19.1	0,63	0,0532	±1,6	0,411	±2,1	0,0561	±1,4	0,6	352	±5	336	±37	−5
4068-11.1	0,07	279	238	13.5	0,88	0,0537	±2,1	0,416	±2,5	0,0563	±1,4	0,6	353	±5	357	±47	1
4068-4.1	0,14	265	208	12.8	0,81	0,0538	±2,4	0,417	±2,8	0,0562	±1,4	0,5	353	±5	363	±54	3
4068-2.1	0,28	236	243	11.5	1,06	0,0530	±2,9	0,415	±3,5	0,0568	±2,0	0,6	356	±7	329	±66	−7
4068-3.1	0,00	723	518	35.3	0,74	0,0536	±1,2	0,420	±1,8	0,0569	±1,3	0,7	357	±5	354	±27	−1
4068-12.1re	0,00	234	229	11.5	1,02	0,0528	±2,3	0,416	±2,7	0,0571	±1,5	0,5	358	±5	321	±51	−10
4068-10.1	0,17	395	245	19.4	0,64	0,0531	±2,0	0,419	±2,5	0,0572	±1,4	0,6	359	±5	333	±46	−7
4068-6.1	0,08	426	328	21.1	0,80	0,0535	±1,7	0,424	±2,2	0,0575	±1,3	0,6	360	±5	352	±39	−2
4068-7.1	0,00	433	218	21.4	0,52	0,0535	±1,5	0,424	±2,0	0,0575	±1,4	0,7	360	±5	349	±34	−3

Примечания. Ошибки в калибровке стандарта составляют 0,33% (проба 4068), 0,48% (проба 4080), 0,48% (проба 4065); $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ — содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения и значения возраста скорректированы по измеренному ^{204}Pb ; D — дискордантность: $D = 100 \cdot [\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$; Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

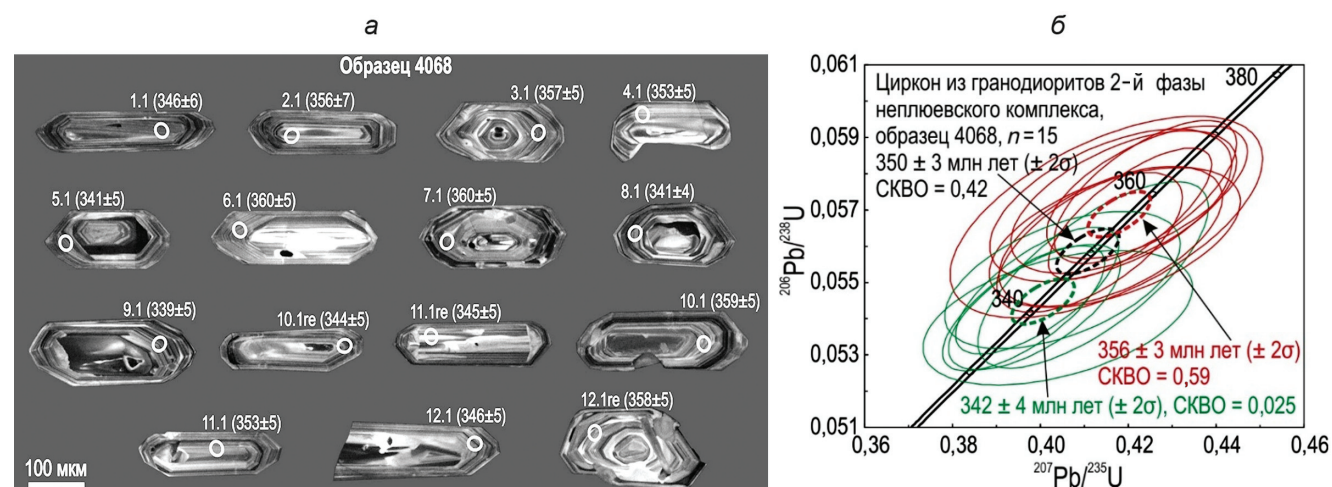


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения единичных кристаллов цирконов (проба 4068), датированных методом SIMS SHRIMP-II; окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора (а); U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных цирконов из гранодиоритов (проба 4068); эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2 σ (б)

с лоскутной зональностью. Метамиктные области циркона в катодном свете не светятся (черные).

