

БЛОК ЭДИАКАРСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В СТРУКТУРЕ ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО–ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА**Ю.В. Смирнов¹, Н.М. Кудряшов²**¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, пер. Релочный 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: smirnova@ascnet.ru²ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана 14, г. Апатиты, 184200;
e-mail: nik@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 25 августа 2021 г.

В публикации представлены результаты исследований химического состава пород вулканогенной части широкопадинской свиты бассейна р. Берея Приамурского фрагмента северо-восточного фланга Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса (ЮМХОП), а также результаты геохронологических (U-Th-Pb, LA-ICP-MS) и изотопных (Lu-Hf) исследований цирконов из кристаллокластического туфа. Среди вулканических и вулканогенно-осадочных пород широкопадинской свиты доминируют метаандезибазалты, их туфы и туффиты. Геохимические особенности пород, а также изотопный состав Hf в цирконах свидетельствуют об образовании вулканитов над зоной субдукции. Конкордантный возраст наиболее молодой популяции цирконов из кристаллокластического туфа составляет 589 ± 5 млн лет ($MSWD = 0.60$, вероятность конкордантности 0.90 %), что соответствует эдиакарию. Эти цирконы характеризуются хорошей сохранностью огранки кристаллов без следов окатанности. В этой связи возраст туфов, по нашему мнению, отражает реальный возраст вулканизма и, соответственно, исследованных вулканических пород. Полученные данные являются достаточно неожиданными, так как наиболее древние породы океанической коры Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса характеризуются ордовикским возрастом. Следовательно, изученные нами вулканиты оказались древнее их более чем на 100 млн лет, и, соответственно, они не могут относиться к указанному поясу. Учитывая структурное положение эдиакарских вулканитов на границе Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса и Мамынского (Xing'an) террейна, наиболее вероятно, что они представляют собой фрагмент последнего, тектонически помещенный в современную структуру ЮМХОП. Данный вывод подтверждается присутствием в составе Мамынского (Xing'an) террейна образований близких по возрасту и геохимическим особенностям.

Ключевые слова: вулканические и вулканогенно-осадочные породы, геохимия, эдиакарий, геохронология, Южно-Монгольско–Хинганский орогенный пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Южно-Монгольско–Хинганский орогенный пояс (ЮМХОП), протягиваясь от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и приграничные районы Приамурья, относится к одной из значимых структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). В строении ЮМХОП на севере Китая в последние годы выявлены позднеордовикские и раннесилурийские островодужные вулканиты [17, 39], позднекаменноугольные габбро и мафические дайки [25], раннепермские син- или постколлизийные щелочные граниты [32, 37].

Северо-восточный фланг ЮМХОП в российской литературе обычно рассматривается в качестве Нора-Сухотинского террейна [1, 2]. По существующим представлениям, отраженным на геологических картах последнего поколения [3, 4], в строении этого террейна принимают участие фаунистически не охарактеризованные вулканогенно-осадочные комплексы с телами диабазов и метагабброидов, условно относимые к позднему протерозою, а также преимущественно осадочные породы палеозойского возраста [1, 2]. При этом геологические комплексы, входящие в состав Нора-Сухотинского террейна, в значительной степени перекрыты кайнозойскими отложениями

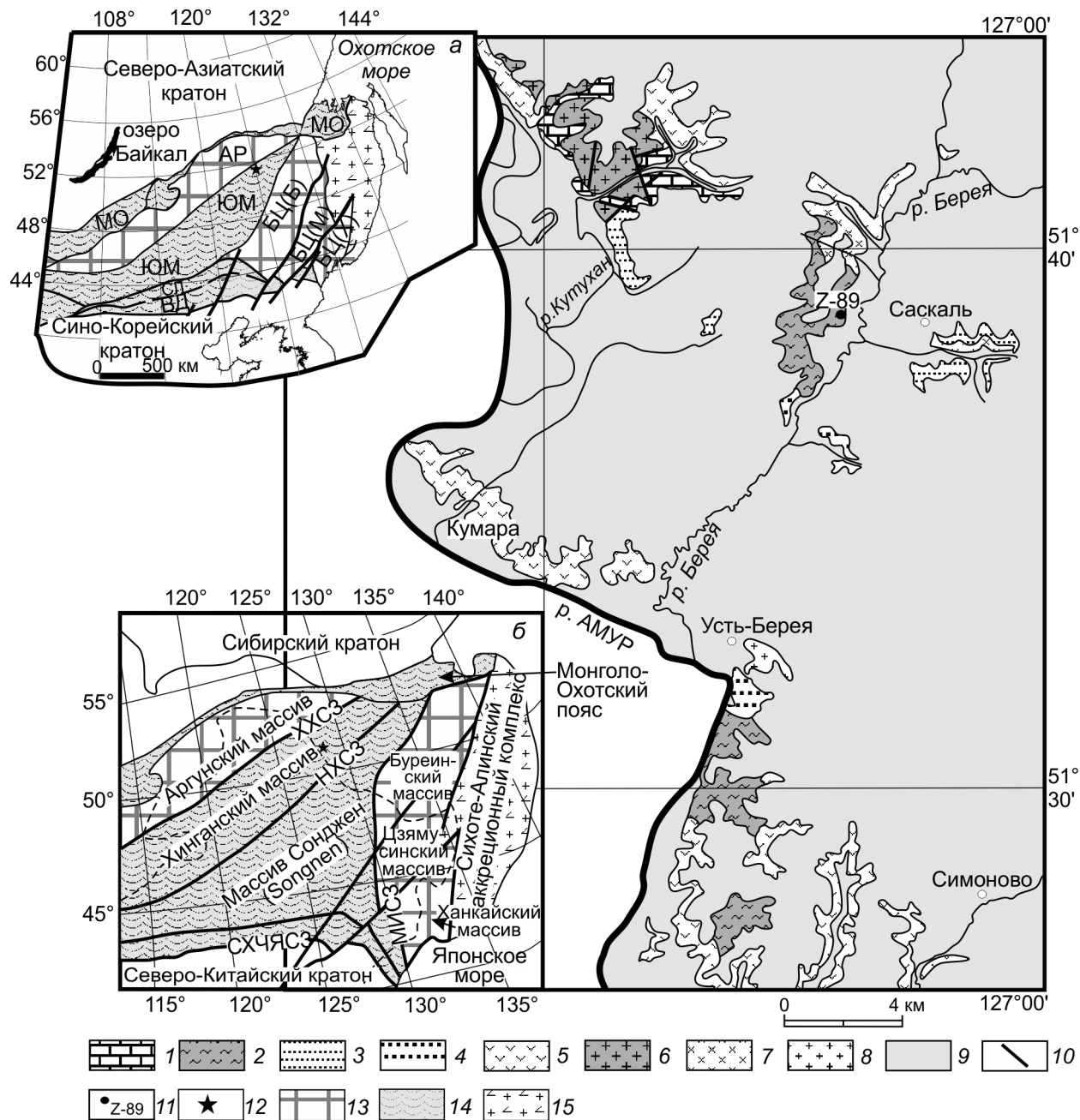


Рис. 1. Геологическая схема северо-восточной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

Составлена по [10], с изменениями авторов. Условные обозначения: 1–4 – палеозойские породы: 1 – мраморизованные известняки раннекембрийского возраста, 2 – условно силурийские сланцы, песчаники и мраморизованные известняки, 3 – песчаники, сланцы, мраморизованные известняки, гравелиты и конгломераты средне-позднедевонского возраста; 4 – песчаники, гравелиты, конгломераты, сланцы и туфы среднего состава раннепермского возраста, 5 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы раннемелового возраста, 6 – раннепалеозойские гранитоиды, 7 – позднепалеозойские граниты, гранодиориты и диориты, 8 – раннемеловые гранодиориты, 9 – кайнозойские рыхлые отложения, 10 – разломы, 11 – место отбора и номер образца для U-Th-Pb геохронологических исследований.

На врезке (а) показано положение исследуемых образований (12) в структурах региона (тектоническая основа по [2]), 13 – континентальные массивы (супертеррейны): АР – Аргунский, БЦ – Бузейно-Цзяму-синский (БЦ(Б) – Бузейно-Ханкайский террейны, БЦ(М) – Малохинганский террейны, БЦ(Х) – Ханкайский террейны); 14 – палеозойские-раннемезозойские складчатые пояса: ЮМ – Южно-Монгольско-Хинганский, МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмаю; 15 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса.

На врезке (б) показано положение исследуемых образований (12), а также сутурных зон, по [21, 22, 40]: ХХСЗ – Хинлин-Хигуита (Xinlin-Xiguitu), НХСЗ – Нэнзянь-Хэйхе (Henjiang-Heihe), МИСЗ – Муданьзянь-Илан (Mudanjiang-Yilan), СХЧЯСЗ – Солонкер-Хар Морон-Чанчунь-Яньцзи (Solonker-Xar Moron-Changchun-Yanji).

Амура-Зейской впадины, что существенным образом затрудняет его изучение.

