



AN ACTIVE NEOPROTEROZOIC CONTINENTAL MARGIN OF THE ZAVKHAN MICROCONTINENT (MONGOLIA): ISOTOPIC-GEOCHRONOLOGICAL EVIDENCE

S.I. Shkolnik ^{1,2✉}, E.F. Letnikova², L.Z. Reznitsky ¹

¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

² Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. There have been presented the results of the study of a thick (no less than 2–3 km), extended (for more than 200 km) volcanogenic formation (Tsetsen-Uul or Yargait) in the south of the Zavkhan terrane of the Central Asian fold belt. The formation is an assemblage of frequently intercalating effusive rocks of the subalkaline basalt-andesite-dacite-rhyolite series, their tuffs, tuffites, ignimbrites, and terrigenous rocks. Felsic rocks dominate over basites, and tuffogenic rocks dominate over effusives. There is some evidence that the formation emerged in a subaerial setting, with explosive eruptions, and the petrogeochemical features of the effusive rocks are typical for subduction environment. The felsic effusive rocks have high negative ϵ_{Nd} from –11.5 to –12.8 and Early Precambrian model age $T_{Nd}(DM)=2.4–2.5$ Ga, which indicates the presence of an ancient crust at the depth and its involvement in magma. The evidence supports the formation of volcanic rocks within an active continental margin. The continental-margin formation stage ranges from ~860 Ma to ~780 Ma based on the LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons.

The Tsetsen-Uul (Yargait) formation is similar in structure and composition to the Zavkhan formation of the Zavkhan terrane and the Sarkhoi group of the Tuva-Mongolian massif, and partially overlaps them in formation time. It is concluded that all three volcanogenic formations emerged in the same geodynamic setting and in the same time interval, and are the fragments of a continental volcanic arc belonging to both Zavkhan and Tuva-Mongolian paleomicrocontinents.

KEYWORDS: Central Asian fold belt; Neoproterozoic; Zavkhan terrane; volcanic rocks; magmatic zircons; U-Pb-geochronology; Nd-isotopy; petrogeochemistry; active continental margin

FUNDING: The studies were financed by the Russian Science Foundation (projects 19-17-00099, 21-17-00052). The work was conducted using equipment and infrastructure of the Centre for Geodynamics and Geochronology at the Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (grant 075-15-2021-682).

RESEARCH ARTICLE

Received: May 26, 2022

Revised: August 4, 2022

Accepted: August 15, 2022

Correspondence: Svetlana I. Shkolnik, sink@crust.irk.ru

FOR CITATION: Shkolnik S.I., Letnikova E.F., Reznitsky L.Z., 2022. An Active Neoproterozoic Continental Margin of the Zavkhan Microcontinent (Mongolia): Isotopic-Geochronological Evidence. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (5), 0668. doi:10.5800/GT-2022-13-5-0668

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА ДЗАБХАНСКОГО ПАЛЕОМИКРОКОНТИНЕНТА (МОНГОЛИЯ): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С.И. Школьник^{1,2}, Е.Ф. Летникова², Л.З. Резницкий¹

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

АННОТАЦИЯ. Приведены результаты исследования разреза мощной (не менее 2–3 км), протяженной (более 200 км) вулканогенной цосулинской (яргайт) свиты на юге Дзабханского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Свита сложена эффузивами субщелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии, их туфами, туффитами, игнимбритами и терригенными породами, находящимися в частом переслаивании. Преобладают кислые породы над основными и туфогенные над эффузивами. По ряду признаков накопление толщи происходило в субаэральной обстановке с эксплозивными наземными извержениями, а петрогеохимические особенности эффузивов типичны для условий субдукции. Эффузивы кислого и среднего состава характеризуются большими отрицательными значениями ϵ_{Nd} – от –11.5 до –12.8 и раннедокембрийским модельным возрастом $T_{Nd}(DM)=2.4–2.5$ млрд лет, что указывает на присутствие на глубине древней коры и на ее вовлечение в магму. Полученные факты свидетельствуют в пользу образования вулканитов в условиях активной континентальной окраины. Крайние временные границы, в пределах которых формировалась окраинно-континентальная система по результатам U-Pb определений по цирконам методом LA-ICP-MS, оцениваются в ~860–780 млн лет.

Цосулинская (яргайт) свита по строению и составу вулканитов близка дзабханской свите одноименного террейна и сархойской серии Тувино-Монгольского массива и частично перекрывается с ними по времени образования. Таким образом, все три вулканогенные толщи сформировались в однотипной геодинамической обстановке, в одном временном интервале и являются фрагментами континентальной вулканической дуги, общей для Дзабханского и Тувино-Монгольского палеомикроконтинентов.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Центрально-Азиатский складчатый пояс; неопротерозой; Дзабханский террейн; вулканиты, магматогенные цирконы; U-Pb геохронология; Nd-изотопия; петрогеохимия; активная континентальная окраина

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (проекты № 19-17-00099, № 21-17-00052). В работе задействовались оборудование и инфраструктура Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (грант № 075-15-2021-682).

1. ВВЕДЕНИЕ

Для раннепалеозойской области Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) характерна мозаично-блоковая структура. В ней сочетаются блоки-массивы докембрийской коры и облекающие их зоны каледонид [Mossakovsky et al., 1993]. К наиболее крупным массивам относятся Тувино-Монгольский и Дзабханский, которые еще до 70–80-х годов прошлого века рассматривались как единый Центрально-Монгольский массив. Позже массивы с кристаллическим основанием, перекрытым чехлом субплатформенных отложений, стали классифицировать как палеомикроконтиненты, причем Тувино-Монгольский и Дзабханский массивы некоторые исследователи считают одним палеомикроконтинентом, разобщенным фанерозойскими разломами [Belichenko, Boos, 1988; Berzin et al., 1994]. С накоплением прецизионных изотопно-геохронологических (преимущественно U-Pb по циркону), геохимических и изотопно-геохимических данных представления о строении и истории становления палеомикроконтинентов существенно менялись [Kovach et al., 2005,

2013; Kozakov et al., 1997, 2007, 2008, 2011, 2012, 2013; Kuzmichev, 2004; Yarmolyuk et al., 2003, 2006, 2008, 2015; Kröner et al., 2015; Levashova et al., 2010]. В настоящее время общепризнано гетерогенное (композитное) строение фундаментов ряда палеомикроконтинентов, состоящих из ядра раннедокембрийской консолидации и аккрецированных к нему и частично обдуцированных неопротерозойских комплексов преимущественно океанической природы. Кроме того, выяснилось, что у части докембрийских блоков фундамент сложен только позднедокембрийскими породами. Считавшийся ранее цельным террейном Дзабханский палеомикроконтинент сейчас представляется агломерацией ранее разобщенных блоков-террейнов (собственно Дзабханский, Сонгинский, Тарбагатайский, Байдарикский), амальгамированных в венде – раннем палеозое. Один из предлагаемых вариантов тектонического районирования северо-восточной части ЦАСП по [Kozakov et al., 2017] приведен на рис. 1.

Строение и эндогенная эволюция собственно Дзабханского террейна детально рассматривались, в частности,

в недавних работах [Kozakov et al., 2014, 2015, 2017, 2020, 2021; Kovach et al., 2019, 2021; Bold et al., 2016a, 2016b]. Согласно цитированным работам Дзавханский блок представляет собой неопротерозойский композитный террейн, фундамент которого сложен преимущественно породами амальгамированных в позднем неопротерозое островодужных и окраинно-континентальных комплексов, большей частью в разной степени метаморфизованных. Раннедокембрийские породы обнажены только в крайней южной части террейна [Bold et al., 2016a].

В северной части террейна откартировано несколько зон-блоков средневысокоградных метаморфических

пород, южная часть сложена слабо- и неметаморфизованными породами, преимущественно вулканитами дзавханской свиты (серии). По петрогеохимической специфике метаморфических пород, диагностируемых как ортометаморфиты, их протолитами были вулканиты от андезитов и андезитбазальтов до базальтов типа MORB, сопоставимых с эффузивами островных и континентальных дуг. Выделено несколько эпизодов метаморфизма, связанных с субдукционными процессами, протекавшими в общем диапазоне от 960 до 780 млн лет. Реконструируются два океанических островодужных комплекса, сформировавшихся во временных интервалах 960–930 и 890–860 млн лет.

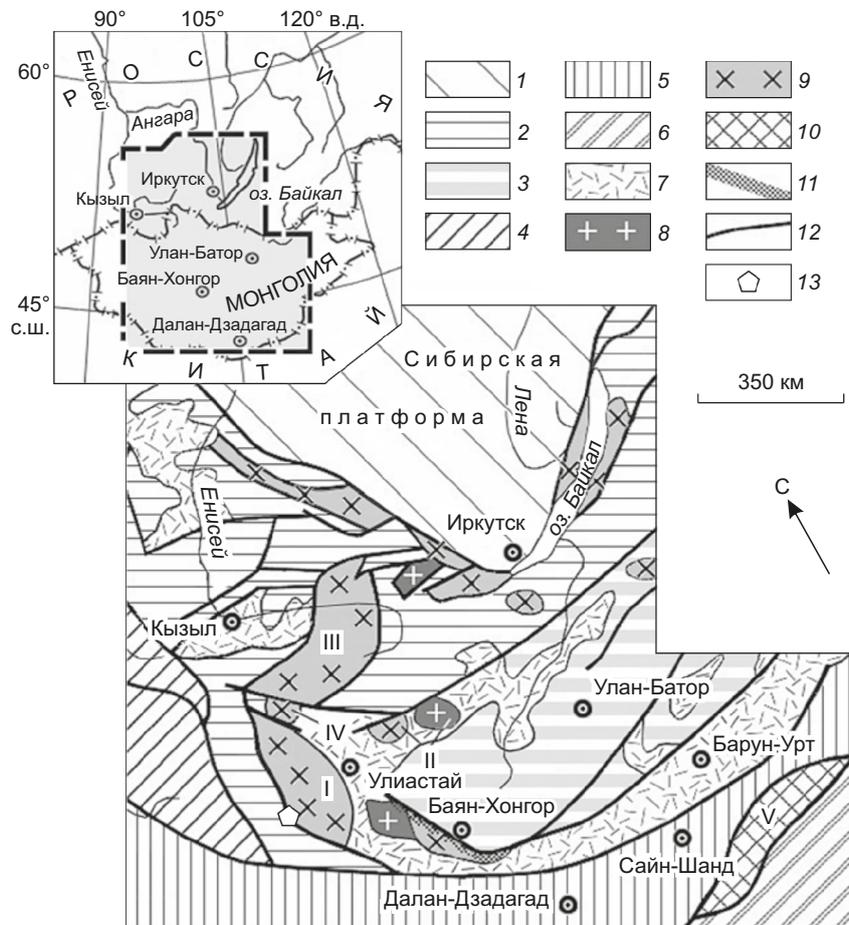


Рис. 1. Схема геологического положения фрагментов докембрийской континентальной коры в структуре восточной части ЦАСП (по данным [Kozakov et al., 2017]).

I – Дзавханский террейн; II – Тарбагатайская группа блоков докембрия; III – Тувино-Монгольский террейн; IV – Сонгинская группа блоков докембрия; V – Южно-Гобийский микроконтинент. 1 – древние платформы; 2–10 – структуры ЦАСП: 2 – ранние каледониды, 3 – толщи турбидитного бассейна среднего – позднего палеозоя, 4 – поздние каледониды, 5 – герциниды, 6 – индосиниды, 7 – вулканоплутонические пояса позднего палеозоя – мезозоя, 8–10 – фрагменты континентальной коры: 8 – с нижнедокембрийским, 9 – с неопротерозойским, 10 – с позднегренвильским основанием; 11 – Южно-Хангайский метаморфический пояс; 12 – главные тектонические границы; 13 – район проведения исследований.

Fig. 1. A scheme of the geological location of fragments of the Precambrian continental crust in the structure of the eastern CAFB (after [Kozakov et al., 2017]).

I – Zavkhan terrain; II – Tarbagatay group of the Precambrian blocks; III – Tuva-Mongolian terrain; IV – Songino group of the Precambrian blocks; V – South Gobi microcontinent. 1 – ancient platforms; 2–10 – CAFB structures: 2 – Early Caledonides, 3 – Middle–Late Paleozoic basinal turbidites, 4 – Late Caledonides, 5 – Hercynides, 6 – Indosinides, 7 – Late Paleozoic – Mesozoic volcanoplutonic belts, 8–10 – fragments of the continental crust: 8 – with Lower Precambrian basement, 9 – with Neoproterozoic basement, 10 – with Late Grenvillian basement; 11 – South Hangay metamorphic belt; 12 – main tectonic plate boundaries; 13 – study area.

Необходимо отметить, что в основу разработанных моделей тектонической эволюции Дзабханского и соседних блоков положены преимущественно исследования гранитоидов различных геодинамических типов, занимающих разные позиции в структурно-вещественной шкале, а также средневысокоградных метаморфитов. Оценки возраста и геодинамическая типизация по слабометаморфизованным или неизменным вулканитам редки.

В Дзабханском террейне неметаморфизованные и слабометаморфизованные вулканиты представлены одноименной свитой. Дзабханская свита сложена дифференцированными эффузивами, разнообразными пирокластическими породами, составляющими значительную часть объема свиты, и терригенными породами. Возраст свиты определялся неоднократно по цирконам из риолитов [Zhao et al., 2006; Levashova et al., 2010, 2011; Bold et al., 2016b; Kozakov et al., 2021]. Все полученные результаты укладываются в период от 773 ± 4 до 803 ± 8 млн лет, границы которого привязывались к завершению и основанию разреза толщи соответственно [Levashova et al., 2011], т.е., предположительно, должны отвечать временным рамкам вулканизма. Общеизвестен субэвральный характер извержений, поскольку свита содержит большую долю продуктов эксплозивного вулканизма, но представления о палеогеодинамической обстановке накопления свиты и ее позиции в эволюционной шкале Дзабханского террейна значительно расходятся. Ряд особенностей строения дзабханской свиты позволяет рассматривать ее как рифтогенную, сформировавшуюся во внутриконтинентальной обстановке или на пассивной окраине [Ilyin, 1982; Tomurtogoo, 1989; Yarmolyuk et al., 2017; Yarmolyuk, Degtyarev, 2019; Bold et al., 2016b]. В то же время наблюдаются совпадения по возрасту, набору и петрохимии пород дзабханской свиты с сархойской серией Восточного Саяна, диагностированной как континентальная вулканическая дуга, часть Сархойско-Дзабханского вулканического пояса – фрагмента неопротерозойской активной континентальной окраины, общей для Тувино-Монгольского и Дзабханского палеомикроконтинентов [Kuzmichev, Larionov, 2011].

Согласно [Kovach et al., 2021] совокупность геохронологических и геохимических данных по ряду метаморфических пород Дзабханского палеомикроконтинента позволяет заключить, что в интервале 860–800 млн лет здесь развивались вулканоплутонические комплексы активной континентальной окраины либо энсиалические островодужные японского типа. По данным [Kozakov et al., 2021] дзабханская свита формировалась в условиях «рифтогенеза энсиалической островной дуги», что также предполагает режим активной окраины в предшествующее время. У. Болд с соавторами выделяют метаморфическое событие между 839 и 811 млн лет, инициированное развитием континентальной вулканической дуги [Bold et al., 2016b]. Таким образом, согласно материалам и выводам исследователей, детально изучавших Дзабханский террейн, в его

становлении был период существования режима активной окраины, очевидно, во время неоднократного проявления субдукционных процессов – 890–780 млн лет. В интервале 890–860 млн лет формировалась океаническая островодужная система, а внутриплитная активизация и рифтогенез в Дзабханском террейне начинаются с ~ 770 –780 млн лет, что подтверждается проявлениями здесь щелочных гранитов с возрастом 755 ± 3 и 770 млн лет [Yarmolyuk et al., 2008; Bold et al., 2016a]. Вероятно, в интервале значительного периода с ~ 860 до 780 млн лет могли реализоваться условия активной континентальной окраины и мог сформироваться отвечающий ей вулканогенно-осадочный комплекс. В качестве такого комплекса, наряду с дзабханской свитой, авторы рассматривают мощную протяженную толщу вулканитов на юге Дзабханского террейна. Первоначально она была выделена О. Томуртоого [Tomurtogoo, 1989] под названием «цосулинская». Цосулинская свита вместе с перекрывающей ее бэлинцахирской карбонатно-терригенной свитой составляет ургомальскую серию. А на значительно более поздних картах и схемах [Bold et al., 2016a] ургомальской серии по составу и объему соответствует двучленная свита яргайт (yargait). По соотношению различных типов эффузивов и пирокластических пород цосулинская свита очень сходна с комплексами окраинно-континентальных вулканических поясов. Состав и строение свиты, а также геохимические особенности состава эффузивов позволили О. Томуртоого сделать заключение о развитии в среднем рифее протяженного вулканоплутонического пояса андийского типа вдоль границы Центрально-Монгольского массива с крупным палеоокеаническим пространством. Этот вывод, за исключением возраста, удивительно сходен со сделанным четверть века спустя и на другом материале заключении о Сархойско-Дзабханском вулканическом поясе.

