

## ГЕОХИМИЯ, Sm–Nd, Rb–Sr, Lu–Hf ИЗОТОПИЯ, ИСТОЧНИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

С.Н. Руднев<sup>1</sup>, В.Г. Мальковец<sup>1,2,3</sup>, Е.А. Белоусова<sup>4</sup>, И.Г. Третьякова<sup>1,5</sup>, П.А. Серов<sup>6</sup>,  
В.Ю. Киселева<sup>1</sup>, А.А. Гибшер<sup>1,2,3</sup>, И.В. Николаева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Научно-исследовательское геологическое предприятие АК АЛРОСА, 678170, Мирный, Чернышевское шоссе, 16, Россия

<sup>3</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>4</sup> Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems / GEMOC,  
Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia

<sup>5</sup> Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов,  
117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, Россия

<sup>6</sup> Институт геологии Кольского научного центра РАН, 184209, Мурманская область, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

Приведены результаты геохимических и изотопных (Rb–Sr, Sm–Nd и Lu–Hf методы) исследований раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны Западной Монголии, формировавшихся на островодужной и аккреционно-коллизийной стадиях развития региона.

По петрогеохимическому составу раннепалеозойские плагиогранитоидные ассоциации островодужного (Тугрикский, Хатан-Хунгинский, Удзур-Хунгинский и Баясгалантский массивы, 531—517 млн лет) и аккреционно-коллизийного (Тугрикский, Мандалт и Дутулинский массивы, 504—481 млн лет) этапов развития региона относятся к породам высоко- и низкоглиноземистого типов. Выделенные типы плагиогранитоидов с учетом их редкоэлементного состава указывают, что формирование исходных для них расплавов связано с плавлением метабазитов MORB типа при  $P \geq 10$ —12 кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом и  $P \leq 8$  кбар в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом.

Sr–Nd изотопные данные для пород и Lu–Hf изотопные характеристики магматического циркона из плагиогранитоидов позволяют выделить среди них две группы с различными источниками расплавов. В первую группу попадают плагиогранитоидные ассоциации большинства массивов (Тугрикского, Удзур-Хунгинского, Хатан-Хунгинского, Баясгалантского и Дутулинского) с изотопными параметрами ( $\epsilon_{Nd} = 8.5$  — 4.6 и  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034$ —0.7036,  $\epsilon_{Hf} = 14.7$ —11.9), указывающими на ювенильную природу их источников. Во вторую группу попадают плагиогранитоиды массива Мандалт, их изотопные параметры ( $\epsilon_{Nd} = 1.4$ —0.2,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7053$  и  $\epsilon_{Hf}(T) = 7.2$ —5.4) позволяют предположить, что при формировании исходных расплавов основная роль принадлежала метабазитам, связанным с обогащенным мантийным источником. Hf изотопные данные для унаследованных и ксеногенных цирконов (664—519 млн лет) из раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны позволяют условно выделить среди них три группы по значению  $\epsilon_{Hf}$  (14.5—12.8, 2.9 и 10.6—6.7). Hf изотопные характеристики магматических и унаследованных цирконов с учетом их возраста указывают на отсутствие в источнике расплавов, пород с длительной коровой предысторией, таких как раннедокембрийские ассоциации Дзэбанского микроконтинента.

*Гранитоидный магматизм, геохимия, Nd–Sr–Hf изотопия, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Озерная зона Западной Монголии.*

## GEOCHEMISTRY, Sm–Nd, Rb–Sr, AND Lu–Hf ISOTOPES, SOURCES, AND CONDITIONS OF FORMATION OF EARLY PALEOZOIC PLAGIOGRANITOIDS IN THE SOUTH OF THE LAKE ZONE IN WESTERN MONGOLIA

S.N. Rudnev, V.G. Mal'kovets, E.A. Belousova, I.G. Tret'yakova, P.A. Serov,  
V.Yu. Kiseleva, A.A. Gibsher, and I.V. Nikolaeva

We present results of geochemical and isotope (Rb–Sr, Sm–Nd, and Lu–Hf) studies of the early Paleozoic plagiogranitoid associations in the south of the Lake Zone in Western Mongolia, which formed at the island-arc and accretion–collision stages of the regional evolution.

According to the petrogeochemical composition, the early Paleozoic plagiogranitoid associations of the island-arc (Tugrug, Hatan-Hunga, Udzur-Hunga, and Bayasgalant plutons, 531–517 Ma) and accretion–collision (Tugrug, Mandalt, and Dut Uul plutons, 504–481 Ma) stages are high- and low-alumina rocks. The recognized types of plagiogranitoids, with regard to their trace-element composition, indicate that their parental melts were generated from MORB-type metabasites at  $\geq 10$ –12 kbar, in equilibrium with garnet-containing restite, and at  $\leq 8$  kbar, in equilibrium with plagioclase-containing restite.