К настоящему времени в строении Нора-Сухотинского террейна выявлены позднеордовикские (455 ± 2 млн лет) толеитовые габбро [5], раннесилурийские (440 ± 10 млн лет) гранитоиды [6], позднедевонские (378 ± 3 млн лет) гастингсит-биотитовые граниты [7]. Также установлено, что неклинская и дагмарская толщи имеют не неопротерозойский, как было принято считать ранее [1, 4], а раннепалеозойский возраст [9]. Они, вместе с другими палеозойскими осадочными толщами (алевролит-песчаниковой и граматухинской), представляют собой фрагменты аккреционных комплексов, фрагментарно выходящих на поверхность из-под кайнозойских отложений Амура-Зейской впадины [9].

По-видимому, такая же интерпретация может быть предложена и для силурийских, девонских и каменноугольных отложений юго-западной части Нора-Сухотинского террейна, образующих мелкие разрозненные выходы на левом берегу р. Амур (рис. 1). Однако их вещественный состав остается полностью неисследованным, что делает невозможным их корреляцию с другими осадочными комплексами Нора-Сухотинского террейна.

В данной статье мы представляем результаты геохимических и геохронологических исследований позднесилурийских вулканических и вулканогенно-осадочных пород на правом берегу реки Беря ($51^{\circ}38'42.6''$ с.ш., $126^{\circ}54'01.9''$ в.д.), относимых [3] к широкопадинской свите, с целью определения их структурной позиции в строении Нора-Сухотинского террейна.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

На левобережье р. Амур, как правило, в цоколе террас встречаются разрозненные выходы вулканогенно-осадочных и осадочных пород: верхнесилурийская широкопадинская свита, нижнедевонская большекаменушинская свита, среднедевонские буссевская и гуранская свиты, ниже-среднекаменноугольная богданихинская свита и нижнепермская береинская свита [3].

Как было отмечено выше, объектом данного исследования являются породы широкопадинской свиты. Эта свита распространена в междуречье Беря–Гуран (бассейн р. Амур), где представлена метавулканиками основного и среднего состава. В бассейне р. Гуран в составе свиты наблюдаются полимиктовые мелкозернистые песчаники и конгломераты [3, 10]. Мощность свиты до 1050 м. Породы свиты зонально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации

и смяты в прямые и наклонные складки разных порядков близширотного и северо-восточного простирания. В песчаниках обнаружена фауна, характерная для позднего силура: *Leptostrophia* ex gr. *filosa* (Sow.), *Maoristrophia* ex gr. *carinata* (Bar.), *Stegerhynchella angačiensis* (Tchern.), *Microsphaeridiorhynchus nucula* (Sow.), *M. nucula* var. *tuvaensis* Tchern., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), *Delthyris elevatus* Dalm. [3]. В то же время возраст пород вулканогенной части разреза остается неопределенным.

На правобережье реки Беря широкопадинская свита представлена метаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, которые и явились непосредственными объектами исследований. Нами были проведены геохимические исследования валового состава этих пород, также U-Th-Pb геохронологические и Lu-Hf изотопные исследования цирконов из них.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Анализ состава породообразующих минералов произведен в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) с использованием растрового электронного микроскопа JSM-6390LV JEOL с комплексной системой микроанализа OXFORD INSTRUMENTS.

Определение содержаний главных элементов и Zr в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск). Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнена путем их сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при $T = 1050\text{--}1100$ °С. Величины интенсивности аналитических линий в ходе анализа скорректированы на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции.

Концентрации микроэлементов определены методом ICP-MS в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) на ICP масс-спектрометре NexION 300D. В ходе проведения ICP-MS метода проводилось сплавление образцов (навеска 100 мг) с безводным метаборатом лития (400 мг) в стеклоуглеродных тиглях марки СУ-2000 при температуре 1150 °С (3 мин) в высокочастотной индукционной печи ВЧГ-4, с последующим разложением плавня смесью перегнанных кислот HF и HNO₃ и отгонкой SiF₄. Двойная и тройная перегонка кислот была осуществлена последовательно в системах глубокой очистки кислот: subPUR/duo PUR Milestone microwave laboratory systems, затем в Savillex DST-1000 sub-boiling Distillation System User's Manual. Кислотность

всех готовых к ICP-MS анализу растворов составляла 2–3 % HNO_3 , окончательный фактор разбавления растворов проб для съемки составлял 10 000 раз. Для приготовления всех растворов (промывочные, градуировочные, анализируемые и контрольного опыта) использовали сверхчистую воду, очищенную с помощью аппарата Milli Q (Millipore SAS, Франция), дозировка и раздача сверхчистой воды через дозатор Q-POD (синего цвета).

Перед началом измерений проводилась настройка прибора и оптимизация инструментальных параметров с целью получения максимального значения аналитического сигнала и его стабильности при минимальном вкладе в сигнал оксидных и двухзарядных ионов, низком фоновом уровне. Выбор способа градуировки обусловлен необходимостью одновременно определить максимально возможное количество элементов в одном растворе и учесть матричные помехи. В связи с этим была применена внешняя градуировка по раствору Tuning Solution («tune») с концентрацией 1 ppb следующих элементов: Ba, Be, Ce, Co, In, Mg, Pb, Rh, U.

Для расчета концентраций была использована градуировка по сертифицированным растворам CLMS-1-4 фирмы SPEX (США) с концентрациями элементов 0.1, 1.0 и 5.0 нг/мл с контролем дрейфа сигнала по внутреннему стандарту, в качестве которого выбран ^{103}Rh . Нивелирование матричного эффекта достигалось путем разбавления готовых растворов проб для анализа в 10 000 раз. Для перевода анализируемого раствора в аэрозоль использовался концентрический низкотоковый распылитель Meinhard (0.1 мл/мин). Пределы обнаружения оценивались по 3σ критерию и пересчитывались на содержание в твердом веществе с учетом фактора разбавления. Для оценки правильности результатов анализа были использованы хорошо охарактеризованные стандартные образцы горных пород различного состава геологических служб США, Японии, Китая и России.

Для U-Th-Pb исследований (LA-ICP-MS) из выбранного образца выделен гравиконцентрат с зёрнами циркона с помощью стандартных тяжелых жидкостей и магнитной сепарации в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск). Собственно U-Th-Pb геохронологические исследования цирконов методом LA-ICP-MS выполнены в лаборатории Отдела Наук о Земле, Университета штата Аризона (Department of Geosciences, University of Arizona, Arizona LaserChron Center) с использованием системы лазерной абляции Analyte G2 в сочетании с ICP-масс-спектроме-

тром Finnigan Element-2. Диаметр кратера в процессе анализа составил 25 мкм. В процессе анализа для калибровки использовался комплекс стандартов: FC, SL-F, SL-mix, R33, T2. Детальное описание методики исследований изложено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 [23]. В ходе интерпретации данных учтены рекомендации, опубликованные в работах [15, 36].

Lu-Hf изотопные анализы цирконов были выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Hf-изотопные анализы проводились в том же месте цирконов, что и U-Th-Pb анализы. Детальное описание методики исследований изложено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ на момент кристаллизации рассчитывалось с использованием современных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и константы ^{176}Lu ($\lambda = 1.867\text{e}-11$) [28, 29]. При расчете значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ использованы хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282785) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0336) [13]. Коровые Hf-модельные возрасты t_{HfC} рассчитаны, принимая среднее отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре, равное 0.0093 [12, 33]. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ [16].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Исследованные породы представлены метаандезибазальтами, их туфами и туффитами. В связи с тем, что вулканические породы, включаемые в состав широкопадинской свиты, претерпели метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, первичные структуры практически не сохранились, или (в единичных случаях) представлены лишь реликтами. Большинство пород характеризуется устойчивым парагенезисом следующих минералов: полевые шпаты + биотит + серицит + хлорит + эпидот + кальцит + кварц ± цоизит ± актинолит. Составы минералов приведены на рис. 2.

Метаандезибазальты представлены темно-серыми породами с реликтовой интерсертальной структурой и массивной текстурой. Зерна плагиоклазов, достигающие 0.4 мм, полностью альбитизированы, серицитизированы. Темноцветные минералы замещены хлорит-эпидотовым агрегатом. Для единичных чешуек биотита характерна опацизация. Среди акцессорных минералов присутствуют магнетит, апатит, гематит, сфен, циркон.

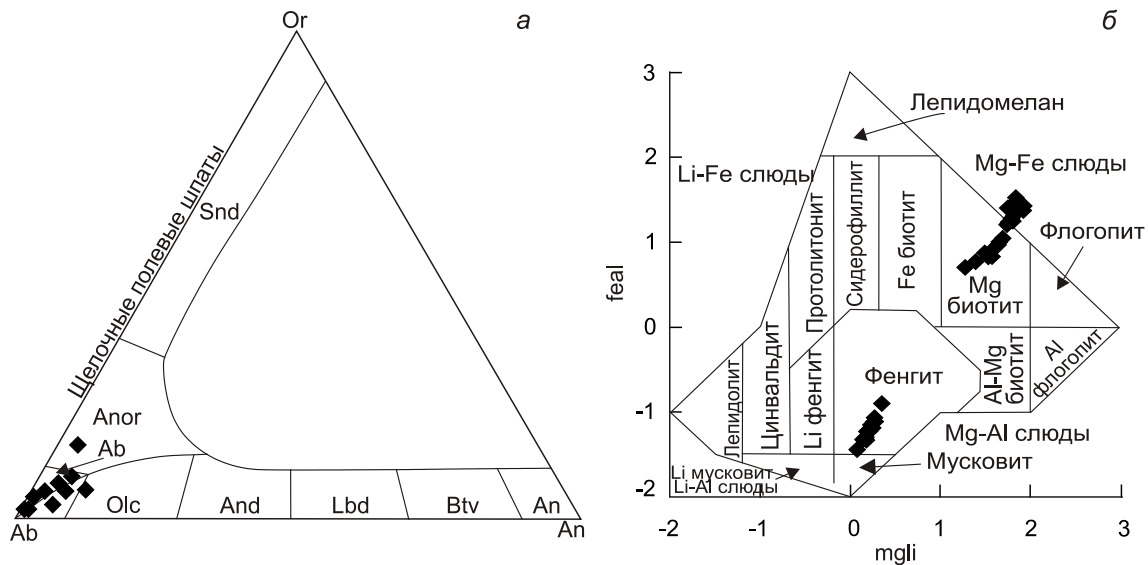


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов породообразующих минералов метаандезибазальта бассейна р. Беря (обр. Z-89-1):

a – составы полевых шпатов на диаграмме Ab–Or–An [14]; *б* – составы слюд на диаграмме mgli–feal [31]. Сокращения (*a*): Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз, And – андезин, Anor – анортоклаз, Btv – битовнит, Olc – олигоклаз, Lbd – лабрадор, Snd – санидин.

