

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ СЕРИИ УЛУТАУСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2022 г. А. А. Третьяков^{1,*}, академик РАН К. Е. Дегтярев¹, Н. К. Данукалов¹, Н. А. Каныгина¹

Поступило 02.08.2021 г.

После доработки 06.10.2021 г.

Принято к публикации 22.10.2021 г.

Проведено изучение метаморфизованных железорудных вулканогенно-осадочных толщ карсакпайской серии восточной части Улутауского докембрийского террейна Центрального Казахстана. Для туфов андезидацитов впервые получена U–Th–Pb (SIMS)-методом оценка возраста (745 ± 3 млн лет) их кристаллизации, свидетельствующая об их формировании в конце тонийского периода неопротерозоя.

Ключевые слова: поздний неопротерозой, железистые кварциты, туфы, андезидациты, циркон

DOI: 10.31857/S2686739722020128

Железистые кварциты являются одной из наиболее характерных формаций докембрийского этапа эволюции Земли, формировавшихся как в архее-палеопротерозое, так и в неопротерозое. Раннедокембрийские железистые кварциты известны в пределах древних платформ, где участвуют в строении наиболее крупных месторождений железа, образование которых происходило, начиная с палеоархея ~3.8 млрд лет (формация Исуа, западная Гренландия) до середины палеопротерозоя ~1.8–1.9 млрд лет (формация Фрере, Западная Австралия), достигая максимальных объемов в конце неархея—начале палеопротерозоя (формация Хамерсли, Западная Австралия) [17]. Позднедокембрийские железистые кварциты образуют меньшие по размерам скопления и широко распространены в позднедокембрийско-фанерозойских складчатых поясах всех континентов, за исключением Антарктиды [5, 14, 17].

Железистые кварциты позднего докембрия часто ассоциируют с ледниковыми отложениями, либо с вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Так, железистые кварциты южной Австралии (формация Умбератана) и Канады (группы Рапитан) залегают среди гляциальных отложений оледенений Стерт, а железистые кварциты формации Фулу на платформе Янцзы — между отложениями оледенений Стерт и Марино

[5, 19, 22]. В то же время для гляциальной формации Чуос, приуроченной к орогенному поясу Дамара (Намибия), характерно чередование в разрезах железистых кварцитов и метаморфизованных толеитовых базальтов [14], для неопротерозойских железистых кварцитов Аравийско-Нубийского щита установлено их переслаивание с эффузивными и пирокластическими породами [12, 13].

Сложным является определение возраста формирования позднедокембрийских железистых кварцитов, которое в большинстве случаев основано на результатах геохронологического изучения обломочных цирконов из подстилающих и перекрывающих гляциальных толщ, определяющих нижние и верхние возрастные пределы накопления железистых комплексов [5, 14]. Еще сложнее установить возраст железистых кварцитов, не обнаруживающих связи с неопротерозойскими ледниковыми отложениями, либо пространственно разобщенных с ними. В этих случаях приходится опираться на единичные оценки возраста вулканогенных пород, чередующихся в разрезе с железистыми кварцитами [12–14]. В целом имеющиеся данные указывают на накопление большей части позднедокембрийских железистых кварцитов в сравнительно узком временном интервале от 850 до 700 млн лет, отвечающем концу тонийского — началу криогенийского периодов [5, 14].

В Центрально-Азиатском складчатом поясе железистые кварциты участвуют в строении докембрийских террейнов его восточной (Буреинский), центральной (Тувино-Монгольский) и за-

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: and8486@yandex.ru

падной (террейны Улутау-Моюнкумской группы) частей. При этом неопротерозойский возраст обоснован только для железистых кварцитов Тувино-Монгольского террейна, где они приурочены к метатерригенным толщам эрзинского комплекса, протолиты которых накапливались в конце позднего рифея—венде [5, 6]. В пределах Буреинского террейна геохронологические исследования обломочных цирконов из песчаников кимканкской толщи хинганской серии свидетельствуют о накоплении железистых кварцитов в интервале позднего кембрия—раннего ордовика [9].