Из адамеллитов проанализировано 12 индивидуальных кристаллов циркона (16 локальных анализов). Получен широкий диапазон возраста — от 249 до 361 млн лет. Четыре зерна (5 анализов) имеют пермский (264 ± 5 , 280 ± 6 , 289 ± 6 , 292 ± 6 млн лет) и раннетриасовый (249 ± 5 млн лет) возраст (рис. 4, б, в; табл. 2). Для 8 цирконов (11 анализов) с довольно широким диапазоном индивидуальных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

значений возраста (326–361 млн лет) среднее значение конкордантного возраста составляет 344 ± 4 млн лет (2 σ , СКВО=0,30).

Образец 4065. Цирконы из адамеллитов 3-й фазы неплюевского комплекса представлены прозрачными, светло-желтыми идиоморфными бипирамидально-призматическими зернами ($K_{\text{удл}} = 2 \div 5$) размером 200–600 мкм, с большим количеством прозрачных и черных включений неправильной и удлиненной формы размером 1–100 мкм. На катодолуминесцентных

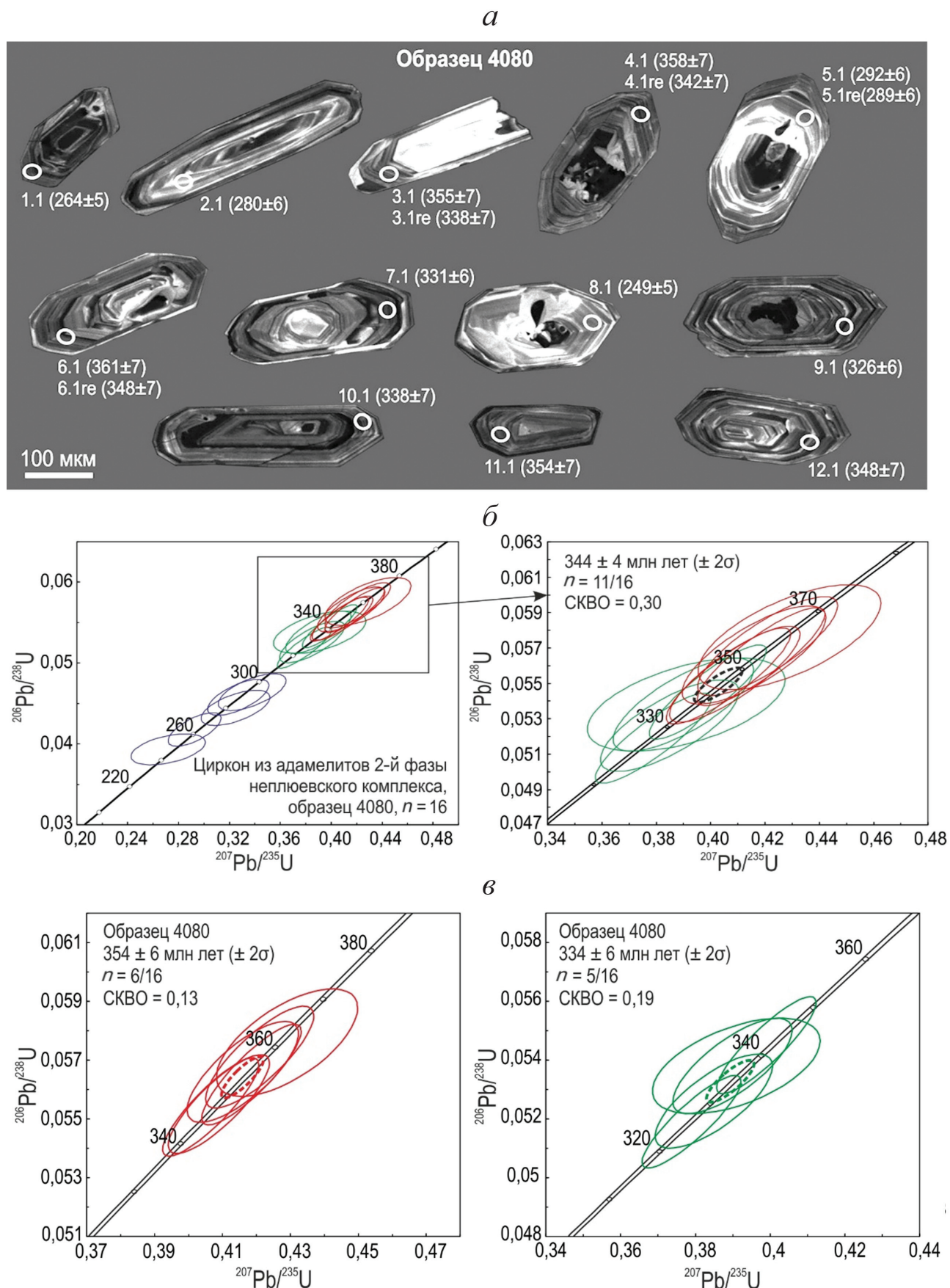


Рис. 4. Католюминесцентные изображения единичных кристаллов цирконов из гранодиоритов (проба 4080), датированных методом SIMS SHRIMP-II; окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора (а); U-Pb диаграммы с конкордией для проанализированных цирконов из адамеллитов (проба 4080); эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ (б)

Таблица 2

Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из адалелитов 3-й фазы неплюевского комплекса (проба 4080, Неплюевский массив)*

Номер анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, г/т			²³² Th/ ²³⁸ U	Изотопные отношения, ± % (1σ)						Rho	Возраст, млн лет, ± 1σ				D, %