Туфы представлены зеленоватыми разновидностями с массивной текстурой и кристаллокластической алевропсаммитовой структурой. Для кристаллокластов характерны полевые шпаты, темноцветные минералы, замещенные актинолит-хлорит-эпидотовым материалом. Эти обломки сцементированы мелкокораздробленным вулканическим стеклом. Присутствует незначительное количество невулканического материала, представленного окатанными обломками кварца и полевых шпатов.

Для полосчатых туффитов свойственна кристаллокластическая алевритовая структура. В этих породах присутствуют кристаллокласты, подобные таковым в туфах, но при большем количестве терригенной примеси.

Для классификации вулкаников нами были использованы диаграммы, основанные на содержании не только петрогенных компонентов, но и микроэлементов. При построении дискриминационных диаграмм использовались содержания петрогенных компонентов, пересчитанные на 100 мас. % (без ппп). Метаандезибазальты по содержанию SiO_2 (51.44–53.70 мас. %) и суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), варьирующей от 6.08 до 6.88 мас. %, соответствуют трахиандезибазальтам (табл. 1, рис. 3, *a*). По значениям соотношения FeO^*/MgO (2.60–2.80) они отвечают породам толеитовой серии. На тройной дискриминационной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{FeO}^*+\text{TiO}_2)-\text{MgO}$ [19, 34] вулканики расположены в поле толеитов

нормального типа (рис. 3, *б*). По соотношениям Nb/Y и Zr/Ti, лежащих в основе классификационной диаграммы [27], точки составов рассматриваемых пород локализируются вдоль линии, разделяющей поля андезитов/андезибазальтов и базальтов (рис. 3, *в*).

Вулканики бассейна р. Беря имеют высокие содержания лантаноидов ($\Sigma\text{REE} = 243\text{--}250$ г/т) при слабо проявленной отрицательной или положительной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.97\text{--}1.02$) и умеренно дифференцированном спектре распределения редкоземельных элементов ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 6.42\text{--}6.52$) (рис. 4, *a*). В вулканиках отмечается дефицит Nb, Ta, Ti, Sr при обогащении Rb, Ba, La, Ce, Pb (рис. 4, *б*). Значения отношений $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ и $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ в метаандезибазальтах варьируют в диапазонах 0.31–0.35 и 0.29–0.33, соответственно.

Близкие к метаандезибазальтам вариации основных породообразующих компонентов и элементов-примесей типичны для туфов и туффитов широкоплатинской свиты (рис. 3, 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-TH-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из кристаллокластического туфа (обр. Z-89) проанализированы 44 зерна цирконов (табл. 2), для 42 из которых получены конкордантные оценки возраста. Доминирующая часть цирконов имеет неопротерозойский возраст 908–572 млн лет, пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют

Таблица 1. Химический состав представительных образцов вулканогенной части широкопадинской свиты.

Образец/ Компоненты	метаандезибазальты			туфы		туффит
	Z-89-1	Z-89-5	Z-89-6	Z-89	Z-89-2	Z-89-4
SiO ₂	50.89	51.13	50.64	54.21	60.92	40.30
TiO ₂	2.61	2.70	5.68	0.93	0.74	0.49
Al ₂ O ₃	15.04	14.88	14.76	20.78	16.66	10.78
Fe ₂ O ₃ *	11.31	11.36	11.22	10.21	7.84	5.09
MnO	0.12	0.12	0.12	0.04	0.07	0.19
CaO	4.59	4.54	4.88	0.22	1.18	13.20
MgO	3.63	3.66	3.88	3.67	3.21	8.88
Na ₂ O	4.58	5.25	5.24	2.37	2.51	1.90
K ₂ O	1.18	1.34	1.20	3.80	3.05	1.16
P ₂ O ₅	0.82	0.83	0.83	0.10	0.20	0.13
ппп	4.37	4.67	5.07	3.07	2.94	18.06
Сумма	99.14	100.48	103.52	99.40	99.32	100.18
Ga	23.28	23.87	23.33	30.69	21.76	13.30
Rb	34	42	38	131	105	43
Sr	331	335	340	41	82	160
Ba	524	477	382	702	638	330
La	40.73	42.56	41.24	24.66	37.78	33.04
Ce	90.95	94.91	91.67	55.06	79.18	69.69
Pr	12.52	12.25	11.64	5.66	10.04	8.40
Nd	53.50	50.66	49.55	21.25	39.50	31.75
Sm	10.76	11.11	10.59	4.44	7.50	5.62
Eu	3.54	3.61	3.56	1.28	1.66	1.28
Gd	10.06	11.41	11.40	4.79	6.63	4.93
Tb	1.57	1.64	1.57	0.80	1.01	0.80
Dy	9.26	9.80	9.42	5.28	5.86	4.57
Ho	1.80	1.86	1.80	1.11	1.11	0.93
Er	4.66	5.27	5.16	3.24	3.09	2.55
Tm	0.68	0.71	0.71	0.50	0.45	0.39
Yb	4.24	4.44	4.36	3.36	3.16	2.72
Lu	0.64	0.68	0.70	0.51	0.48	0.41
Y	44	48	46	30	30	24
Nb	15	14	14	17	14	14
Ta	0.98	0.86	0.90	1.21	1.00	0.96
Zr	360	311	306	157	249	174
Th	5.33	5.70	5.00	6.68	12.10	9.53
U	1.44	1.59	1.54	1.84	1.77	2.44
Pb	22	23	23	5	6	3
Cu	17	21	21	5	6	4
Zn	120	306	324	114	97	72
V	249	223	195	199	135	86
Cr	25	18	22	99	74	48
Co	25	27	27	22	20	8
Ni	36	18	23	226	37	24
∑REE	245	250	243	132	197	167
Eu/Eu*	1.02	0.97	0.98	0.84	0.70	0.73
[La/Yb] _n	6.52	6.51	6.42	4.98	8.11	8.26
K ₂ O+Na ₂ O	6.08	6.88	6.54	6.40	5.77	3.73
FeO*/MgO	2.80	2.79	2.60	2.50	2.20	0.52

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, элементов-примесей – в г/т. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃. Соотношения петрогенных компонентов приведены в пересчете на 100 мас. % (без ппп).

