

ВЕНДСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

(геологические, геохронологические и петрохимические данные)

С.Н. Руднев, А.С. Гибшер, Д.В. Семенова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

На основе новых геохронологических данных по габброидным и плагиогранитоидным ассоциациям (Таван-Хаирханский, Восточно-Баянцаганский, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагский, Три Холма и Шутхуинский массивы), расположенным среди вендских островодужных вулканогенных комплексов Озерной зоны Западной Монголии, обосновывается самостоятельный этап островодужного интрузивного магматизма вендского возраста (560—542 млн лет). Геохронологические возрасты, полученные по ксеногенному циркону (716—559 млн лет) из габброидов и гранитоидов вендского возраста, указывают на широкий диапазон их формирования и различную природу источников. Предполагается несколько таких источников. К источнику первого типа относятся породы позднерифейской океанической коры Палеоазиатского океана, на которой позже закладывалась вендская островная дуга Озерной зоны. Об этом свидетельствуют возрастные даты ксеногенного циркона — ~716, 658—642, 613—611 млн лет. К источнику второго (вероятно, основного) типа относятся породы вендской островодужной коры Озерной зоны. На это указывает присутствие ксеногенного циркона с возрастными 583—559 млн лет, наблюдаемого во всех изученных интрузивных ассоциациях вендского возраста.

Вендский интрузивный магматизм, геохронология, петрохимия, Центральная Азия, Озерная зона Западной Монголии

VENDIAN ISLAND ARC INTRUSIVE MAGMATISM OF THE LAKE ZONE OF WESTERN MONGOLIA

(geological, geochronological, and petrochemical data)

S.N. Rudnev, A.S. Gibsher, D.V. Semenova

Based on new geochronological data on gabbroid and plagiogranitoid associations (Tavan Hayrhan, East Bayan Tsagaan, Bayan Tsagaan Uul, Tungalag, Three Hills, and Shutkhuin massifs) located among the Vendian island-arc volcanic complexes of the Lake Zone of Western Mongolia, an independent stage of Vendian island-arc intrusive magmatism (560–542 Ma) is substantiated. Geochronological ages determined for xenogenic zircon from Vendian gabbroids and granitoids (716–559 Ma) indicate a wide time interval of their formation and different natures of the sources. Several types of such sources are assumed. The source of the first type is rocks of the late Riphean oceanic crust of the Paleasian Ocean, on which the Vendian island arc of the Lake Zone formed later. This is evidenced by the presence of xenogenic zircon with ages of ~716, 658–642, and 613–611 Ma. The source of the second (probably main) type is rocks of the Vendian island arc crust of the Lake Zone. This is indicated by the presence of xenogenic zircon with ages of 583–559 Ma, observed in all studied Vendian intrusive associations.

Vendian intrusive magmatism, geochronology, petrochemistry, Central Asia, Lake Zone of Western Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Восстановление наиболее полной картины структуры островодужных систем, глобальных геологических образований земной коры является одной из актуальных задач геологической науки. Она имеет как теоретическое, так практическое значение. Взаимное дополнение информации по молодым и современным островодужным системам, изучаемым с поверхности, информацией по древним островодужным системам (вулканогенные и интрузивные комплексы), которая доступна благодаря глубокому эрозийному срезу, это основной путь решения такой задачи.

Одними из примеров расшифровки древних островодужных систем в Центрально-Азиатском складчатом поясе являются каледониды Восточной Тувы и Озерной зоны Западной Монголии. Результаты изучения вулканогенного и интрузивного магматизма раннекаледонского этапа развития Восточ-

ной Тувы (Таннуольская островная дуга) показали, что в ее структуре выделяются два этапа островодужного магматизма — вендский и раннекембрийский. Каждый из этих этапов фиксируется по формированию вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и сопряженного с ними базитового и гранитоидного магматизма (572—562 и 534—518 млн лет) [Монгуш и др., 2011; Руднев и др., 2015, 2020; Ветров и др., 2019].

В Озерной зоне Западной Монголии, согласно данным геологических, геохронологических, петрогеохимических и изотопных исследований вулканогенных и осадочных комплексов, так же как и в Восточной Туве, выделены два этапа островодужного магматизма — вендский (~570 млн лет) и раннекембрийский (~546 млн лет) [Дергунов, 1989; Коваленко и др., 2004; Jian et al., 2010, 2014; Ярмолук и др., 2011; Ковач и др., 2011]. Установлено, что с раннекембрийским этапом тесно сопряжено проявление базитового и гранитоидного магматизма, проявленного в диапазоне возрастов 535—515 млн лет [Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2009, 2012, 2019; Ярмолук и др., 2011]. Информации о времени и масштабах проявления островодужного интрузивного магматизма вендского этапа развития Озерной зоны еще очень мало. Исключение составляют данные по массивам диоритоидов (538 ± 3 млн лет [Janoušek et al., 2018]), наблюдаемым среди вендских островодужных вулканитов в южных отрогах хр. Хан-Тайшири.

Комплексные исследования, проведенные в восточной части Озерной зоны, где широкое развитие имеют вендские островодужные вулканические комплексы, позволили получить новые данные по интрузивному магматизму (габброиды и гранитоиды) вендского возраста. Эти данные были получены на примере изучения габброидов Таван-Хаирханского массива и гранитоидов Восточно-Баянцаганского, Баян-Цаган-Улинского, Тунгалагского, Три Холма, Шутхуинского и Их-Замынского массивов, расположенных в восточной части Озерной зоны среди вендских островодужных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений. По породам этих массивов выполнен широкий комплекс современных методов исследования вещества, результаты которых будут изложены в нескольких публикациях. В настоящей статье приведены данные по геологическому строению вышеупомянутых массивов, их петрохимическому составу и возрасту (U-Pb метод). При обсуждении U-Pb геохронологических данных, помимо магматического циркона, особое внимание уделено ксеногенному циркону, что позволило оценить не только время и последовательность формирования пород этих массивов и вероятную природу их источников, а также дать оценку источников питающих провинций Озерной зоны на основе их корреляции с интрузивными комплексами прилегающих территорий. Обсуждение геохимических и изотопно-геохимических особенностей пород этих массивов (Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf методы) авторы планируют провести в следующих публикациях.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) является крупной тектонической структурой Азиатского континента, в геологическом строении которого выделяется ряд складчатых поясов (поздне-рифейские, каледонские, герцинские и индосинийские) и расположенных внутри них микроконтинентов [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Беличенко и др., 1994]. Наиболее ранние этапы формирования ЦАСП связываются с геологической историей развития Палеоазиатского океана. В качестве свидетельства существования древнего океана представлены тектонически совмещенные поздне-рифейско-венд-раннекембрийские структурно-формационные комплексы, сформировавшиеся в пределах неопротерозойской океанической литосферы. Раскрытие Палеоазиатского океана связывают с поздне-рифейским расколом Лавразии на Сибирский и Лаврентийский кратоны и рядом микроконтинентов, начавшимся около 800 млн лет [Torsvik et al., 1996; Скляр и др., 2000; Ярмолук, Коваленко, 2001; Meert, Torsvik, 2003; Ярмолук и др., 2008]. В результате последующих процессов каледонского, герцинского и индосинийского тектогенезов эти комплексы, а также расположенные внутри них микроконтиненты были причленены к Сибирскому кратону (рис. 1).

Один из таких «осколков» — Центрально-Азиатский микроконтинент (ЦАМ) [Гибшер, 2017] и особенно его юго-западное обрамление (в современных координатах) являются наиболее информативным объектом позднедокембрийско-раннепалеозойской геологической истории Центральной Азии. Несмотря на то, что современная структура ЦАМ и его обрамление представляют собой тектонический коллаж блоков, намечается отчетливое закономерное поясное омоложение структурно-формационных комплексов (см. рис. 1). Ближайший к Сибирскому кратону пояс представлен разобщенными блоками Канского, Гарганского, Тарбагатайского и Байдарикского массивов (2650—1830 млн лет) и более молодыми (но древнее 850 млн лет) комплексами ювенильной и коровой природы [Козаков и др., 2011], которые можно считать фундаментом микроконтинента. Следующий пояс выполнен рифтогенными комплексами вулканоплутонических и осадочных формаций кувайской (775 млн лет) [Watanabe et al., 1999], сархойской и дзабханской серий (803—773 млн лет) [Levashova et al., 2010] и прорывающих их щелоч-