		U	Th	²⁰⁶ Pb*		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
4080-8.1	0,82	349	210	11,9	0,62	0,0502	±3,9	0,272	±4,4	0,0393	±2,0	0,5	249	±5	202	±91	-19
4080-1.1	0,81	917	589	33,2	0,66	0,0508	±2,1	0,293	±2,9	0,0418	±2,0	0,7	264	±5	233	±50	-12
4080-2.1	0,37	313	276	12,0	0,91	0,0531	±2,7	0,325	±3,4	0,0444	±2,0	0,6	280	±6	332	±61	18
4080-5.1re	0,28	325	243	12,8	0,77	0,0519	±2,3	0,327	±3,0	0,0458	±2,0	0,7	289	±6	279	±52	-3
4080-5.1	0,25	378	297	15,1	0,81	0,0529	±2,5	0,338	±3,2	0,0464	±2,0	0,6	292	±6	323	±57	10
4080-9.1	0,13	1036	716	46,3	0,71	0,0529	±1,1	0,379	±2,3	0,0519	±2,0	0,9	326	±6	325	±24	0
4080-7.1	0,45	713	463	32,4	0,67	0,0531	±1,8	0,385	±2,7	0,0526	±2,0	0,7	331	±6	333	±41	1
4080-3.1re	0,12	282	175	13,0	0,64	0,0526	±1,8	0,390	±2,7	0,0538	±2,0	0,7	338	±7	313	±40	-7
4080-10.1	2,89	1145	715	54,5	0,65	0,0526	±3,2	0,391	±3,8	0,0538	±2,0	0,5	338	±7	312	±74	-8
4080-4.1re	0,04	782	562	36,6	0,74	0,0531	±1,0	0,399	±2,2	0,0545	±2,0	0,9	342	±7	331	±24	-3
4080-12.1	0,09	845	752	40,2	0,92	0,0532	±1,1	0,407	±2,3	0,0554	±2,0	0,9	348	±7	339	±25	-2
4080-6.1re	0,15	604	334	28,8	0,57	0,0534	±1,3	0,409	±2,4	0,0555	±2,0	0,8	348	±7	348	±29	0
4080-11.1	0,05	702	425	34,1	0,63	0,0538	±1,2	0,419	±2,3	0,0565	±2,0	0,9	354	±7	361	±26	2
4080-3.1	0,14	374	237	18,2	0,65	0,0532	±1,7	0,416	±2,6	0,0566	±2,0	0,8	355	±7	339	±39	-5
4080-4.1	0,03	731	465	35,8	0,66	0,0535	±1,4	0,421	±2,5	0,0571	±2,0	0,8	358	±7	352	±32	-2
4080-6.1	0,36	719	429	35,7	0,62	0,0540	±2,4	0,429	±3,2	0,0576	±2,1	0,6	361	±7	373	±55	3