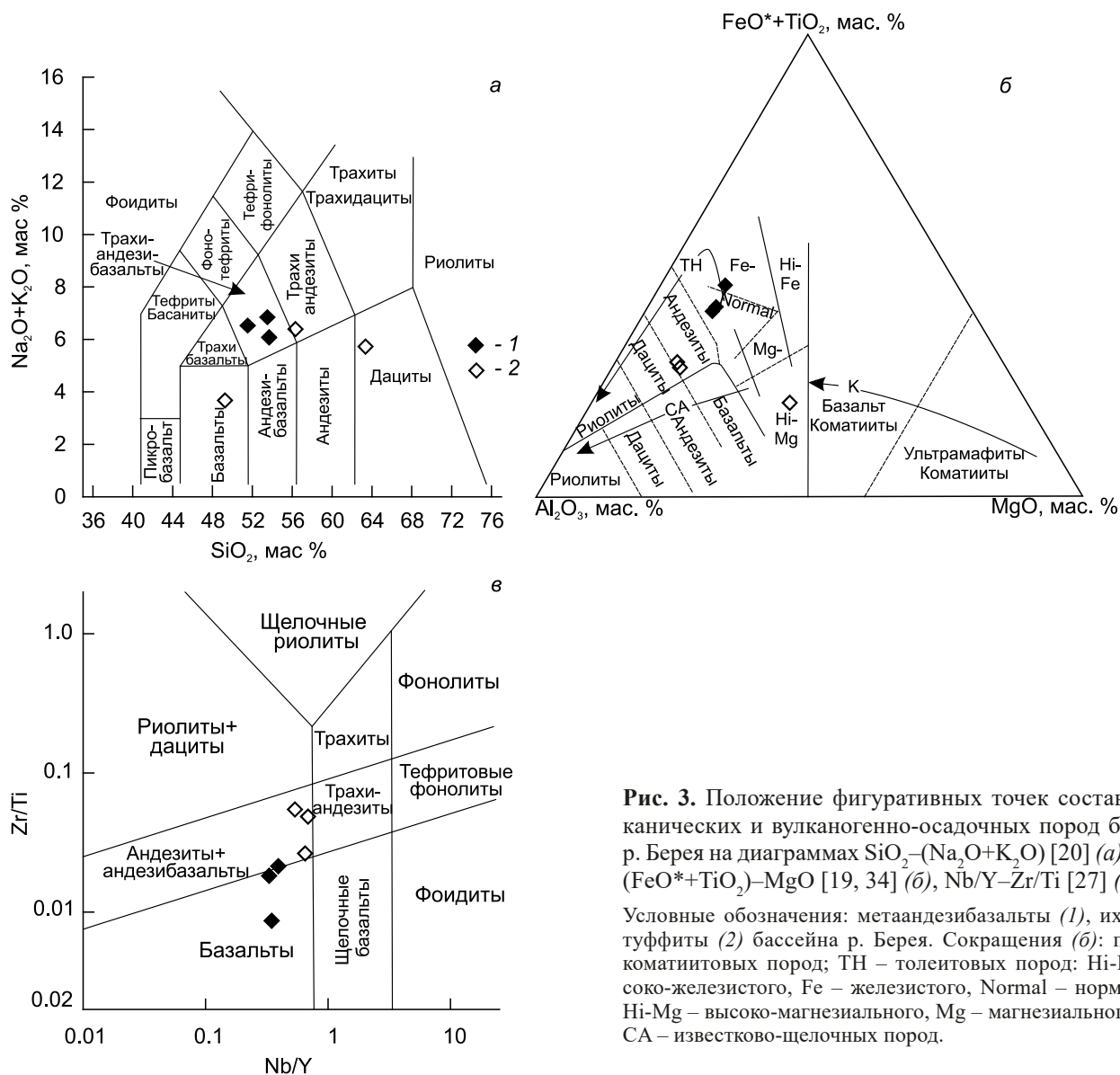


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов вулканических и вулканогенно-осадочных пород бассейна р. Беря на диаграммах SiO₂–(Na₂O+K₂O) [20] (а), Al₂O₃–(FeO*+TiO₂)–MgO [19, 34] (б), Nb/Y–Zr/Ti [27] (в).

Условные обозначения: метаандезитобазальты (1), их туфы и туффиты (2) бассейна р. Беря. Сокращения (б): поля К – коматиитовых пород; ТН – толеитовых пород; Hi-Fe – высоко-железистого, Fe – железистого, Normal – нормального, Ni-Mg – высоко-магнезиального, Mg – магнезиального типов; СА – известково-щелочных пород.

значениям 593 и 904 млн лет (рис. 5). Кроме того, присутствуют единичные зерна цирконов мезопротерозойского (1445–1037 млн лет), палеопротерозойского (1994–1697 млн лет) и неоархейского (2.58–2.57 млрд лет) возраста, не образующих статистически значимых популяций.

Наиболее молодые цирконы эдиакарского возраста представлены прозрачными зернами дипирамидально-призматической формы светлорыжевого цвета, основными элементами огранки являются грани призмы {110} и дипирамиды {111}. Размер зерен изменяется от 50 до 150 мкм, K_{удл} = 2.0–3.0. Для внутреннего строения цирконов характерна хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 6), величина Th/U = 0.23–0.94. С учетом того, что цирконы извлечены из кристаллокластического

туфа, их возраст, по нашему мнению, отражает реальный возраст вулканизма и, соответственно, исследованных вулканических пород. Подтверждением тому являются хорошая сохранность огранки кристаллов эдиакарского возраста без следов окатанности (рис. 6).

Для получения корректной оценки возраста из 28 эдиакарских значений мы исключили 9, которые соответствуют уровню достоверности 95 %, но при величине MSWD > 1. Средневзвешенное конкордантное значение возраста (рис. 7, а) для оставшихся 19 определений составляет 589±5 млн лет (MSWD = 0.60, вероятность конкордантности 0.90 %). Тождественное значение возраста (рис. 7, б) получается и при расчете в варианте TuffZirc Age – 590±5 млн лет.

Четыре зерна с возрастными значениями в интервале от 908 до 881 млн лет образуют кластер с максимумом на

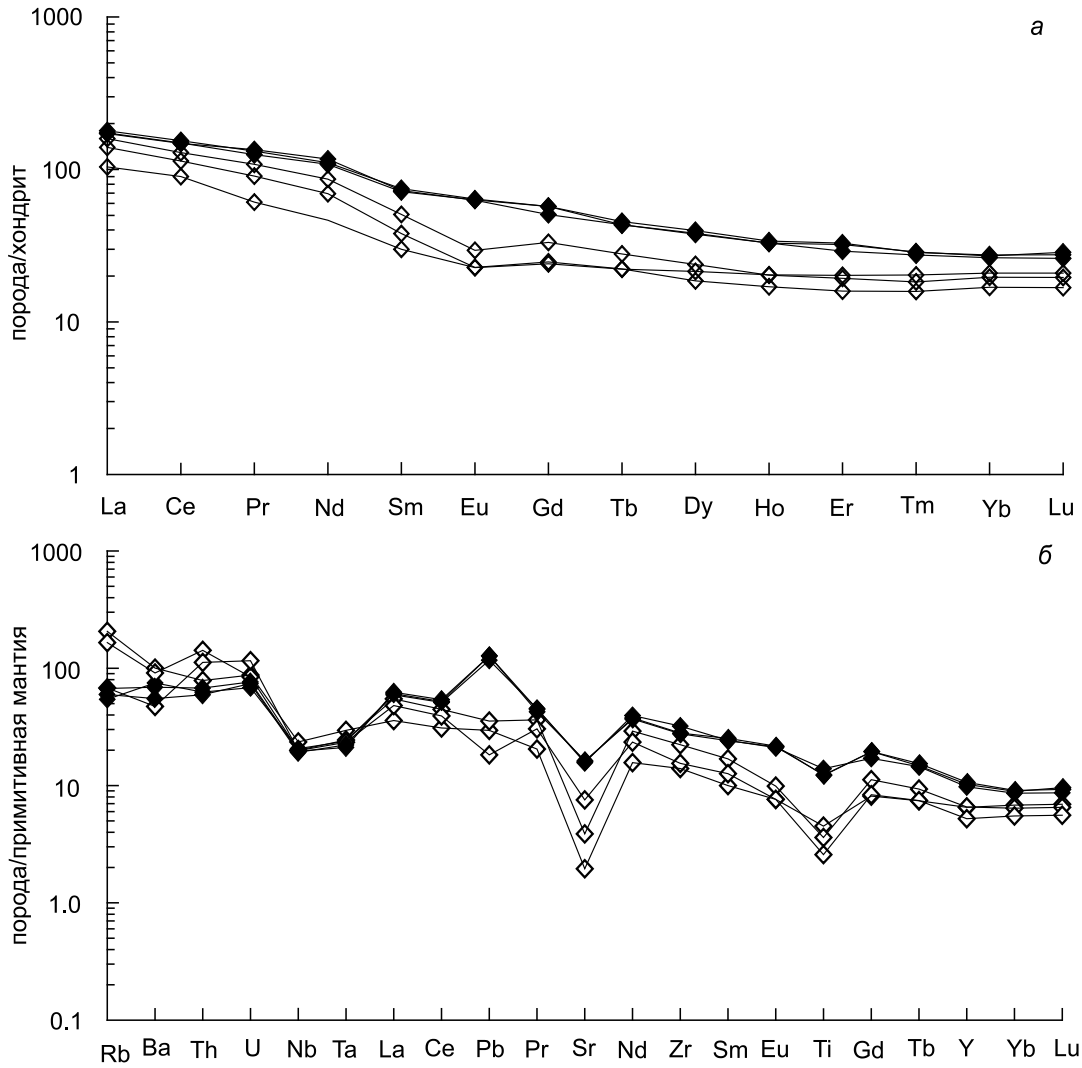


Рис. 4. График распределения редкоземельных элементов (а) и мультиэлементная диаграмма (б) для вулканических и вулканогенно-осадочных пород бассейна р. Беря.

Состав хондрита – по [24], примитивной мантии – по [30]. Условные обозначения на рис. 3.