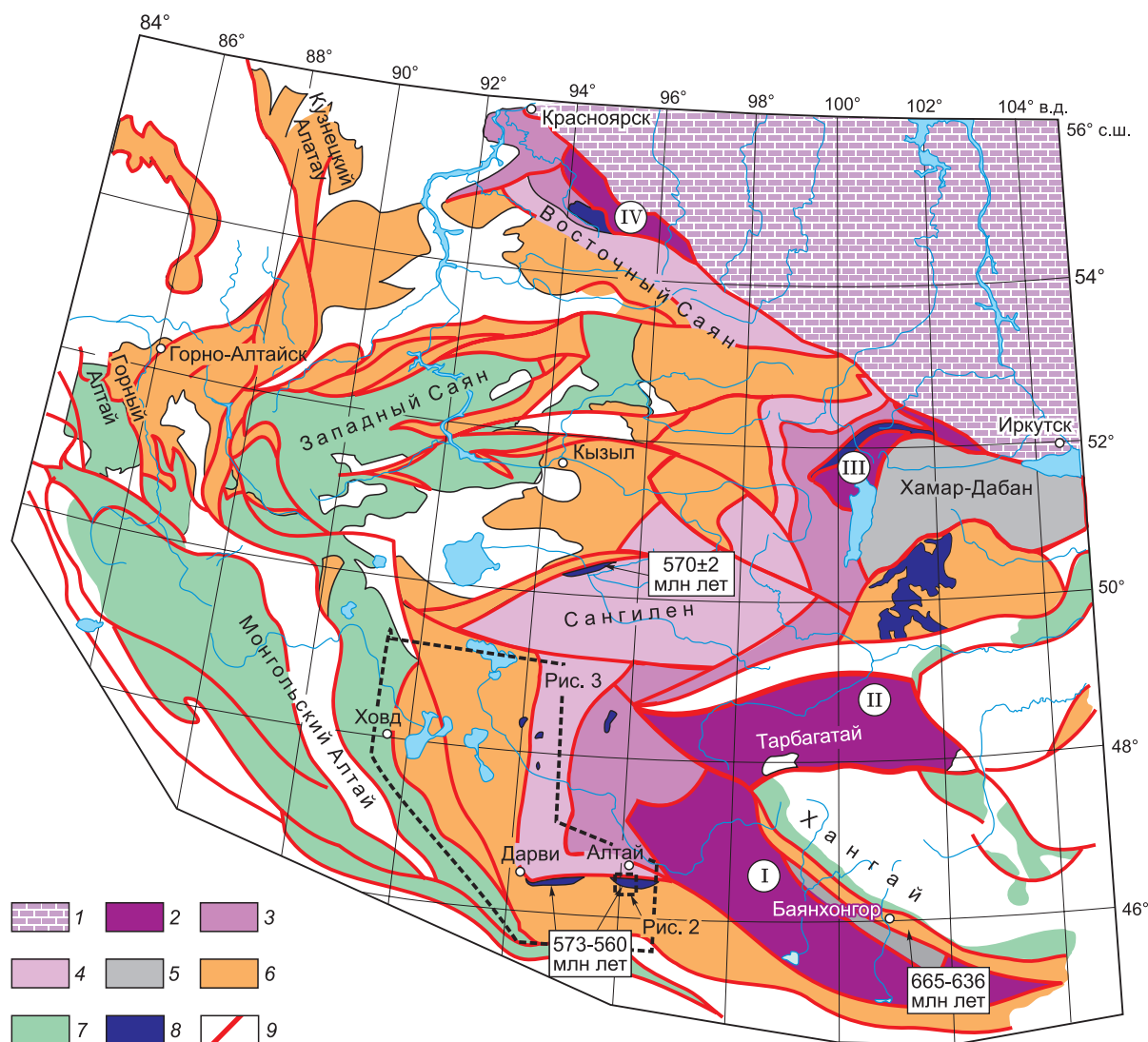


Рис. 1. Современная структура Центрально-Азиатского подвижного пояса, по [Гибшер, 2017].

I—IV — блоки фундамента Центрально-Азиатского микроконтинента (I — Байдарикский массив, II — Тарбагатайский массив, III — Гарганский массив, IV — Канский массив).

I — Сибирская платформа; Центрально-Азиатский микроконтинент: 2 — фундамент (AR_3-PR_1), 3, 4 — чехол: 3 — рифтогенный сегмент (PR_3), 4 — окраинно-морской сегмент (PR_3-C_1); 5 — окраинно-морские и черносланцевые бассейны (PR_3-C_1); 6 — островодужный пояс ($V-C_1$); 7 — турбидитовый пояс (C_3-O_1); 8 — офиолиты Западной Монголии, Восточного Саяна и Тувы (PR_3-V); 9 — разломы.

ных гранитов (~755 млн лет) [Ярмолук и др., 2008]. Третий пояс (осадочный чехол) сложен карбонатными и терригенными окраинно-морскими отложениями позднерифейско-раннекембрийского возраста. Четвертый пояс представлен вулканоплутоническими и осадочными формациями океанической коры (баянхонгорские офиолиты) Западной Монголии, отвечающие по составу океаническим лавовым плато — 665—636 млн лет [Ковач и др., 2005; Терентьева и др., 2010; Jian et al., 2010] и довендскими метабазитами ченсаирской толщи Западного Сангилен с геохимическими характеристиками базальтов N-MORB [Мокрушников, Гибшер, 2016], а также венд-кембрийскими островодужными системами (вулканические дуги, преддуговые и задуговые окраинные бассейны) [Кузьмин и др., 1995; Хаин и др., 1995; Гибшер и др., 2001; Федотова, Хаин, 2002; Pfänder et al., 2002; Khain et al., 2003; Кузьмичев, 2004; Гордиенко, 2006; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2015, 2019; Монгуш и др., 2011; Ярмолук и др., 2011]. Протяженность четвертого пояса, начиная от г. Красноярск в России до аймачного центра Баян-Хонгор в Монголии, превышает 2000 км, что сопоставимо с современными островодужными системами. Венд-кембрийские островодужные образования окаймляются позднекембрийско-раннеордовикским поясом

мощных терригенных толщ турбидитовых подводных конусов выноса подножия континентального склона ЦАМ [Дергунов, 1989]. Формирование осадочного комплекса этого пояса связано с процессами аккреции и коллизии, начавшимися в позднем кембрии.

Одним из фрагментов протяженного островодужного пояса является Озерная зона ранних каледонид. На востоке и юге (в современных координатах) Озерный островодужный пояс граничит с докембрийскими образованиями ЦАМ, на западе с поздними каледонидами Монгольского Алтая. В пределах этого островодужного пояса выполнен комплекс геологических и аналитических исследований, охватывающих различные по строению, составу и возрасту магматические и осадочные комплексы (офиолиты, вулканогенные и терригенные, гранитоиды и габброиды) [Изох и др., 1990, 1998; Хаин и др., 1995; Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Коваленко и др., 2004; Гордиенко, 2006; Ярмолук и др., 2006, 2011; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2019; Ковач и др., 2011; Jian et al., 2014; Khukhuudei et al., 2020]. Данные геологических и геохронологических исследований показали, что заложение этого пояса ограничено «снизу» офиолитами древней океанической коры, возраст которой фиксируется по плагиогранитам офиолитовых комплексов хребтов Дариби и Хан-Тайшири — 573—560 млн лет [Гибшер и др., 2001; Khain et al., 2001; Jian et al., 2014]. Островодужный магматизм в Озерной зоне приходится на временной интервал 570—515 млн лет [Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2009, 2012, 2019; Ярмолук и др., 2011; Janoušek et al., 2018]. Столь длительное существование пояса (около 60 млн лет) предполагало более сложную природу его формирования, а именно сочетание, как минимум, двух островодужных систем — вендской и раннекембрийской. В позднем кембрии—ордовике в результате аккреционных процессов венд-раннекембрийские островодужные вулканические комплексы и подстилающие их офиолиты были обдущированы на докембрийские образования ЦАМ.

О наличии вендской и раннекембрийской островных систем в структуре Озерной зоны (включая весь комплекс вулканогенных и терригенно-осадочных отложений) высказывались многие исследователи. В частности, об этом упоминается в работах А.Б. Дергунова [1989], а также Б.А. Самозванцева с соавторами [Samozvantsev et al., 1981] при составлении геологических карт м-ба 1:200 000 в этом регионе. Наиболее полное и обоснованное выделение вендской и раннекембрийской островных дуг в этом регионе было сделано В.И. Коваленко с соавторами [2004], В.В. Ярмолуком с соавторами [2011] и В.П. Ковачем с соавторами [2011] при изучении вещественного состава, геохимических и изотопно-геохимических характеристик пород и их возраста, участвующих в строении вулканогенных и осадочных разрезов в осевой и западной части Озерной зоны (хр. Сейр, горные массивы Гэлбен-Ула и Халдзан-Бурэгтэй). Этими исследователями были выделены *базальт-андезитовый* (~ 570 млн лет) и *андезитовый* (~ 546 млн лет) комплексы со всем набором осадочных и терригенных пород (комплексы аккреционных призм), относящиеся к двум внутриокеаническим островным дугам, формировавшимся в разных частях палеоокеанического бассейна на некотором удалении друг от друга, в том числе от областей размыва и сноса пород ЦАМ. Несколько позднее к аналогичному выводу пришли другие исследователи [Jian et al., 2014; Khukhuudei et al., 2020] при изучении строения, состава и характера распространения вулканогенных и терригенно-осадочных отложений на северо-западе хр. Дариби и в других частях Озерной зоны. В современных координатах эти две островодужные системы разделены межгорной впадиной великих озер Монголии: вендская — на востоке, раннекембрийская — на западе.