The Sr–Nd isotope data on the rocks and the Lu–Hf isotope parameters of their magmatic zircons show two groups of plagiogranitoids, with different sources of melts. The first group includes plagiogranitoid associations of most plutons (Tugrug, Udzur-Hunga, Hatan-Hunga, Bayasgalant, and Dut Uul) with isotope parameters ( $\epsilon_{Nd} = 8.5-4.6$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034-0.7036$ , and  $\epsilon_{Hf} = 14.7-11.9$ ) indicating the juvenile nature of their sources. The second group includes plagiogranitoids of the Mandalt pluton; their isotope parameters ( $\epsilon_{Nd} = 1.4-0.2$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7053$ , and  $\epsilon_{Hf} = 7.2-5.4$ ) indicate that the parental melts were generated mostly from enriched-mantle metabasites. The Hf isotope data on inherited and xenogenic zircons (664–519 Ma) from the early Paleozoic plagiogranitoid associations of the southern Lake Zone permit us to separate these rocks into three groups according to their  $\epsilon_{Hf}$  values (14.5–12.8, 2.9, and 10.6–6.7). The Hf isotope parameters of magmatic and inherited zircons, with regard to their age, indicate that the source of the parental melts lacked rocks with a long crustal history, such as the early Precambrian associations of the Dzavhan microcontinent.

*Granitoid magmatism, geochemistry, Nd–Sr–Hf isotopy, Central Asian Orogenic Belt, Lake Zone in Western Mongolia*