В западной части пояса железистые кварциты выявлены среди слабометаморфизованных толщ вулканогенно-осадочных пород, протягивающихся более чем 800 км и приуроченных к Улутаускому и Чуйско-Кендыктасскому террейнам Улутау-Моюнкумской группы [10, 14, 20]. Характерной особенностью террейнов этой группы также является широкое распространение ледниковых отложений [4, 15]. Однако формации, в составе которых присутствуют гляциальные отложения и железистые кварциты, пространственно разобщены и традиционно рассматриваются в составе стратифицированных комплексов разных зон, имеющих тектонические взаимоотношения.

Ледниковые отложения выявлены в западной части Улутауского террейна (Майтубинская зона), нижняя часть разреза которой сложена метаморфизованными вулканогенными сериями кислого состава (майтубинская и коксуйская серии) и комагматичными гранитоидами жаункарского и актасского комплексов, формировавшимися в тонийский период неопротерозоя (840—790 млн лет) [15]. На западе Майтубинской зоны кислые вулканы и гранитоиды с несогласием перекрыты осадочными толщами эдиакария—нижнего палеозоя. В их основании залегает акбулакская серия, сложенная преимущественно терригенными грубообломочными породами, чередующимися с туфами и туфопесчаниками. Более высокое стратиграфическое положение занимает улутауская серия, представленная различными терригенными и терригенно-карбонатными породами, среди которых выделяются два горизонта ледниковых отложений, представленных тиллитами и тиллиподобными конгломератами. Нижний горизонт (сатанская свита) приурочен к основанию улутауской серии, а верхний (байконурская свита) завершает ее разрез [4]. Улутауская серия согласно перекрывается углеродистыми алевролитами и фтанитами кокतालской свиты, содержащими органические остатки раннего кембрия [7]. На основании возраста обломочных цирконов из грубообломочных пород времени накопления нижнего (сатанского) тиллитового горизонта устанавливается в интервале конца тонийского—середины криогенийского (~740—670 млн лет) периодов, а верхнего (байконурского) — в интервале середи-

ны криогенийского периода — начала кембрия [15].

Железистые кварциты характерны для всех стратифицированных подразделений восточной части Улутауского террейна (Карсакпайская зона), в составе которых преобладают метаморфизованные эффузивы, туфы основного и среднего составов, чередующиеся с терригенными и хемогенными породами. Наиболее низкое положение среди этих образований предполагалось для аралбайской серии, сложенной терригенными и вулканогенно-осадочными породами базальт-андезит-риолитовой серии [11]. Более молодой считается железорудная вулканогенно-осадочная карсакпайская серия, а завершает вулканогенный разрез Карсакпайской зоны белеутинская серия, образованная вулканидами, туфами, туфоконгломератами андезибазальтового, андезитового, реже дацитового составов, которые чередуются с кварцитами и железистыми сланцами [8, 11]. В разрезах всех серий Карсакпайской зоны железистые кварциты приурочены к горизонтам тонкотерригенных и хемогенных пород, которые перекрывают вулканы. Наиболее отчетливо эта связь проявлена для карсакпайской серии, в составе которой выделяются бурмашинская, болбраунская, шагырлинская и битская свиты, общей мощностью до 4000 м [8]. В нижних частях разрезов каждой из свит преобладают метаморфизованные вулканы основного состава, туфы, туфоконгломераты и зеленые сланцы, сменяющиеся железорудной кварцито-сланцевой пачкой. В строении последней преобладают кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и филлитовые сланцы, содержащие железорудные горизонты мощностью до 20 м. Вверх по разрезу карсакпайской серии происходит увеличение доли вулканидов среднего и кислого состава, а также зернистости терригенных пород, вплоть до появления конгломератов, при этом уменьшаются мощности и количество горизонтов железистых кварцитов.

Вулканогенно-осадочные комплексы на востоке Майтубинской и западе Карсакпайской зон с несогласием и конгломератами в основании перекрыты, преимущественно осадочной, боздакской серией [8, 11].