Вместе с тем вендская островодужная система Озерной зоны наиболее детально была изучена на южных склонах хребтов Хан-Тайшири и Улан-Шанда. На рисунке 2 иллюстрируется принципиальная модель тектоностратиграфического разреза океанической коры и перекрывающих ее вендских островодужных вулканитов. Достаточно точно определен временной интервал развития островодужной системы от заложения в начале венда (моложе 568 млн лет — плагиограниты офиолитовых ассоциаций хребты Хан-Тайшири и Дариби) до завершения в томмотское время раннего кембрия (530—529 млн лет — раннетоммотская мелкораквинная фауна) [Гибшер и др., 2001; Переляев и др., 2004; Переляев, Гибшер, 2005; Gibsher et al., 2006]. Кроме того, в центральной части хр. Дариби, согласно данным А. Кренера с соавторами [Kröner et al., 2001], наблюдаются горизонты конгломератов, которые перекрывают вендские офиолиты и вулканогенные толщи. В составе этих конгломератов отмечается галька риолитов, которая по вещественному составу идентична риолитам, описанных в составе верхней части разреза базальт-андезитового комплекса вендского возраста. Возраст риолитов из гальки конгломератового горизонта, по данным U-Pb изотопных исследований циркона, составляет ~ 540 млн лет [Kröner et al., 2001], что ограничивает сверху время формирования вендской островодужной системы. Важно отметить, что с формированием вендской островодужной системы тесно взаимосвязано проявление гранитоидного и базитового магматизма. Ниже приводятся результаты геологических, геохронологических и петрохимических исследований гранитоидных и габброидных массивов (Восточно-Баянцаганский, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагский, Три Холма, Шутхуинский и Их-Замынский), расположенных среди

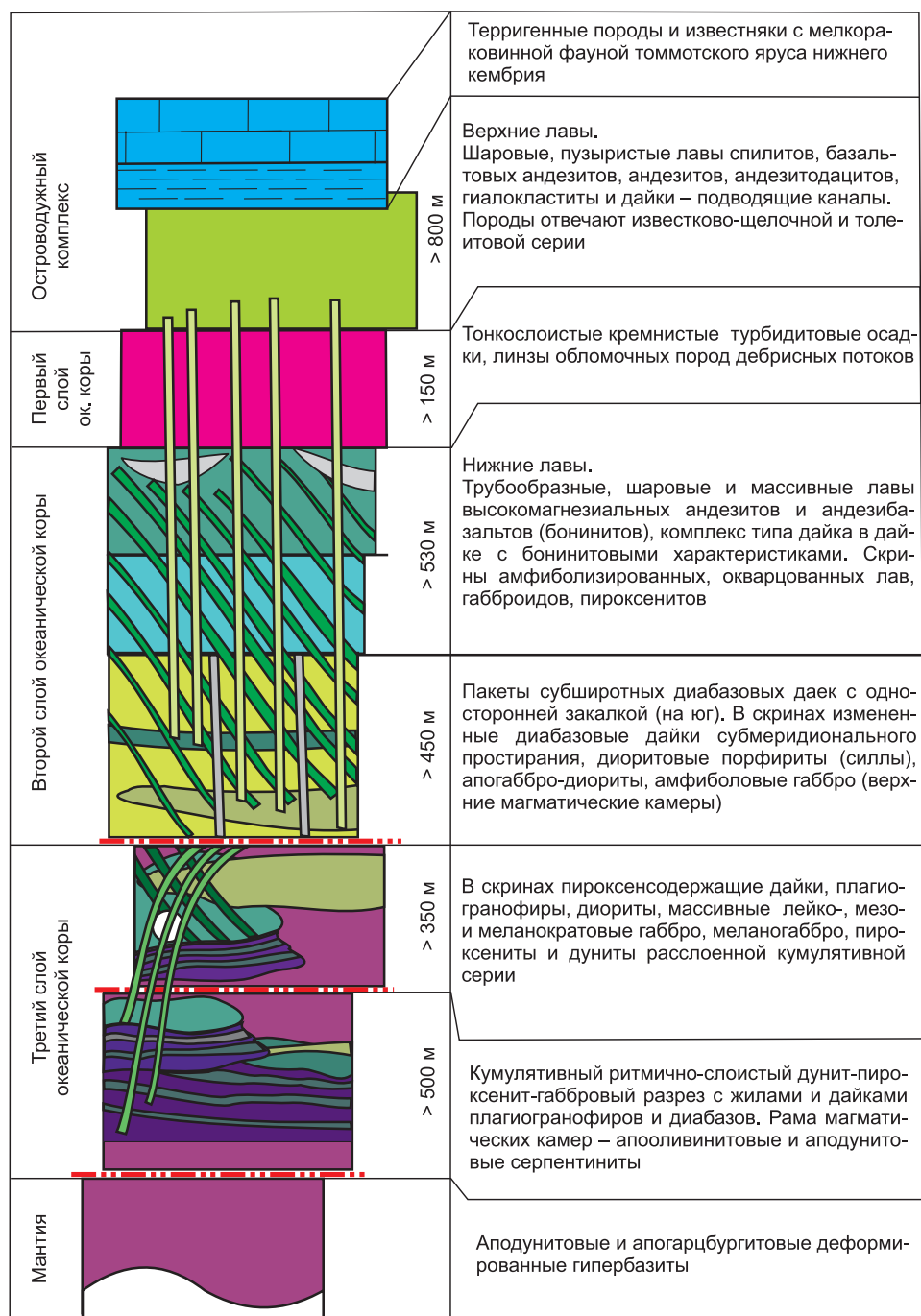


Рис. 2. Тектоностратиграфический разрез океанической коры и вендского островодужного комплекса Хантайширского окраинно-морского бассейна, по [Gibsher et al., 2006] с дополнениями.

Белый круг — U-Pb даты по цирконам из даек толеитовых плагиогранитов в габбро: 568 ± 4 млн лет [Гибшер и др., 2001], 574 ± 4 и 565 ± 7 млн лет [Jian et al., 2014].

вендских островодужных вулканогенных образований Озерной зоны, опоясывающих (в современных координатах) с запада и юга ЦАМ.

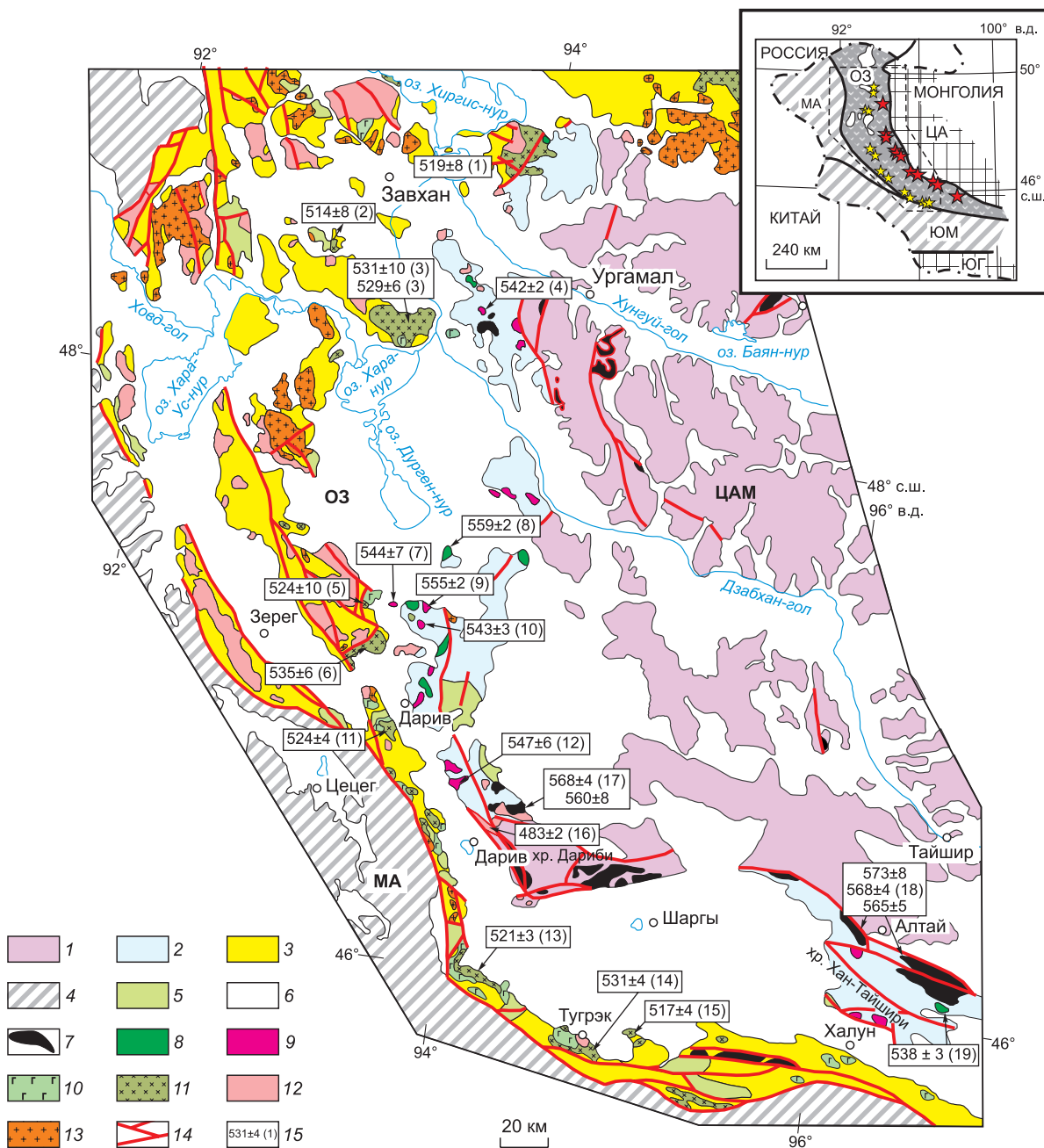
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных элементов определены на рентгенофлюоресцентном спектрометре ARL-9900 XL в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия, аналитики Н.Г. Карманова, А.Н. Торяник).