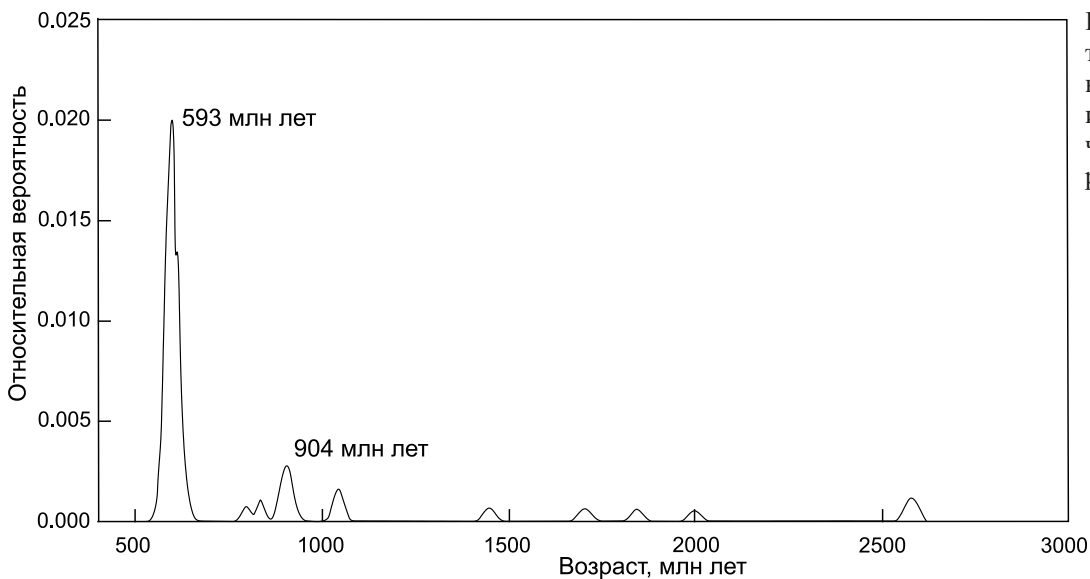


Рис. 5. Кривая относительной вероятности возрастов цирконов из кристаллокластического туфа бассейна р. Беря (обр. Z-89).

Таблица 2. Результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований цирконов из кристаллокластического туфа бассейна р. Береза.

№ п/п	Анализы	Th, г/г	U, г/г	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U/Th	Изотопные отношения*						Возраст, млн лет						D	**			
						$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$			CA	$\pm 2\sigma$	
1	Z-89 участок 20	854	906	71637	1.1	16.76	0.8	0.76	1.0	0.093	0.7	0.66	572	4	572	4	569	17	572	7	0.6	**
2	Z-89 участок 23	272	423	31012	1.6	16.64	0.8	0.76	1.1	0.093	0.7	0.63	573	4	574	5	577	19	574	9	-0.7	**
3	Z-89 участок 12	256	584	44813	2.3	16.70	0.9	0.77	1.0	0.094	0.7	0.64	581	4	579	4	575	17	580	7	1.0	**
4	Z-89 участок 33	293	460	42696	1.6	16.52	1.1	0.78	1.4	0.095	0.9	0.60	583	5	587	6	602	25	584	10	-3.0	**
5	Z-89 участок 5	107	243	18732	2.3	16.51	1.3	0.78	1.7	0.095	0.6	0.34	584	3	584	8	585	36	584	7	-0.2	**
6	Z-89 участок 30	188	275	8800	1.5	16.35	1.1	0.78	1.6	0.095	0.7	0.43	584	4	583	7	578	31	584	7	1.0	**
7	Z-89 участок 24	223	317	23513	1.4	16.50	1.0	0.78	1.2	0.095	0.6	0.48	585	3	586	5	591	23	585	6	-1.0	**
8	Z-89 участок 42	110	247	21130	2.2	16.89	1.4	0.76	1.8	0.095	0.8	0.42	586	4	576	8	539	36	585	9	8.7	**
9	Z-89 участок 43	117	256	20992	2.2	16.77	1.3	0.77	1.6	0.095	0.6	0.40	586	4	580	7	555	31	586	7	5.6	**
10	Z-89 участок 2	134	243	23173	1.8	16.67	1.6	0.78	1.9	0.096	0.7	0.37	589	4	585	9	570	39	589	8	3.3	**
11	Z-89 участок 4	383	533	47552	1.4	16.75	0.9	0.78	1.3	0.096	0.8	0.64	590	5	586	6	571	21	590	9	3.4	**
12	Z-89 участок 49	301	591	44381	2.0	16.69	0.8	0.78	1.0	0.096	0.6	0.62	591	4	588	5	579	18	590	7	2.1	**
13	Z-89 участок 26	121	213	16246	1.8	16.60	1.4	0.78	1.8	0.096	0.8	0.44	591	4	586	8	567	35	591	9	3.9	**
14	Z-89 участок 32	140	209	15138	1.5	16.58	1.5	0.79	1.7	0.096	0.7	0.42	594	4	589	8	572	34	594	8	3.7	**
15	Z-89 участок 31	110	228	4817	2.0	15.68	1.7	0.81	4.2	0.097	0.7	0.17	594	4	600	19	624	90	595	8	-4.7	**
16	Z-89 участок 3	218	369	27846	1.7	16.49	1.0	0.80	1.4	0.097	0.8	0.54	595	4	596	6	597	26	595	9	-0.2	**
17	Z-89 участок 11	129	566	41760	4.4	16.66	0.9	0.79	1.2	0.097	0.6	0.54	596	4	593	5	582	21	595	7	2.3	**
18	Z-89 участок 44	182	354	26853	1.9	16.88	1.0	0.78	1.2	0.097	0.6	0.51	596	4	586	6	548	23	594	7	8.8	**
19	Z-89 участок 17	188	374	31827	2.0	16.40	0.9	0.80	1.2	0.097	0.5	0.44	597	3	599	6	608	24	597	6	-1.9	**
20	Z-89 участок 13	384	437	41599	1.1	16.61	0.9	0.80	1.1	0.098	0.6	0.57	601	4	597	5	584	20	600	7	2.8	**
21	Z-89 участок 14	267	387	18451	1.4	16.58	0.9	0.80	1.3	0.098	0.6	0.44	602	3	595	6	572	25	601	7	5.1	**
22	Z-89 участок 29	398	464	46241	1.2	16.66	0.9	0.80	1.2	0.098	0.7	0.63	603	4	599	5	585	20	602	8	3.1	**
23	Z-89 участок 10	935	1141	75515	1.2	16.58	0.8	0.81	1.1	0.098	0.7	0.70	603	4	602	5	600	17	603	8	0.5	**
24	Z-89 участок 34	556	1105	83946	2.0	16.71	0.7	0.80	1.0	0.098	0.7	0.73	604	4	599	4	581	15	602	8	4.0	**
25	Z-89 участок 8	211	282	21476	1.3	16.72	1.2	0.80	1.6	0.098	0.7	0.44	604	4	596	7	563	32	604	8	7.3	**
26	Z-89 участок 25	259	329	28307	1.3	16.73	1.0	0.82	1.4	0.101	0.7	0.49	619	4	608	6	565	26	620	8	9.6	**
27	Z-89 участок 46	606	683	67199	1.1	16.65	0.8	0.83	1.2	0.101	0.8	0.67	621	5	614	5	589	19	620	9	5.4	**
28	Z-89 участок 18	373	459	38154	1.2	16.69	0.8	0.83	1.1	0.102	0.7	0.64	626	4	614	5	572	18	623	8	9.5	**
29	Z-89 участок 21	170	227	26800	1.3	14.74	1.3	1.21	1.7	0.132	0.9	0.53	798	7	807	10	833	30	800	14	-4.3	**
30	Z-89 участок 41	241	342	41924	1.4	14.79	0.8	1.28	1.2	0.139	0.7	0.59	837	5	837	7	837	19	837	10	0.1	**

Таблица 2. (Окончание).

№	Анализы	Th, г/г	U, г/г	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U/ Th	Изотопные отношения*				Rho				Возраст, млн лет				D				
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$		CA	$\pm 2\sigma$		
31	Z-89 участок 35	150	682	5340	4.6	13.88	1.0	1.39	2.7	0.146	0.6	0.24	881	5	886	16	900	54	881	11	-2.1	**
32	Z-89 участок 39	249	954	127890	3.8	14.40	0.7	1.44	1.0	0.151	0.7	0.70	907	6	905	6	902	15	906	11	0.4	**
33	Z-89 участок 15	377	880	88990	2.3	14.45	0.6	1.42	0.9	0.150	0.7	0.76	904	6	898	6	886	12	900	11	1.9	**
34	Z-89 участок 28	175	208	4499	1.2	13.88	1.3	1.43	4.3	0.151	0.6	0.15	908	6	901	26	886	89	908	11	2.5	**
35	Z-89 участок 7	688	1008	83332	1.5	13.52	0.7	1.77	1.0	0.175	0.7	0.72	1040	7	1035	6	1026	14	1037	12	1.4	**
36	Z-89 участок 47	677	775	109398	1.1	13.50	0.6	1.80	0.8	0.178	0.6	0.71	1054	5	1046	5	1031	11	1049	10	2.2	**
37	Z-89 участок 1	114	518	57404	4.5	12.32	0.6	1.95	0.8	0.176	0.6	0.70	1045	6	1099	6	1210	12	DISCORDANT		-13.6	
38	Z-89 участок 50	120	580	40940	4.8	11.76	0.7	2.36	1.2	0.203	1.0	0.82	1191	11	1230	9	1300	14	DISCORDANT		-8.4	
39	Z-89 участок 27	194	402	78092	2.1	10.88	0.8	3.15	1.1	0.251	0.8	0.69	1443	10	1446	9	1452	15	1445	17	-0.6	**
40	Z-89 участок 48	81	207	57629	2.6	9.66	0.7	4.31	1.0	0.304	0.7	0.71	1710	10	1695	8	1677	12	1697	16	2.0	**
41	Z-89 участок 16	304	396	97497	1.3	8.84	0.7	5.12	1.0	0.331	0.8	0.72	1844	12	1840	9	1836	13	1840	18	0.4	**
42	Z-89 участок 6	128	274	76345	2.1	8.18	0.9	6.12	1.3	0.365	0.9	0.70	2008	16	1993	11	1979	16	1994	23	1.5	**
43	Z-89 участок 19	77	134	58970	1.7	5.77	0.6	11.55	0.8	0.487	0.6	0.70	2558	13	2568	8	2577	10	2569	16	-0.8	**
44	Z-89 участок 36	113	240	106098	2.1	5.84	0.6	11.72	0.8	0.500	0.6	0.70	2612	13	2583	8	2560	10	2580	16	2.0	**

Примечание. * изотопные отношения, скорректированные на общий свинец.