Несмотря на длительную историю изучения, в настоящее время отсутствуют прямые геохронологические данные о возрасте железорудных толщ карсакпайской серии. Большинство исследователей все метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщ Карсакпайской зоны относят к протерозойским образованиям, однако в различных схемах расчленения их возраст меняется от палео- до неопротерозойского [8, 11, 15]. В качестве обоснования позднекембрийского возраста принимались U—Pb-оценка по валовым

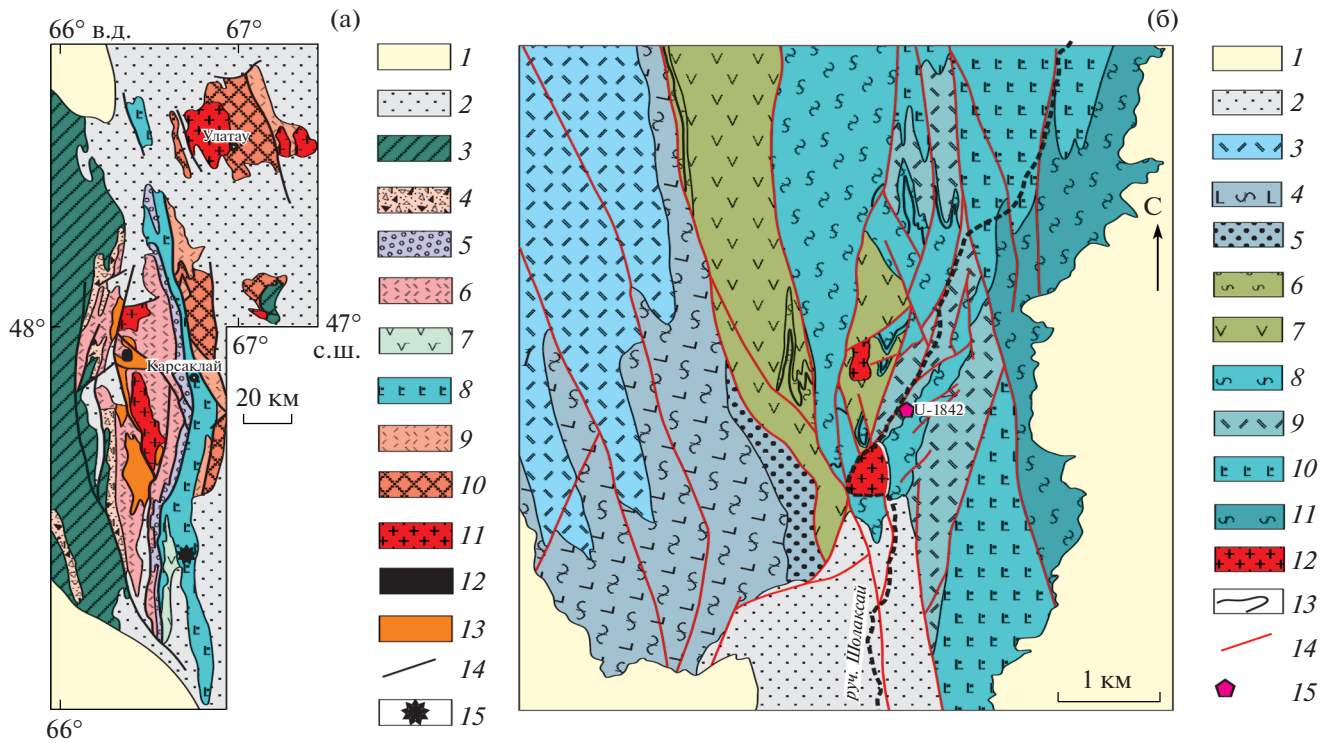


Рис. 1. а – Схема геологического строения южной части Улутауского террейна по [11] с упрощениями и дополнениями. 1 – мезозойско-кайнозойские отложения, 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные толщи, 3 – нижнепалеозойские осадочные толщи, 4 – эдиакарские вулканогенные и осадочные толщи, 5–9 – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные серии: 5 – боздакская, 6 – коксуйская, майтубинская и жиидинская, 7 – белеутинская, 8 – карсакапайская, 9 – аралбайская; 10 – метаморфические образования бектурганской и баладжездинской серий; 11 – палеозойские гранитоиды; 12 – щелочные сиениты карсакапайского комплекса неопротерозоя; 13 – рассланцованные гранитоиды неопротерозоя, 14 – разломы, 15 – участок детальных работ в окрестностях ручья Шолаксай (рис. 1б). б – Схема геологического строения верховьев ручья Шолаксай составлена по материалам Ю.А. Зайцева, С.Б. Розанова, О.В. Япаскурта, В.А. Голубовского, Д.Н. Архангельского с упрощениями. 1 – кайнозойские отложения; 3–5 – белеутинская серия, аккиикская свита: 3 – рассланцованные туфы и эффузивы кислого состава, 4 – рассланцованные туфы и эффузивы основного состава, 5 – кварциты, филлиты, мраморы, серицит-кварцевые сланцы; 6–12 – карсакапайская серия: 6–7 шыгарлинская свита: 6 – сланцы, рассланцованные туффиты, железистые кварциты, 7 – рассланцованные