

УДК 550.42(235.223)

БУТУГОЛЬСКАЯ ГЛЫБА – ЭКЗОТИЧЕСКИЙ ДОКЕМБРИЙСКИЙ БЛОК В СТРОЕНИИ ФУНДАМЕНТА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© 2023 г. С. И. Школьник^{1,3,*}, В. А. Беляев², Е. Ф. Летникова³, Е. И. Демонтерова¹,
Н. В. Брянский^{1,2}, К. К. Колесов³, А. В. Иванов³

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 08.02.2023 г.

Поступило 08.02.2023 г.

После доработки 09.02.2023 г.

Принято к публикации 13.02.2023 г.

Получены изотопно-геохронологические и геохимические данные о составе и возрасте метаморфического комплекса пород Бутугольской глыбы, расположенной в восточной части Тувино-Монгольского микроконтинента ЦАСП. Установлено, что протолитом гнейсов служат, в одном случае, вулканиты с возрастом 1009 ± 8 млн лет, в другом – калиевые терригенные породы, накапливающиеся в окраинно-континентальных бассейнах. Формирование протолита метавулканогенных пород, участвующих в строении этого комплекса, происходило на рубеже мезо- и неопротерозоя на сформированной коре, а метаосадочных за счет мезопротерозойских, реже палеопротерозойских и архейских континентальных источников сноса. Установлено, что Бутугольская глыба имеют разную историю развития от других блоков земной коры в составе композитного Тувино-Монгольского микроконтинента.

Ключевые слова: Тувино-Монгольский микроконтинент, Бутугольская “глыба”, породные ассоциации, детритовые цирконы, источники сноса

DOI: 10.31857/S2686739723600261, **EDN:** UKPKXM

В сложной структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, к террейнам с раннедокембрийским основанием и гетерогенным строением относятся Тувино-Монгольский микроконтинент (ТММ) и Хангайская группа террейнов – Дзабханский, Сонгинский и Тарбагатайский блоки [1]. При этом в истории становления ТММ и Дзабханского террейнов существуют черты, которые позволяли ряду исследователей рассматривать их как единый палеомикроконтинент, разобренный фанерозойскими разломами ([2] и др.).

В строении Тувино-Монгольского микроконтинента выделяются две главные составные части: докембрийский фундамент и перекрывающий его венд-кембрийский осадочный чехол [3],

представленный шельфовыми отложениями боксонской и хубсугульской серий, а также их фациальными аналогами – породами горлыкской и арашейской свит. Фундамент ТММ представляет собой аккреционную структуру, в строении которой принимают участие разновозрастные и разнообразные по составу и генезису комплексы: неоархейский фундамент и мезопротерозойский чехол Гарганской глыбы, неопротерозойские вулканогенно-осадочные породы ее активной континентальной окраины, образования офиолитовой ассоциации поздне-мезопротерозойской Дунжугурской дуги (рис. 1) [3]. Несогласно на кристаллических породах Гарганской глыбы залегает мезопротерозойский чехол, сложенный карбонатными породами иркутской свиты [4]. Метаморфические породы фундамента Гарганской глыбы имеют натровую специфику, возраст 2.66–2.76 млрд лет [5] и модельный возраст 2.8–3.0 млрд лет при $\epsilon_{\text{Nd}}(2700)$ от +0.3 до +1.9 [6]. Относимые к фундаменту глыбы метаморфические породы, исследованные У. Болд в Монгольской части ТММ, подтверждают его неоархейский (2.7 млрд лет) возраст [7].