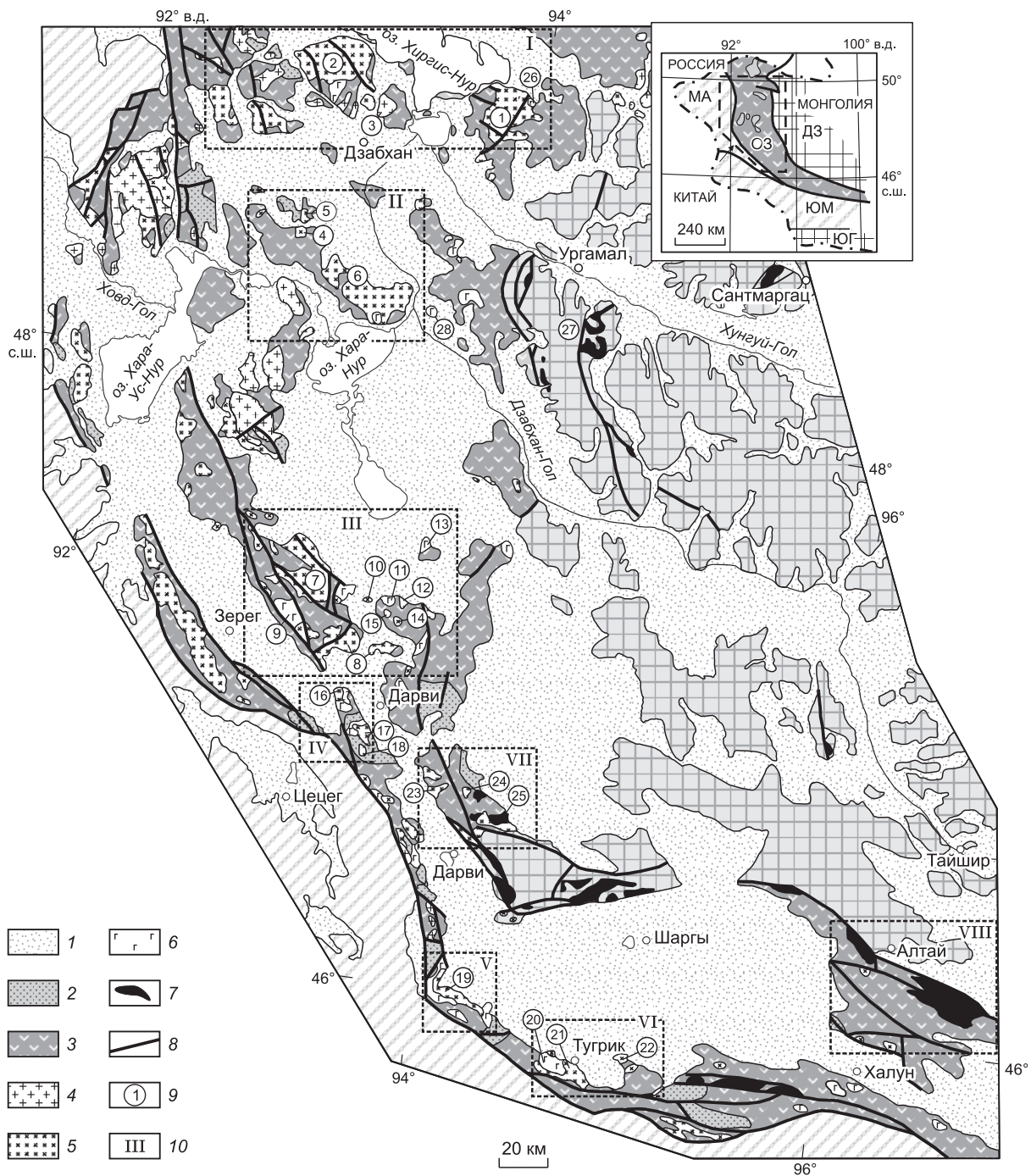
## ВВЕДЕНИЕ

Озерная зона ранних каледонид Западной Монголии рассматривается как островодужный поздне-неопротерозойско-раннекембрийский террейн [Дергунов, 1989; Dergunov et al., 2001; Badarch et al., 2002], являющийся составной частью каледонского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Nd изотопные данные по поздне-неопротерозойским и раннекембрийским вулканическим комплексам Озерной зоны с учетом их геологического строения, возраста и геохимических характеристик [Jahn et al., 2000a,b; Jahn, 2004; Ярмолюк и др., 2011, 2012; Ковач и др., 2011] позволили сделать вывод, что ювенильная кора была образована в поздне-неопротерозойско-кембрийское время (570—490 млн лет) в обстановке внутриокеанических островных дуг и океанических плато из деплетируемых мантийных источников с вовлечением в зоны субдукции древнего корового материала в форме осадков. В последующие аккреционно-коллизийные процессы были вовлечены палеоокеанические и островодужные комплексы и докембрийские микроконтиненты (Дзавханский).

В пределах островодужных комплексов Озерной зоны широкое развитие имеют интрузивные ассоциации поздне-неопротерозойско-раннепалеозойского возраста, среди которых основной объем составляют гранитоиды при подчиненной роли габброидов (рис. 1). Эти интрузивные ассоциации формировались в островодужной и аккреционно-коллизийной геодинамических обстановках, имеют различный возраст (от позднего неопротерозоя до среднего—позднего ордовика), а также петрогеохимические и изотопные характеристики [Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2009, 2012, 2016; Ярмолюк и др., 2011]. Как уже установлено, габброидные и гранитоидные ассоциации северной и центральной частей Озерной зоны формировались в возрастном диапазоне от 551 до 449 млн лет, для них типичны положительные значения  $\epsilon_{Nd}$  (9.0—5.2) и низкие отношения изотопов стронция ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034-0.7048$ ) [Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2009, 2012, 2013; Ковач и др., 2011].

Информация о геологическом строении, возрасте и петрохимическом составе гранитоидных и габброидных ассоциаций южной части Озерной зоны (Тугурукский, Тугрикский, Удзур-Хунгинский, Хатан-Хунгинский, Мандалт, Баясгалантский и Дутулинский массивы, см. рис. 1) более подробно представлена в работе [Руднев и др., 2019]. Формирование плагиогранитоидов и габброидов в этом сегменте Озерной зоны происходило от 531 до 481 млн лет и связано с двумя геодинамическими этапами развития региона: островодужным — 531—517 млн лет (Тугурукский, Тугрикский, Удзур-Хунгинский, Хатан-Хунгинский, Баясгалантский массивы) и аккреционно-коллизийным — 504—481 млн лет (Тугрикский, Мандалт и Дутулинский массивы). По петрохимическому составу плагиогранитоидные (тоналит-трондьемитовые) ассоциации относятся к известково-щелочной серии и в этом отношении они сопоставляются с плагиогранитоидами северной и центральной частей этого же пояса. Наряду с магматическими цирконами с возрастом от 531 до 481 млн лет в изученных плагиогранитоидах установлены ксеногенные и унаследованные цирконы<sup>1</sup> [Руднев и др., 2018, 2019]. Выделяются четыре возрастные