туфы и эффузивы андезитового состава, 8–10 – болбраунская свита: 8 – сланцы, кварциты, мраморы, железистые кварциты, 9 – рассланцованные туфы и эффузивы среднего и кислого составов, 10 – зеленые сланцы, рассланцованные туфы основного состава, 11 – сланцы, кварциты, филлиты, мраморы, железистые кварциты бурмашинской свиты; 12 – палеозойские гранитоиды; 13 – пакчи и горизонты железистых кварцитов; 14 – разрывные нарушения; 15 – место отбора и номер пробы для U–Th–Pb-изотопно-геохронологических исследований.

пробам кислых вулканитов аралбайской серии 920 ± 50 млн лет, а также находки позднерифейских микрофоссилий в метаморфизованных осадочных породах аралбайской и карсакапайской серий [1, 11]. В свою очередь изотопный состав Nd метаосадочных пород карсакапайской серии, а также оценки возраста обломочных цирконов из перекрывающих ее метатерригенных пород боздакской серии, указывают на накопление метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ Карсакапайской зоны в интервале $\sim 1300\text{--}800$ млн лет [2, 3]. В последние годы получена U–Th–Pb (SIMS)-методом оценка возраста андезидацитов аралбайской серии (757 ± 7 млн лет), что является веским аргументом в пользу поздненеопротерозойского

возраста пород всей Карсакапайской зоны [10].

Исходя из имеющихся данных, задачей настоящего исследования являлось изучение разрезов вулканогенных пород карсакапайской серии с целью получения прецизионной оценки возраста их формирования.

Разрез карсакапайской серии был изучен в южной части одноименной зоны в районе ручья Шолаксай (к северу от долины р. Белеуты) (рис. 1), где она представлена болбраунской свитой, в нижней части которой наряду с базальтами, их туфами и железистыми кварцитами, присутствуют кристаллокластические туфы дацитового и андезидацитового составов. Здесь для геохронологических исследований использована проба U-1842