U-Pb изотопные исследования циркона выполнены методом LA-SF-ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия) и в Центре изотопных исследований Всесоюзного геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия). В ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН аналитические исследования проводились по единичным зернам циркона на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Finnigan) по методике, описанной в работе [Хубанов и др., 2016]. В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb изотопные исследования циркона выполнены по единичным зернам на ионном микрозонде SHRIMP-II (аналитики Е.Н. Лепехина, А.Н. Ларионов) по методике, описанной в работе [Руднев и др., 2019].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ И ИХ ВОЗРАСТЫ

Среди вендских вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Озерной СФЗ обнажается серия мелких интрузий гранитоидов и габброидов, которые наблюдаются либо в виде отдельных удаленных друг от друга массивов, либо сближенных в составе магматических ареалов (рис. 3). Названия ареалов и отдельных массивов даны условно по их географическому местоположению.



Баян-Цаганский ареал интрузивного магматизма. В его составе выделяются несколько интрузивных массивов гранитоидного и габброидного состава, расположенных в осевой части хр. Баян-Цаган-Нуру. Они сложены преимущественно тоналитами и плагиогранитами массива Три Холма, Восточно-Баянцаганского, Баян-Цаган-Улинского и Баян-Цаганского массивов (см. рис. 3). В этом ареале также отмечаются несколько мелких массивов и штоков плагиогранитоидного состава кембро-ордовикского возраста, описанных в работах [Руднев и др., 2012]. Габброидные ассоциации хиргиснурского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса представлены в составе Таван-Хаирханского и Баян-Цаганского массивов и других мелких интрузиях. Вещественный состав, возраст и строение Баян-Цаганского массива рассмотрены в работах [Изох и др., 1990, 1998; Хаин и др., 1995].

Массив Три Холма. На современном эрозионном срезе выходы этого массива обнажаются среди четвертичных отложений, а по данным бурения, они прорывают вулканиты вендского возраста. В составе массива выделяются среднезернистые амфиболовые кварцевые диориты, среднекрупнозернистые биотит-амфиболовые тоналиты и плагиограниты. Значение возраста, полученное ранее по циркону из плагиогранитов (пр. С-5-66.3) этого массива, составляло 551 ± 13 млн лет [Руднев и др., 2012]. Однако более детальные исследования показали, что в аналитические расчеты попала часть зерен, имеющая ксеногенную природу (рис. 4). Пересмотр полученных изотопных данных позволил уточнить его возраст, равный 544 ± 7 млн лет (рис. 5). Значения возрастов, полученные по двум зернам ксеногенного циркона, равны 580 ± 16 и 716 ± 18 млн лет.

Таван-Хаирханский массив находится в районе одноименной горы (1325 м). Основной объем массива слагают среднезернистые амфиболовые лейкогаббро. Для определения возраста пород этого массива была отобрана проба (РМ-35/1-07) среднезернистых амфиболовых лейкогаббро. Конкордантное значение возраста, полученное по 24 локальным точкам магматического циркона, составляет 559 ± 2 млн лет (см. рис. 4, 5; табл. S1, см. дополнительные материалы https://sibran.ru/journals/Supplem_Rud.zip). В монофракции наблюдались четыре зерна ксеногенного циркона, имеющие ярко выраженную магматическую зональность. Конкордантное значение возраста, полученное по этим зернам, равно 580 ± 3 млн лет.

Восточно-Баянцаганский массив имеет изогнутую форму площадью около 5 км^2 . В строении массива принимают участие массивные среднекрупнозернистые биотит-амфиболовые плагиограниты, жильная серия — дайки диабазов. U-Pb изотопные исследования, проведенные по 19 зернам магматического циркона (пр. РМ-10-47), указывают на конкордантное значение возраста, равное 555 ± 2 млн лет (см. рис. 4; табл. S1). Во внутренних частях магматического циркона отмечаются многочисленные реликты ксеногенного циркона (13 зерен, см. рис. 4). По девяти зернам получено конкордантное значение возраста, равное 574 ± 2 млн лет, а по четырем зернам — 613 ± 5 , 611 ± 5 , 658 ± 6 и 642 ± 6 млн лет (см. рис. 5).

Массив Баян-Цаган-Ула площадью около 4.5 км^2 расположен в районе одноименной горы (1840 м). В составе массива выделяются среднезернистые биотит-амфиболовые кварцевые диориты, мелкозернистые и неравномерно-зернистые тоналит-порфиры (последние преобладают). Изотопные исследования, проведенные по магматическому циркону (пр. РМ-44/1-07, табл. S2), свидетельствуют о кон-

Рис. 3. Схематическая геологическая карта Озерной структурно-формационной зоны Западной Монголии (составлена с упрощениями и дополнениями на основе данных [Samozvantsev et al., 1981; Geological..., 1999; Руднев и др., 2009, 2012, 2019]).

1–6 — стратифицированные образования: 1 — Центрально-Азиатский микроконтинент (ЦАМ), 2, 3 — Озерная структурно-формационная зона: 2 — вендские островодужные осадочно-вулканогенные комплексы (нерасчлененные), 3 — раннекембрийские островодужные осадочно-вулканогенные комплексы (нерасчлененные); 4 — раннесреднепалеозойские аккреционные комплексы Монгольского Алтая (нерасчлененные), 5 — среднепалеозойские осадочные и вулканогенные комплексы (нерасчлененные); 6 — мезокайнозойские отложения (нерасчлененные); 7–13 — интрузивные образования: 7 — неопротерозойские офиолитовые комплексы (нерасчлененные), 8, 9 — интрузивные комплексы вендского возраста (8 — габброиды, 9 — гранитоиды), 10, 11 — интрузивные комплексы раннего кембрия (10 — габброиды, 11 — гранитоиды); 12 — интрузивные комплексы позднего кембрия—ордовика (нерасчлененные); 13 — интрузивные комплексы девона (нерасчлененные); 14 — тектонические нарушения; 15 — результаты U-Pb изотопного датирования цирконов (цифрами показаны значения возрастов в млн лет). В скобках даны номера и названия массивов и плутонов: 1 — Шаратологийский, 2 — Западно-Баян-Хаирханский, 3 — Харанурский, 4 — Шутхунский, 5 — Дарви, 6 — Бумбат-Хаирханский, 7 — Три Холма, 8 — Таван-Хаирханский, 9 — Восточно-Баянцаганский, 10 — Баян-Цаган-Ула, 11 — Баясгалантский, 12 — Тунгалагский, 13 — Хатан-Хунгинский, 14 — Тугригский, 15 — Удзур-Хунгинский, 16 — Их-Замынский, 17 — офиолиты хр. Дариби, 18 — офиолиты хр. Хан-Тайшири, 19 — массив в южных отрогах хр. Хан-Тайшири [Janoušek et al., 2018].

На врезке показана схематическая тектоническая карта Западной Монголии. Докембрийские микроконтиненты: ЦА — Центрально-Азиатский, ЮГ — Южно-Гобийский; ОЗ — островодужная система Озерной зоны (венд—ранний кембрий); аккреционные комплексы (ранний—средний палеозой): МА — Монголо-Алтайский, ЮМ — Южно-Монгольский. Звездочкой красного цвета показано положение массивов плагиогранитоидов и габброидов вендского возраста, звездочкой желтого цвета — раннекембрийского возраста.