Значительную роль в строении фундамента ТММ играют породы офиолитовой ассоциации

¹Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

²Институт геохимии им. А.В. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

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

*E-mail: sink@crust.irk.ru

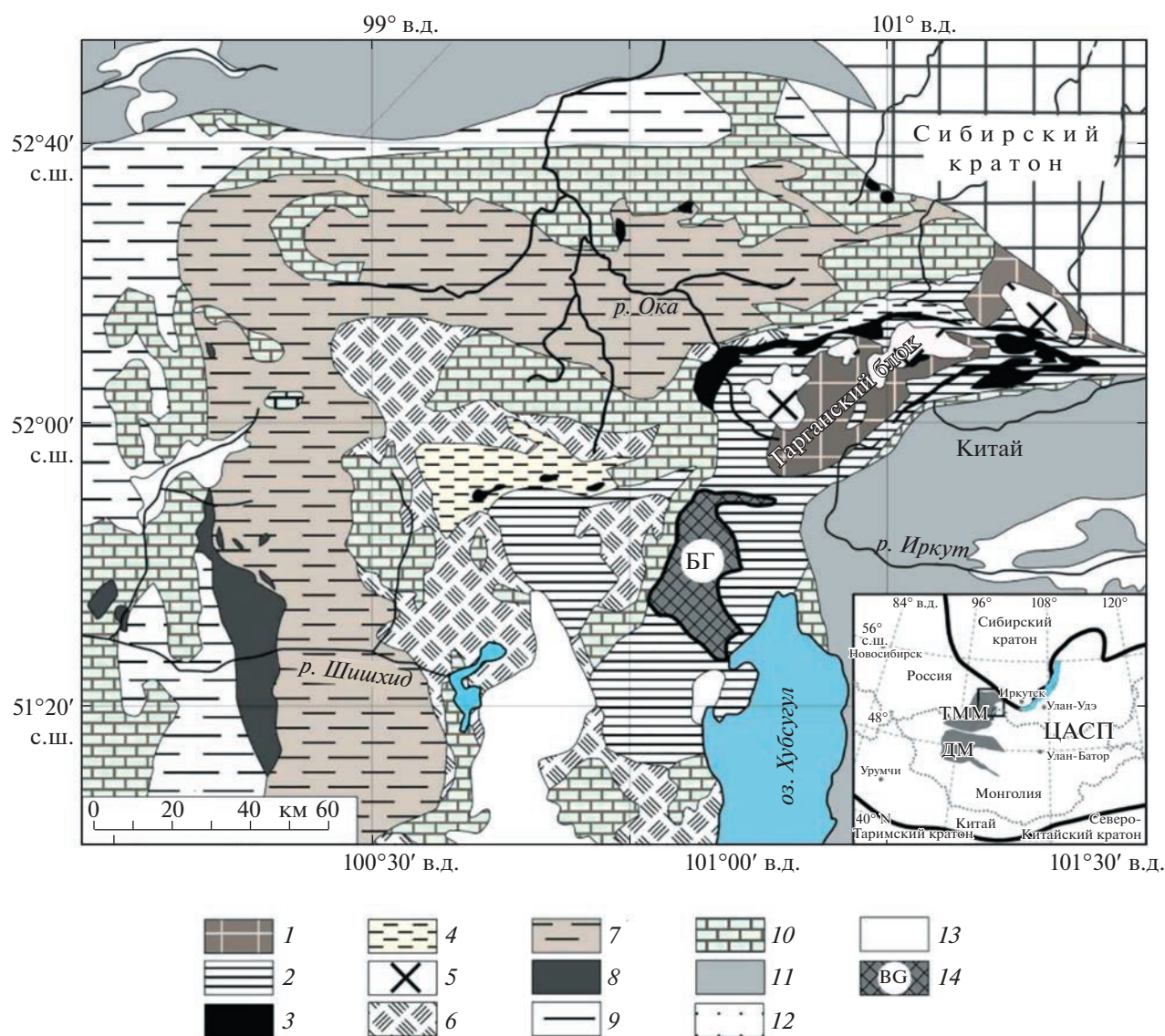


Рис. 1. Схема тектонической зональности северной части ТММ (по [7]) с дополнениями. Гарганский континентальный блок: 1 – кристаллический фундамент, 2 – осадочный чехол. Дунжугурская дуга: 3 – офиолиты, 4 – преддуговые отложения. Сархойская континентальная дуга: 5 – Сумсунурские тоналиты, 6 – Сархойский вулканический пояс, 7 – Окинская аккреционная призма, 8 – Шишихидские офиолиты, 9 – задуговые (?) отложения, 10 – венд-кембрийские карбонаты, 11 – палеозойские террейны, 12 – 790 Ма отложения, 13 – кайнозойские базальты, 14 – метаморфические породы Бутугольской глыбы. На врезке показаны контуры Тувино-Монгольского (ТММ) и Дзбханского (ДМ) микроконтинентов.