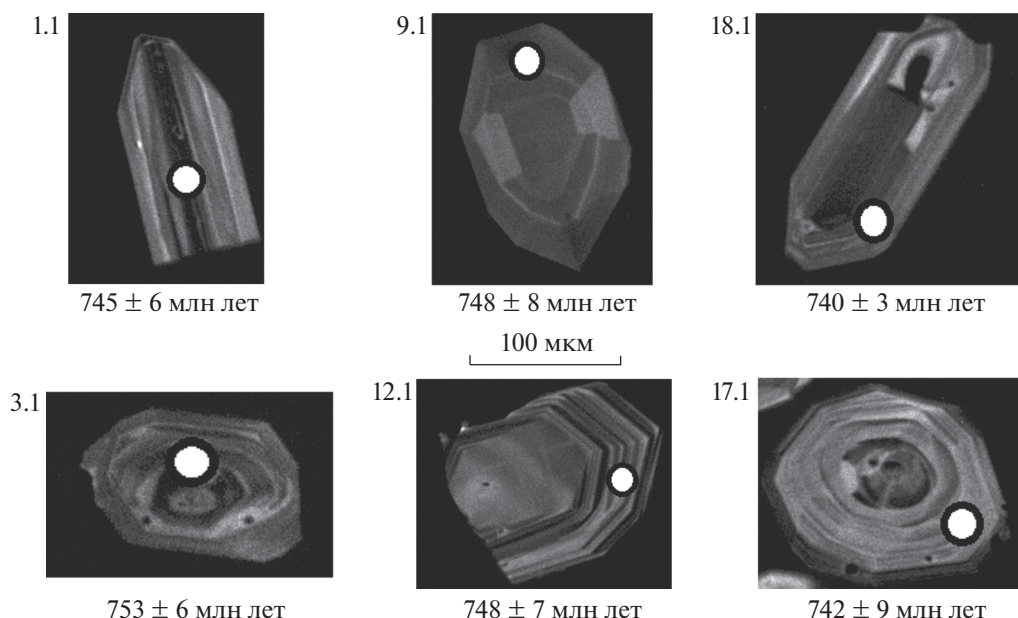


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из расланцованного туфа андезидацита болбраунской свиты (проба U-1842), выполненные на электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолуминесценции. Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

(47°07'53.2" с.ш.; 66°41'26.5" в.д.) туфа андезидацитового состава (мас. %): SiO_2 – 61.91; TiO_2 – 0.8; Al_2O_3 – 18.43; Fe_2O_3 – 4.94; FeO – 1.25; MnO – 0.13; MgO – 1.87; CaO – 1.4; Na_2O – 2.83; K_2O – 3.32; P_2O_5 – 0.1.

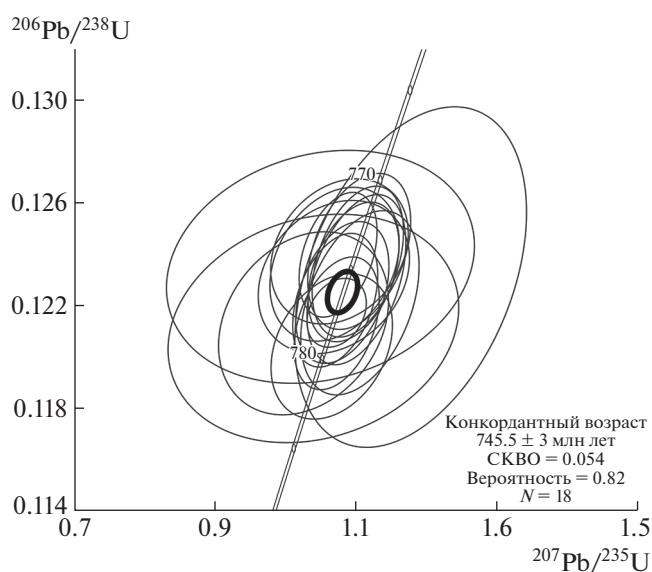


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из расланцованного туфа андезидацита болбраунской свиты (проба U-1842). Конкордантный возраст рассчитан с ошибкой на уровне 2σ . N – количество анализов.

Выделение циркона из туфов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и приполированы. Для выбора участков зерен циркона для локальных геохронологических исследований использовались микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режимах вторичных электронов и катодолуминесценции.

U–Th–Pb (SIMS)-геохронологические исследования цирконов выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, описанной в [20]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~ 2.5 –4 нА, диаметр пятна (кратера) – $\sim 15 \times 10$ мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID [19] и ISOPLOT [18].

Акцессорный циркон из туфа андезидацита представлен идиоморфными кристаллами призматического и дипирамидального габитуса, размером от 80 до 130 мкм ($K_{удл} = 1.0$ –2.0). Кристаллы характеризуются в различной степени проявленной магматической зональностью (рис. 2).

U–Th–Pb-геохронологические исследования выполнены для 18 кристаллов циркона. Рассчитанный конкордантный возраст составляет

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из туфа андезидацита болбраунской свиты (проба U-1842)

№ анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
U1842_21.1	0.32	16.2	156.39	120.51	0.80	0.0642 ± 3.1	0.1204 ± 0.96	1.066 ± 3.3	0.29	732.9 ± 6.7	748 ± 66
U1842_14.1	0.86	6.03	57.42	45.48	0.82	0.0623 ± 8	0.1211 ± 1.5	1.04 ± 8.1	0.18	737 ± 10	684 ± 170
U1842_19.1	0.48	10.7	102.58	128.28	1.29	0.0613 ± 4.6	0.1213 ± 1.2	1.026 ± 4.8	0.25	738 ± 8	651 ± 100
U1842_6.1	0.00	14.6	140.40	97.25	0.72	0.0642 ± 2.2	0.1213 ± 0.87	1.073 ± 2.3	0.37	738.1 ± 6.1	747 ± 46
U1842_18.1	0.17	68.1	650.58	624.64	0.99	0.0640 ± 1.6	0.1217 ± 0.45	1.073 ± 1.6	0.28	740.4 ± 3.1	740 ± 33
U1842_17.1	0.00	6.79	64.78	38.38	0.61	0.0657 ± 2.9	0.1221 ± 1.2	1.106 ± 3.1	0.40	742.4 ± 8.6	798 ± 60
U1842_16.1	0.00	15.9	151.39	144.48	0.99	0.0636 ± 2.1	0.1222 ± 0.87	1.071 ± 2.3	0.38	743.2 ± 6.1	727 ± 45
U1842_1.1	0.00	13.2	125.88	106.79	0.88	0.0640 ± 2.3	0.1225 ± 0.92	1.081 ± 2.5	0.37	744.7 ± 6.4	743 ± 48
U1842_10.1	0.00	2.39	22.59	18.68	0.85	0.0694 ± 5.3	0.1231 ± 2.2	1.178 ± 5.7	0.38	748.7 ± 15	912 ± 110
U1842_9.1	0.00	12.1	114.39	94.73	0.86	0.0649 ± 2.4	0.123 ± 1.1	1.101 ± 2.6	0.43	748 ± 8	771 ± 50
U1842_12.1	0.39	12.7	119.17	79.25	0.69	0.063 ± 4	0.1231 ± 0.99	1.069 ± 4.1	0.24	748.5 ± 7	708 ± 84
U1842_15.1	0.00	14.8	140.15	86.02	0.63	0.0645 ± 2.2	0.1233 ± 0.9	1.097 ± 2.4	0.38	749.7 ± 6.4	758 ± 46
U1842_11.1	0.90	5.56	51.94	36.27	0.72	0.0617 ± 8.4	0.1235 ± 1.5	1.050 ± 8.5	0.18	751 ± 11	662 ± 180
U1842_4.1	0.30	16	149.82	120.69	0.83	0.0627 ± 3.3	0.1236 ± 0.99	1.07 ± 3.5	0.29	751.4 ± 7	700 ± 71
U1842_20.1	0.00	11.5	107.80	178.27	1.71	0.0647 ± 2.2	0.1237 ± 0.97	1.103 ± 2.4	0.40	752 ± 6.9	764 ± 47
U1842_3.1	0.00	18	168.84	181.14	1.11	0.0629 ± 1.9	0.12397 ± 0.8	1.075 ± 2.1	0.38	753.3 ± 5.7	705 ± 41
U1842_7.1	0.35	14.1	131.91	140.57	1.10	0.0629 ± 3.6	0.1241 ± 0.93	1.077 ± 3.7	0.25	754 ± 6.6	706 ± 77
U1842_5.1	0.00	10.6	99.40	55.18	0.57	0.0646 ± 2.5	0.1241 ± 1	1.105 ± 2.7	0.38	754.3 ± 7.4	761 ± 53

Примечание. ²⁰⁶Pb_c – обыкновенный Pb; ²⁰⁶Pb* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ. Номера анализов в табл. 1 соответствуют номерам зерен на рис. 2.

745 ± 3 млн лет (табл. 1, рис. 3), что соответствует концу тонийского периода неопротерозоя. Морфологические особенности цирконов указывают на их магматическое происхождение, а полученная оценка возраста соответствует времени кристаллизации расплава родоначального для андезидацитов. С учетом ранее полученных данных о возрасте аралбайской серии [10], поздний неопротерозой может быть принят в качестве возрастного интервала формирования всех докембрийских стратифицированных комплексов Карсакапайской зоны.