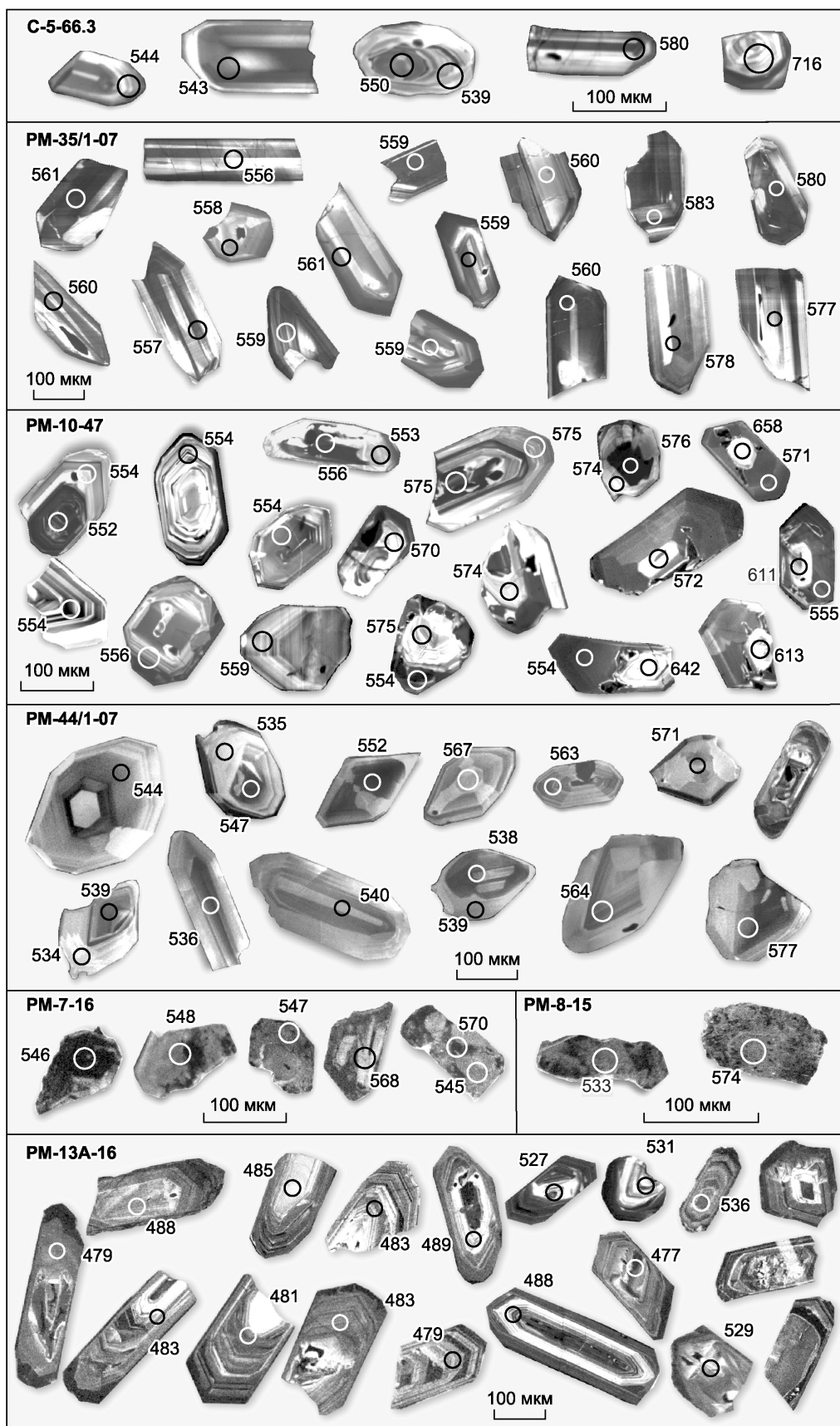


Рис. 4 (Начало).

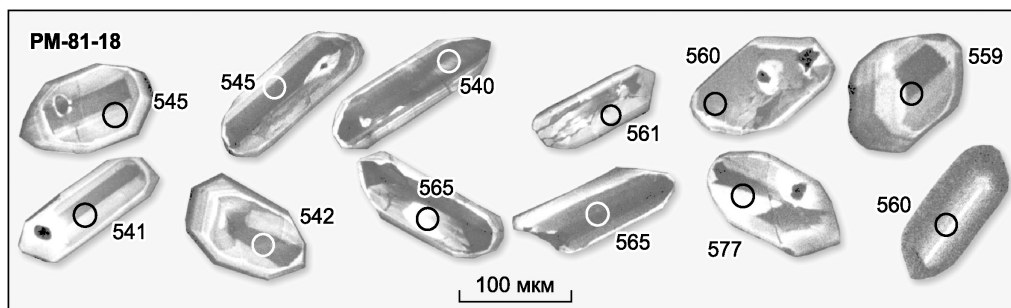


Рис. 4. Катодолуминесцентные изображения зерен циркона из пород вендских интрузивных ассоциаций Озерной зоны.

Кружком показаны точки, где проводились U-Pb изотопные исследования магматического и ксеногенного циркона, цифрами показаны значения возрастов (млн лет). Результаты анализов см. табл. S1, S2.

Проба С-5-66.3 — массив Три Холма (плагиигранит), пр. РМ-35/1-07 — Таван-Хаирханский массив (лейкогаббро), пр. РМ-10-47 — Восточно-Баянцаганский массив (плагиигранит), пр. РМ-44/1-07 — массив Баян-Цаган-Ула (тоналит-порфир), пр. РМ-7-16 — Тунгалагский массив (плагиигранит, ранний ритм), пр. РМ-8-15 — Тунгалагский массив (плагиигранит, поздний ритм), пр. РМ-13А-16 — Их-Замынский массив (гранит), пр. РМ-81-18 — Шутхуинский массив (кварцевый диорит).

кордантном значении возраста, равном 543 ± 3 млн лет. В породах также присутствует ксеногенный циркон (см. рис. 4), конкордантное значение возраста которого, составляет 567 ± 6 млн лет (см. рис. 5).

Дарибский ареал интрузивного магматизма. В пределах ареала выделяются несколько интрузивных массивов гранитоидного и габброидного состава, расположенных в осевой и южной частях хр. Дариби. Вещественный состав, геологическое строение и возраст этих массивов рассмотрен в работах [Хаин и др., 1995; Козаков и др., 2002; Dijkstra et al., 2006; Jian et al., 2010, 2014]. В настоящей работе приведены результаты исследования пород Тунгалагского и Их-Замынского массивов, расположенных в южных отрогах этого хребта (см. рис. 3).

Тунгалагский массив расположен приблизительно в 30 км на север от сомона Дарив (южный) в левом борту урочища Тунгалак. Он имеет удлиненную форму площадью около 20 км². В составе массива выделяются две плагиигранитные ассоциации, образующие отдельные интрузивные ритмы. Породы плагиигранитоидной ассоциации раннего ритма развиты преимущественно в южной и западной частях массива. В строении этой ассоциации выделяются несколько интрузивных фаз: 1-я фаза (главная) — гнейсовидные крупнозернистые амфиболовые плагииграниты и лейкоплагииграниты, 2-я фаза — гнейсовидные среднезернистые амфиболовые лейкоплагииграниты, жильная серия — дайки мелко- и среднезернистых амфиболовых лейкоплагиигранитов и долеритов.

Породы плагиигранитоидной ассоциации позднего ритма слагают основной объем Тунгалагского массива (~70 %). Они обнажаются в северной и восточной его частях. По минералого-петрографическому составу породы этого ритма практически не отличаются от пород раннего ритма, за исключением их более крупнозернистого строения и отсутствия гнейсовидных структур. В составе ритма выделяются две интрузивные фазы: 1-я фаза (главная) — крупнозернистые массивные порфировидные амфиболовые плагииграниты и лейкоплагииграниты, 2-я фаза — массивные среднезернистые амфиболовые плагииграниты и лейкоплагииграниты. Жильная серия — дайки и жилы среднезернистых амфиболовых плагиигранитов и долеритов.

Для определения возраста плагиигранитов раннего и позднего ритмов были отобраны монофракции циркона (пробы РМ-7-16 и РМ-8-15 соответственно, см. рис. 4). Значения возрастов, полученные по магматическому циркону из пород этого массива (ранний ритм — 547 ± 6 млн лет, поздний ритм — 533 ± 5 млн лет), рассматриваются пока как предварительные из-за малого объема достоверных аналитических данных (см. рис. 5, табл. S1). Значения возрастов ксеногенного циркона, наблюдаемого в породах этих ассоциаций, составляют 566 ± 5 и 565 ± 9 млн лет (соответственно).

Их-Замынский массив расположен в ~7 км к северо-востоку от сомона Дарив (южный) в южных отрогах хр. Дариби. Массив имеет удлиненную в восточном направлении форму (7.0×1.5 км). На севере и западе породами массива прорываются вендские вулканогенные отложения и надвинутые на них раннекембрийские вулканогенно-осадочные отложения (реликты), а на юге — по тектоническому разлому контактируют с гранитогнейсами ЦАМ (см. рис. 3). Интрузив сложен массивными порфировидными крупнозернистыми биотит-амфиболовыми двуполевошпатовыми гранитами, среди которых иногда встречаются ксенолиты амфиболовых кварцевых диоритов. Завершают формирование массива жилы пегматоидных и аплитовидных биотитовых-амфиболовых гранитов и дайки лампрофиров. Для опреде-