* См. примечания к табл. 1.

изображениях (рис. 5, а) выделяется 2 типа зерен: 1) без ядер, с умеренно-контрастной грубой и тонкой осцилляционной зональностью; 2) с амёбовидными корродированными ядрами, в которых сочетаются лоскутная и осцилляционная виды зональности. Ядра отделены от обрастающей их каймы криволинейными границами. Структура таких зерен чаще всего нарушена, ядра имеют метамиктное строение, с многочисленными радиальными или поперечными трещинами и обильными рыжевато-бурыми следами ожелезнения.

Из адалелитов проанализировано 12 индивидуальных зерен циркона (12 локальных анализов), полученный диапазон значений возраста составил 254–368 млн лет. Исключая одно в значительной степени метамиктное зерно с возрастом 254±5 млн лет, по 11 анализам (342–368 млн лет) рассчитан конкордантный возраст, равный 356±4 млн лет (2σ, СКВО=0,25) (рис. 5, б; табл. 3).

Образец 4063. Цирконы из лейкогранитов 4-й фазы неплюевского комплекса на катодоллюминесцентных снимках выглядят темно-серыми, почти

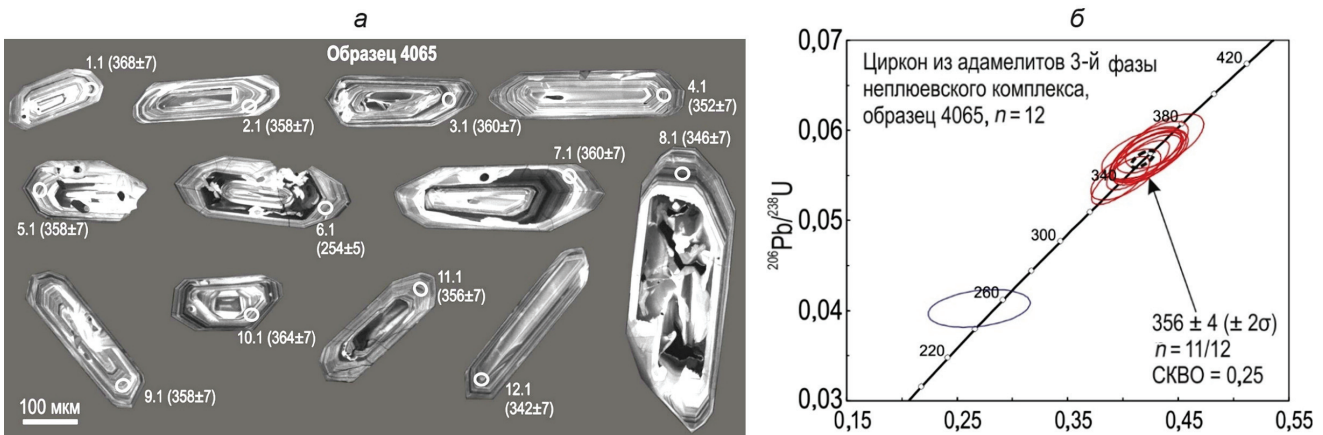


Рис. 5. Катодоллюминесцентные изображения единичных кристаллов цирконов из адалелитов (проба 4065), датированных методом SIMS SHRIMP-II; окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора (а); U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных цирконов из адалелитов (проба 4065); эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ (б)