Дунжугурского комплекса, возраст плагиогранитов которого составляет 1020 ± 10 млн лет [8]. Офиолитовый покров сложен серпентинизированными гарцбургитами и дунитами (доля которых в разрезе составляет до 80%), а также породами полосчатого, габбрового, дайкового и вулканического комплексов [9]. Также в строении фундамента микроконтинента принимают участие породы Сархойской активной континентальной окраины, время существования которой оценивается в 870–805 млн лет, и Шишихидской островной дуги 830–775 млн лет [10].

К фундаменту Тувино-Монгольского палео-микроконтинента, кроме Гарганской, относились разрозненные выступы пород повышенной степени метаморфизма – Шутхулайская, Бутугольская глыбы, в разное время также включался Сангиленский блок, а в пределах Тункинских гольцов еще и Шумацкий и Хонголдайский выступы. Для большей части выделявшихся докембрийских выступов, проведенные геологические, петрографические и петрохимические исследования показали, что метаморфические породы, составляющие Шумацкую, Хонголдайскую, Шутху-

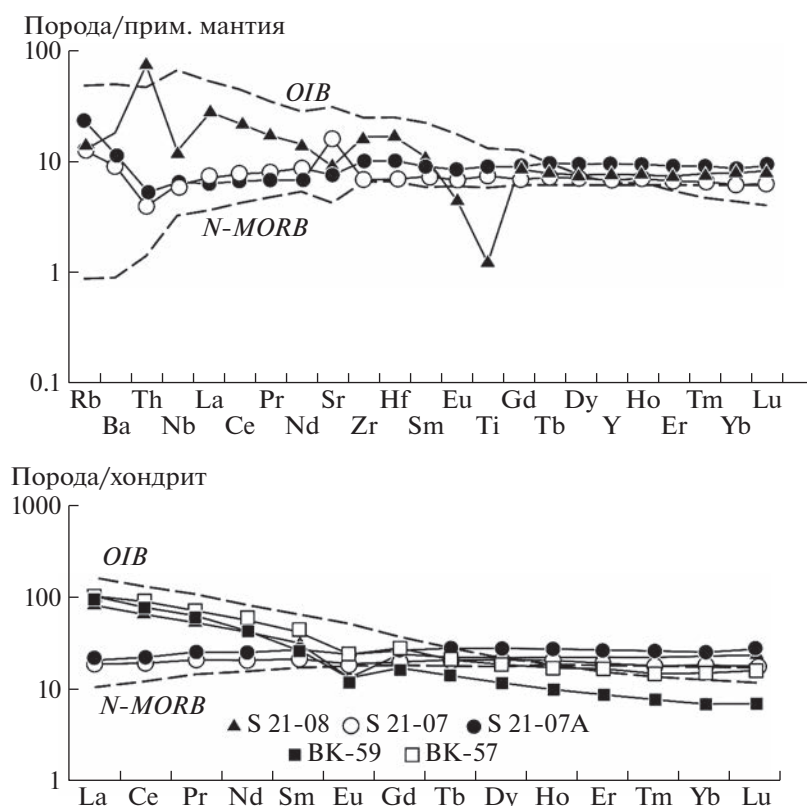


Рис. 2. Спектры распределения содержаний редких элементов, нормализованных к составу примитивной мантии, и редкоземельных, нормализованных к хондриту, для метаморфических пород Бутугольской глыбы.