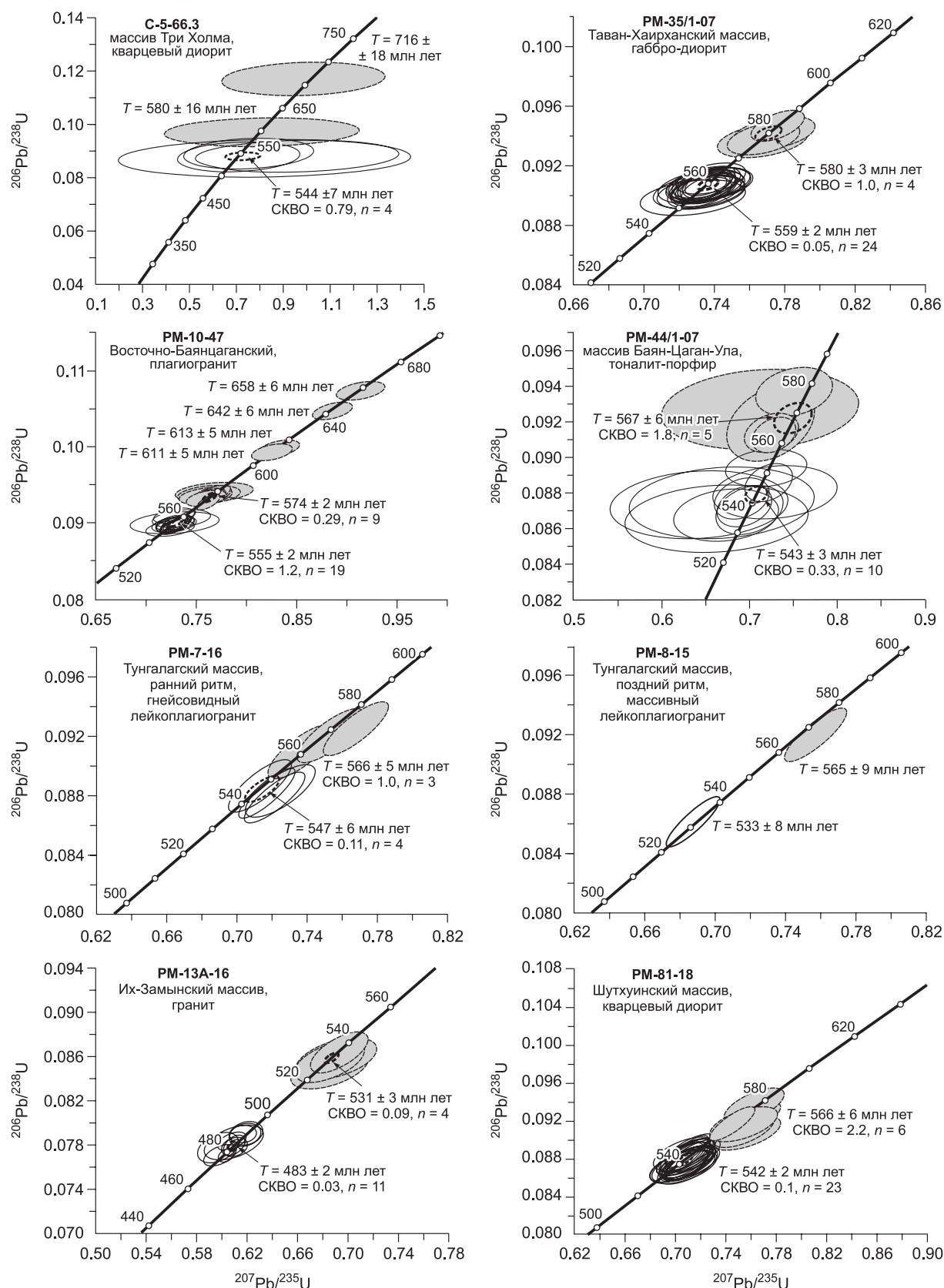


Рис. 5. Диаграммы с конкордиями для цирконов изученных массивов.

На диаграммах серыми эллипсами показаны возрасты ксеногенного циркона, остальные отвечают возрастам магматического циркона. Результаты анализов см. табл. S1, S2.

ления возраста была выделена монофракция циркона из крупнозернистых двуполевошпатовых гранитов центральной части массива (пр. РМ-13А-16). Изотопные исследования магматического циркона, проведенные по цирконам различными U-Pb изотопными методами (см. табл. S1, S2), дали хорошую сходимость результатов. Конкордантное значение возраста (см. рис. 5; см. табл. S2), полученное по 11 зернам магматического циркона, составляет 483 ± 2 млн лет, а значение возраста, полученное по четырем зернам ксеногенного циркона, равно 531 ± 3 млн лет.

Дзабхан-Хунгуйский ареал интрузивного магматизма. Ареал расположен в северной части Озерной зоны, в междуречье Дзабхан-гол и Хунгуй-гол. В его составе выделяется серия массивов плагиогранитного, диоритоидного и габброидного состава. Авторами статьи был изучен *Шутхуинский массив* (площадь ~4 км²), расположенный приблизительно в 50 км на запад от самона Ургамал, в районе горы Шутхуин-Оэрхг-Ула (1397 м). В строении массива принимают участие среднекрупнозернистые биотит-амфиболовые кварцевые диориты. Конкордантное значение возраста, полученное по магматическому циркону (пр. РМ-81-18), составляет 542 ± 2 млн лет (см. рис. 4, 5; табл. S1), а средневзвешенное значение возраста (по ²⁰⁶Pb/²³⁸U) ксеногенного циркона — 566 ± 6 млн лет.

ПЕТРОХИМИЯ

По петрохимическим характеристикам породы массивов Три Холма, Баян-Цаган-Ула, Шутхуинского отвечают гранитоидам известково-щелочной серии (I-тип) нормального ряда. На диаграмме SiO₂—K₂O (рис. 6, табл. S3) они занимают промежуточное положение между областью составов гранитоидов с низкими и умеренными содержаниями K₂O. Для всех породных разновидностей характерно резкое преобладание содержания Na₂O над K₂O. На диаграмме A/CNK—A/NK (индекс Шенда 0.63—1.05) точки состава располагаются в полях гранитоидов метаглиноземистого типа, а на диаграмме SiO₂—FeO*/(FeO+MgO) отвечают гранитоидам магнезиального типа. На диаграмме в координатах Ab—An—Or породы этих массивов образуют эволюционный тренд в области состава пород тоналит-трондьемитовой серии.

Плагиограниты Тунгалагского и Восточно-Баянцаганского массивов по сравнению с вышеописанными плагиогранитоидами характеризуются более низкими содержаниями Al₂O₃ (11.67—13.86 мас. %). По содержанию K₂O (0.32—0.97 мас. %), как видно из диаграммы SiO₂—K₂O, попадают в поле низкокалиевых гранитоидов. На диаграмме SiO₂—FeO*/(FeO+MgO) они располагаются в области пород железистого и магнезиального типов. По данным петрогеохимическим характеристикам породы этих массивов занимают промежуточное положение между гранитоидами толеитовой и известково-щелочной серий.

Двуполевошпатовые граниты Их-Замынского массива, в отличие от пород вышеописанных массивов, характеризуются более высокими суммарными содержаниями щелочей и K₂O (2.84—3.50 мас. %) и на диаграмме SiO₂—Na₂O + K₂O тяготеют к гранитоидам известково-щелочной серии повышенной калиевости. На диаграммах A/CNK—A/NK (индекс Шенда 1.04—1.16) они занимают промежуточное положение между породами метаглиноземистого и высокоглиноземистого типов.

Лейкогаббро Таван-Хаирханского массива по петрохимическому составу попадают в поле основных пород нормального ряда. Породы характеризуются широкими содержаниями оксидов и в целом составляют: SiO₂ (46.7—52.3 мас. %), Na₂O + K₂O (1.8—4.0 мас. %), Al₂O₃ (20.9—22.7 мас. %), а также устойчивыми и умеренными содержаниями TiO₂ (0.67—0.98 мас. %) и магнезиальностью (22—31%). По этим петрохимическим параметрам они отвечают габброидам высокоглиноземистого низкотитанистого типа, по [Изох и др., 1998].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стадии формирования интрузивного магматизма вендской островной дуги Озерной зоны. Результаты U-Pb изотопных исследований магматического циркона, проведенные для различных по минералого-петрографическому и петрогеохимическому составам породных ассоциаций (Три Холма, Таван-Хаирханский, Восточно-Баянцаганский, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагский, Шутхуинский и Их-Замынский массивы), позволили установить временной интервал проявления вендского интрузивного магматизма 560—540 млн лет в Озерной СФЗ (см. рис. 5). В этом возрастном диапазоне формировались плагиогранитоиды и габброиды различных петрохимических серий. Условно их можно разделить на две группы, которые отражают разные стадии проявления интрузивного магматизма.

К первой группе (560—555 млн лет) относятся габброиды Таван-Хаирханского массива (559 ± 2 млн лет) и биотит-амфиболовые плагиограниты толеитовой серии Восточно-Баянцаганского массива (555 ± 2 млн лет).

Во вторую группу (547—544 млн лет) объединяются тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной и толеитовой серии, которые представлены в массивах Три Холма (544 ± 7 млн лет),

Баян-Цаган-Ула (543 ± 2 млн лет), Шутхуйнский (542 ± 2 млн лет) и Тунгалагский (547 ± 6 млн лет, ранний ритм). Близкими им по возрасту являются мелкие интрузии диоритоидов (538 ± 3 млн лет), наблюдаемые в южных отрогах хр. Хан-Тайшири [Janoušek et al., 2018]. Плагииграниты позднего ритма Тунгалагского массива (533 ± 8 млн лет) пока не рассматриваются из-за недостаточного количества геохронологических данных (см. выше).

Известково-щелочные биотит-амфиболовые двуполевошпатовые граниты Их-Замынского массива (483 ± 2 млн лет), прорывающие вендские и надвинутые на них раннекембрийские (фрагменты) островодужные вулканы и тектонически контактирующие с докембрийскими образованиями ЦАМ, к