Таблица 3

**Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из адамеллитов 3-й фазы неплюевского комплекса
(проба 4065, Неплюевский массив)**

Номер анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, г/г			²³² Th/ ²³⁸ U	Изотопные отношения, ± % (1σ)						Rho	Возраст, млн лет, ± 1σ				D, %
		U	Th	²⁰⁶ Pb*		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
4065-6.1	1,88	608	384	21,4	0,65	0,0486	±6,7	0,270	±7,0	0,0402	±2,1	0,3	254	±5	130	±160	-49
4065-12.1	0,06	551	509	25,8	0,95	0,0531	±1,8	0,398	±2,7	0,0544	±2,0	0,7	342	±7	331	± 41	-3
4065-8.1	0,22	513	327	24,4	0,66	0,0530	±2,4	0,403	±3,2	0,0551	±2,1	0,6	346	±7	328	± 54	-5
4065-4.1	0,07	518	512	24,9	1,02	0,0536	±1,9	0,414	±2,8	0,0561	±2,0	0,7	352	±7	355	± 42	1
4065-11.1	0,20	508	345	24,8	0,70	0,0540	±2,2	0,422	±3,0	0,0567	±2,0	0,7	356	±7	372	± 49	5
4065-9.1	0,17	434	254	21,3	0,60	0,0535	±2,4	0,421	±3,2	0,0570	±2,0	0,6	358	±7	351	± 54	-2
4065-2.1	0,11	315	174	15,5	0,57	0,0538	±2,5	0,424	±3,2	0,0571	±2,1	0,6	358	±7	364	± 56	2
4065-5.1	0,19	392	357	19,3	0,94	0,0536	±2,5	0,422	±3,2	0,0571	±2,0	0,6	358	±7	352	± 56	-2
4065-7.1	0,10	343	200	16,9	0,60	0,0532	±2,4	0,421	±3,1	0,0574	±2,1	0,7	360	±7	338	± 53	-6
4065-3.1	0,39	371	241	18,4	0,67	0,0531	±3,2	0,420	±3,8	0,0574	±2,0	0,5	360	±7	332	± 73	-8
4065-10.1	0,15	455	467	22,7	1,06	0,0533	±2,3	0,427	±3,1	0,0581	±2,0	0,7	364	±7	340	± 52	-7
4065-1.1	0,19	366	255	18,5	0,72	0,0540	±2,6	0,438	±3,3	0,0588	±2,1	0,6	368	±7	370	± 58	1

* См. примечания к табл. 1.

черными. Это короткопризматические кристаллы со слабой осцилляционной зональностью. Конкордантный возраст по восьми индивидуумам составляет 308,6±7,6 млн лет (2σ, СКВО=0,67), что отвечает концу московского века. Этот факт пока не находит объяснения в рамках принятой концепции. Несколько кристаллов резко отличаются от остальных, они на снимках светлые, имеют длиннопризматический габитус и четкую осцилляционную зональность. Это захваченные цирконы, они имеют архейский возраст.

Полученные конкордантные значения возраста, которые составили 350±3 (для обр. 4068) и 344±4 млн лет (для обр. 4080), вполне можно было бы интерпретировать как время формирования гранодиоритов 2-й фазы и адамеллитов 3-й фазы неплюевского комплекса, однако совокупность имеющихся на сегодняшний день данных позволяет несколько иначе взглянуть на представленные результаты.