Целью статьи является анализ полученных петролого-геохимических, изотопных и геохронологических данных по вулканогенным породам цосулинской свиты для установления палеогеодинамической обстановки и временного диапазона их формирования. Кроме того, на основе имеющихся изотопно-геохимических данных авторы проводят сопоставление составов вулканитов из близких по породным ассоциациям и возрасту толщ Тувино-Монгольского палеомикроконтинента (сархойская серия) и Дзабханского террейна (дзабханская свита).

2. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологической основой исследований послужили карты и стратиграфические схемы О. Томуртоого [Tomurtogoo, 1989], впервые выделившего ургомальскую серию и цосулинскую свиту в ее составе. Заметим, что при сравнении этих схем со значительно более поздними картами У. Болд и др. [Bold et al., 2016a, 2016b] наблюдается совпадение геологических границ, хотя названия комплексов и свит большей частью различаются.

По О. Томуртоого, дзабханская «среднерифейская мегазоны», охватывающая Дзабханский палеомикроконтинент в первоначально выделяемом объеме (т.е. включающем Сонгинский, Байдарикский блоки и Тарбагатайскую группу блоков-террейнов), разделяется на несколько зон, отражающих структурно-фациальную зональность мегазоны. Вулканогенная цосулинская толща находится в крайней юго-юго-западной части

Дзабханской мегазоны (террейна). Фрагмент этой части террейна представлен на геологической карте западной части горного массива Хасагту-Хайрхан (рис. 2). В основании расчлененных толщ здесь лежит ургомальская серия, состоящая из двух свит – нижней цосулинской, существенно вулканогенной, и верхней бэлинцахарской карбонатно-терригенной. Ургомальская серия несогласно перекрывается дзабханской свитой, а

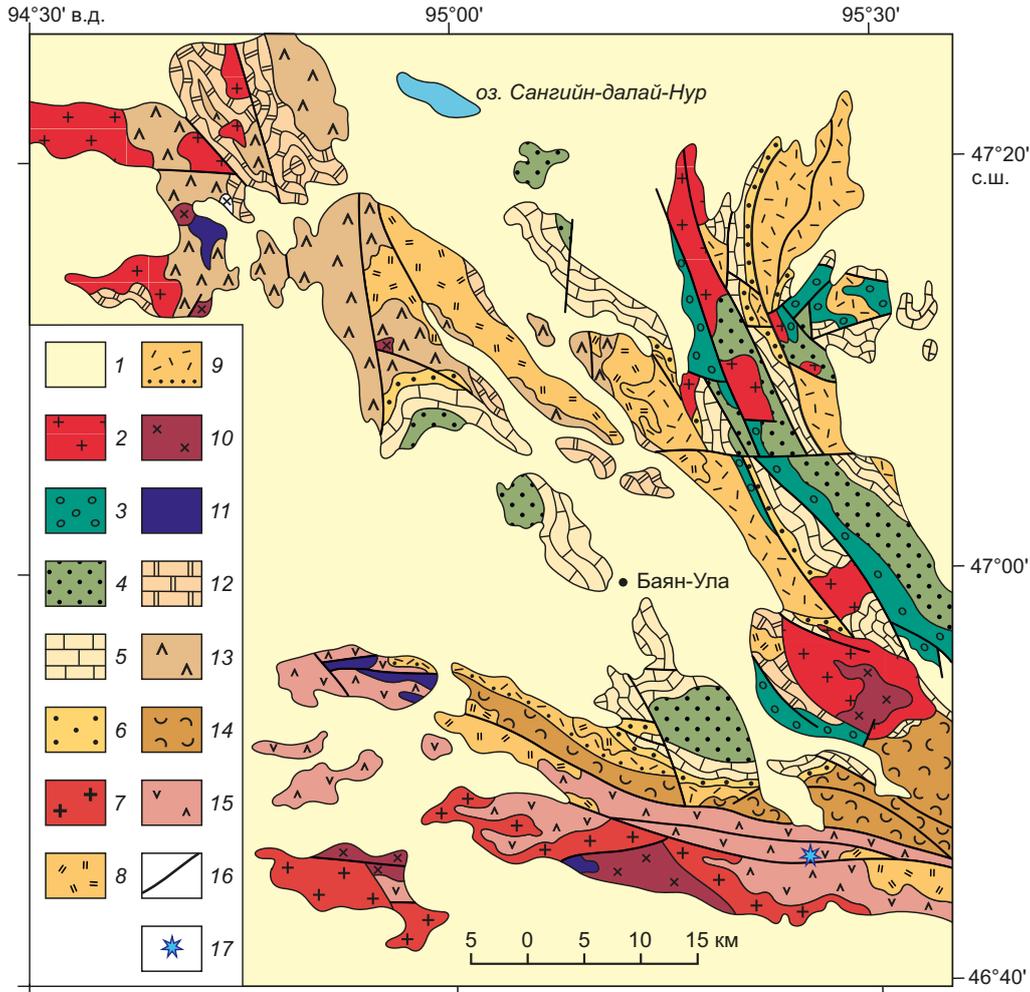


Рис. 2. Геологическая карта западной части горного массива Хасагту-Хайрхан (по данным [Tomurtogoo, 1989], с изменениями и дополнениями).

1 – мезозойские и кайнозойские отложения; 2 – палеозойские граниты; 3 – вулканогенно-молассовый комплекс ордовика; 4 – карбонатно-терригенный комплекс нижнего кембрия; 5–6 – венд: 5 – карбонатные отложения цаганоломской свиты, 6 – молассоидные отложения майханульской свиты; 7–9 – верхний рифей: 7 – граниты, 8 – субвулканические кварцевые порфиры, 9 – кислые вулканиты дзабханской свиты; 10–15 – средний рифей: 10 – тоналиты, плагиограниты, 11 – пироксениты, габброиды, габбро-диабазы, диабазы, 12 – существенно карбонатные отложения бэлинцахарской свиты, 13 – вулканогенные образования цосулинской свиты, 14 – сланцевая и олистостромовая (на востоке) толщи, 15 – контрастно дифференцированные вулканиты, туфосланцы (аналог цосулинской свиты); 16 – разломы; 17 – место отбора проб для геохронологических исследований.

Fig.2. A geological map of the western Hasagt Hayrhan mountain (after [Tomurtogoo, 1989], with changes and additions). 1 – Mesozoic and Cenozoic deposits; 2 – Paleozoic granites; 3 – Ordovician volcanogenic-molasse complex; 4 – Lower Cambrian carbonate-terrigenous complex; 5–6 – Vendian: 5 – carbonate deposits of the Tsagaan Oloom formation, 6 – molassoid deposits of the Maikhanul formation; 7–9 – Upper Riphean: 7 – granites, 8 – subvolcanic quartz porphyry bodies, 9 – acid volcanites of the Zavkhan formation; 10–15 – Middle Riphean: 10 – tonalities, plagiogranites, 11 – pyroxenites, gabbroids, gabbro-diabases, diabases, 12 – substantially carbonate deposits of the Belintsahar formation, 13 – volcanogenic rocks of the Tsetsen-Uul formation, 14 – schistose and olistostrome (east) units, 15 – contrastively differentiated volcanites, tuffaceous schists (an analog of the Tsetsen-Uul formation); 16 – faults; 17 – geochronological sampling site.

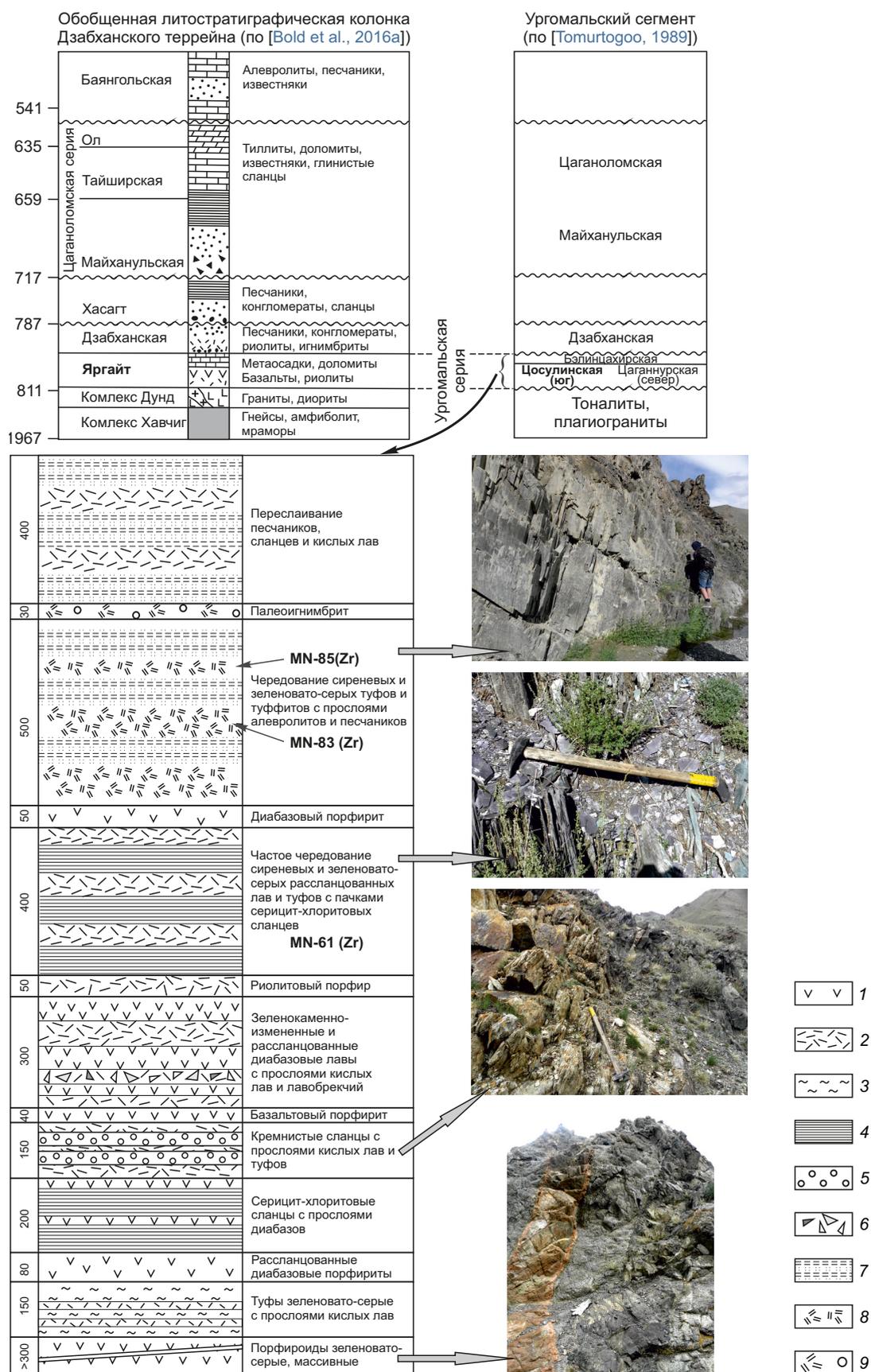


Рис. 3. Схема корреляции докембрийских вулканогенно-осадочных пород Дзавханского террейна и литостратиграфическая колонка цосулинской свиты.

Fig. 3. A scheme of correlation of the Precambrian volcanogenic-sedimentary rocks of the Zavkhan terrain and a lithostratigraphic column of the Tsetsen-Uul formation.

последняя – карбонатными отложениями цаганоломской свиты. В литостратиграфической схеме [Bold et al., 2016a] ургамальская серия выделена как двучленная свита яргаит с нижней и верхней подсвитами, аналогичными цосулинской и бэлинцахирской свитам. В отличие от схемы О. Томуртоого на схеме У. Болд с соавторами несогласие между свитами яргаит и дзабханской отсутствует (рис. 3).

Цосулинская свита в общей сложности прослежена более чем на 200 км при ширине выхода, достигающей местами 10–15 км. Этой части террейна присуща субширотная ориентировка основных линейно вытянутых структур (см. рис. 2) и разломов этого же направления. Отмечается довольно крутое падение слоев и

разломов (до 50–70° к СВ), что, с учетом ширины выхода, предполагает значительную вероятную мощность цосулинской свиты.

Исследованные вулканогенные образования разного типа (лавы и туфы основного, среднего и кислого состава) находятся в разрезе толщи в частом, тесном переслаивании и были изучены в непрерывном разрезе, протяженность которого в плане составляет более 7 км. В свите соседствуют как рассланцованные, так и нетектонизированные туфы и лавы близкого состава. Присутствуют миндалекаменные разности среди эффузивных пород андезитбазальтового, андезитдацитового состава в начале разреза и группы пирокластических фаций в верхней части, представленной

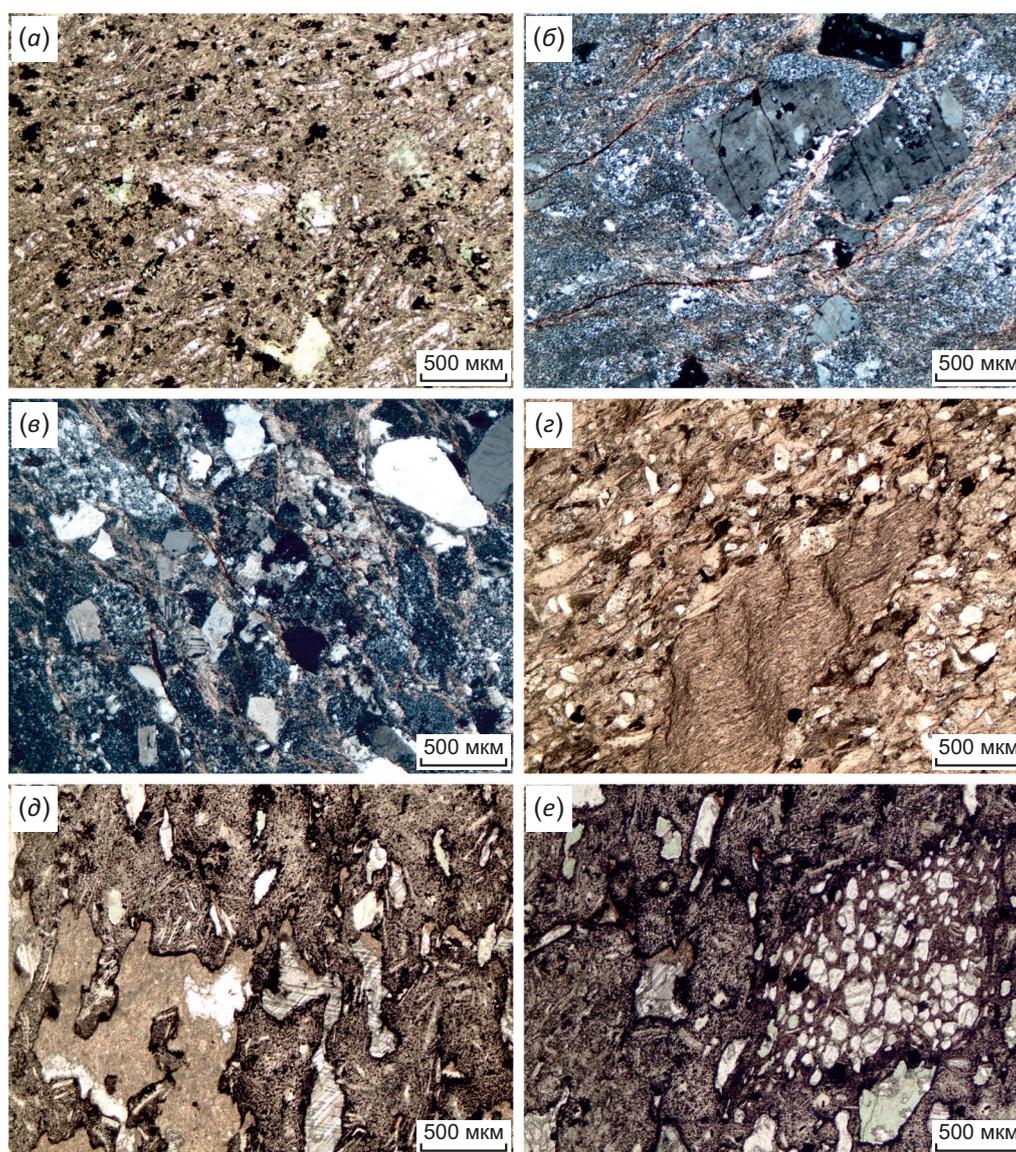


Рис. 4. Микрофотографии разновидностей вулканогенных пород ургамальской серии. Прозрачный шлиф.