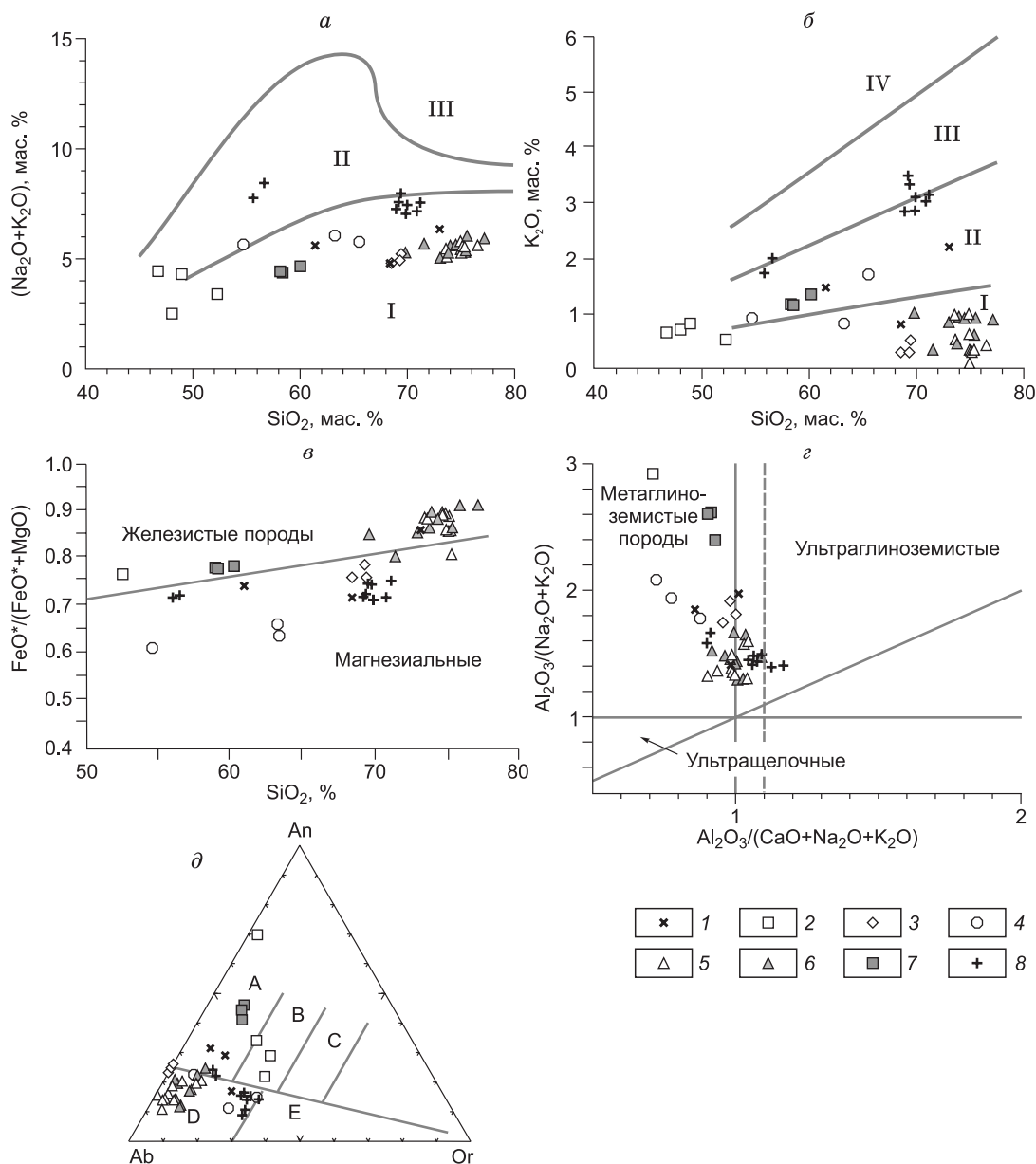


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для пород изученных интрузивных ассоциаций:

(а) SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ диаграмма, по [Le Maitre, 1989], где I—III поля состава пород (I — нормальной щелочности, II — умеренной щелочности, III — повышенной щелочности); (б) SiO_2 — K_2O диаграмма, по [Rickwood, 1989]; где I—IV поля состава пород (I — низкокальцевые, II — умеренно кальцевые; III, IV — высококальцевые); (в) $(\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*)/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ диаграмма, по [Frost et al., 2001]; (г) $\text{A/CNK} - \text{A/NK}$ диаграмма, по [Maniar, Piccoli, 1989]; (д) Ab—An—Or диаграмма, по [O'Connor, 1965]. А — тоналит, В — гранодиорит, С — адалмеллит, Д — трондьемит, Е — гранит. Анализы пород см. табл. S3.

1 — диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация массива Три Холма, 2 — габброиды Таван-Хаирханского массива, 3 — плагиигранитная ассоциация Восточно-Баянцаганского массива, 4 — диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация массива Баян-Цаган-Ула, 5, 6 — плагиигранитоидные ассоциации Тунгалагского массива (5 — ранний ритм, 6 — поздний ритм), 7 — диоритовая ассоциация Шутхуйнского массива, 8 — гранитная ассоциация Их-Замынского массива.

вендскому островодужному интрузивному магматизму не имеют отношения. Их формирование связано с аккреционно-коллизийными процессами тектогенеза, проявившимися в позднем кембрии—ордовике в структурах Озерной СФЗ [Руднев и др., 2009, 2012, 2019; Ярмолук и др., 2011].

U-Pb изотопные исследования ксеногенного циркона. Геохронологические исследования ксеногенного циркона из гранитоидных и габброидных ассоциаций вышеупомянутых массивов показали, что их возраст варьирует в широком диапазоне от 716 до 531 млн лет (см. табл. S1, S2; см. рис. 5). Условно их можно разделить на пять возрастных групп.

К первой группе относится ксеногенный циркон с возрастом 716 ± 18 млн лет, который был зафиксирован в плагиогранитоидах массива Три Холма. На сопредельных с Озерной зоной территориях аналогичные значения возраста установлены для гранодиоритов Болдынгольского массива (717 ± 5 млн лет [Козаков и др., 2015a]), прорывающих плагиогнейсы свиты будун и рассматриваемые как типовые образования фундамента ЦАМ (район аймака Улиастай).

Во вторую группу попадают ксеногенные цирконы с значениями возрастов 658 ± 6 и 642 ± 6 млн лет. Они наблюдались только в плагиогранитах Восточно-Баянцаганского массива. В сопредельных с Озерной зоной регионах близкие значения возрастов фиксируются для пород Баянхонгорского офиолитового пояса, отвечающих по составу океаническим лавовым плато (вулканиты, габброиды и плагиограниты, 665 ± 15 млн лет [Ковач и др., 2005]), имеющим Nd изотопные характеристики, близкие к деpletированной мантии ($\epsilon_{Nd} +12...+8$ [Терентьева и др., 2010]).

В третью группу объединяются два зерна ксеногенного циркона из плагиогранитов Восточно-Баянцаганского массива с возрастaми 613 ± 5 и 611 ± 5 млн лет. На сопредельных территориях наиболее близкое значение возраста установлено для метагабброидов вулканоплутонической ассоциации тацаингольского комплекса — 603 ± 3 млн лет, расположенного в зоне сочленения Тацаингольского блока и Баянхонгорской офиолитовой зоны [Козаков и др., 2015b].

Авторы статьи, исходя из вышеупомянутых геохронологических возрастов и ранее опубликованных возрастных данных предшественников, предполагают, что, вероятнее всего, ксеногенные цирконы этих трех групп отвечают времени становления разных по вещественному составу интрузивных комплексов, проявившихся в процессе формирования позднерифейской океанической коры Палеоазиатского океана (800—600 млн лет), на которой позднее закладывались вендская и раннекембрийская островные дуги.

В четвертую (основную) группу попадают ксеногенные цирконы, которые встречаются практически во всех изученных массивах. Полученные по ним геохронологические данные указывают на возрастной диапазон 583—559 млн лет (см. рис. 5, см. табл. S1, S2), что в целом согласуется с временем формирования офиолитовых ассоциаций хребтов Дариби и Хан-Тайшири (573—560 млн лет [Гибшер и др., 2001; Khain et al., 2001; Jian et al., 2014]) и вулканогенных комплексов вендской островодужной системы Озерной зоны (~ 570 млн лет [Ярмолук и др., 2011]).

В пятую группу объединяются ксеногенные цирконы с диапазоном возрастов 537—526 млн лет, наблюдаемые в кембро-ордовикских двуполовошпатовых гранитах Их-Замынского массива (см. рис. 5; см. табл. S1). Вероятнее всего, они были заимствованы гранитным расплавом из осадков, образованных путем разрушения пород раннекембрийского возраста (гранитоиды и вулканиты островодужного типа) [Руднев и др., 2009, 2012, 2019; Ярмолук и др., 2011].

Важно отметить, что ксеногенные цирконы с возрастaми древнее 716 млн лет в изученных гранитоидах и габброидах венского возраста Озерной зоны не встречаются. Это свидетельствует о том, что формирование исходных расплавов вендских интрузивных комплексов происходило на значительном расстоянии от областей сноса и размыва докембрийских образований ЦАМ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Геологические и геохронологические исследования габброидных и плагиогранитоидных ассоциаций, расположенных среди вулканогенных образований вендской островной дуги Озерной зоны Западной Монголии, показали, что их формирование прослеживается в интервале возрастов от 559 до 442 млн лет. В этом возрастном диапазоне условно можно выделить две стадии интрузивного магматизма, отражающие разные этапы развития островной дуги: ранняя стадия (560—555 млн лет) — габброиды и плагиограниты (Таван-Хаирханский и Восточно-Баянцаганский массивы) и заключительная стадия (547—542 млн лет) — кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты (массивы Три Холма, Баян-Цаган-Ула, Шутхуинский, Тунгалагский).

По петрохимическому составу породы изученных плагиогранитоидных ассоциаций, участвующие в строении этих массивов, относятся к толеитовой и известково-щелочной серии.

2. Ксеногенные цирконы, наблюдаемые в породах изученных массивов, имеют широкий возрастной диапазон формирования от 718 до 559 млн лет. Намечается пять возрастных групп ксеногенного

циркона (~716, 658—642, 613—611, 583—559, 537—526 млн лет), отражающие различные источники вещества (вероятнее всего, в виде осадков), которые дополнительно вовлекались в плавление при формировании исходных расплавов пород изученных массивов. Первые три группы ксеногенного циркона, возможно, указывают на возрасты интрузивных комплексов, становление которых происходило на разных стадиях формирования океанической коры Палеоазиатского океана (800—600 млн лет). Ксеногенные цирконы четвертой группы (583—559 млн лет), наблюдаемые во всех изученных интрузивных островодужных ассоциациях вендского возраста Озерной зоны, не отличаются по возрасту от времени формирования вмещающих вендских вулканических комплексов (~570 млн лет) и подстилающих их офиолитов хребтов Дариби и Хан-Тайшири (573—560 млн лет), что может указывать как на островодужную, так и океаническую природу источников исходных расплавов для пород этих массивов. Ксеногенные цирконы пятой группы (537—526 млн лет), присутствующие в кембро-ордовикских гранитах Их-Замынского массива (483 ± 2 млн лет), судя по их возрасту, очевидно, были заимствованы расплавом из осадков, образованных за счет разрушения и смыва пород раннекембрийского возраста (островодужные вулканогенные и интрузивные комплексы).