** возраст, используемый в расчетах.

Сокращения: Rho – коэффициент корреляции между ошибками отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, CA – конкордантный возраст [23], D – дискордантность.

графике относительной вероятности ~ 904 млн лет (рис. 5). Эти цирконы отчетливо окатаны (рис. 6), имеют обломочное происхождение и относятся к осадочной составляющей туфа (обр. Z-89).

РЕЗУЛЬТАТЫ LU-NF ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты Lu-Nf изотопных исследований детритовых цирконов представлены на рисунке 8 и в таблице 3. Эти результаты свидетельствуют о том, что нео- и мезопротерозойские цирконы характеризуются положительными и слабо отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = +10.2...-5.6$ и двустадийными модельными возрастaми $t_{\text{Hf}(C)}$ в интервале 0.8 до 1.6 млрд лет. Единичному палеопротерозойскому циркону свойственны отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = -15.9$ и двустадийный модельный возраст $t_{\text{Hf}(C)} = 2.79$ млрд лет. Учитывая слабо проявленную положительную корреляционную связь между $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для изученных детритовых цирконов, изменение изотопного состава происходило в результате радиоактивного распада и не связано с вторичными преобразованиями (рис. 8, б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты геохронологических исследований оказались достаточно неожиданными.

Во-первых, установлено, что возраст вулканитов, включаемых в состав вулканогенной части широкопадинской свиты на правом берегу р. Берея, составляет 589 ± 5 млн лет. Это находится в противоречии с данными о позднесилурийском возрасте осадочной составляющей свиты, определенном на основе фауны [3]. На наш взгляд, данное противоречие может быть решено единственным способом, если предположить, что в составе широкопадинской свиты оказались объединенными разновозрастные образования.

Во-вторых, наиболее древними магматическими образованиями в строении российской части ЮМХОП являются позднеордовикские (455 ± 2 млн лет) толеитовые габбро [5], раннесилурийские (440 ± 10 млн лет) гранодиориты [6]. Наиболее древние осадочные толщи в этой части пояса также имеют раннепалеозойский возраст [9]. В северо-восточном Китае в пределах ЮМХОП выявлены раннепалеозойские островодужные вулканиты и гранодиориты с датировками от 485 до 447 млн лет (см. обзор в [17, 39, 40]). Таким образом, исследованные нами вулканиты оказались более чем на 100 млн лет древнее пород океанической коры ЮМХОП, соответственно, они не могут относиться к указанному поясу.

Для того чтобы попытаться решить эту неопределенность, обратимся к тектонической архи-

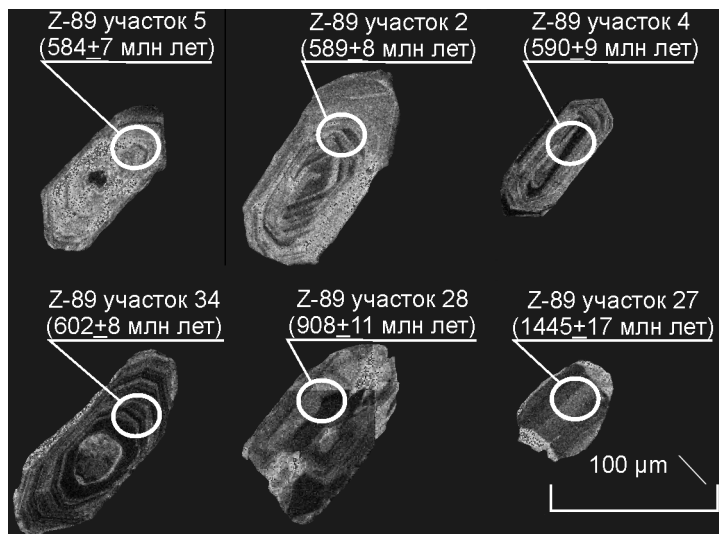


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов цирконов, выполненные в режиме катодолуминесценции, из кристаллокластического туфа бассейна р. Беря (обр. Z-89).

Белым кружком отмечен участок датирования. Возраст приведен с погрешностью $\pm 2\sigma$.

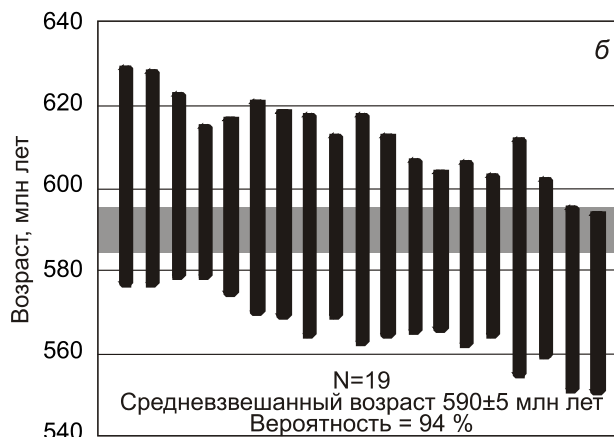
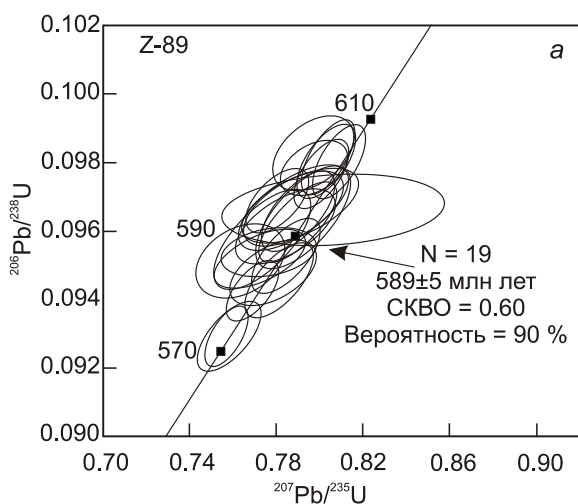


Рис. 7. Диаграммы с конкордией (а) и расчета средневзвешенного возраста (б) для молодой популяции цирконов из кристаллокластического туфа бассейна р. Беря (обр. Z-89).

тектуре восточной Азии. В российской геологической литературе обычно используется тектоническая схема, разработанная коллективом ученых под руководством Л.М. Парфенова [2] (верхняя врезка на рис. 1). На этой схеме ЮМХОП показан достаточно широкой полосой между Аргунским и Буря-Цзямусинским супертеррейнами. Если придерживаться этой схемы, то поле рассматриваемых эдиакарских вулканитов расположено фактически на границе ЮМХОП и Аргунского супертеррейна. При этом данная часть Аргунского супертеррейна в российской геологической литературе выделяется в качестве Мамынского террейна. Если обратиться к тектоническим схемам, используемым китайскими и западными учеными, где ЮМХОП показан в виде узкой Нэнзян-Хейхе сутурной зоны (нижняя врезка на

рисунке 1), то объект наших исследований находится в пределах юго-восточной части Синъян (Xing'an) блока, обращенной к этой сутуре. Поле эдиакарских вулканитов расположено фактически на границе ЮМХОП и Мамынского (Xing'an) террейна (блока). На этом основании вполне логично предположить, что исследованные нами эдиакарские вулканиты на правом берегу р. Беря, представляют собой фрагмент Мамынского (Xing'an) террейна (блока), тектонически помещенный в современную структуру ЮМХОП.

Если принять такую интерпретацию, то очевидно, что в строении Мамынского (Xing'an) террейна (блока) должны быть аналогичные по возрасту и геохимическим особенностям породы. Так, несмотря на очень слабую изученность магматизма Мамынского террейна, в его строении установлены [8] эдиакарские