Ранее для этих же проб (обр. 4068, 4080, 4065) опубликованы Rb-Sr значения изохронного возраста, полученные по породам и минералам [Попов и др., 2003], которые составили 346, 342 и 340 млн лет соответственно. Эти значения возраста близки к более молодым датировкам циркона из трех рассмотренных проб (*группа 1*), конкордантный возраст двух из которых составляет 342±4 млн лет (обр. 4068) и 334±6 млн лет (обр. 4080), а возраст двух наиболее молодых зерен циркона из обр. 4065 — 342±7 млн лет (рис. 5, б).

Однако в каждой из трех проб можно выделить и группу зерен с более древним возрастом (*группа 2*). При этом средние конкордантные значения возраста для них практически одинаковы — 356±3 (обр. 4068), 354±6 (обр. 4080) и 356±4 млн лет (обр. 4065). В качестве объяснения существования двух возрастных групп цирконов можно предположить, что

более древние цифры возраста соответствуют времени кристаллизации циркона из расплава, а более молодые датировки — результат частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе остывания массива и/или (?) термального воздействия раннекаменноугольных (325–349 млн лет) базитовых интрузивов, распространенных на всем протяжении Урала. На Южном Урале это худолазовский комплекс [Салихов и др., 2014], Северо-Кассельский и Заматихинский массивы [Салихов, Митрофанов, 1994], Каменский массив [Ферштатер, 2013], а на Полярном Урале — мусюрский комплекс [Соболев и др., 2020]. На этом этапе базитового магматизма могли произойти перезапуск Rb-Sr системы в минералах гранитоидов, а также частичное нарушение U-Pb изотопной системы в цирконе. Наибольшая потеря радиогенного Pb могла произойти в нарушенных (метамиктных) участках зерен, что объясняет достаточно широкий диапазон возрастных датировок цирконов из рассматриваемых пород. Сопоставимость Rb-Sr датировок и значений возраста более молодой группы цирконов, на наш взгляд, косвенно подтверждает сделанное предположение.

Другой вариант интерпретации обнаружения в гранитоидах более древних цирконов заключается в том, чтобы считать их ксеногенными. В частности, в работе [Осипова и др., 2018] описаны цирконы с выраженной ритмичной зональностью, выделенные из раннепермских гранитов того же Неплюевского плутона, возраст которых по Rb-Sr изохроне равен 278 млн лет [Попов и др., 2003]. Их U-Pb (SRIMP) возраст составляет 360±2 млн лет, т. е. соответствует границе девонского и каменноугольного периодов, причем 2 из 6 проанализированных зерен циркона имеют раннекаменноугольный возраст — 353 и 355 млн лет. Авторы указанной работы доказывают

(в соответствии с данными Lu-Hf изотопии), что эти цирконы не магматические, а метаморфические. Кроме того, удивительный факт, описанный этими исследователями, заключается в том, что в раннепермских гранитах вообще не обнаружены раннепермские цирконы. Вместе с тем и среди кристаллов циркона, изученных нами, есть несколько экземпляров, возраст которых превышает 360 млн лет, т. е. не исключено, что они образуют единую совокупность с зернами, обнаруженными Т.А. Осиповой с коллегами [2018].

Но возможно ли, чтобы в раннепермские граниты Неплюевского массива попали только раннекаменноугольные цирконы 2-й фазы, а цирконы 1-й фазы не попали? Такая ситуация представляется маловероятной. Вместе с тем в самих гранитоидах неплюевского комплекса пермские цирконы присутствуют, правда, почти все они (обр. 4080, 4065) имеют участки с метамиктным строением. Вероятно, именно поэтому в таких зернах была нарушена U-Pb система при внедрении магматических пород на главном этапе уральской коллизии [Попов и др., 2003].