лайскую глыбу являются полными литологическими, стратиграфическими и возрастными аналогами позднепротерозойских неметаморфизованных толщ ([6] и др.).

Бутугольская глыба представляет собой обособленный выход сильнодислоцированных метаморфических пород, располагающихся южнее образований Гарганской глыбы, как на территории России, так Монголии (рис. 1). Наши исследования метаморфических пород проводились в самой северной части Бутугольской глыбы (р. Большой Бутугол, правый приток р. Хоре), сложенной преимущественно разнообразными гнейсами, сланцами и амфиболитами. Реконструкция первичного состава пород глыбы показала, что в ее составе можно выделить, по крайней мере, три породные ассоциации – метариолиты (биотитовые гнейсы), метабазиты (амфиболиты) и метаосадочные образования (мусковитовые гнейсы).

Метариолиты (S-21-08) по петрохимическому составу соответствуют породам нормального ряда с содержанием $K_2O + Na_2O = 5–6$ мас. %, относятся к магнезиальным образованиям ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.67–0.69$). Для них характерны средние содержания Sr, Y, невысокие Nb, Zr и слабо фракционированные спектры распределения

редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 3.9$). На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr и положительные Th (рис. 2). Для них характерны положительные значения $\epsilon_{Nd}(1000) = +1.2$ и мезопротерозойский Nd-модельный возраст $T_{Nd}(DM2-st) = 1.5$ млрд лет (табл. 1).

Амфиболиты (S21-07, S-21-07A) близки по составу базальтам (51.1–52.9 мас. % SiO_2 , 7.8–8.5 мас. % MgO , 1.6–2.0 мас. % TiO_2). Они относительно обеднены легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 0.8–1.0$), Th, Nb, аномалии высокозарядных элементов отсутствуют (рис. 2). По особенностям распределения несовместимых элементов метабазиты соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB) или базальтам задуговых бассейнов (BABB). Метабазиты обладают положительными величинами $\epsilon_{Nd}(1000) = +4.1$, что наряду с положительными аномалиями Pb и Sr на мультиэлементных спектрах скорее указывает на их формирование в задуговом бассейне, а не в открытом океаническом пространстве.

Для метаосадков (БК-57, БК-59) характерны варьирующие содержания SiO_2 (60–80 мас. %), и высокие MgO (до 3.4), позволяющие относить их к туфогенным, или к породам с примесью вулка-

Таблица 1. Sm–Nd-изотопные данные для метаморфических пород Бутугольской глыбы

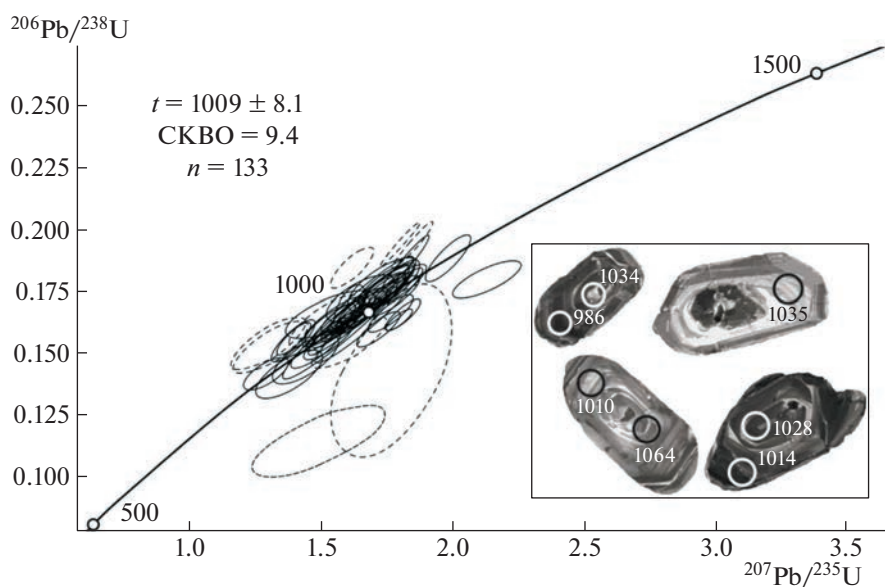
Номер обр.	Т, млн лет	Содержание, г/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{C})$
		Sm	Nd					
S21-08	1000	4.90	19.55	0.1509	0.512444	–3.8	1.2	1.5
S21-07	1000	3.27	9.66	0.2038	0.512957	6.2	4.1	
БК-57	1000	4.09	19.89	0.1238	0.511835	–15.7	–7.1	2.4