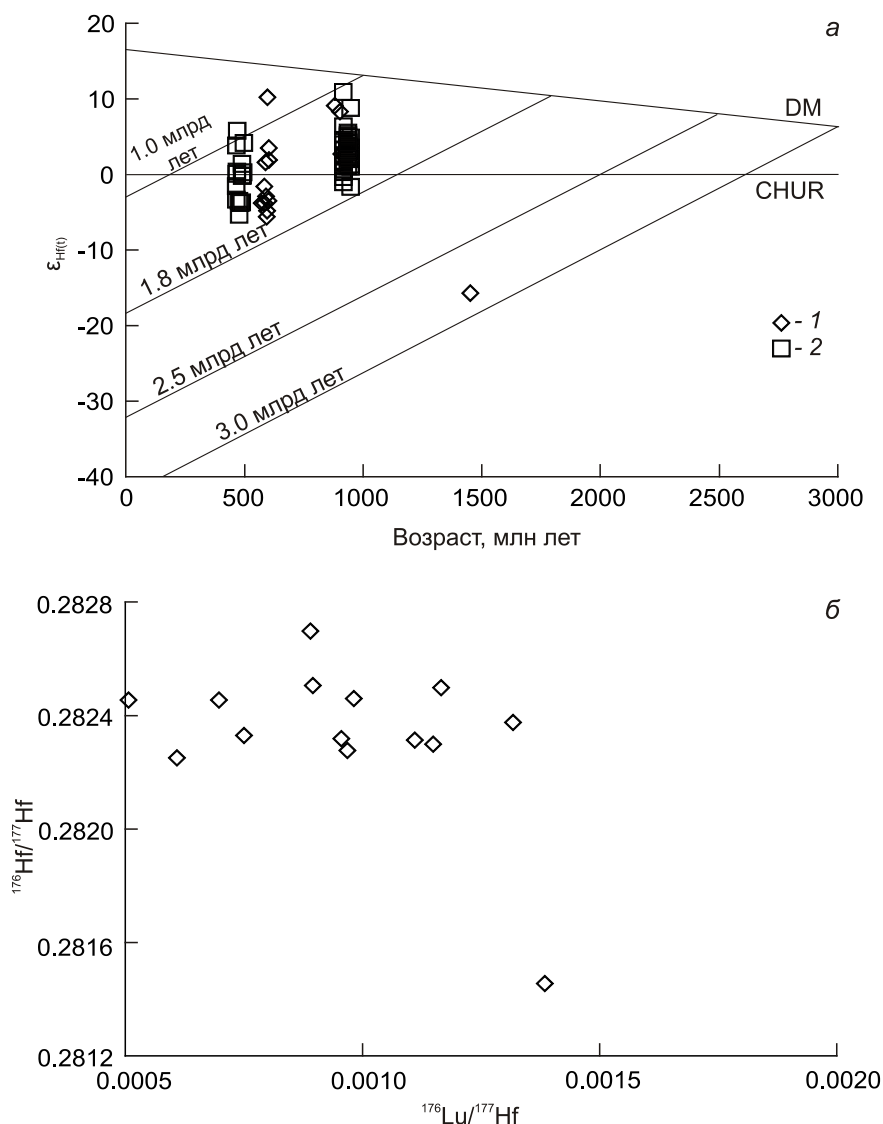


Рис. 8. Диаграммы возраст– $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ (а), $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (б) для цирконов из кристаллокластического туфа бассейна р. Беряя (1), магматических пород Мамынского (Xing'an) террейна (2).

Сокращения (а): DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

габбро (583 ± 6 млн лет) и кварцевые диориты (607 ± 8 млн лет).

Для Синъян (Xing'an) блока геохронологических данных существенно больше. Однако возрасты неопротерозойских магматических пород, а также оценки возрастов протолитов для ортомагматических пород, как правило, здесь несколько древнее. В частности, приводятся данные о гнейсо-гранитах во Внутренней Монголии с возрастными магматических цирконов 952 ± 8 млн лет и 916 ± 8 млн лет [11, 35]. В метаморфическом комплексе Синхуадукоу (Xinhua dukou) возрасты протолитов биотит-плагиоклазовых ортогнейсов оцениваются в 843 ± 6 и 767 ± 4 млн лет [38, 41]. В составе этого же метаморфиче-

ского комплекса выявлены гнейсы с магматическими цирконами 601 ± 15 и 546 ± 4 млн лет [41]. Возраст магматических цирконов в кварц-хлоритовом сланце рудного района Чалукойского (Chalukou) района оценивается 685 ± 4 млн лет [21].

В целом, приведенные данные не противоречат выдвинутой гипотезе, согласно которой эдиакарские (589 ± 5 млн лет) вулканиты на правом берегу р. Беряя, представляют собой фрагмент Мамынского (Xing'an) террейна (блока), тектонически помещенный в современную структуру ЮМХОП. При такой интерпретации находит свое объяснение присутствие окатанных тонийских обломочных цирконов с пиком на кривой относительной вероятности возрастов

Таблица 3. Результаты Lu-Hf изотопных исследований цирконов из кристаллокластического туфа бассейна р. Беря.

№ п/п	№ обр./ № участка	Возраст, млн лет	$(^{176}\text{Yb}+^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm (1\sigma)$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$\pm 2\sigma$	$t_{\text{Hf(DM)}}$	$t_{\text{Hf(C)}}$
1	Z-89 участок 20	572	12.8	0.000956	0.282318	0.000019	-3.8	0.7	1316	1514
2	Z-89 участок 5	584	17.1	0.001317	0.282376	0.000043	-1.6	1.5	1248	1415
3	Z-89 участок 30	584	15.4	0.001110	0.282313	0.000030	-3.8	1.0	1329	1522
4	Z-89 участок 2	589	6.7	0.000507	0.282455	0.000027	1.6	1.0	1112	1256
5	Z-89 участок 49	590	9.4	0.000750	0.282330	0.000034	-2.9	1.2	1294	1484
6	Z-89 участок 32	594	8.4	0.000609	0.282251	0.000019	-5.6	0.7	1398	1622
7	Z-89 участок 3	595	11.8	0.000968	0.282277	0.000045	-4.8	1.6	1375	1582
8	Z-89 участок 17	597	12.3	0.000890	0.282698	0.000053	10.2	1.9	782	822
9	Z-89 участок 13	600	28.1	0.002238	0.282324	0.000080	-3.5	2.8	1354	1521
10	Z-89 участок 29	602	14.4	0.000895	0.282506	0.000026	3.5	0.9	1052	1168
11	Z-89 участок 10	603	13.1	0.000982	0.282460	0.000037	1.9	1.3	1119	1251
12	Z-89 участок 35	881	17.9	0.001166	0.282498	0.000034	9.1	1.2	1070	1102
13	Z-89 участок 39	906	8.6	0.000698	0.282455	0.000037	8.4	1.3	1118	1159
14	Z-89 участок 28	908	19.6	0.001149	0.282299	0.000044	2.7	1.5	1350	1452
15	Z-89 участок 27	1445	17.7	0.001384	0.281455	0.000047	-15.9	1.6	2536	2796

Примечание. Величины ошибок (1σ) определения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

~ 904 млн лет (рис. 5) в кристаллокластическом туфе (обр. Z-89). В частности, их источниками вполне могли быть тонийские ортомагматические породы, широко представленные в строении блока Синъян, как было показано выше.

Резюмируя приведенные выше результаты геохимических исследований, необходимо отметить, что метаандезибазальты бассейна р. Беря характеризуются низкими концентрациями Nb, Ta, Ti, дефицитом Nb относительно La, Th, высокими значениями Zr/Nb (22–24). На тектонической дискриминационной диаграмме Ta/Yb–Th/Yb [26] фигуративные точки составов вулканитов лежат вдоль линии тренда обогащения образований над зоной субдукции (рис. 9). Все это позволяет предполагать надсубдукционную обстановку формирования вулканитов. Результаты изотопных (Lu-Hf) исследований эдиакарских цирконов из туфа бассейна р. Беря, а именно присутствие среди них значительных количеств цирконов как с положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = +10.2...+1.6$, так и с отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = -1.6...-5.6$, также указывают на формирование вулканитов из смешанного источника. Одним из компонентов являлась континентальная кора, вторым компонентом было вещество деплетированной мантии.

Ранее мы отмечали, что в структуре Мамынского террейна эдиакарские образования выявлены сравнительно недавно и в ограниченном количестве. Однако можно отметить то, что эдиакарские цирконы из кристаллокластического туфа бассейна р. Беря по Lu-Hf изотопному составу близки к цирконам из раннепалеозойских и неопротерозойских образований

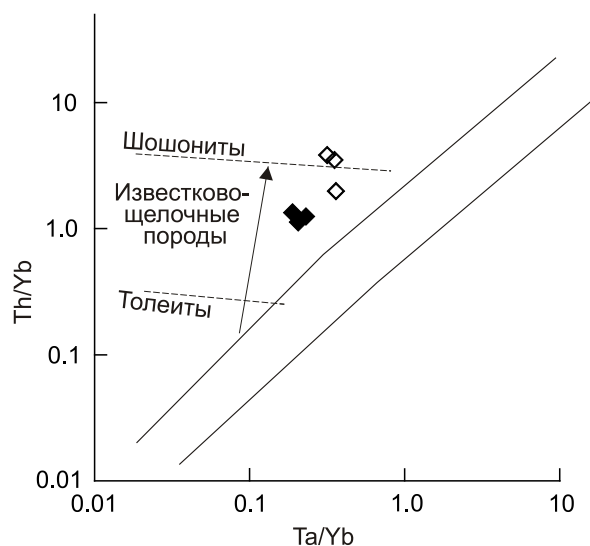


Рис. 9. Положение фигуративных точек составов вулканических и вулканогенно-осадочных пород бассейна р. Беря на диаграмме Ta/Yb–Th/Yb [26].

Условные обозначения на рис. 3.

блока Синъян (Xing'an) [18, 21] (рис. 8, а). Все это подтверждает ранее сделанное предположение о том, что изученные нами породы, включаемые в состав вулканогенной части широкопадинской свиты Нора-Сухотинского террейна, являются фрагментом Мамынского (Xing'an) террейна.

ВЫВОДЫ

По своим геохимическим особенностям вулканиты широкопадинской свиты относятся к породам

основного и среднего составов толеитовой серии. Геохимические особенности пород, а также изотопный состав Hf в цирконах свидетельствуют об образовании вулканитов над зоной субдукции.