(а) – базальтовый порфирит (проба MN-65), (б) – риолит-порфир (проба MN-61), (в) – туф риолитового состава (проба MN-85), (г) – игнимбритовый туф (проба MN-86), (д, е) – лавобрекчия (проба MN-68). Без анализатора (а, г, д, е), николи скрещены (б, в).

Fig. 4. Micrographs of the varieties of volcanogenic rocks of the Urgamal formation. Transparent thin section.

(a) – basalt porphyrite (sample MN-65), (б) – rhyolite porphyry (sample MN-61), (в) – rhyolitic tuff (sample MN-85), (г) – ignimbritic tuff (sample MN-86), (д, е) – lava-breccia (sample MN-68). No analyzer (a, г, д, е), crossed nicols (б, в).

мелкообломочными туфами и продуктами их перемива – туффитами. Здесь преобладают тонкополосчатые и тонкослоистые туфы и туффиты большей частью кислого состава. Породы, как правило, пестроокрашены: типичны серые, вишневые, зеленоватые цвета. По проведенным авторами исследованиям суммарный разрез толщи составил около 3 км. В составленной по результатам работ литологической колонке (рис. 3) для выдерживания масштаба показаны интервалы с преобладающими типами пород и отражена последовательность их появления в разрезе.

Метавулканиды основного и среднего состава представлены главным образом хлоритизированными и эпидотизированными разностями. Часто встречаются породы с реликтовой порфировой структурой. Порфиновые разности вулканитов являются зеленовато-серыми слабо рассланцованными или массивными породами, основная масса которых представлена лейстовидными и тонкотаблитчатыми выделениями плагиоклаза (большой частью замещенного вторичными минералами). Слабоизмененные разности базальтов сложены сосюритизированными лейстами плагиоклаза и короткостолбчатыми призматическими зернами пироксена, почти полностью замещенного амфиболом и хлоритом. Структура микроделеритовая или реликтовая офитовая (рис. 4, а). Постоянно присутствует рудный минерал (до 8 %), представленный ксеноморфными зернами ильменита, обрастающего землистым лейкоксеновым агрегатом.

Вулканиды кислого состава представлены риолит-порфирами и их туфами. Основная масса риолит-порфиров сложена кварц-полевошпатовым агрегатом со значительным количеством тонкочешуйчатого серицита (рис. 4, б). Фенокристаллы представлены серицитизированным плагиоклазом, идиоморфным или оплавленным кварцем, иногда с резорбированными краями. Биотит встречается в виде сгруппированных чешуек или в основной массе и чаще всего замещен хлоритом. Для туфов типично высокое (до 20–30 %) содержание риолитовых порфиров в составе обломков (рис. 4, в). В меньшей мере встречаются «давленные» фенокристы кварца и серицитизированного полевого шпата. Обломки связаны девитрифицированным стеклом, частично или повсеместно замещенным тонкочешуйчатым серицитовым агрегатом. В верхней части изученного разреза встречены породы, которые по ряду признаков можно отнести к туфолавам или игнимбритоподобным туфам (рис. 4, г). В них отмечаются линзовидные субпараллельно ориентированные образования, напоминающие фьямме. Размер этих интенсивно серицитизированных образований колеблется (по длинной оси) от 4 до 7 мм. Связующая их масса представлена микрозернистым раскристаллизованным серицитизированным агрегатом с обломками риолитовых порфиров, кварца и полевого шпата.

Кроме того, в составе разреза присутствуют относительно экзотические лавобрекчии андезитоацититового состава. Порода сложена обломками и цементом,

границы которых не всегда четкие, но с отчетливо просматривающимися мелкими лейстами плагиоклаза (рис. 4, д). Лейсты как бы обтекают обломки этой же породы и имеют некоторую флюидалность. Дациитовая и андезитовая составляющие представлены обломками-ксенолитами разной величины (рис. 4, е).

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных компонентов определялись методом классической «мокрой химии», а концентрации редких элементов – методами оптического спектрального и рентгенофлуоресцентного анализа. Оба анализа выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, Е.В. Худогова). Концентрации P3Э, U, Th, Cs установлены методом ICP-MS, детали методики описаны в работе [Panteeva et al., 2003]. Измерения проведены на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 ce (Agilent Technologies Inc., США) с использованием международных и российских стандартов (BHVO-2, RCM-1, JG-2 и др.). Ошибка определения содержаний не превышает 10 %.

Изотопные Sm-Nd исследования выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Подготовка проб осуществлялась по следующей схеме. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в смеси кислот $\text{HNO}_3 - \text{HF} - \text{HClO}_4$ с использованием микроволновой печи. Выделение P3Э проводилось на смоле TRU Spec (EiChroM Industries, II. США). Последующее разделение Sm и Nd проводилось на колонках, заполненных смолой Ln Spec по модифицированной методике [Pin, Zaldugeui, 1997]. Измерение изотопных отношений Nd осуществлялось на приборе Finnigan MAT-262. При масс-спектрометрических измерениях изотопные отношения нормализовались на $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодаима JNd-1, в период измерений его значение составляло $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512070 \pm 10$.

Предварительная пробоподготовка и выделение акцессорного циркона выполнены в ИЗК СО РАН по стандартной методике. U-Pb изотопные исследования проводились на приборе Nu Instruments MC-ICP-MS с приставкой Resonetics Resolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System в отделе наук о Земле Университета Гон-Конга. Детальное описание методики датирования, а также настройки параметров оборудования можно найти в статье [Xia et al., 2011]. На момент исследования анализы проводились при следующих настройках: диаметр пучка 30–40 мкм, частота 6 Hz, интенсивность сигнала 0.03 V для ^{238}U в стандарте 91500. Время абляции составляло 40 с, суммарное время промывки и разогрева лазера 105 с. Таким образом общее время, затраченное на одну точку анализа, составило 145 с. Массы 232, 204–208 измерялись одновременно в режиме статического сбора. В качестве стандартов использовались цирконы 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и GJ-1 [Jackson et al., 2004], замеры стандартов производились дважды через каждые 12 точек пробы. В течение

$(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ [Le Maitre, 1989] (рис. 5, а), а также наиболее подходящей для анализа измененных и метаморфизованных пород – $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ [Winchester, Floyd, 1977] (рис. 5, б).

Положение фигуративных точек составов вулкани- тов на приведенных диаграммах, попадающих в поля от базальтов и андезитов до риолитов и риодацитов и образующих непрерывный ряд на диаграммах Харкера (рис. 6), позволяет говорить, что исследованные по- роды принадлежат к единой базальт-андезит-дацит- риолитовой серии. Для проведения реконструкций с использованием петролого-геохимических данных вся совокупность пород была условно разделена по крем- некислотности на две группы – основных (основные – средние) и кислых вулкани- тов.

Вулканогенные породы основного состава. Поро- ды основного – среднего состава ургомальской серии («основные вулкани- ты»), согласно диаграмме $MgO - (FeO^*+TiO_2) - Al_2O_3$ [Jensen, 1976] (рис. 7), представле- ны толеитовыми (высокомагнезиальными и высоко- железистыми) и известково-щелочными базальтами и андезитами. Вулкани- ты представляют собой уме- ренно и сильно дифференцированные разности, зна- чения $Mg\#$ в базальтах варьируются от 34 до 67. Для них типичны варьирующиеся в широких пределах со- держания TiO_2 , P_2O_5 и железа (Прил. 1, табл. 1.1). По содержанию TiO_2 вулкани- ты условно были разделены на два петрохимических типа – умеренно-титанистые ($TiO_2 > 2$ мас. %) и низкотитанистые ($TiO_2 < 2$ мас. %). Для низкотитанистых разностей вулкани- тов характерны

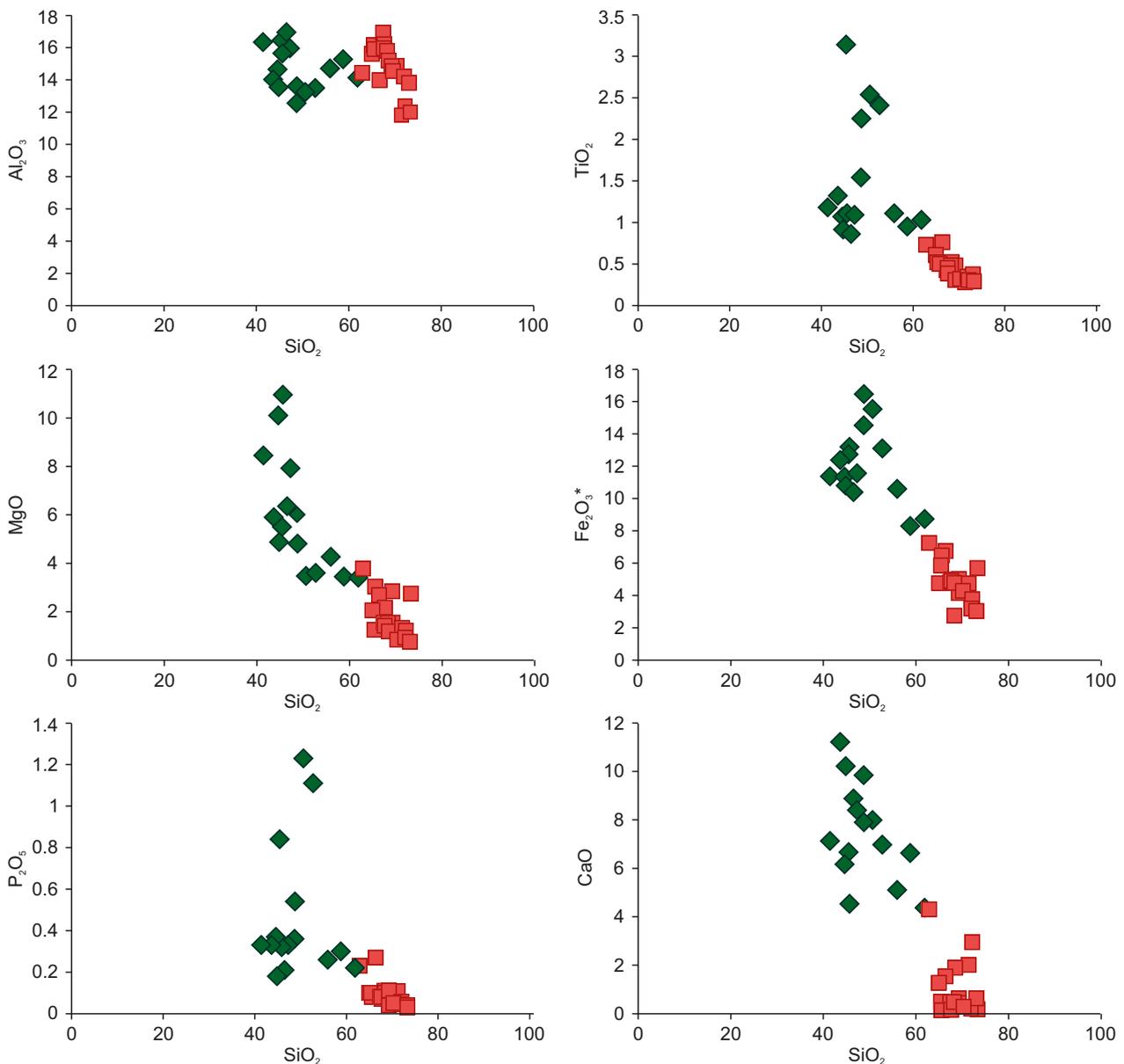


Рис. 6. Вариации содержаний петрогенных элементов в зависимости от SiO_2 в вулкани- тах ургомальской серии. Условные обозначения на рис. 5.

Fig. 6. Variations in petrogenic element content depending on SiO_2 in volcanites of the Urgamal Foration. See Fig. 5 for legend.

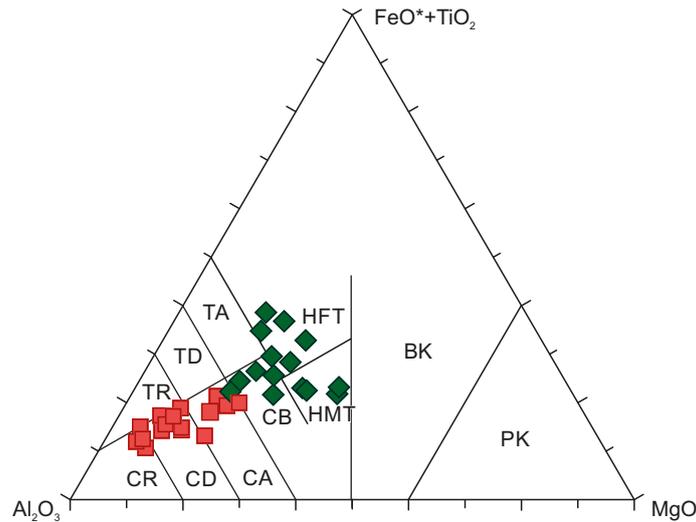


Рис. 7. Классификационная диаграмма $Al_2O_3 - (FeO^*+TiO_2) - MgO$ (по [Jensen, 1976]) для вулканитов ургомальской серии. Поля составов: BK – коматиитовые базальты, PK – пириты; вулканиты толеитовой серии: HMT – высокомагнезиальные и HFT – высокожелезистые базальты, TA – андезиты, TD – дациты, TR – риолиты; вулканиты известково-щелочной серии: CB – базальты, CA – андезиты, CD – дациты, CR – риолиты. Условные обозначения на рис. 5.

Fig. 7. $Al_2O_3 - (FeO^*+TiO_2) - MgO$ classification diagram (after [Jensen, 1976]) for volcanites of the Urgamal formation. Composition fields: BK – komatiite basalts, PK – pyrites; volcanites of the tholeiitic series: HMT – high-magnesium basalts and HFT – high-iron basalts, TA – andesites, TD – dacites, TR – rhyolites; volcanites of the calc-alkaline series: CB – basalts, CA – andesites, CD – dacites, CR – rhyolites. See Fig. 5 for legend.

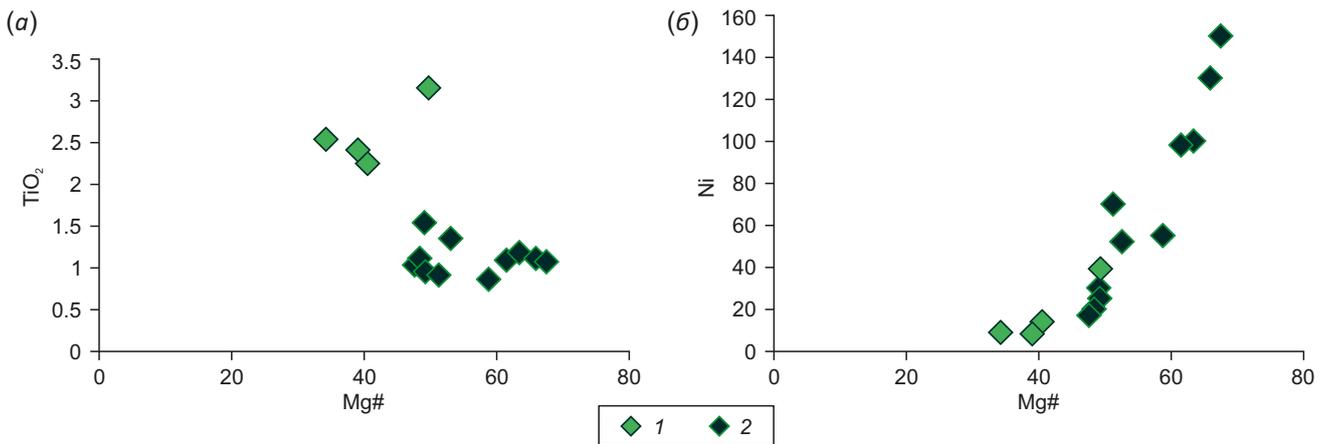


Рис. 8. Вариации содержаний TiO_2 и Ni в зависимости от $Mg\#$ ($Mg\#=100Mg/(Mg+Fe^{2+})$, мол. %) в основных вулканитах ургомальской серии. 1 – высоко-, 2 – низкотитанистые основные вулканиты.

Fig. 8. Variations in TiO_2 and Ni contents depending on $Mg\#$ ($Mg\#=100Mg/(Mg+Fe^{2+})$, mol. %) in basic volcanites of the Urgamal formations. 1 – high-Ti, 2 – low-Ti basic volcanites.