3. Отсутствие в вендских плагиогранитоидах и габброидах Озерной зоны ксеногенного циркона древнее 716 млн лет указывает на то, что докембрийские образования ЦАМ не оказывали какого-либо влияния на составы исходных расплавов вендских интрузивных комплексов и на удаленность вендской островной дуги Озерной зоны от областей сноса и размыва древних докембрийских блоков.

Авторы выражают глубокую благодарность рецензентам Н.Н. Круку и Е.В. Складарову за замечания, ценные советы и рекомендации, А.Э. Изоху за плодотворные дискуссии в ходе работы над рукописью статьи, Р.А. Шелепаеву, Я.Ю. Шелепову за помощь в проведении экспедиционных работ, Е.А. Крук (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за обработку каменного и графического материалов, а также Н.Г. Кармановой, А.Н. Торянику (ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск), Е.Н. Лепехиной, А.Н. Ларионову, Н.В. Родионову, Н.Г. Бережной, А.В. Антонову (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), принимавших участие в аналитических исследованиях.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-05-00105).

ЛИТЕРАТУРА

Беличенко В.Г., Складаров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (5), с. 641—665.

Гибшер А.С. Микроконтинент Центрально-Азиатского подвижного пояса // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2017, вып. 15, с. 49—51.

Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Поздненендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1179—1185.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М., Наука, 1989, 192 с.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 59—76.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 269 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Карташов П.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Листратова Е.Н., Яковлева С.З. Халдзан-Буретейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология, 2004, т. 12, № 5, с. 467—494.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика ранних стадий образования Палеоазиатского океана: геологические и геохимические данные офиолитов Баян-Хонгорской зоны // ДАН, 2005, т. 404, № 2, с. 229—234.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd-изотопные данные // *Петрология*, 2011, т. 19 (3), с. 1—29.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ханн Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Этапы и тектонические обстановки формирования комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // *Геотектоника*, 2002, № 2, с. 80—92.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч., Лебедев В.И., Энжин Г. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // *Петрология*, 2011, т. 19, № 4, с. 445—464.

Козаков И.К., Кириозова Т.И., Ковач В.П., Терентьева Л.Б., Толмачева Е.В., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч. Позднерифейский возраст кристаллического фундамента карбонатного чехла Дзабханского микроконтинента // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2015а, т. 23, № 3, с. 3—12.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Эрдэнэжаргал Ч. Основные этапы развития и геодинамическая обстановка формирования Южно-Хангайского метаморфического пояса Центральной Азии // *Петрология*, 2015б, т. 23, № 4, с. 339—362.

Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В. Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36 (1), с. 3—18.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 192 с.

Мокрушников В.П., Гибшер А.С. Природа вендских базальтоидов чонсаирской свиты Агардакской геосутуры Юго-Восточной Тувы // *Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*, 2016, вып. 14, с. 202—203.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорская Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (5), с. 649—665.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция история формирования // *Геотектоника*, 1993, № 6, с. 3—33.

Переляев В.И., Гибшер А.С. Разрез океанической коры венд-раннекембрийского окраинного бассейна Палеоазиатского океана (каньон Сувра-Гол, южный склон хр. Хан-Тайшири, Западная Монголия) // *Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*, 2005, вып. 3, с. 68—70.

Переляев В.И., Гибшер А.С., Рябинин А.Б. Эффузивно-дайкивая серия офиолитовой ассоциации каньона р. Сувра-Гол (хр. Хан-Тайшири, Монголия) // *Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*, 2004, вып. 2, с. 52—54.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // *Петрология*, 2009, т. 17, № 5, с. 470—508.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Оришаши Ю., Лобанов К.В., Вишневский А.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (10), с. 1628—1647.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (9), с. 1572—1600.

Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гибшер А.А. Состав и возраст плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // *Геология и геофизика*, 2019, т. 60 (11), с. 1513—1541.

Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Туркина О.М., Семенова Д.В. Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы (на примере Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов) // *Геология и геофизика*, 2020, т. 61 (10), с. 1331—1355.

Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М., Ватанабе Т. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона — индикаторы распада суперконтинента Родиния // *Геотектоника*, 2000, № 6, с. 59—75.

Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Анисимова Л.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Конвергентные процессы в эволюции ранних каледонид Баян-Хонгорской зоны Центральной Азии: геологические и геохронологические исследования Хан-Улинского габброидного плутона // *ДАН*, 2010, т. 433, № 2, с. 237—243.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М., Научный мир, 2002, 176 с.

Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне субдукции Западной Монголии // *ДАН*, 1995, т. 341, № 6, с. 791—796.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // *Геология и геофизика*, 2016, т. 57 (1), с. 241—258.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // *ДАН*, 2001, т. 379, № 1, с. 94—98.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого комплекса // *ДАН*, 2006, 410, № 5, с. 657—662.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Терентьева Л.Б., Яковлева С.З. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*, 2008, т. 420, № 3, с. 375—381.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // *Петрология*, 2011, т. 19, № 1, с. 83—107.

Dijkstra A.H., Brouwer F.M., Cunningham W.D., Buchan C., Badarch G., Mason P.R.D. Late Neoproterozoic proto-arc ocean crust in the Dariv Range, Western Mongolia: a supra-subduction zone end-member ophiolite // *J. Geol. Soc.*, 2006, v. 163, p. 363—373.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W. J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Geological map of Mongolia / Ed. O. Tomurtogoo. General Directorate the Mineral Research & Exploration of Turkey, Ankara, 1999.

Gibsher A.S., Perelyaev V.I., Rayabinin A.B. The structure of Vendian oceanic crust (Western Mongolia, Suvra-Gol) // *Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: Implications for continental growth and intracontinental deformation (Abstracts and excursion guidebook)*. Ulaanbaatar, Mongolia, 2006, p. 86—87.

Janoušek V., Jiang Y., Buriánek D., Schulmann K., Hanžl P., Soejono I., Kröner A., Altanbaatar B., Erban V., Lexa O., Ganchuluun T., Košler J. Cambrian—Ordovician magmatism of the Ikh-Mongol Arc System exemplified by the Khantaishir Magmatic Complex (Lake Zone, south—central Mongolia) // *Gondwana Res.*, 2018, v. 54, p. 122—149.

Jian P., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang F., Miao L., Tojorhuu D., Zhang W., Liu D. Zircon ages of the Bayankhongor ophiolite mélange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // *Precambrian Res.*, 2010, v. 177, p. 162—180.

Jian P., Kröner A., Jahn B.-M., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang F., Miao L., Tomurhuu D., Liu D. Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // *Earth Sci. Rev.*, 2014, v. 133, p. 62—93.

Khain E.V., Kröner A., Gibsher A.S., Fedotova A.A. The fate of Rodinia in the light of the discovery of ca. 1000 Ma old ophiolites in the Central Asian orogenic belt of Siberia. // *Gondwana Res.*, 2001, v. 4, p. 656—658.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precambrian Res.*, 2003, v. 122, p. 329—358.

Khukhuudei U., Kusky T., Otgonbayar O., Wang L. The Early Palaeozoic mega-thrusting of the Gondwana-derived Altay-Lake zone in western Mongolia: implications for the development of the Central Asia orogenic belt and Paleo-Asian ocean evolution // *Geol. J.*, 2020, v. 55 (3), p. 2129—2149.

Kröner A., Tomurtogoo O., Badarch G., Kozakov I.K. New zircon ages and significance for crustal evolution in Mongolia / Ed. E.V. Sklyarov. Assembly and Break-up of Rodinia Supercontinent: Evidence from South Siberia. Guidebook and abstract volume. Workshop IGCP-440. Irkutsk, 2001, p. 142—145.

Le Maitre R.W.A. Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics*, 2010, v. 485, p. 306—320.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.

Meert J.G., Torsvik T.H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 261—288.

O'Connor J.T.A. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratio // *U.S. Surv., Prof. Paper*, 1965, 525B, B79—B84.

Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Nes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic data // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 154—174.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263.

Samozvantsev B.A., Tsukernik A.B., Golyakov B.I., Baatarhuyag F. Results of 1:200 000 scale geological mapping and general prospecting in Great Lakes depression of western branches of Hangay Highland. Ulaanbaatar, Information center open-file report № 3576, 1981, 1036 p.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — A tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.*, 1996, v. 40 (3—4), p. 229—258.

Watanabe T., Postnikov A.A., Ota T., Maehara K., Agashev A., Morita T., Roser B.P. Kuvai Group volcanic rocks (Riphean) in the Beret area, Sayan Mountains, SW Siberia. A study of the Paleo-Asian Ocean // Special reports on the regional studies of North-East Eurasia and North Pacific in Hokkaido University, 1999, p. 103—112.

*Рекомендована
Е.В. Складовым*

*Поступила в редакцию 13 ноября 2019 г.,
принята в печать 29 июня 2020 г.*