Примечание. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и двустадийных модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{C})$ рассчитаны на минимально возможный возраст их накопления.

ногенного материала. Типичны повышенные концентрации K_2O (2.2–2.6 мас. %) и его преобладание над Na_2O , а также наблюдаемое закономерное уменьшение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , MgO и Fe_2O_3 с ростом SiO_2 . Спектры распределения РЗЭ в метаосадочных породах отличаются заметным разнообразием: от слабо- ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.7$) до фракционированных с явным обогащением легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 14.6$) трендов (рис. 2). Отрицательная Eu-аномалия проявлена во всех проанализированных метаосадках. Исходя из содержаний индикаторных элементов (La, Sc, Co, Th) и их отношений, можно предположить, что формирование метаосадочных пород Бутугольской глыбы происходило за счет размыва преимущественно вулканических пород кислого и среднего составов. Для метаосадков типичны отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(1000) = -7.1$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.4$ млрд лет (табл. 1). Геохимические и изотопные характеристики указывают на накопление этих осадков в окраинноморских обстановках древнего континентального бока.

U–Pb-датирование циркона из метариолитов и метаосадков выполнено методом LA-ICP-MS в ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН. Установлено, что средневзвешенный возраст циркона из метариолитов (133 конкордантных значения), составляет 1009.5 ± 8.1 млн лет (рис. 3). Это значение возраста отвечает времени кристаллизации протолита ортогнейсов Бутугольской глыбы. Возраста детритовых цирконов из пробы метаосадочных пород (76 конкордантных значений) преимущественно находятся в диапазоне 1300–1700 млн лет и составляют также значимые пики на 890, 1057 и 2007 млн лет. Кроме того, выделяются слабые (выполненные 3 и менее значениями возрастов детритового циркона) пики на 1209, 2225, 2479 и 2901 млн лет (рис. 4). Популяции цирконов с возрастом 2.66–2.76 млн лет, типичных для пород Гарганской глыбы, в изученных породах Бутугольской глыбы не обнаружено.

Полученные геохимические, геохронологические и Nd-изотопные данные по ортопородам Бутугольской глыбы предполагают, что их формирование происходило за счет ювенильных мезопротеро-

**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией и микрофотографии зерен цирконов из метавулканита Бутугольской глыбы.

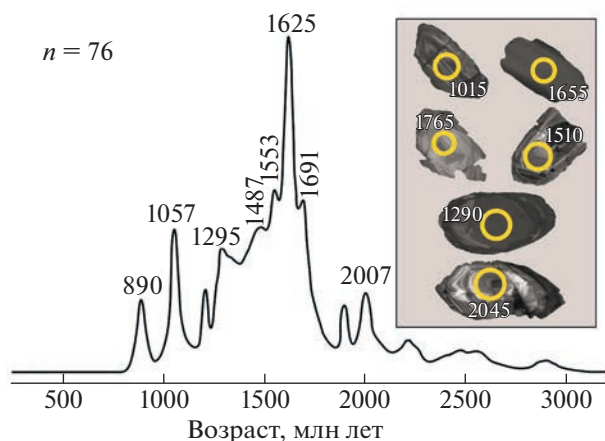


Рис. 4. Диаграмма относительной вероятности возрастов и микрофотографии зерен детритового циркона из метатерригенных пород Бутугольской глыбы.