пониженные содержания фосфора, концентрации которого увеличиваются по мере уменьшения индекса дифференцированности пород (рис. 8, а). Единая положительная корреляция на диаграмме $Mg\# - Ni$, может свидетельствовать о формировании высоко- и низкотитанистых разностей вулканитов в результате дифференциации единого расплава (рис. 8, б).

Для основных вулканитов характерны невысокие содержания Sr, Ba, Zr и Th (Прил. 1, табл. 1.1). В более дифференцированных разностях базитов содержания Zr, Nb, Y повышаются, а Cr и Ni – снижаются. На нормализованных мультиэлементных спектрах основные

вулканиты демонстрируют умеренно фракционированные спектры распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n=4-11$). Отмечается наличие выраженных отрицательных аномалий по Ta-Nb и варьирующихся по Ti, которые могут отражать как вклад в мантийный источник субдукционной компоненты, так и контаминацию исходных расплавов материалом континентальной коры. Одновременно очень низкие концентрации Nb и Ta в исследуемых базитах (Прил. 1, табл. 1.1) и отсутствие четких минимумов по Eu ($Eu/Eu^*=0.9-1.2$) (рис. 9) указывают на то, что роль коровой контаминации не могла быть существенной.

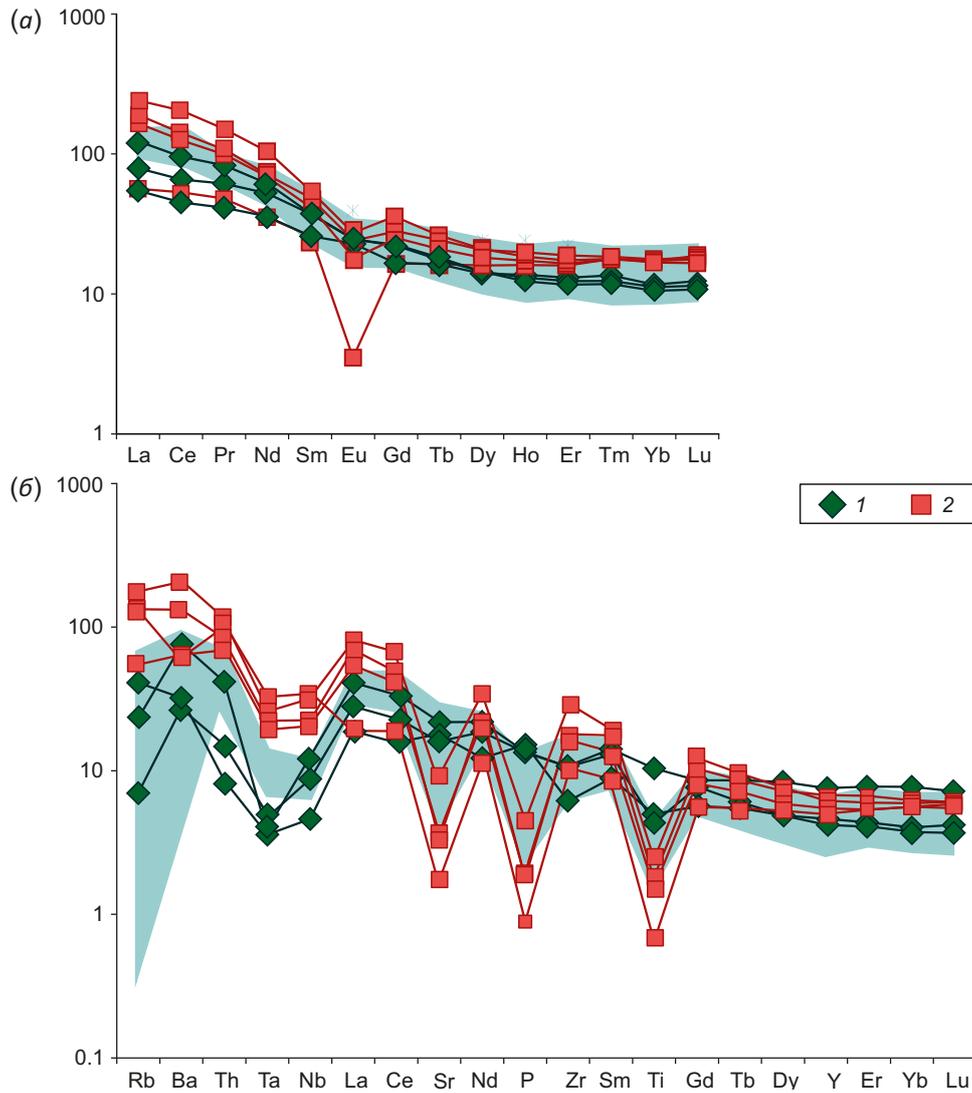


Рис. 9. Спектры распределения содержаний редкоземельных (а), нормализованных к хондриту [Sun, McDonough, 1989] и редких (б) элементов, нормализованных к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для вулканитов ургамальской серии. Показаны поля вулканитов сархойской серии по [Kuzmichev, 2004]. 1 – основные вулканиты; 2 – кислые вулканиты.

Fig. 9. Distribution spectra of rare-earth elements (a), normalized to chondrite [Sun, McDonough, 1989] and rare elements (б), normalized to the primitive mantle composition [Sun, McDonough, 1989] for volcanites of the Urgamal formation. The fields of volcanites of the Sarkhoi group are shown after [Kuzmichev, 2004]. 1 – basic volcanites; 2 – acid volcanites.

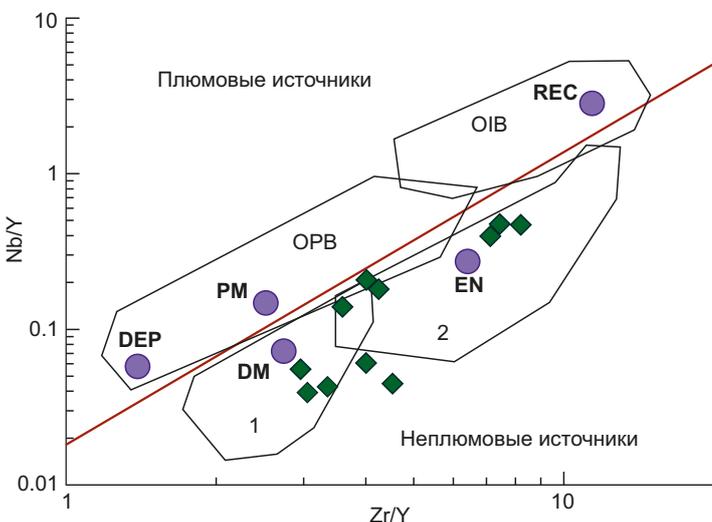


Рис. 10. Диаграмма Zr/Y – Nb/Y (по [Condie, 2005; Fitton et al., 1997]) для основных вулканитов ургамальской серии.

PM – примитивная мантия; DEP – деплетированная глубинная мантия; DM – верхняя деплетированная мантия; EN – обогащенный компонент; REC – рециклированный компонент. Поля базальтов: 1 – срединно-океанические; 2 – островодужные; OPB – океанические платобазальты; OIB – базальты океанических островов.

Fig. 10. Zr/Y – Nb/Y diagram (after [Condie, 2005; Fitton et al., 1997]) for basic volcanites of the Urgamal formation.

PM – primitive mantle; DEP – deep depleted mantle; DM – upper depleted mantle; EN – enriched component; REC – recycled component. Basalt fields: 1 – NMORB; 2 – island-arc basalts; OPB – oceanic plateau basalts; OIB – oceanic-island basalts.

Положение точек составов пород на диаграмме Zr/Y – Nb/Y (рис. 10) показывает, что базальты выплавились из обедненного источника, расплав которого в ходе эволюции испытал некоторое обогащение. На диаграмме Ce/Nb – Th/Nb [Saunders et al., 1988] (рис. 11, а) точки составов базальтов образуют тренд, расположенный вдоль области пород, обогащенных субдукционной компонентой.

Вулканические породы кислого состава. Для кислых вулканитов ургамальской серии, включая туфы и туффиты, характерен достаточно большой интервал содержаний SiO₂ – 64–80 и Na₂O+K₂O – 2.9–7.4 мас. %. На классической диаграмме TAS (см. рис. 5, а) [Le Maitre, 1989] фигуративные точки вулканитов располагаются в полях дацитов, риодацитов и риолитов, также как

и на диаграмме Nb/Y – Zr/TiO₂ (см. рис. 5, б). Для большей части пород характерны умеренные или повышенные содержания MgO и невысокая железистость (FeO*/(FeO*+MgO)=0.56–0.80) (рис. 12, а), что позволяет относить их к магнезиальным образованиям (Mg# = 32–61), а повышенные содержания щелочей (рис. 12, б) указывают на принадлежность исследуемых вулканитов к щелочно-известковой и известково-щелочной серии. Для большей части пород характерны низкие содержания Sr (26–205) и высокие Ba (350–1900 г/т), Nb и Y (7–25 и 19–39 соответственно) при умеренной концентрации Th (7–10 г/т) (Прил. 1, табл. 1.1). Характерными особенностями кислых вулканитов являются умеренно дифференцированные спектры распределения редкоземельных элементов ((La/Yb)_n = 6–19)

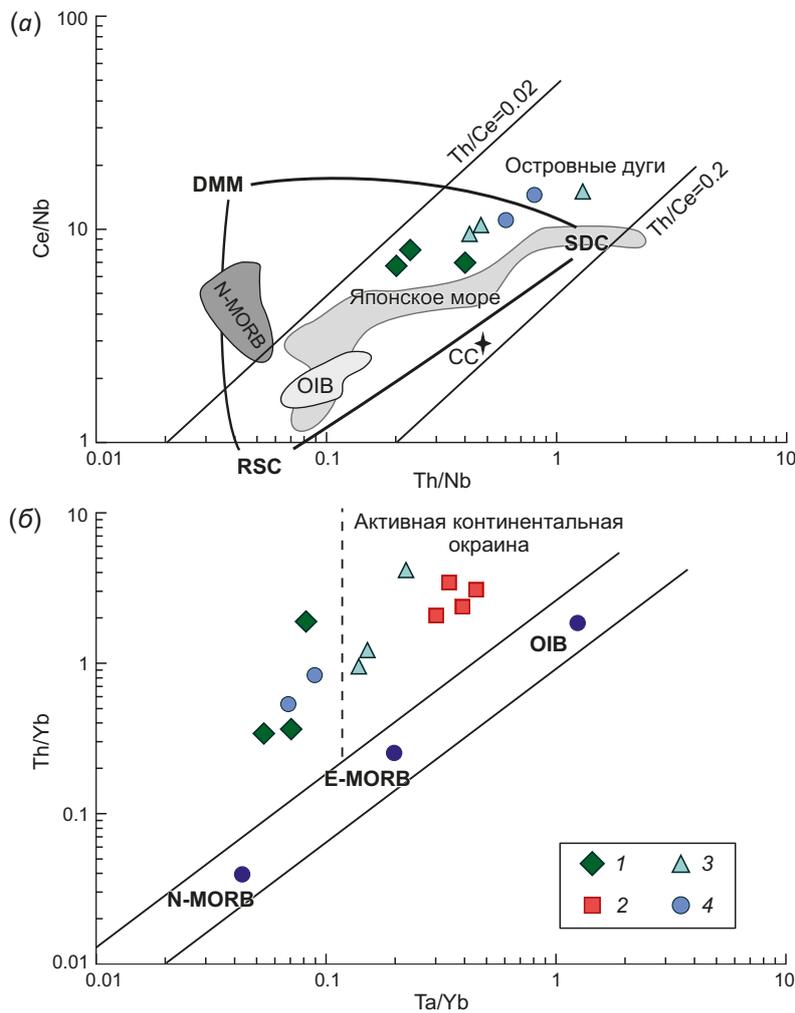


Рис. 11. Диаграмма Th/Nb – Ce/Nb для базальтов по [Saunders et al., 1988] (а) и Ta/Yb – Th/Yb [Pearce, 1982] (б) для вулканитов ургамальской серии.

DMM – деплетированная MORB мантия; CC – континентальная кора; OIB – базальты океанических островов; RSC – рециклированный компонент; SDC – субдукционный компонент. 1 – основные, 2 – кислые вулканиты ургамальской серии; 3 – вулканиты сархойской серии [Kuzmichev, 2004]; 4 – вулканиты дзавханской серии [Levashova et al., 2010].

Fig. 11. Th/Nb – Ce/Nb diagram for basalts after [Saunders et al., 1988] (а), and Ta/Yb – Th/Yb diagram [Pearce, 1982] (б) for volcanites of the Urgamal formation.

DMM – depleted MORB mantle; CC – continental crust; OIB – oceanic-island basalts; RSC – recycled component; SDC – subduction component. 1 – basic and 2 – acid volcanites of the Urgamal formation; 3 – volcanites of the Sarkhoi Group [Kuzmichev, 2004]; 4 – volcanites of the Zavkhan formation [Levashova et al., 2010].

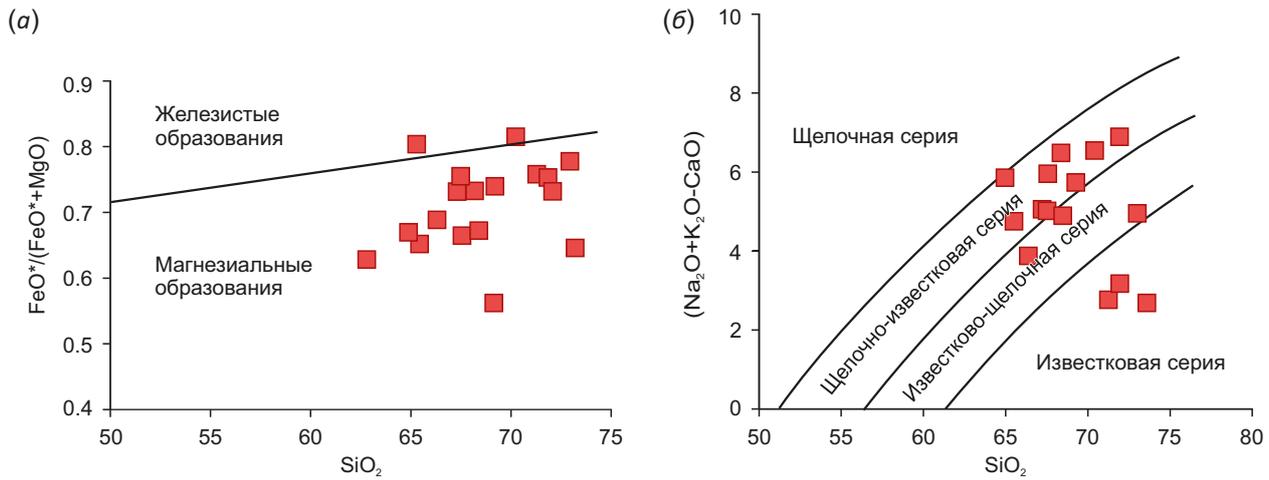


Рис. 12. Классификационные диаграммы $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ (a) и $(Na_2O+K_2O-CaO) - SiO_2$ (б) [Frost et al., 2001] для кислых вулканитов ургомальской серии.

Fig. 12. $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ (a) and $(Na_2O+K_2O-CaO) - SiO_2$ (б) classification diagrams [Frost et al., 2001] for acid volcanites of the Urgamal formation.

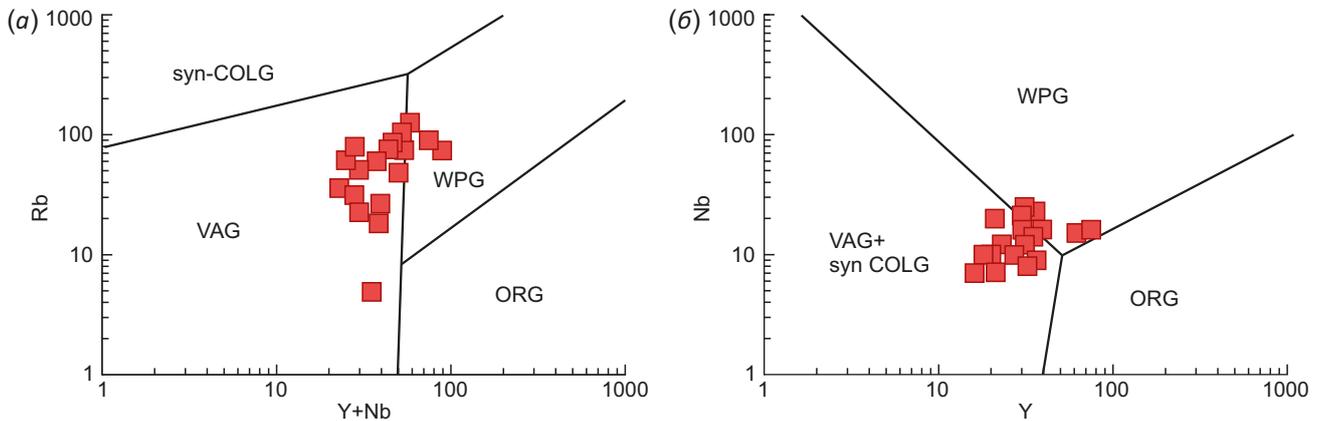


Рис. 13. Диаграммы Rb - (Y+Nb) (a) и Nb - Y (б) [Pearce, 1996; Pearce et al., 1984] для кислых вулканитов ургомальской серии. WPG - внутриплитные граниты; ORG - граниты океанических хребтов; VAG - граниты вулканических дуг и активных континентальных окраин; syn-COLG - синколлизийные граниты.