Заключение. Новые данные позволяют по-новому интерпретировать развитие раннекаменноугольного магматизма на Южном Урале. Его геодинамическая интерпретация представляет предмет научных споров. Многие исследователи считают этот магматизм надсубдукционным, при этом резко расходятся точки зрения на направление падения зоны субдукции. Основание для такого вывода имеют, поскольку в геохимической характеристике раннекаменноугольных вулканитов присутствуют метки надсубдукционных обстановок, в частности Ta-Nb минимумы [Рудакова и др., 2007]. К.С. Иванов [1998] предполагает восточное падение зоны субдукции, Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [2000] — тоже, причем выход ее на поверхность предполагается в Предуральском краевом прогибе. Г.А. Мизенс [2000] придерживается точки зрения о западном падении зоны субдукции. В.Н. Пучков [2010] склоняется к рифтогенной природе раннекаменноугольного магматизма и считает, что к каменноугольному времени субдукция на Южном Урале прекратилась за счет даламинации слэба. Вместе с тем В.Н. Пучков [2000] считает, что Восточно-Уральская мегазона в раннем карбоне развивалась как окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс над зоной субдукции.

Эту гипотезу по-своему трактуют Д.Н. Салихов с коллегами [2014], в частности, И.Р. Рахимов позднее (2017) в кандидатской диссертации показал, что габбро-диорит-гранитовая серия Магнитогорской мегазоны формировалась в турнейско-ранневизейское время в обстановке присдвигового растяжения при косой коллизии, связанной с рифтогенезом в Восточно-Уральской мегазоне. Мы также в течение последних 20 лет развиваем идею о рифтинге в раннем карбоне в пределах всего Южного Урала [Правикова, Тевелев, 2003; Правикова и др., 2008; Ярошевский и др., 2007], а также идею о крупных

сдвиговых деформациях в раннем карбоне [Тевелев и др., 2006].

Практически во всех упомянутых работах начало рифтогенного магматизма относится ко второй половине турнейского века — к началу формирования березовской контрастной серии вулканитов. Этим представлениям соответствовали и результаты Rb-Sr датирования гранитоидов Неплюевского массива (346–340 млн лет [Попов и др., 2003]). Кроме того, в пределах Южного Урала известны многочисленные «переходные» осадочные комплексы фаменско-раннетурнейского возраста, т. е. между формированием островодужных позднедевонских и рифтогенных раннекаменноугольных вулканических комплексов существовал значительный перерыв [Правикова и др., 2008]. Полученные данные позволяют сдвинуть время начала рифтинга на границу девона и карбона. Эта граница определяется как существенный геодинамический рубеж [Пучков, 2000; Ферштатер, 2013] — столкновение Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом и начало окраинно-континентальной аккреции, которая завершилась к концу фаменского века.

Такая ситуация привела к прекращению островодужного магматизма и началу рифтинга. Вместе с тем в геохимических особенностях гранитоидов Неплюевского массива еще сохраняются надсубдукционные метки [Тевелев и др., 2006]. Кроме того, по данным Г.Б. Ферштатера [2013], возраст циркона из девонских трахибазальтов финальной фазы островодужного вулканизма Магнитогорской мегазоны составляет $356,4 \pm 3,3$ млн лет (уже ранний карбон!), что перекрывается с возрастом цирконов Неплюевского массива. К сожалению, в этой отличной работе Г.Б. Ферштатера, который описал множество интрузивов широкого возрастного диапазона, Неплюевский массив не упомянут. При всех возможных ошибках определения и интерпретации геохимических данных, временной интервал между островодужным и рифтогенным магматизмом оказывается очень небольшим.

Интенсивная тектоническая активность в начале турнейского века подтверждается и возрастом амфиболитового метаморфизма в пределах Сысертско-Ильменогорского блока, расположенного севернее (352 ± 40 млн лет, амфиболиты по Sm-Nd изохроне, а также $353 \pm 3,4$ и 355 ± 5 млн лет, амфибол-биотитовый гнейс U-Pb методом по цирконам) [Ронкин и др., 1993, 1997].