Конкордантный возраст наиболее молодой популяции цирконов из кристаллокластического туфа составляет 589 ± 5 млн лет (MSWD = 0.60, вероятность конкордантности 0.90 %), что соответствует эдиакарию. Эти данные в совокупности с морфологическими особенностями наиболее молодой популяции цирконов, а именно хорошей сохранностью граней кристаллов без следов окатанности, позволяют нам полученный возраст принять за реальный возраст вулканизма и, соответственно, исследованных вулканических пород. Таким образом, в настоящее время в состав широкопадинской свиты объединены разновозрастные образования – это, с одной стороны, осадочные породы с силурийской фауной и эдиакарские вулканические и вулканогенно-осадочные породы, с другой.

Изученные вулканические и вулканогенно-осадочные породы бассейна р. Берея оказались древнее пород океанической коры ЮМХОП примерно на 100 млн лет, следовательно, они не могут относиться к указанному поясу. Учитывая их структурное положение, а также присутствие в составе Мамынского (Xing'an) террейна близких по возрасту и химическому составу эдиакарских образований, наиболее вероятно, что они представляют собой фрагмент Мамынского террейна, тектонически помещенный в современную структуру ЮМХОП.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, В.И. Рождествову, Е.С. Сапожника, Е.В. Ушакову), Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (О.В. Зарубину, Н.В. Брянского, Т.Н. Галкину), а также персонал Геохронологического Центра Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) за выполнение аналитических исследований.

Авторы признательны академику РАН В.В. Ярмолуку и анонимному рецензенту за их ценные замечания к представленным материалам, которые, несомненно, позволили улучшить конечный вариант статьи.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001, <https://rscf.ru/project/21-77-10001/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: кн. 1. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Проктопов А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
3. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист М-52 (Благовещенск). Дальневосточная серия. Третье поколение / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
4. Сerezников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист N-52 (Зея). Третье поколение. Дальневосточная серия / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
5. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Бурейского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 1. С. 55–60.
6. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. Раннепалеозойская монцодиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора-Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 49–57.
7. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые свидетельства позднедевонского гранитоидного магматизма в истории формирования северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 65–76.
8. Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарской магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 3–15.
9. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н. Геохимические особенности и источники кластического материала палеозойских терригенных отложений северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25, № 2. С. 27–48.
10. Сорокин А.П. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист М-52-1 (Устье р. Берея). Амуро-Зейская серия / Под ред. В.В. Шиханова. М.: Аэрогеология, 1975.
11. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Яковлева С.З. U-Pb-возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии – свидетельство присутствия гренвиллида в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Докл. АН. 2005. Т. 404, № 1. С. 84–89.
12. Amelin Y., Davis W.J. Geochemical test for branching decay of ^{176}Lu // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69, N 2. P. 465–473.
13. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 273. P. 48–57.
14. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. *Rock-forming minerals*. London: Longmans, 1963. V. 2. 379 p.
15. Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current

- methods and new opportunities // *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances* Wiley-Blackwell / Eds. C. Busby, A.A. Perez. 2011. P. 47–62.
16. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // *Precambrian Res.* 2004. V. 131. P. 231–282.
17. Guo F., Fan W.M., Li C.W., Miao L.C., Zhao L. Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: geochronological and geochemical evidence from the Dashizhai basalts, Inner Mongolia // *Sci. China D-Earth Sci.* 2009. V. 52, N 7. P. 940–951.
18. Hu X.L., Yao S.Z., Tan C.Y., Zeng G.P., Ding Z.J., He M.C. Early Paleozoic geodynamic evolution of the Eastern Central Asian Orogenic Belt: Insights from granitoids in the Xing'an and Songnen blocks // *Geosci. Front.* 2020. V. 11. P. 1975–1992.
19. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // *Ontario Div. Mines. Miscellaneous Pap.* 66, 1976. 22 p.
20. Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Wooley A.R. *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms* // Recommendation of the International Union of Geological Science Subcommittee on the systematics of igneous rocks. Cambridge Univ. Press., 2002. 236 p.
21. Li Z.Z., Qin K.Z., Li G.M., Jin L.Y., Song G.X. Neoproterozoic and Early Paleozoic magmatic records from the Chalukou ore district, northern Great Xing'an Range, NE China: implications for tectonic evolution and Mesozoic Mo mineralization // *J. Asian Earth Sci.* 2018. V. 165. P. 96–113.
22. Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2017. V. 43. P. 123–148.
23. Ludwig K.R. *Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 2008. V. 4. 77 p.
24. McDonough W.F., Sun S-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
25. Miao L.C., Fan W.M., Liu D.Y., Zhang F., Shi Y., Guo F. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolite complex: implications for late stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China // *J. Asian Earth Sci.* 2008. V. 32. P. 348–370.
26. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. New York: Wiley, 1982. P. 525–548.
27. Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration // *Geol. Assoc. Can. / Ed. D.A. Wyman.* 1996. V. 12. P. 79–113.
28. Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock // *Science.* 2001. V. 293. P. 683–687.
29. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219. P. 311–324.
30. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 313–345.
31. Tischendorf G., Gottesmann B., Förster, H.J., Trumbull R.B. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // *Miner. Magazine.* 1997. V. 61. P. 809–834.
32. Tong Y., Wang T., Jahn B.M., Sun M., Hong D.W., Gao J.F. Post-accretionary Permian granitoids in the Chinese Altai orogen: geochronology, petrogenesis and tectonic implications // *Amer. J. Sci.* 2014. V. 314. P. 80–109.
33. Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60, N 19. P. 3717–3733.
34. Viljoen M.J., Viljoen R.P., Pearton T.N. The nature and distribution of Archaean komatiite volcanics in South Africa / Eds. N.T. Arndt E.G. Nisbet. Komatiites. Allen and Unwin, London, 1982. P. 53–79.
35. Wang T., Zheng Y., Gehrels G.E., Mu, Z.G. Geochronological evidence for existence of South Mongolian microcontinent – a zircon U-Pb age of granitoid gneisses from the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex // *Chi. Bull.* 2001. V. 46, N 23. P. 2005–2008.
36. Whitehouse M.J., Kamber B.S., Moorbath S. Age significance of U–Th–Pb zircon data from Early Archaean rocks of west Greenland – a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // *Chem. Geol.* 1999. V. 160. P. 201–224.
37. Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M., Jahn B.M., Wilde S. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chem. Geol.* 2002. V. 187. P. 143–173.
38. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wild S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.
39. Wu G., Chen Y.C., Sun F.Y., Liu J., Wang G., Xu B. Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopes of the Early Paleozoic igneous rocks in the Duobaoshan area, NE China, and their geological significance // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 97. P. 229–250.
40. Zhang J.M., Xu B., Yan L.J., Wang Y.Y. Evolution of the Heihe-Nenjiang Ocean in the eastern Paleo-Asian Ocean: Constraints of sedimentological, geochronological and geochemical investigations from Early-Middle Paleozoic Heihe-Dashizhai Orogenic Belt in the northeast China // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 339–361.
41. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Zhao G.C., Liu F.L., Qiao D.W., Ren S.M., Liu J.H. A > 1300 km late Pan-African metamorphic belt in NE China: new evidence from the Xing'an block and its tectonics // *Tectonophysics.* 2011. V. 509. P. 280–292.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным
после доработки 05.05.2022 г.
принята к печати 23.05.2022 г.

Y.V. Smirnov, N.M. Kudryashov

Block of Ediacaran volcanic rocks in the South Mongolia-Khingan orogenic belt

The publication presents the results of studies on chemical composition of rocks from the volcanogenic part of the Shirokopadinskaya Formation in the Bereya River basin of the Amur fragment of the northeastern flank of the South Mongolia–Khingan orogenic belt, as well as the results of geochronological (U-Th-Pb, LA-ICP-MS) and isotopic (Lu-Hf) studies on zircons from crystalloclastic tuff. Metaandesite-basalts, their tuffs and tuffites dominate among the volcanic and volcano-sedimentary rocks from the Shirokopadinskaya Formation. The geochemical features of the rocks and Hf-isotopic composition of zircons from volcanic rocks indicate their suprasubduction origin. The concordant age of the youngest zircon population from crystal tuff is 589 ± 5 Ma (MSWD = 0.60, concordance probability = 0.90 %), which corresponds to the Ediacaran. These zircons are characterized by well-preserved crystal faceting without traces of roundness. In our opinion, the age of the tuffs reflects the age of volcanism and the studied volcanic rocks. The data are rather unexpected, because the most ancient rocks of the oceanic crust of the South Mongolia–Khingan orogenic belt are Ordovician in age, which means the studied volcanic rocks are more than 100 million years older and cannot be part of the South Mongolia–Khingan belt. Ediacaran volcanic rocks, considering their structural position, are located at the boundary between the South Mongolia–Khingan orogenic belt and the Mamyn (Xing'an) terrane. They are a fragment of the Mamyn (Xing'an) terrane, which was tectonically placed into the modern structure of the South Mongolia–Khingan orogenic belt. This conclusion is supported by the occurrence of formations in the Mamyn (Xing'an) terrane that are similar in age and geochemical features.

Key words: South Mongolia–Khingan orogenic belt, Ediacaran, volcanic and volcano-sedimentary rocks, geochemistry, geochronology.