Fig. 13. Rb - (Y+Nb) (a) and Nb - Y (б) diagrams [Pearce, 1996; Pearce et al., 1984] for acid volcanites of the Urgamal formation. WPG - intraplate granites; ORG - oceanic ridge granites; VAG - volcanic-arc and active continental-margin granites; syn-COLG - syn-collisional granites.

и выраженная отрицательная аномалия Eu ($Eu/Eu^* = 0.16-0.68$) (см. рис. 9, а). На мультиэлементной диаграмме (см. рис. 9, б) составы вулканитов образуют субпараллельные спектры распределения с выраженными отрицательными аномалиями Nb, Ta, Sr, P и Ti и положительными Th, Zr, иногда Ba.

Повышенная магнезиальность, низкие концентрации фосфора, умеренно дифференцированные спектры распределения РЗЭ в сочетании с обогащением рядом LILE являются типичными характеристиками гранитоидов и кислых вулканитов, формирующихся в субдукционных обстановках. Кроме того, на дискриминантных диаграммах Nb - Y и Rb - (Y+Nb) точки составов кислых эффузивов ургомальской серии стабильно располагаются в полях гранитоидов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 13).

Изотопный состав Nd в вулканогенных породах ургомальской серии исследовался только в породах среднего (MN-57) и кислого (MN-61, по которой также были проведены геохронологические исследования) состава. Породы характеризуются низкими отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(800) = -11.5...-12.8$ (Прил. 1, табл. 1.2), что указывает на участие в их образовании коровых источников. Nd-модельный возраст вулканитов находится в интервале 2.4–2.5 млрд лет, что является свидетельством наличия подстилающих серию пород раннедокембрийской коры.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения возраста вулканогенно-осадочной толщи были отобраны пробы риолитового порфира и

туфов риолитового порфира. Исследованный эффузив (MN-61) ($46^{\circ}46'09.3''$ с.ш.; $095^{\circ}24'54.3''$ в.д.) представляет собой риолит, в котором сохранилась первичная порфировая структура (см. рис. 4, б). Туфы (образцы MN-83, MN-85) ($46^{\circ}46'07.2''$ с.ш.; $095^{\circ}25'22.8''$ в.д.) сложены обломками, среди которых преобладает кварц, полевые шпаты и породы риолитового состава (см. рис. 4, в). Основная масса, цементирующая обломки, сложена девитрифицированным стеклом. Все породы интенсивно катаклазированны, хлоритизированны и серицитизированны. Отобранные цирконы однотипны во всех исследованных пробах и представлены коротко- и длиннопризматическими сероватыми прозрачными и полупрозрачными кристаллами с осциляторной зональностью (рис. 14). Результаты измерений представлены в Прил. 1, табл. 1.3.

Для цирконов из риолитового порфира (MN-61) характерны варьирующиеся в узком диапазоне (от 0.74 до 1.9) Th/U отношения, в целом типичные для цирконов магматического происхождения. Получено 36 конкордантных значений возраста, располагающихся в возрастном диапазоне от 766 ± 10 до 948 ± 6 млн лет (Прил. 1, табл. 1.3). Возраст 14 зерен цирконов основного кластера находится в интервале 781–798 млн лет, с пиком 788 млн лет (рис. 15, а). Второй, менее выраженный, пик на 830 млн лет образован цирконами возрастного диапазона 810–855 млн лет. Небольшая группа цирконов (7 зерен) не образует статистически значимых

пиков и находится в диапазоне 872–948 млн лет, но указывает на проявления тектономагматической активности в этот интервал времени. Возраст 787 млн лет (рис. 15, б) для пробы риолита был получен по 11 значениям изотопного состава циркона. Это значение возраста отвечает времени кристаллизации риолитов ургомальской серии. Популяция более древних цирконов свидетельствует о длительной истории развития этой вулканической структуры.

В туфе MN-83 проанализировано 29 зерен цирконов, имеющих конкордантные значения возраста (Прил. 1, табл. 1.3). Как видно из Прил. 1, табл. 1.3 и рис. 15, в, значения возрастов образуют непрерывный ряд, т.е. фактически один кластер с пиком 825 млн лет. По шести анализам изотопного состава цирконов, имеющих самые молодые значения возраста, получено значение возраста 810.9 ± 2.2 млн лет, которое может считаться временем извержения туфа (рис. 15, в).

Для цирконов из туфа (MN-85) получено 49 конкордантных значений возраста, которые использовались при построении гистограмм и диаграмм плотностей вероятности распределения возрастов (рис. 15, г). Из диаграммы следует, что значения возрастов образуют единый непрерывный кластер с максимальным количеством зерен в интервале 820–840 млн лет. Нижним временным пределом извержения туфов следует считать значение 785 ± 9 млн лет, с которого начинается статистически значимая серия возрастов цирконов.

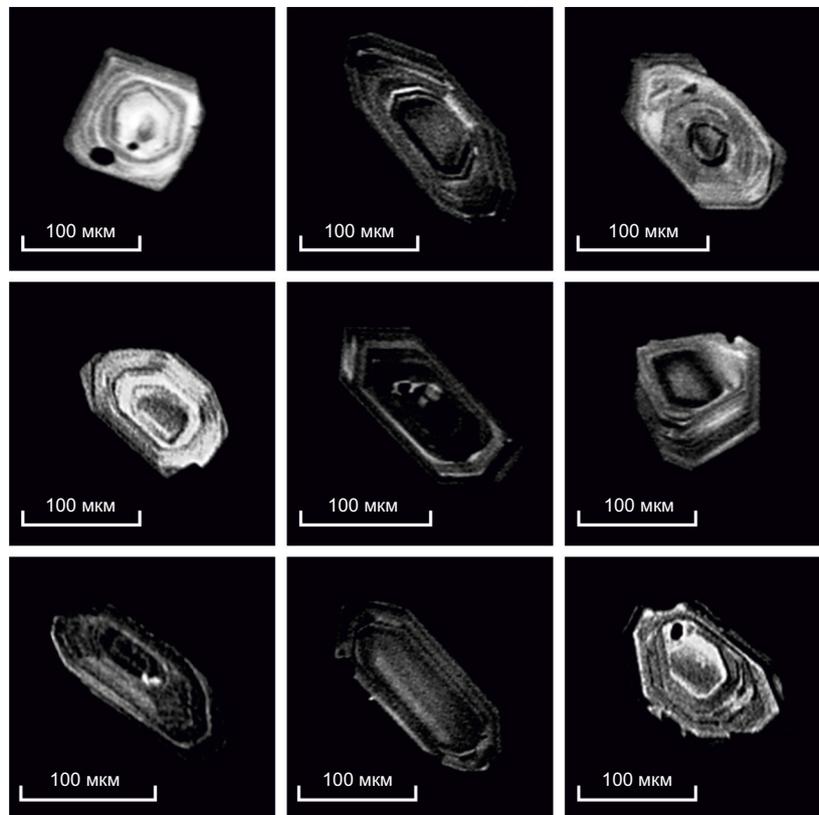


Рис. 14. Катодолуминесцентные изображения цирконов из вулканогенных пород ургомальской серии.
Fig. 14. Cathodoluminescent images of zircons from volcanogenic rocks of the Urgamal formation.

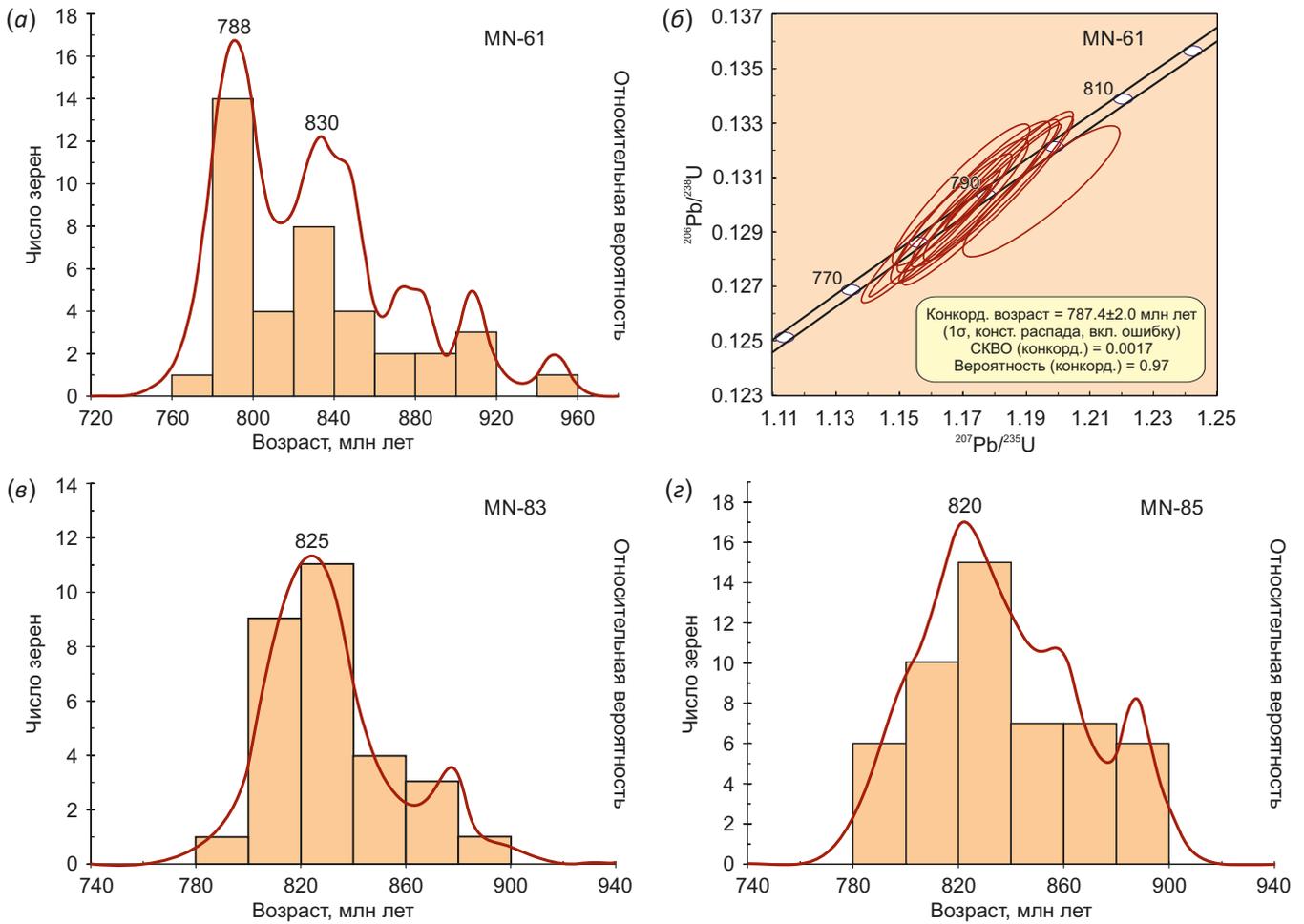


Рис. 15. Гистограмма и кривая относительной вероятности U-Pb возрастов (а) и диаграмма с конкордией (б) и для цирконов из риолита (MN-61) ургамальской серии; гистограмма и кривая относительной вероятности U-Pb возрастов для цирконов из туфа (MN-83) ургамальской серии (в); гистограмма и кривая относительной вероятности U-Pb возрастов для цирконов из туфа (MN-85) ургамальской серии (г).

Fig. 15. A histogram and a relative probability curve for U-Pb ages (a) and a concordia diagram (б) for zircons from rhyolite (MN-61) of the Urgamal formation; a histogram and a relative probability curve for U-Pb ages of zircons from tuff (MN-83) of the Urgamal formation (в); a histogram and a relative probability curve for U-Pb ages of zircons from tuff (MN-85) of the Urgamal Formation (г).

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам проведенных изотопно-геохимических исследований установлено, что вулканыты ургамальской серии включают в себя полный спектр пород от базальтов до риолитов и принадлежат к базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации. Для изученного разреза характерно преобладание кислых пород над основными и туфогенных пород над эффузивами. Следует отметить, что подобная картина отмечена и в вулканитах сархойской серии Тувино-Монгольского палеомикроконтинента и дзабханской свиты одноименного микроконтинента. Накопление толщи связывается с субаквальными обстановками, а появление в верхах разреза вишневых туфов и туффитов может свидетельствовать об эксплозивных извержениях в наземной обстановке, как и формирование игнимбритоподобных туфов.

Высокая до умеренной магнезиальность (Mg#=34–67) основных вулканических пород ургамальской серии может

указывать на то, что родоначальной магмой для вулканических пород был уже достаточно эволюционировавший расплав. Основные вулканические породы характеризуются наличием отрицательных аномалий по Ta–Nb, а также слабо проявленных или явно выраженных отрицательных по Ti и положительных по Sr и Ba (см. рис. 9). Наличие подобных аномалий может быть следствием контаминации расплава материалом континентальной коры, либо участия в процессе магмогенерации субдукционной компоненты. Низкие и средние значения индикаторного геохимического отношения $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{pm}} = 0.29–0.57$ указывают на возможную контаминацию, но при этом невысокие $(\text{Th}/\text{La})_{\text{pm}} < 1 (0.45–0.98)$, отсутствие выраженных минимумов по Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9–1.2$) (см. рис. 9) и невысокие концентрации Nb и Ta в основных вулканических породах ургамальской серии более типичны для пород, влияние коровой контаминации в которых было ничтожно мало или отсутствовало. Одновременно повышенные

Ce/Nb (6.7–8.4) и Th/Nb (0.21–0.40) отношения и положение точек составов вулканитов ургомальской серии на диаграмме (см. рис. 11, а) вблизи полей базальтов островных дуг свидетельствуют об участии в составе источника субдукционной составляющей. Формирование низко- и высокотитанистых базальтоидов происходило за счет плавления единого мантийного источника, обогащенного надсубдукционной компонентой. Значительное обеднение пород Mg, Ni, Cr и обогащение Zr, Nb, Y при переходе от низко- к высокотитанистым базальтам можно объяснить фракционированием оливина и, возможно, пироксена. Негативная корреляция $Mg\#$ с Ti и Zr, а также с Nb, Y, REE и положительная с Cr и Ni (см. рис. 8) указывает на доминирующее фракционирование оливина в расплаве. Кроме того, высокотитанистые базальты относительно низкотитанистых имеют более высокую степень частичного плавления и характеризуются более низкими значениями $(La/Sm)_n$ (1.9 для первых и 2.1–3.2 для вторых) и $(Ce/Yb)_n$ (3.1 и 3.9–9.1 соответственно), т.е. существующие отличия составов для этих типов пород являются следствием фракционирования различных минеральных фаз и разной степени частичного плавления мантийного источника.

Близкие значения отношений несовместимых микроэлементов и положение точек составов кислых и основных пород ургомальской серии в полях вулканитов активных окраин (см. рис. 11, б) указывают на то, что их формирование связано с единым обогащенным субдукционным источником. Породы среднекислого состава характеризуются низкорациогенным изотопным составом ($^{143}Nd/^{144}Nd=0.511579-0.511785$), что связано с добавкой корового материала в область магмогенерации. В составе дифференцированной серии, согласно исследованиям О. Томуртоого и по полученным нами аналитическим данным, значительную роль играют породы кислого состава [Tomurtogoo, 1989]. Формирование таких объемов кислых вулканитов за счет процессов внутрикоровой дифференциации может быть связано с вовлечением в процессы магмогенерации корового материала. При этом крайне низкие отрицательные значения ϵ_{Nd} (от -11.5 до -12.8) (Прил. 1, табл. 1.2) достигаются при добавлении в область магмогенерации древнего материала коры. Можно полагать, что низкие отрицательные значения ϵ_{Nd} для вулканитов цосулинской свиты указывают на ее формирование на мощной континентальной коре в пределах активных континентальных окраин. Действительно, исследованная вулканогенная толща налегает на метаморфический комплекс, для гранитогнейсов которого U-Pb методом по циркону получено значение возраста 1967 ± 13 млн лет [Bold et al., 2016a].