В палеотектоническом плане образование неопротерозойских железистых кварцитов обычно связывается с формированием бассейнов на этапе активного распада суперконтинента Родиния. Накопление железистых кварцитов, ассоциирую-

щих с гляциальными отложениями, предполагается во внутренних бассейнах Родинии. Формирование ледяного покрова во время неопротерозойских оледенений способствовало накоплению растворенного двухвалентного железа в морской воде [14]. В дальнейшем насыщение гидросферы кислородом, вызванное таянием льдов на этапе постгляциальных трансгрессий, привело к осадждению железа [14, 17]. В свою очередь ассоциация железистых кварцитов с вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами интерпретируется как результат гидротермальной деятельности в задуговых бассейнах, расположенных по периферии Родинии [14, 16].

Накопление нижнего тиллитового горизонта западной части Улутауского террейна (сатанская

свита) близко по возрасту к формированию железорудных вулканогенно-осадочных толщ Карсакпайской зоны. При этом отсутствие в разрезе последних ледниковых отложений, а также дифференцированный базальт-андезит-дацитовый состав эффузивов, указывают на возможное накопление железистых кварцитов в обстановках надсубдукционного краевого (задугового) бассейна. В это же время накопление ледниковых отложений западной части Улутауского террейна происходило во внутреннем бассейне, удаленном от зоны конвергенции.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00108), в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н. Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 68–79.
2. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневецкая И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1969–1991.
3. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Вишневецкая И.А., Серов П.А. Геохимия докембрийских вулканогенно-осадочных пород карсакпайской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 8. С. 1174–1190.
4. Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979. 251 с.
5. Ильин А.В. Неопротерозойские железистые кварциты // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 87–95.
6. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. № 1. С. 3–25.
7. Крылов И.Н., Сергеев В.Н., Хераскова Т.Н. Находка кремнистых микрофоссилий в кембрийских отложениях Байконурского синклиория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 51–56.
8. Милеев В.С., Розанов С.Б. Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976. 366 с.
9. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Тектонические условия накопления и источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 3–26.
10. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Донукалов Н.К. Позднеепротерозойский возраст дифференцированных вулканогенных комплексов Улутауского массива (Центральный Казахстан): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 9–13.
11. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
12. Ali K.A., Stern R.J., Manton W.I., Kimura J.I., Khammes H.A. Geochemistry, Nd Isotopes and U–Pb SHRIMP Zircon Dating of Neoproterozoic Volcanic Rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: New Insights into the ~750 Ma Crust-forming Event // Precambrian Research. 2009. V. 171. P. 1–22.
13. Basta F.F., Maurice A.E., Fontboté L., Favarger P.-Y. Petrology and Geochemistry of the Banded Iron Formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: Implications for the Origin of Neoproterozoic BIF // Precambrian Research. 2011. V. 187. P. 277–292.
14. Cox G.M., Halverson G.P., Minarik W.G., Bellefroid E.J., Le Heron D.P., Macdonald F.A., Strauss J.V. Neoproterozoic Iron Formation: An Evaluation of Its Temporal, Environmental and Tectonic Significance // Chemical Geology. 2013. V. 362. P. 232–249.
15. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tret'yakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian Geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An Overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.
16. Eyles N., Januszczyk N. “Zipper-rift”: A Tectonic Model for Neoproterozoic Glaciations during the Breakup of Rodinia after 750 Ma // Earth-Science Reviews. 2004. V. 65. P. 1–73.
17. Klein K., Beukes N. Sedimentology and Geochemistry of the Glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron-formation in Canada // Economic Geology. 1993. V. 88. P. 542–565.
18. Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.
19. Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709, USA. 17 p.
20. Whilliams I.S. U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology, 1998. V. 7. P. 1–35.

**NEOPROTEROZOIC AGE OF THE IRON ORE
VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY SERIES OF THE ULUTAU
TERRANE (CENTRAL KAZAKHSTAN)**

A. A. Tretyakov^{a,#}, Academician of the RAS K. E. Degtyarev^a, N. K. Danukalov^a, and N. A. Kanygina^a

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: and8486@yandex.ru*

The metamorphosed Fe-rich volcanogenic-sedimentary strata in the eastern part of the Ulutau Precambrian terrane of Central Kazakhstan have been studied. The U-Pb crystallisation age of 745 ± 3 Ma has been first obtained for the andesidacitic tuff of the Karsakpai series, indicating their formation at the end of the Tonian period of Neoproterozoic.

Keywords: Late Neoproterozoic, ferruginous quartzite, tuff, andesidacites, zircon