зойских коровых источников, а Sm–Nd-изотопный состав метаосадков указывает и на значительную роль палеопротерозойской коры в формировании этих породных ассоциаций. Возрастной диапазон формирования пород Бутугольской глыбы услов-

но совпадает с временем существования океанической Дунжугурской дуги (~900–1034 млн лет) [10], при этом сложно представить, что при ее существовании и дальнейшем разрушении могли образовываться калиевые осадочные породы со значительным количеством акцессорных цирконов с возрастом от архея до неопротерозоя. Стоит отметить, что полученные интервалы возраста детритовых цирконов из метаосадков Бутугольской глыбы в неопротерозойских осадочных комплексах ТММ до настоящего времени не устанавливались ([11, 12] и др.). Детритовые цирконы возрастного диапазона 1.0–2.0 млрд лет с преобладанием палеопротерозойской популяции в пределах центральной части ЦАСП характерны для пород Сибирского, Северо-Китайского и Таримского кратонов (рис. 4) [10]. При этом цирконы мезопротерозойского возраста (1.3–1.7 млрд лет) большим распространением пользуются в докембрийских образованиях западной части складчатого пояса – Актау-Моинтинский, Иссыккульский, Кокчетавский и Северо-Казахстанский террейны, и блоки Южно-Илийский и Центрально-Тяньшанский [13, 14]. Некоторые исследователи связывают присутствие мезопротерозойских