Проблематичен принципиальный вопрос о времени зарождения окраинно-континентального вулканического пояса, соответственно, о продолжительности существования активной континентальной окраины. По наиболее «молодым» цирконам из всех трех проб получены близкие значения времени излияния лав и

выбросов туфов – от 787–811 млн лет. Но при этом цирконы в каждой из проб туфов по возрастам образуют единый непрерывный кластер с максимумами 820 и 825 млн лет. Значения конкордантных возрастов цирконов из риолит-порфира разделяются на два кластера, более древний из которых имеет максимум 830 млн лет, т.е. практически совпадающий с туфами. Количество цирконов, дающие максимумы возрастов 820–830 млн лет, статистически значимы в риолитах, а в туфах вообще заметно преобладают. Как отмечалось, цирконы из всех трех проб однотипны и являются магматогенными. По особенностям морфологии и строения они не могут быть отнесены к типичным детритовым, захваченным из метатерригенных пород. При исследовании детритовых цирконов метатерригенных и терригенных пород Дзобханского террейна, в том числе из входящих в дзобханскую свиту, как правило, выявляются значительные по количеству популяции цирконов раннедокембрийского (палеопротерозой – архей) возраста [Kovach et al., 2013, 2021; Bold et al., 2016a, 2016b; и др.]. Среди изученных нами цирконов из туфов и риолита, при вполне представительных выборках, раннедокембрийские цирконы не обнаружены. Высока вероятность, что неопротерозойские цирконы более древних генераций, чем фиксируемое время извержения, захвачены с продуктами предшествующих эпизодов вулканизма, погребенных заключительными извержениями. При этом значительно большее количество погребенного материала, особенно туфового, должно было выноситься при взрывных выбросах кислых туфов, чем при излиянии лав. Видимо, зарождение континентальной вулканической дуги началось не позднее 840–860 млн лет назад. Заметим, что мощность вулканической толщи ургомальской серии (свиты цосулинская-яргайт), даже с учетом возможных складок и надвиговых структур, должна быть не менее 2–3 тыс. м, а пробы для геохронологии характеризуют относительно узкий участок разреза. Не исключено, что при более детальных и широких геохронологических исследованиях обнаружатся эффузивы с возрастом 820–830 млн лет или древнее.

С учетом периода существования островодужной системы (890–860 млн лет) континентальная вулканическая дуга не могла начать формироваться ранее 860 млн лет. Более конкретно нижнюю временную границу по имеющимся сейчас материалам установить невозможно. За верхнюю временную границу можно принять наиболее молодые значения возраста, полученные по всем трем пробам, которые составляют 780 млн лет. Таким образом, общий временной интервал, в пределах которого могла возникнуть и развиваться окраинно-континентальная система, составляет 860–780 млн лет.

Интересно сопоставить полученные результаты с изотопно-геохронологическими данными по дзобханской свите и сархойской серии Тувино-Монгольского микроконтинента.

Для сархойской серии по цирконам из игнимбриотов получен возраст 782 ± 7 млн лет. При этом из 11

анализированных зерен у двух U-Pb возраст составил 840 ± 14 и 863 ± 6 млн лет [Kuzmichev, Larionov, 2011]. Перед фронтом Сархойской активной окраины формировалась Окинская аккреционная призма. U-Pb возраст цирконов из базитового силла в Окинской призме составил 753 ± 10 млн лет [Kuzmichev et al., 2007]. Считается, что базитовый магматизм был результатом субдукции срединно-океанического хребта под активную окраину. В цирконах из туфа Окинской призмы по пяти зернам из десяти проанализированных получен U-Pb возраст от 818 до 833 млн лет [Kuzmichev, Larionov, 2013]. Для дзабханской свиты по цирконам из риолитов установлен возраст 773 ± 3.6 млн лет [Levashova et al., 2010]. Интересны результаты, полученные в работе [Bold et al., 2016b]. Из пробы риолита дзабханской свиты методом LA-ICP-MS были произведены измерения в 33 зернах цирконов. Затем из них отобраны пять зерен со степенью дискордантности менее 1 % и минимальными значениями U-Pb возраста, на которых (после абразии) выполнены измерения методом TIMS и получен возраст 802 млн лет. Среди оставшихся 28 зерен многие имеют степень дискордантности менее 5–10 % и U-Pb возраст 820–830 млн лет и более.

Как видно, сархойская и ургомальская серии и дзабханская свита не только близки по строению толщ и составу вулканитов, если и не идентичны, то, несомненно, частично перекрываются по возрасту. Добавим, что кислые эффузивы дзабханской серии по Nd-изотопным характеристикам близки к полученным нами данным по ургомальской серии: также обладают отрицательными величинами ϵ_{Nd} от -8.7 до -15.1 и раннедокембрийскими значениями Nd-модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 2.6\text{--}2.0$ млрд лет [Kozakov et al., 2021]. Можно полагать, что указанные толщи сформировались в однотипных палеогеодинамических условиях, отвечающих обстановке активной континентальной окраины, и в пределах одного и того же временного интервала 860–780 млн лет.

Подчеркнем, что в целом проявления процессов конвергенции, включая и периоды существования континентальных вулканических дуг, фиксируются во многих террейнах центрального сегмента ЦАСП в широком временном интервале $\sim 960\text{--}780$ млн лет. Предполагается, что эти процессы указывают на развитие глобальной субдукционной системы в палеоокеанической области обрамления суперконтинента Родиния [Cawood et al., 2016]. Также предполагается, что на начальных стадиях распада суперконтинента Родиния с возрастом $\sim 860\text{--}830$ млн лет [Bogdanova et al., 2009; Kheraskova et al., 2010; Li et al., 2008] процессы дивергенции на континенте могли компенсироваться процессами конвергенции у его границ. Этой точки зрения, в частности, придерживаются некоторые исследователи Дзабханского террейна, объясняя субдукционные процессы в интервале 890–780 млн лет при становлении террейна [Kozakov et al., 2011, 2013, 2014, 2021; Kovach et al., 2019, 2021].

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ургомальская серия и дзабханская свита Дзабханского террейна и сархойская серия Тувино-Монгольского массива близки по строению толщ, составу вулканитов и времени формирования.

Высока вероятность, что все три толщи являются фрагментами существовавшей в прошлом, в пределах интервала 860–780 млн лет, континентальной вулканической дуги, общей для Тувино-Монгольского и Дзабханского палеомикроконтинентов.

Вулканическая дуга могла маркировать активную континентальную окраину по границе суперконтинента Родиния с палеоокеаном, предшествующим Центрально-Азиатскому.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензентам А.Б. Перепелову и А.Б. Кузьмичеву за конструктивные замечания, позволившие улучшить статью.

9. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

10. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Все авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Belichenko V.G., Boos R.G., 1988. Bokson-Hovsgol-Zavkhan Paleomicrocontinent in the Structure of the Central Asian Paleozooids. *Russian Geology and Geophysics* 12, 19–28 (in Russian) [Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре Центрально-Азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 19–28].
- Berzin N.A., Kolman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Syao Syuchan, Chang E.Z., 1994. Geodynamic Evolution of the Western Part of the Paleo-Asian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 35 (7–8), 8–28 (in Russian) [Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая эволюция западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28].
- Bogdanova S.V., Pisarevsky S.A., Li Z.H., 2009. Assembly and Breakup of Rodinia (Some Results of IGCP Project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation* 17, 259–274. <https://doi.org/10.1134/S0869593809030022>.
- Bold U., Crowley J.L., Smith E.F., Sambuur O., Macdonald F.A., 2016a. Neoproterozoic to Early Paleozoic Tectonic Evolution of the Zavkhan Terrane of Mongolia: Implications for

Continental Growth in the Central Asian Orogenic Belt. *Lithosphere* 8 (6), 729–750. <https://doi.org/10.1130/L549.1>.

Bold U., Smith E.F., Rooney A.D., Bowring S.A., Buchwaldt R., Dudás F.O., Ramezani J., Crowley J.L., Schrag D.P., Macdonald F.A., 2016b. Neoproterozoic Stratigraphy of the Zavkhan Terrane of Mongolia: The Backbone for Cryogenian and Early Ediacaran Chemostratigraphic Records. *American Journal of Science* 316 (1), 1–63. <https://doi.org/10.2475/01.2016.01>.

Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B., 2016. Linking Collisional and Accretionary Orogens during Rodinia Assembly and Breakup: Implications for Models of Supercontinent Cycles. *Earth and Planetary Science Letters* 449, 118–126. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.049>.

Condie K.C., 2005. High Field Strength Element Ratios in Archean Basalts: A Window to Evolving Sources of Mantle Plumes? *Lithos* 79 (3–4), 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.

Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taulor R.N., 1997. Thermal and Chemical Structure of the Iceland Plume. *Earth and Planetary Science Letters* 153 (3–4), 197–208. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2).

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Ilyin A.V., 1982. Late Precambrian – Cambrian of South Siberia and Mongolia. Nauka, Moscow, 114 p. (in Russian) [Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии – кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.].

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology* 211 (1–2), 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Jensen L.S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. *Ontario Division Mines Miscellaneous*, 22 p.

Kheraskova T.N., Didenko A.N., Samygin S.G., Bush V.A., 2010. Breakup of Rodinia and Early Stages of Evolution of the Paleoasian Ocean. *Geotectonics* 44, 3–24. <https://doi.org/10.1134/S0016852110010024>.

Kovach V.P., Jian P., Yarmolyuk V.V., Kozakov I.K., Liu D., Terent'eva L.B., Lebedev V.I., Kovalenko V.I., 2005. Magmatism and Geodynamics of Early Stages of the Paleo-Asian Ocean Formation: Geochronological and Geochemical Data on Ophiolites of the Bayanhongor Zone. *Doklady Earth Sciences* 404 (7), 1072–1077.

Kovach V., Kozakov I., Kröner A., Salnikova E., Wang K-L., Lee H-Y., Plotkina Ju., Gorokhovskiy B., Adamskaya E., Tolmacheva E., Shpakovich L., 2021. 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 91, 254–276. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.022>.

Kovach V.P., Kozakov I.K., Plotkina Y.V., Wang K.-L., Lee H.-Y., Chung S.-L., 2019. Age and Sources of Terrigenous Rocks of Basal Formation of the Tsagaan-Olom Group of the Dzabkhan Terrane: Results of U-Th-Pb Geochronological, Lu-Hf and Sm-Nd Isotopic Studies. *Stratigraphy and Geological Correlation* 27, 555–572. <https://doi.org/10.1134/S0869593819050046>.

Kovach V.P., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Terent'eva L.B., Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., 2013. Crustal Growth Stages in the Songino Block of the Early Caledonian Superterrane in Central Asia: II. Geochemical and Nd-Isotope Data. *Petrology* 21, 409–426. <https://doi.org/10.1134/S0869591113050020>.

Kozakov I.K., Kotov A.B., Kovach V.P., Salnikova E.B., 1997. Crustal Growth in the Geologic Evolution of the Baidarik Block, Central Mongolia: Evidence from Sm-Nd Isotopic Systematics. *Petrology* 5 (3), 201–207.

Kozakov I.K., Kovach V.P., Plotkina Y.V., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Erdenezhargal C., 2020. Neoproterozoic Age of the Crystalline Basement of the Bogdoingol Block, Dzabkhan Terrane (Central Asian Fold Belt). *Stratigraphy and Geological Correlation* 28, 630–637. <https://doi.org/10.1134/S0869593820060064>.

Kozakov I.K., Kovach V.P., Plotkina Y.V., Tolmacheva E.V., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Lykhin D.A., Erdenezhargal C., 2014. Late Riphean Episode in the Formation of Crystalline Rock Complexes in the Dzabkhan Microcontinent: Geological, Geochronologic, and ND Isotopic-Geochemical Data. *Petrology* 22, 480–506. <https://doi.org/10.1134/S086959111405004X>.

Kozakov I.K., Kovach V.P., Plotkina Y.V., Yarmolyuk V.V., Kozlovskii A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Lebedev V.I., Erdenezhargal C., 2012. The Early Baikalian Crystalline Complex in the Basement of the Dzabkhan Microcontinent of the Early Caledonian Orogenic Area, Central Asia. *Stratigraphy and Geological Correlation* 20, 231–239. <https://doi.org/10.1134/S0869593812030057>.

Kozakov I.K., Kovach V.P., Salnikova E.B., Plotkina Y.V., Fedoseenko A.M., Didenko A.N., 2021. Formation of the Neoproterozoic Continental Crust in the Structures of the Central Segment of the Central Asian Fold Belt. *Petrology* 29, 195–220. <https://doi.org/10.1134/S0869591121020053>.

Kozakov I.K., Kovach V.P., Terent'eva L.B., Tolmacheva E.V., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Erdenezhargal C., 2015. Late Riphean Age of the Crystalline Basement of the Carbonate Cover of the Dzabkhan Microcontinent. *Stratigraphy and Geological Correlation* 23, 237–245. <https://doi.org/10.1134/S0869593815030041>.

Kozakov I.K., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu., Fugzan M.M., Erdenezhargal Ch., Lebedev V.I., Eenjin G., 2011. Crystalline Complexes of the Tarbagatai Block of the Early Caledonian Superterrane of Central Asia. *Petrology* 19, 426–444. <https://doi.org/10.1134/S0869591111040047>.

Kozakov I.K., Kuznetsov A.B., Salnikova E.B., Anisimova I.V., Plotkina J.V., Fedoseenko A.M., Erdenezhargal C., 2017.

Neoproterozoic Complexes of the Shelf Cover of the Dzabkhan Terrane Basement in the Central Asian Orogenic Belt. *Stratigraphy and Geological Correlation* 25, 479–491. <https://doi.org/10.1134/S0869593817050045>.

Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Anisimova I.V., Plotkina Y.V., Fedoseenko A.M., Yakovleva S.Z., Yarmolyuk V.V., Kozlovskii A.M., Erdenezhargal C., 2013. Crustal Growth Stages in the Songino Block of the Early Caledonian Superterrane in Central Asia: I. Geological and Geochronological Data. *Petrology* 21, 203–220. <https://doi.org/10.1134/S0869591113020069>.

Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Anisimova I.V., Kozlovskii A.M., Plotkina Yu.V., Myskova T.A., Fedoseenko A.M., Yakovleva S.Z., Sugorakova A.M., 2008. Vendian Stage in Formation of the Early Caledonian Superterrane in Central Asia. *Stratigraphy and Geological Correlation* 16, 360–382. <https://doi.org/10.1134/S0869593808040023>.

Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Wang T., Didenko A.N., Plotkina Yu.V., Podkovyrov V.N., 2007. Early Precambrian Crystalline Complexes of the Central Asian Microcontinent: Age, Sources, Tectonic Position. *Stratigraphy and Geological Correlation* 15, 121–140. <https://doi.org/10.1134/S0869593807020013>.

Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kirnozova T., Azimov P., Wong J., Geng H.Y., 2015. Zircon Ages and Nd-Hf Isotopes in UHT Granulites of the Ider Complex: A Cratonic Terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia. *Gondwana Research* 27 (4), 1392–1406. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.03.005>.

Kuzmichev A.B., 2004. Tectonic History of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baikal, Late Baikal and Early Caledonian Stages. *Probel-2000, Moscow*, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.].

Kuzmichev A.B., Larionov A.N., 2011. The Sarkhoi Group in East Sayan: Neoproterozoic (~770–800 Ma) Volcanic Belt of the Andean Type. *Russian Geology and Geophysics* 52 (7), 685–700. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.06.001>.

Kuzmichev A.B., Larionov A.N., 2013. Neoproterozoic Island Arcs in East Sayan: Duration of Magmatism (from U–Pb Zircon Dating of Volcanic Clastics). *Russian Geology and Geophysics* 54 (1), 34–43. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.12.003>.

Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E., 2007. The Oka Belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): A Neoproterozoic Analog of the Japanese Shimanto Belt? *Island Arcs* 16 (2), 224–242. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2007.00568.x>.

Le Maitre R.W. (Ed.), 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford, 193 p.

Levashova N.M., Gibsher A.S., Meert J.G., 2011. Precambrian Microcontinents of the Ural-Mongolian Belt: New

Paleomagnetic and Geochronological Data. *Geotectonics* 45, 51–70. <https://doi.org/10.1134/S0016852111010043>.

Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J., 2010. The Origin of the Baidaric Microcontinent, Mongolia: Constraints from Paleomagnetism and Geochronology. *Tectonophysics* 485 (1–4), 306–320. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.01.012>.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P. et al., 2008. Assembly, Configuration, and Break-up History of Rodinia: A Synthesis. *Precambrian Research* 160, 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.

Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D., 2010. Continental and Oceanic Crust Recycling-Induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U–Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths. *Journal of Petrology* 51 (1–2), 537–571. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp082>.

Mossakovsky A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N., 1993. Central Asian Fold Belt: Geodynamic Evolution and Formation History. *Geotectonics* 6, 3–33 (in Russian) [Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33].

Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P., 2003. Determination of 24 Trace Elements in Felsic Rocks by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry after Lithium Metaborate Fusion. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy* 58 (2), 341–350. [http://doi.org/10.1016/S0584-8547\(02\)00151-9](http://doi.org/10.1016/S0584-8547(02)00151-9).

Pearce J.A., 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: R.S Thorpe (Ed.), *Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, England, p. 528–548.

Pearce J.A., 1996. Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes* 19, 120–125.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

Pin C., Zalduegui J.F.S., 1997. Sequential Separation of Light Rare-Earth Elements, Thorium and Uranium by Miniaturized Extraction Chromatography: Application to Isotopic Analyses of Silicate Rocks. *Analytica Chimica Acta* 339 (1–2), 79–89. [https://doi.org/10.1016/S0003-2670\(96\)00499-0](https://doi.org/10.1016/S0003-2670(96)00499-0).

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J., 1988. Origin of MORB and Chemically Depleted Mantle Reservoirs: Trace Element Constrains. *Journal of Petrology* 1, 415–445. https://doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.415.

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Tomurtogoo O., 1989. Ophiolites and Formation of Fold Mountains in Mongolia. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Moscow, 423 p. (in Russian) [Томуртоого О.

Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1989. 423 с.].

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W., 1995. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research* 19 (1), 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.

Winchester J.A., Floyd P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology* 20, 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).

Xia X., Sun M., Geng H., Sun Y., Wang Y., Zhao G., 2011. Quasi-Simultaneous Determination of U-Pb and Hf Isotope Compositions of Zircon by Excimer Laser-Ablation Multiple-Collector ICPMS. *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy* 26, 1868–1871. <https://doi.org/10.1039/C1JA10116A>.

Yarmolyuk V.V., Degtyarev K.E., 2019. Precambrian Terrains of Central Asian Orogenic Belt: Comparative Characteristics, Types and Peculiarities of the Tectonic Evolution. *Geotectonics* 53 (1), 1–23. <https://doi.org/10.1134/S0016852119010096>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Anisimova I.V., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kozlovsky A.M., Kudryashova E.A., Kotov A.B., Plotkina Yu.V., Terent'eva L.B., Yakovleva S.Z., 2008. Late Riphean Alkali Granites of the Zabhan Microcontinent: Evidence for the Timing of Rodinia Break-up and Formation of Microcontinents in the Central Asian Fold Belt. *Doklady Earth Sciences* 420, 583–588. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08040132>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., 2003. Geodynamics of Caledonides in the Central Asian Foldbelt. *Doklady Earth Sciences* 389A (3), 311–316.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Rytsk E.Yu., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., 2006. Early Stages of the Paleoasian Ocean Formation: Results of Geochronological, Isotopic, and Geochemical Investigations of Late Riphean and Vendian–Cambrian Complexes in the Central Asian Foldbelt. *Doklady Earth Sciences* 411, 1184–1189. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06080046>.

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Lebedev V.I., 2017. Neoproterozoic Magmatic Complexes of the Songino Block (Mongolia): A Problem of Formation and Correlation of Precambrian Terranes in the Central-Asian Orogenic Belt. *Petrology* 25 (4), 365–395. <https://doi.org/10.1134/S0869591117040051>.

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kovach V.P., Kotov A.B., Tomurtogoo O., 2015. Structure, Age, and Geodynamic Settings of Early Neoproterozoic Magmatic Complexes of the Central Asian Fold Belt Exemplified by the Holbo Nur Zone of Songin Terrane. *Doklady Earth Sciences* 465, 1112–1116. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15110082>.

Zhao Y., Song B., Zhang S.H., 2006. The Central Mongolian Microcontinent: Its Yangtze Affinity and Tectonic Implications. In: B.M. Jahn, S.L. Chung (Eds), *Abstracts of the Symposium on Continental Growth and Orogeny in Asia* (November 2–3, 2006). National Taiwan University, Taipei, p. 135–136.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Выборочные представительные анализы химического и редкоземельного состава пород ургамальской серии Дзавханского микроконтинента**Table 1.1.** Selected representative analyses of chemical and rare-element composition of the rocks of the Urgamal formation of the Zavkhan microcontinent

Компонент	MN-41	MN-42	MN-46	MN-49	MN-50	MN-56	MN-57	MN-59	MN-60	MN-70	MN-45
SiO ₂ , мас. %	45.65	55.95	50.61	52.73	47.26	43.66	58.78	61.89	41.43	48.77	71.38
TiO ₂	1.11	1.11	2.54	2.41	1.09	1.32	0.95	1.03	1.18	2.25	0.28
Al ₂ O ₃	15.65	14.71	13.17	13.5	15.96	14.03	15.28	14.14	16.34	13.6	11.82
FeO	9.6	7.08	9.56	8.96	6.98	8.63	4.35	5.69	8.64	9.22	3.67
Fe ₂ O ₃	2.43	2.65	4.82	3.05	3.73	2.7	3.41	2.34	1.68	6.12	0.63
MnO	0.34	0.22	0.37	0.22	0.26	0.24	0.13	0.14	0.26	0.34	0.11
MgO	10.95	4.26	3.47	3.6	7.92	5.9	3.45	3.4	8.45	4.81	1.33
CaO	4.52	5.09	7.98	6.96	8.39	11.2	6.62	4.36	7.12	7.89	2.01
Na ₂ O	2.61	3.79	2.1	3.92	2.58	3.44	2.89	2.64	2.97	3.38	2.78
K ₂ O	1.17	0.96	0.39	0.39	1.12	1.06	1.19	1.35	1.35	0.31	1.98
P ₂ O ₅	0.32	0.26	1.23	1.11	0.33	0.33	0.3	0.22	0.33	0.54	0.11
H ₂ O	0.1	0.14	0.18	0.19	0.15	0.05	0.01	0.05	0.1	0.1	0.16
CO ₂	нпо	0.29	0.08	нпо	0.05	4.15	0.19	0.07	4.31	0.18	1.21
ппп	5.85	3.42	3.73	3.07	4.24	3.47	2.62	2.85	5.69	2.78	2.67
Сумма	100.30	99.93	100.23	100.11	100.06	100.18	100.17	100.17	99.85	100.29	100.14
Rb, г/т	15	нпо	нпо	нпо	13	нпо	6	10	20	нпо	45
Sr	194	301	400	281	401	317	432	343	123	312	93
Ba	540	530	360	280	310	1230	640	945	750	250	530
Y	17	23	49	38	26	28	20	25	20	29	19
Zr	71	110	174	160	80	83	142	203	66	115	153
Nb	1	1	7	7	1	нпо	8	12	нпо	6	7
Co	61	35	24	16	44	40	21	21	48	41	8
Sc	40	35	30	30	33	38	24	22	36	37	9
Cr	385	29	18	14	265	124	75	44	203	38	17
V	250	242	115	185	220	305	170	180	290	370	76
Ni	130	20	9	8	98	52	25	17	100	14	12
Zn	220	160	150	117	160	130	110	110	115	170	67
Pb	8	8	10	9	9	8	15	10	8	9	12
La	-	-	-	-	12.94	-	28.92	-	-	19.36	-
Ce	-	-	-	-	27.55	-	60.38	-	-	41.53	-
Pr	-	-	-	-	3.72	-	7.31	-	-	5.70	-
Nd	-	-	-	-	16.65	-	28.92	-	-	25.18	-
Sm	-	-	-	-	3.93	-	5.77	-	-	6.31	-
Eu	-	-	-	-	1.33	-	1.47	-	-	2.29	-
Gd	-	-	-	-	3.36	-	4.63	-	-	5.10	-
Tb	-	-	-	-	0.60	-	0.67	-	-	0.92	-
Dy	-	-	-	-	3.58	-	3.66	-	-	6.15	-
Ho	-	-	-	-	0.78	-	0.72	-	-	1.36	-
Er	-	-	-	-	2.16	-	1.99	-	-	3.67	-
Tm	-	-	-	-	0.35	-	0.31	-	-	0.56	-
Yb	-	-	-	-	1.98	-	1.84	-	-	3.77	-
Lu	-	-	-	-	0.31	-	0.28	-	-	0.53	-
Th	-	-	-	-	0.73	-	3.53	-	-	1.28	-
U	-	-	-	-	0.22	-	0.68	-	-	0.30	-
Cs	-	-	-	-	0.17	-	0.15	-	-	0.05	-

Таблица 1.1 (продолжение)

Table 1.1 (continued)

Компонент	MN-53	MN-55	MN-61	MN-66	MN-72	MN-77	MN-81	MN-83	MN-85	B58/2	168/2
SiO ₂ , мас. %	68.5	62.9	80.74	68.29	66.41	73.04	65.54	71.95	76.79	46.33	47.04
TiO ₂	0.52	0.73	0.14	0.48	0.76	0.37	0.52	0.34	0.32	0.76	0.83
Al ₂ O ₃	15.2	14.43	11.3	15.8	13.9	13.81	15.90	14.20	11.65	17.53	15.95
FeO	1.21	3.93	0.6	3.32	4.89	0.77	4.78	2.01	2.23	-	-
Fe ₂ O ₃	1.42	2.83	0.67	1.05	1.26	2.17	1.11	0.94	0.7	11.69*	10.06*
MnO	0.06	0.15	0.01	0.07	0.11	0.03	0.06	0.01	0.01	0.22	0.17
MgO	1.19	3.77	0.37	1.53	2.68	0.76	3.04	0.92	0.56	7.13	11.44
CaO	1.89	4.29	0.3	0.47	1.53	0.63	0.14	0.16	0.3	8.74	6.63
Na ₂ O	2.39	3.44	0.35	4.74	4.12	2.46	2.62	3.30	3.92	2.42	2.6
K ₂ O	4.38	0.78	3.73	2.19	1.28	3.11	2.26	3.74	1.49	0.63	0.03
P ₂ O ₅	0.1	0.23	0.02	0.11	0.27	0.03	0.08	0.04	0.04	0.13	0.31
H ₂ O	0.04	0.04	0.05	0.03	2.9	0.11	0.07	0.10	0.08	-	-
CO ₂	0.54	0.06	0.26	0.14	0.06	0.40	0.10	0.17	0.17	-	-
ппп	2.04	2.75	0.93	2.12	0.17	1.87	3.56	1.72	1.3	4.52	5.17
Сумма	99.48	100.33	99.47	100.34	100.34	99.56	99.78	99.60	99.56	100.15	100.23
Rb, г/т	105	5	86	60	27	88	52	78	23	64	0.25
Sr	160	376	26	63	180	40	39	62	83	258	708
Ba	1640	430	500	820	1400	970	830	1055	558	596	34
Y	32	23	31	27	32	30	20	39	30	15	17
Zr	401	192	167	260	176	245	188	273	223	43	82
Nb	22	12	25	10	8	16	10	16	0	1.04	5.3
Co	нпо	20	нпо	нпо	13	нпо	12	нпо	8.9	-	-
Sc	8	15	нпо	18	12	нпо	20	8	11	-	31
Cr	14	43	27	18	19	38	47	37	60	-	703
V	73	145	22	43	100	35	68	40	38	-	239
Ni	6	20	8	11	8	15	30	10	13	-	175
Zn	54	130	20	66	90	69	120	50	нпо	-	-
Pb	18	12	15	20	8	15	8	10	нпо	26	12
La	57	-	13	-	-	-	-	46	37	12	37.8
Ce	121	-	32	-	-	-	-	89	74	17	79.6
Pr	13.13	-	4.35	-	-	-	-	10.12	8.66	2.19	9.4
Nd	47.03	-	16.49	-	-	-	-	34.31	31.50	9.36	39.5
Sm	8.39	-	4.01	-	-	-	-	7.59	6.21	2.29	7.6
Eu	1.57	-	0.20	-	-	-	-	1.49	1.04	1.04	2.0
Gd	7.32	-	3.44	-	-	-	-	5.96	5.01	3.37	6.3
Tb	1.00	-	0.61	-	-	-	-	0.92	0.75	0.48	0.8
Dy	5.49	-	4.00	-	-	-	-	5.39	4.47	2.61	3.9
Ho	1.06	-	0.91	-	-	-	-	1.17	0.95	0.61	0.72
Er	2.96	-	2.65	-	-	-	-	3.22	2.65	1.59	2.0
Tm	0.48	-	0.46	-	-	-	-	0.49	0.44	0.24	0.26
Yb	2.92	-	2.85	-	-	-	-	3.17	2.84	1.53	1.6
Lu	0.45	-	0.41	-	-	-	-	0.45	0.44	0.23	0.23
Th	10.13	-	8.92	-	-	-	-	7.33	6.37	0.86	6.9
U	1.99	-	1.27	-	-	-	-	1.45	1.21	0.16	1.3
Cs	0.93	-	0.38	-	-	-	-	2.77	1.18	1.23	-

Примечание. Нпо – концентрация элемента ниже предела обнаружения, (-) – не определялась. Для сравнения приведены составы основных пород дзавханской (B58/2) [Levasheva et al., 2010] и сархойской (168/2) [Kuzmichev, Larionov, 2011] свит.

Note. Нпо – element concentration below the limit of detection, (-) – non-detected. For comparison there are presented the compositions of basic rocks of Zavkhan (B58/2) [Levasheva et al., 2010] and Sarkhoi (168/2) [Kuzmichev, Larionov, 2011] formations.

Таблица 1.2. Sm-Nd изотопные данные для вулканогенных пород ургомальской серии

Table 1.2. Sm-Nd isotopic data for volcanogenic rocks of the Urgamal formation

№ обр.	Т, млн лет	Содержание, г/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(C)$
		Sm	Nd					
MN-57	800	5.77	28.92	0.1201	0.511579	-20.7	-12.8	2.5
MN-61	800	4.01	16.49	0.1464	0.511785	-16.6	-11.5	2.4

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

Note. $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ values and two-stage $T_{\text{Nd}}(C)$ model ages are calculated for the minimum possible age of the rock accumulation.