Таким образом, среди исследованных цирконов выделены две возрастные группы: первая — от 334 до 342 млн лет; вторая — от 354 до 356 млн лет. Более древние значения возраста, вероятно, соответствуют времени кристаллизации циркона из расплава, а более молодые датировки получились из-за частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе длительного остывания массива и/или (?) термального воздействия раннекаменноугольных или даже раннепермских интрузивов.

Формирование неплюевского комплекса в самом начале каменноугольного периода фиксирует важнейший этап в геодинамической эволюции Южного Урала — быстрый переход от островодужного магматизма, продолжавшегося в течение всего девона, к рифтогенному, начавшемуся на границе девона и карбона и проходившему в условиях левосторонней

транстенсии. Рифтинг завершился только к середине визейского века.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия_а). Интерпретация U-Pb данных выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Иванов К.С. Тектоника и геодинамика Урала: развитие идей мобилизма // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Мат-лы совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 207–209.

Мизенс Г.А. Осадочные комплексы позднего девона — карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 65–84.

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.

Осипова Т.А., Зайцева М.В., Вотяков С.Л. U–Pb возраст и анализ Lu–Hf-изотопной системы циркона гранитоидов заключительных фаз Неплюевского плутона (Южный Урал) // Докл. РАН. 2018. Т. 481, № 5. С. 534–538.

Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В. и др. Изотопный Rb–Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 89–94.

Правикова Н.В., Матвеева Е.А., Тевелев Ал.В. и др. Особенности вулканизма переходного этапа от позднедевонской островной дуги к раннекаменноугольным рифтам на Южном Урале // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 6. С. 8–15.

Правикова Н.В., Тевелев А.В. Возрастная миграция раннекаменноугольного вулканизма на Южном Урале // Структура, вещество, история литосферы и геодинамика Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 12-й науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2003. С. 223–224.

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.

Ронкин Ю.Л., Бушляков И. Н., Акгун Ф., Лепихина О. П. K–Ar и Rb–Sr изотопная систематика гранитоидов Кисегачского массива Ильменогорского комплекса // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. Всеросс. совещ. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997, С. 44–46.

Ронкин Ю.Л., Носков А.Г., Журавлев Д.З. Sm–Nd изотопная система сысертского гнейсово-мigmatитового комплекса // Ежегодник-1992 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 135–139.

Рудакова А.В., Правикова Н.В., Тевелев Ал.В. Строение, химизм и условия формирования березовского вулканического комплекса южной части Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та, Сер. 4. Геология. 2007. № 1. С. 47–52.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулканоплутонический магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.

Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С. Каменноугольный магматизм Полярного Урала // Докл. РАН. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 494, № 2. С. 22–28.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сопряженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Докл. АН СССР. 1996. Т. 346, № 5. С. 653–655.

Тевелев Ал.В. Особенности кинематики шовных зон Южного Урала как причина формирования конвергентной структуры Восточно-Уральской мегазоны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 3. С. 17–26.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозойские зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лаборатории геологии складчатых поясов / Под ред. А.М. Никишина. Вып. 4. М., 2006. 300 с.

Феритатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Сейсмофокальные палеозоны в геологической истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105–120.

Ярошевский А.А., Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геохимическая структура раннекаменноугольных вулканических комплексов Южного Урала // Геохимия. 2007. № 7. С. 718–732.

Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M. et al. C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Pravikova N., Tikhomirov P., Tevelev A. The Carboniferous volcanic rocks of the Southern Urals (geodynamic interpretation) // Abstr. 32nd Intern. Geol. Congress. August 20–28. Florence, Italy, 2004.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J. et al. Early Proterozoic U-Pb zircon ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Intern. J. Geosci. 2012. Vol. 3, N 2. P. 289–296.

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

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al. Three Natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Поступила в редакцию 10.06.2021

Поступила после доработки 28.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021