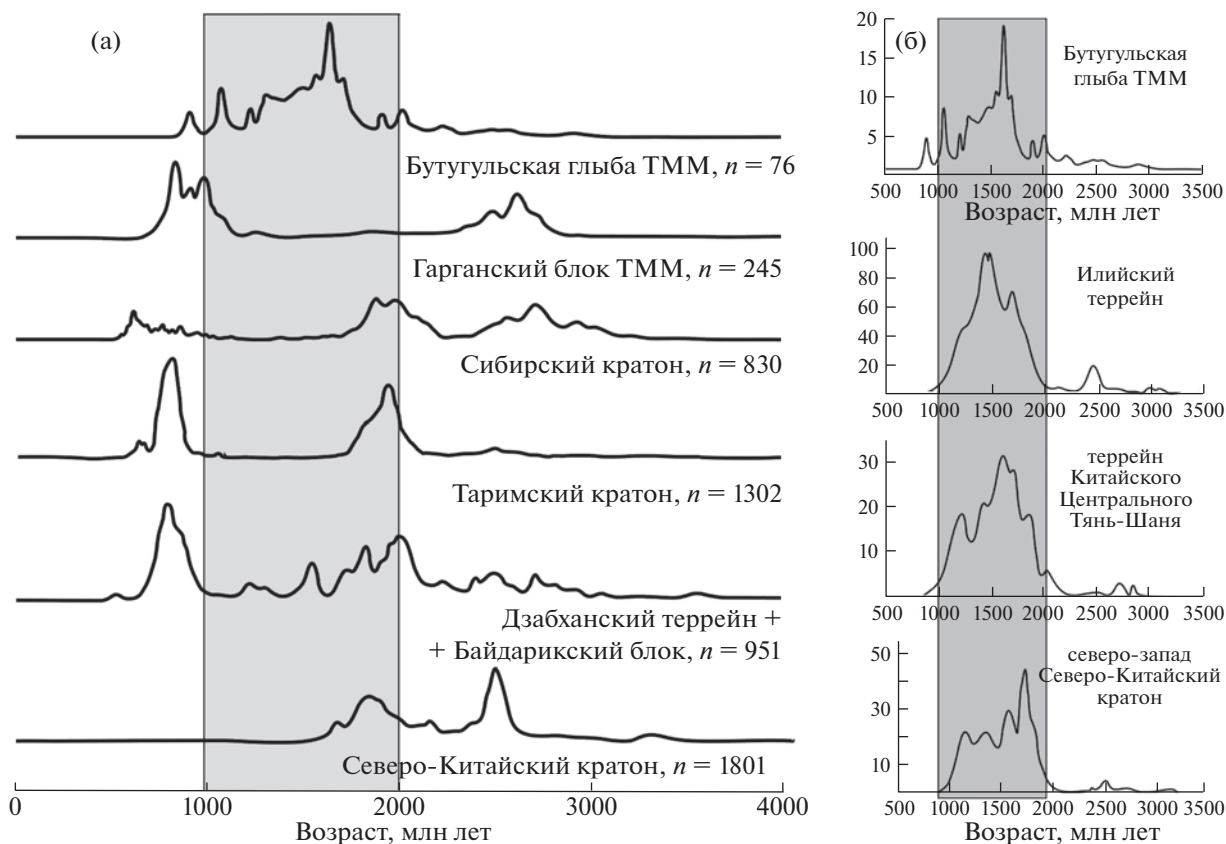


Рис. 5. Графики сравнения нормированной вероятности U–Pb-возрастов детритовых цирконов из метаосадочных пород Бутугольской глыбы и докембрийских осадочных пород близлежащих континентальных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса (а – по [7], б – по [13]).

детритов в составе этих блоков с поставкой обломочного материала в осадочные бассейны с континента Балтика [14].

Сходство распределения детритовых цирконов раннепротерозойско-мезопротерозойского этапа в породах Дзабханского террейна в некоторой степени близко к таковым в отложениях Бутульской глыбы. На существенную роль мезопротерозойской континентальной коры в формировании протерозойских (980–940 млн лет) магматических ассоциаций южной и центральной Монголии, в том числе в пределах Дзабханского микроконтинента указывают и недавние исследования ([15–17] и др.). Исследованные породные ассоциации Бутульской глыбы также могут являться как свидетелями мезопротерозойских событий проявившимися при сборке суперконтинента Родиния в интервале 1100–900 млн лет, так и являться остатками иных блоков, запечатанных в аккреционном орогене, о чем говорит повышенный, относительно окружающих ее структур ТММ, метаморфизм пород Бутульской глыбы.

ЦАСП представлен мозаикой блоков с разным происхождением, возрастом слагающих образований и сложной историей их формирования. Имеющиеся в настоящее время изотопно-геохронологические и геохимические данные о составе и возрасте метаморфического комплекса пород Бутульской глыбы, расположенной в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента ЦАСП, не позволяют отнести исследованную ассоциацию ни к одному из входящих в его состав гетерогенных блоков. Формирование протолита метавулканогенных пород, участвующих в строении этого комплекса, происходило на рубеже мезо- и неопротерозоя на сформированной коре, а метасадочных за счет континентальных источников сноса. Исследование метаморфических пород в Монгольской части ТММ [7] предполагает, как минимум, два эпизода метаморфизма на рубеже 1 млрд лет и в интервале 814–782 млн лет. Кроме того, на рубеже 650 млн лет также фиксируется термальное событие, которое проявлено как в пределах ТММ [18, 19], так и в северной части складчатого пояса, по времени близко совпадающее с аккрецией блоков в пределах Палеоазиатского океана [20] и сопутствующим метаморфизмом. Однако в настоящий момент установить время проявления метаморфизма пород Бутульской глыбы не представляется возможным.

Таким образом, особенности состава и возраста породных ассоциаций Бутульской глыбы, тектонические контакты и повышенная относительно окружающих ее образований степень метаморфизма предполагают, что этот блок является экзотическим для ТММ. Формирование пород, слагающих Бутульскую глыбу, возможно,

происходило при сборке суперконтинента Родиния в интервале 900–1100 млн лет за счет источников сноса, более распространенных и типичных для западной части ЦАСП.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00560 и в рамках государственных заданий ИЗК СО РАН, ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН. В работе задействовались оборудование ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Десярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
2. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.
3. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Баращ И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. № 6. С. 554–564.
4. Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б., Каурова О.К. Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479. № 1. С. 44–48.
5. Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Ю.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U–Pb датирования цирконов // ДАН. 2017. Т. 474. № 5. С. 599–604.
6. Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 2110–2121.
7. Bold U., Isozaki Y., Aoki S., Sakata S., Ishikawa A., Sawaki Y., Sawada H. Precambrian basement, provenance implication, and tectonic evolution of the Gargan block of the Tuva-Mongolia terranes, Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2019. V. 75. P. 172–183.
8. Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev N. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 311–325.
9. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позд-

- небайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
10. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
 11. Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З. История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U-Pb датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (Западное Прихубсугулье, Северная Монголия) // ДАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 358–362.
 12. Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г. U-Pb датирование методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян) // ДАН. 2014. № 4. С. 452–455.
 13. Zhu X., Wang B., Sun Z., Liu J., He Z., Zhong L. Detrital zircon ages of the Mesoproterozoic metasedimentary rocks in the southern Yili Block: Implications for tectonic affinities of the microcontinents in SW Central Asian Orogenic Belt // Precambrian Research. 2020. V. 350, P. 1–19.
 14. Kanygina N., Tretyakov A., Degtyarev K., Kovach V., Skuzovatov S., Pangd K-N., Wangd K-L. Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // Precambrian Research. 2021. V. 354, P. 1–19.
 15. Demoux A., Kröner A., Badarch G., Jian P., Tomurhuu D., Wingate M.T.D. Zircon ages from the Baydrag block and the Bayankhongor ophiolite zone: time constraints on late Neoproterozoic to Cambrian subduction- and accretion-related magmatism in Central Mongolia // J. Geol. 2009. V. 117. P. 377–397.
 16. Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K., Hanžl P., Janoušek V., Gerdes A., Lexa O. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 200–227.
 17. Kovach V., Kozakov I., Kröner A., Salnikova E., Wang K.-L., Lee H-Y., Plotkina Ju., Gorokhovskiy B., Adamskaya E., Tolmacheva E., Shpakovich L. Early Neoproterozoic crustal growth and microcontinent formation of the north–central Central Asian Orogenic Belt: New geological, geochronological, and Nd–Hf isotopic data on the Mélange Zone within the Zavkhan terrane, western Mongolia // Gondwana Research. 2021. V. 91. P. 254–276.
 18. Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
 19. Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Хубанов В.Б., Мионов А.Г., Травин А.В., Дамдинова Л.Б. Возраст и обстановки формирования неопротерозойских золотоносных гранитоидов Восточного Саяна // Геотектоника. 2020. № 3. С. 82–93.
 20. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

BUTUGOL METAMORPHIC COMPLEX – EXOTIC PRECAMBRIAN BLOCK IN THE STRUCTURE OF THE BASEMENT OF THE TUVA-MONGOLIAN MICROCONTINENT (EASTERN SAYAN)

S. I. Shkolnik^{a,c,#}, V. A. Belyaev^b, E. F. Letnikova^c, E. I. Demonterova^a, N. V. Bryansky^{a,b}, K. K. Kolesov^c, and A. V. Ivanov^c

^aInstitute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^bA.V. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^cV.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

[#]E-mail: sink@crust.irk.ru

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmoliuk February 8, 2023

Isotope-geochronological and geochemical data and age of the metamorphic rock of the Butugol metamorphic Complex, located in the eastern part of the Tuva-Mongolian microcontinent of the CAOБ, have been obtained. It has been established that the gneisses protolith is, in one case, volcanic rocks with an age of 1009 ± 8 Ma, in the other case, potassium meta-sedimentary rocks accumulating in continental marginal basins. The formation of the protolith of the metavolcanogenic rocks of this complex took place at the turn of the Meso- and Neoproterozoic on the formed crust, while the metasedimentary rocks formed due to the Mesoproterozoic, more rarely Paleoproterozoic and Archean continental provenances. It has been established that the rocks of the Butugol metamorphic Complex have a different history of development from other blocks of the earth's crust as part of the composite Tuva-Mongolian microcontinent.

Keywords: Tuva-Mongolian microcontinent, Butugol metamorphic Complex, rock associations, detrital zircons, provenances