Таблица 1.3. U-Pb изотопные данные по цирконам из вулканитов ургомальской серии

Table 1.3. U-Pb isotopic data on zircons from volcanites of the Urgamal formation

№ п/п	№ точки анализа	Изотопные отношения								Rho	Возраст, млн лет						Th/U
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	D, %		
Риолит ургомальской серии (MN-61)																	
1	MN-61-53	0.06826	0.00092	1.19508	0.02920	0.12625	0.00185	0.60	875	27	798	13	766	10	12.4	1.03	
2	MN-61-39	0.06529	0.00008	1.16103	0.01365	0.12894	0.00153	0.98	783	2	782	6	781	8	0.19	1.16	
3	MN-61-21	0.06528	0.00009	1.16171	0.01565	0.12913	0.00180	0.96	783	-0.9	782	7	782	10	0.05	1.02	
4	MN-61-19	0.06534	0.00009	1.16994	0.01364	0.12995	0.00161	0.93	787	2	786	6	787	9	-0.07	0.78	
5	MN-61-35	0.06768	0.00028	1.21638	0.01798	0.13002	0.00160	0.83	858	13	808	8	788	9	8.25	0.94	
6	MN-61-44	0.06554	0.00014	1.17541	0.01689	0.13007	0.00190	0.98	790	5	789	7	788	10	0.30	0.82	
7	MN-61-3	0.06540	0.00010	1.17233	0.01658	0.13008	0.00196	0.93	787	3	787	7	788	11	-0.16	1.27	
8	MN-61-56	0.06566	0.00009	1.17782	0.01776	0.13014	0.00203	0.96	794	2	790	8	788	11	0.72	1.18	
9	MN-61-10	0.06510	0.00010	1.16938	0.01429	0.13036	0.00171	0.92	788	2	786	6	789	9	-0.13	0.73	
10	MN-61-42	0.06547	0.00009	1.17691	0.01535	0.13041	0.00178	0.95	790	3	789	7	790	10	0.06	0.82	
11	MN-61-49	0.06630	0.00022	1.19473	0.01631	0.13049	0.00158	0.89	816	12	798	7	790	9	3.18	0.82	
12	MN-61-1	0.06558	0.00009	1.18117	0.01557	0.13068	0.00180	0.95	794	2	791	7	791	10	0.33	1.23	
13	MN-61-5	0.06712	0.00028	1.24047	0.01192	0.13396	0.00116	0.90	842	9	819	5	810	6	3.81	0.87	
14	MN-61-4	0.06622	0.00010	1.22926	0.01837	0.13452	0.00197	0.98	812	3	814	8	813	11	-0.08	1.15	
15	MN-61-38	0.06634	0.00011	1.23621	0.01356	0.13495	0.00137	0.93	816	3	817	6	816	7	0.07	1.12	
16	MN-61-27	0.06854	0.00016	1.28154	0.01285	0.13561	0.00135	0.99	884	10	837	5	819	7	7.35	1.04	
17	MN-61-40	0.06670	0.00020	1.26641	0.01361	0.13744	0.00124	0.84	827	0.9	830	6	830	7	-0.29	0.83	

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	№ точки анализа	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						Th/U	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		D, %
18	MN-61-59	0.06689	0.00017	1.26545	0.01179	0.13755	0.00151	0.82	835	5	830	5	830	8	0.52	1.22
19	MN-61-17	0.07030	0.00025	1.33974	0.01844	0.13787	0.00170	0.89	938	7	863	8	832	9	11.31	0.94
20	MN-61-26	0.06840	0.00020	1.30386	0.01629	0.13788	0.00149	0.86	881	5	847	7	832	8	5.50	1.16
21	MN-61-2	0.06691	0.00011	1.27281	0.01522	0.13796	0.00170	0.96	835	3	833	6	833	9	0.24	0.96
22	MN-61-9	0.06655	0.00012	1.27301	0.01631	0.13859	0.00172	0.97	833	3	833	7	836	9	-0.40	0.85
23	MN-61-32	0.06654	0.00014	1.27072	0.01492	0.13871	0.00180	0.89	833	3	832	6	837	10	-0.49	1.06
24	MN-61-20	0.06684	0.00017	1.28360	0.01326	0.13903	0.00124	0.86	833	5	838	5	839	7	-0.74	0.82
25	MN-61-31	0.06874	0.00011	1.33306	0.01135	0.14054	0.00111	0.93	900	3	860	4	847	6	5.80	1.11
26	MN-61-15	0.06787	0.00026	1.31732	0.01115	0.14061	0.00087	0.73	864	7	853	4	848	4	1.92	0.89
27	MN-61-33	0.06757	0.00030	1.32436	0.01436	0.14189	0.00129	0.84	855	4	856	6	855	7	-0.01	0.92
28	MN-61-23	0.06767	0.00047	1.32997	0.01893	0.14192	0.00136	0.67	857	14	858	8	855	7	0.21	0.91
29	MN-61-57	0.06845	0.00019	1.36661	0.00657	0.14489	0.00096	0.61	883	5	874	2	872	5	1.25	0.84
30	MN-61-34	0.06788	0.00030	1.36113	0.01735	0.14507	0.00154	0.83	864	9	872	7	873	8	-0.98	0.83
31	MN-61-54	0.06839	0.00022	1.38298	0.01377	0.14685	0.00156	0.93	879	6	881	5	883	8	-0.41	0.96
32	MN-61-45	0.06872	0.00034	1.39152	0.00785	0.14714	0.00097	0.82	900	11	885	3	884	5	1.67	0.75
33	MN-61-47	0.06850	0.00021	1.42386	0.00857	0.15089	0.00104	0.84	883	11	898	3	905	5	-2.56	1.08
34	MN-61-28	0.06938	0.00009	1.44979	0.01098	0.15153	0.00115	0.99	909	7	909	4	909	6	-0.03	0.94
35	MN-61-52	0.06983	0.00047	1.48076	0.02928	0.15269	0.00222	0.73	924	14	922	11	916	12	0.87	0.85
36	MN-61-46	0.06920	0.00036	1.50884	0.00948	0.15854	0.00121	0.78	905	11	933	3	948	6	-4.76	0.86
Туф ургомальской серии (MN-83)																
1	MN-83-9	0.06547	0.00011	1.17606	0.01445	0.13002	0.00167	0.95	790	3	789	6	787	9	0.34	0.57
2	MN-83-13	0.06603	0.00011	1.21010	0.01319	0.13293	0.00154	0.93	809	3	805	6	804	8	0.57	0.87
3	MN-83-15	0.065662	0.00010	1.20717	0.01352	0.13333	0.00155	0.96	794	2	803	6	806	8	-1.56	0.56
4	MN-83-21	0.066179	0.00010	1.21958	0.01668	0.13365	0.00186	0.98	812	3	809	7	808	10	0.52	0.92
5	MN-83-2	0.066381	0.00010	1.22556	0.01491	0.13380	0.00160	0.98	818	2	812	6	809	9	1.05	0.86
6	MN-83-12	0.066273	0.00013	1.23006	0.00931	0.13463	0.00109	0.92	816	4	814	4	814	6	0.29	1.40
7	MN-83-26	0.066328	0.00013	1.23186	0.01546	0.13480	0.00176	0.95	816	3	815	7	815	10	0.17	0.79

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	№ точки анализа	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						Th/U	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		D, %
8	MN-83-4	0.066464	0.00015	1.24113	0.01426	0.13535	0.00152	0.98	820	5	819	6	818	8	0.24	1.01
9	MN-83-24	0.06642	0.00010	1.24090	0.01813	0.13538	0.00196	0.99	820	8	819	8	818	11	0.22	1.12
10	MN-83-14	0.06670	0.00019	1.24678	0.01845	0.13544	0.00195	0.97	827	1	821	8	818	11	1.07	0.82
11	MN-83-25	0.06647	0.00012	1.24346	0.01474	0.13565	0.00163	0.98	820	4	820	6	820	9	0.04	1.38
12	MN-83-1	0.06653	0.00010	1.24870	0.01646	0.13581	0.00185	0.96	833	3	822	7	820	10	1.48	0.96
13	MN-83-20	0.06612	0.00011	1.23882	0.01305	0.13593	0.00149	0.95	809	3	818	6	821	8	-1.52	0.99
14	MN-83-7	0.06664	0.00030	1.25471	0.01314	0.13653	0.00137	0.96	827	9	825	5	825	7	0.32	1.08
15	MN-83-22	0.06814	0.00047	1.29230	0.01615	0.13703	0.00139	0.81	872	14	842	7	827	7	5.08	0.89
16	MN-83-18	0.06668	0.00016	1.26364	0.00984	0.13736	0.00107	0.99	827	-0.1	829	4	829	6	-0.23	1.65
17	MN-83-16	0.06615	0.00015	1.25320	0.01186	0.13742	0.00138	0.93	812	5	824	5	830	8	-2.10	0.68
18	MN-83-30	0.06685	0.00020	1.27107	0.01631	0.13753	0.00167	0.94	833	5	832	7	830	9	0.27	0.77
19	MN-83-19	0.06666	0.00012	1.26677	0.01329	0.13780	0.00149	0.96	827	-0.9	830	6	832	8	-0.53	1.21
20	MN-83-17	0.06613	0.00012	1.25758	0.01978	0.13791	0.00222	0.97	810	4	826	9	832	12	-2.72	1.04
21	MN-83-29	0.06654	0.00011	1.27295	0.01272	0.13871	0.00140	0.98	833	3	833	6	837	8	-0.48	1.15
22	MN-83-8	0.06727	0.00021	1.29089	0.01136	0.13937	0.00141	0.84	855	7	841	5	841	8	1.68	1.03
23	MN-83-10	0.06707	0.00014	1.29383	0.01087	0.13985	0.00118	0.99	840	10	842	5	843	7	-0.40	1.04
24	MN-83-23	0.06726	0.00027	1.31904	0.01443	0.14183	0.00146	0.94	855	7	854	6	855	8	0.06	0.82
25	MN-83-28	0.06763	0.00030	1.32483	0.01970	0.14195	0.00199	0.94	857	15	856	8	855	11	0.19	0.95
26	MN-83-5	0.06800	0.00017	1.35789	0.01909	0.14479	0.00206	0.98	877	4	870	8	871	11	0.68	0.89
27	MN-83-3	0.06804	0.00041	1.36039	0.01337	0.14486	0.00107	0.75	870	13	872	6	872	6	-0.23	0.83
28	MN-83-27	0.06815	0.00026	1.37261	0.00793	0.14606	0.00074	0.88	872	8	877	3	878	4	-0.75	1.37
29	MN-83-6	0.06894	0.00028	1.42097	0.02250	0.14869	0.00191	0.81	898	8	897	9	893	11	0.50	1.08
Туф ургомальской серии (MN-85)																
1	MN-85-25	0.06543	0.00009	1.16788	0.01283	0.12953	0.00152	0.92	787	2	785	6	785	8	0.22	0.97
2	MN-85-26	0.06512	0.00008	1.16435	0.01433	0.12968	0.00164	0.96	788	2	784	6	786	9	0.35	1.18
3	MN-85-46	0.06556	0.00010	1.18856	0.01024	0.13144	0.00113	0.99	792	1	795	5	796	6	-0.47	0.89
4	MN-85-37	0.06579	0.00011	1.19316	0.01086	0.13153	0.00124	0.96	799	4	797	5	796	7	0.38	1.66

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	№ точки анализа	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						Th/U	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		D, %
5	MN-85-4	0.06565	0.00010	1.19388	0.01848	0.13186	0.00207	0.98	794	3	797	8	798	12	-0.51	0.84
6	MN-85-31	0.06635	0.00014	1.21727	0.00913	0.13301	0.00104	0.95	816	4	808	4	805	6	1.42	1.10
7	MN-85-5	0.06605	0.00009	1.21935	0.01455	0.13389	0.00163	0.97	809	4	809	6	810	9	-0.09	1.07
8	MN-85-27	0.06608	0.00011	1.21919	0.01838	0.13390	0.00210	0.95	809	4	809	8	810	12	-0.10	1.17
9	MN-85-56	0.06664	0.00021	1.23501	0.01465	0.13426	0.00148	0.92	827	7	816	6	812	8	1.88	0.85
10	MN-85-3	0.06621	0.00010	1.22880	0.01033	0.13460	0.00121	0.92	812	4	813	4	814	7	-0.13	0.96
11	MN-85-41	0.06617	0.00012	1.22800	0.01302	0.13461	0.00145	0.98	812	3	813	6	814	8	-0.14	0.92
12	MN-85-16	0.06644	0.00013	1.23875	0.01444	0.13520	0.00161	0.97	820	8	818	6	817	9	0.35	0.94
13	MN-85-53	0.06615	0.00013	1.23465	0.01778	0.13529	0.00193	0.99	812	4	816	8	818	11	-0.62	0.52
14	MN-85-52	0.06631	0.00012	1.23696	0.01152	0.13529	0.00128	0.98	816	3	817	5	818	7	-0.16	1.26
15	MN-85-20	0.06637	0.00012	1.24402	0.01364	0.13579	0.00141	0.95	818	4	820	6	820	8	-0.32	1.33
16	MN-85-55	0.06643	0.00011	1.24514	0.01382	0.13591	0.00152	0.98	820	8	821	6	821	8	-0.14	0.75
17	MN-85-36	0.06684	0.00026	1.25603	0.01264	0.13603	0.00111	0.81	833	4	826	5	822	6	1.29	0.98
18	MN-85-21	0.06669	0.00012	1.25516	0.01027	0.13635	0.00106	0.95	827	-0.9	825	4	824	6	0.45	0.70
19	MN-85-33	0.06666	0.00020	1.25571	0.01480	0.13651	0.00153	0.95	827	7	825	6	824	8	0.34	0.81
20	MN-85-39	0.06671	0.00021	1.25703	0.01478	0.13654	0.00151	0.94	827	0.9	826	6	825	8	0.32	0.99
21	MN-85-22	0.06671	0.00028	1.25750	0.01445	0.13678	0.00160	0.97	827	9	826	6	826	9	0.15	0.88
22	MN-85-44	0.06675	0.00015	1.25959	0.01664	0.13695	0.00190	0.94	831	0.9	827	7	827	10	0.48	1.21
23	MN-85-2	0.06685	0.00014	1.27273	0.00985	0.13798	0.00101	0.94	833	5	833	4	833	5	-0.02	0.94
24	MN-85-13	0.06700	0.00013	1.27439	0.01379	0.13802	0.00158	0.94	838	3	834	6	833	9	0.64	1.02
25	MN-85-10	0.06682	0.00019	1.27182	0.01563	0.13806	0.00171	0.99	831	5	833	7	833	10	-0.26	0.80
26	MN-85-43	0.06660	0.00013	1.27208	0.01396	0.13850	0.00151	0.99	825	5	833	6	836	8	-1.28	1.03
27	MN-85-18	0.06844	0.00013	1.30609	0.01356	0.13850	0.00154	0.92	883	5	848	6	836	8	5.33	0.93
28	MN-85-11	0.06689	0.00017	1.27824	0.01648	0.13853	0.00177	0.99	835	4	836	7	836	10	-0.14	1.18
29	MN-85-17	0.06710	0.00015	1.28698	0.01350	0.13903	0.00143	0.98	842	10.	839	6	839	8	0.40	0.86
30	MN-85-49	0.06714	0.00018	1.29067	0.01148	0.13933	0.00117	0.95	842	6	841	5	840	6	0.20	0.98
31	MN-85-59	0.06773	0.00038	1.29947	0.01930	0.14066	0.00159	0.76	861	11	845	8	848	9	1.47	0.88

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	№ точки анализа	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						Th/U	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		D, %
32	MN-85-60	0.06903	0.00034	1.34242	0.01509	0.14069	0.00124	0.78	899	4	864	6	848	7	5.67	1.13
33	MN-85-54	0.06753	0.00019	1.31555	0.01536	0.14098	0.00146	0.88	853	5	852	6	850	8	0.40	1.18
34	MN-85-47	0.06736	0.00026	1.31024	0.01386	0.14105	0.00130	0.87	849	7	850	6	850	7	-0.07	1.06
35	MN-85-24	0.06735	0.00027	1.31171	0.01450	0.14119	0.00149	0.95	849	8	850	6	851	8	-0.16	1.02
36	MN-85-15	0.06772	0.00018	1.33353	0.01156	0.14270	0.00116	0.94	861	5	860	5	859	6	0.13	0.72
37	MN-85-42	0.06775	0.00028	1.33505	0.01037	0.14278	0.00086	0.78	861	8	861	4	860	4	0.07	1.34
38	MN-85-12	0.06792	0.00018	1.33776	0.01267	0.14284	0.00136	0.99	866	5	862	5	860	7	0.64	0.83
39	MN-85-8	0.06784	0.00026	1.33400	0.01312	0.14298	0.00159	0.86	864	7	860	5	861	9	0.37	1.40
40	MN-85-34	0.06900	0.00014	1.36410	0.01706	0.14309	0.00162	0.90	898	4	873	7	862	9	4.00	0.78
41	MN-85-6	0.06812	0.00032	1.35888	0.02090	0.14454	0.00227	0.97	872	10	871	9	870	13	0.21	1.12
42	MN-85-48	0.06827	0.00031	1.37015	0.01928	0.14495	0.00163	0.80	875	4	876	8	872	9	0.37	1.00
43	MN-85-45	0.06869	0.00024	1.38037	0.01606	0.14547	0.00148	0.87	900	7	880	7	875	8	2.71	0.97
44	MN-85-38	0.06849	0.00048	1.39135	0.02018	0.14688	0.00164	0.77	883	10	885	8	883	9	-0.01	0.81
45	MN-85-32	0.06873	0.00027	1.39702	0.00652	0.14750	0.00077	0.87	900	7.41	887	3	886	4	1.44	0.77
46	MN-85-40	0.06893	0.00016	1.40114	0.01690	0.14764	0.00188	0.94	898	1	889	7	887	10	1.15	1.31
47	MN-85-51	0.06923	0.00013	1.41039	0.00822	0.14768	0.00082	0.95	905	4	893	3	887	4	1.93	0.55
48	MN-85-9	0.06866	0.00026	1.40852	0.01223	0.14889	0.00125	0.96	888	9	892	5	894	7	-0.69	1.06
49	MN-85-58	0.06908	0.00034	1.42577	0.01680	0.14939	0.00152	0.86	901	11	899	7	897	8	0.47	1.19

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U. D – дискордантность: D=100×[возраст (²⁰⁷Pb/²³⁵U) / возраст (²⁰⁶Pb/²³⁸U) – 1] для цирконов моложе 1 млрд лет и D=100×[возраст (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) / возраст (²⁰⁶Pb/²³⁸U) – 1] для цирконов древнее 1 млрд лет.

Note. Rho – a coefficient of correlation between the errors in determining isotopic ratios ²⁰⁶Pb/²³⁸U and ²⁰⁷Pb/²³⁵U. D – discordancy: D=100×[age (²⁰⁷Pb/²³⁵U) / age (²⁰⁶Pb/²³⁸U) – 1] for zircons younger than 1 Ga and D=100×[age (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) / age (²⁰⁶Pb/²³⁸U) – 1] for zircons older than 1 Ga.