<sup>1</sup> Ксеногенный циркон (xenogenic zircon) – циркон, заимствованный гранитным расплавом из вмещающих пород. Он имеет более древний возраст, чем магматический циркон, характеризуется, как правило, хорошей огранкой и не несет на себе каких-либо признаков растворения ребер и граней кристаллов и может иметь каймы новообразованного (магматического) циркона, отвечающего стадии кристаллизации гранитного расплава. Присутствие таких цирконов не отражается на изотопном составе гранитного расплава. Унаследованный циркон (inherited zircon) – это генерация циркона, унаследованного от источника гранитного расплава. Цирконы в этом случае также имеют более древние возрасты, чем магматические, и имеют овальной формы ядра, что, вероятно, является следствием их частичного растворения в гранитном расплаве. Вокруг таких ядер образуются каймы магматического циркона, отвечающие стадии кристаллизации гранитоидного расплава. Между ядрами и магматическими обрастаниями иногда присутствуют тонкие светлые каймы, которые могут указывать на взаимодействие расплава с унаследованным цирконом. Такие светлые каймы и магматические обрастания имеют промежуточный изотопный состав. Присутствие унаследованных цирконов не только фиксирует возраст и изотопный (Lu–Hf) состав магмаобразующих источников (субстратов), но также в той или иной степени влияет на изотопные составы расплава и магматического циркона.



**Рис. 1. Схема геологического строения Озерной зоны.**

Составлена с упрощениями на основе данных [Geological map..., 1999].

1 — осадочные отложения (кайнозой—мезозой); 2 — вулканогенные и осадочные отложения (силур—девон); 3 — вулканогенные и осадочные отложения (поздний неопротерозой—ранний кембрий); 4 — гранитоиды (девон); 5 — гранитоиды (поздний неопротерозой—ордовик); 6 — габброиды (поздний неопротерозой—ранний ордовик); 7 — офиолиты (неопротерозой); 8 — разломы; 9 — массивы и их номера: 1 — Шаратологийский, 2 — Хиргиснурский, 3 — Айрыгнурский, 4 — Баян-Хаирханский, 5 — Западно-Баян-Хаирханский, 6 — Харанурский, 7 — Гундузинский, 8 — Бумбат-Харханский, 9 — Хаирханский, 10 — Три Холма, 11 — Баян-Цаганский, 12 — Восточно-Баян-Цаганский, 13 — Таван-Хаирханский, 14, 15 — шток Баян-Цаган-Нуру, 16 — Дутулинский, 17 — Баясгалантский, 18 — Мандалт, 19 — Хатан-Хунгинский, 20 — Тугурукский, 21 — Тугрикский, 22 — Удзур-Хунгинский, 23 — Тунгалагский, 24 — гранитоидные массивы хр. Дариби, 25 — офиолиты хр. Дариби, 26 — Хара-Чулу, 27 — Хутульский, 28 — Сархаирханский; 10 — ареалы интрузивного магматизма: I — Хиргиснурский, II — Харанурский, III — Бумбат-Хаирханский, IV — Дутулинский, V — Хатан-Хунгинский, VI — Тугрикский, VII — Южно-Даривский, VIII — Хан-Тайширский.

На врезке показана схематическая тектоническая карта Западной Монголии. Докембрийские микроконтиненты: ДЗ — Дабханский, ЮГ — Южно-Гобийский; ОЗ — островная дуга Озерной зоны (поздний неопротерозой—ранний палеозой); аккреционные комплексы (ранний—средний палеозой): МА — Монголо-Алтайский, ЮМ — Южно-Монгольский.

группы ксеногенных и унаследованных цирконов (~664, 570—560, 545—531 и 530—519 млн лет), они в целом отвечают основным рубежам проявления магматизма островодужного (вулканогенные, интрузивные) и офиолитового типов и, вероятно, магнообразующим субстратам, вовлекаемых в плавление при формировании плагиигранитоидов. Отсутствие в раннепалеозойских плагиигранитоидах южной части Озерной зоны (осевая часть) ксеногенного и унаследованного циркона древнее 664 млн лет предполагает удаленность островной дуги Озерной зоны от раннедокембрийских блоков (Дзабханский микроконтинент).

Целью и задачей настоящей работы является выяснение условий формирования исходных расплавов и характера магнообразующих источников для раннепалеозойских плагиигранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны, формировавшихся в течение двух этапов в разных геодинамических обстановках. В настоящей работе на основе ранее проведенных геологических, геохронологических и петрохимических исследований [Руднев и др., 2019] приведены новые данные по геохимии и изотопному (Sm-Nd и Sr-Nd) составу плагиигранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны Монголии (Тугрикский, Удзур-Хунгинский, Хатан-Хунгинский, Мандалт, Баясгалантский и Дутулинский массивы), а также изотопному Hf составу разновозрастных генераций цирконов. Полученная информация дает возможность определить не только условия образования исходных расплавов для плагиигранитоидов, но и их магнообразующие источники. Использование изотопных Hf характеристик цирконов магматического, ксеногенного и унаследованного типов позволяет также оценить вклад древних коровых субстратов в генезис гранитоидов на различных геодинамических этапах развития региона.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия) с использованием установки СРМ-25 (аналитики Н.Г. Карманова, А.Н. Торяник). Содержания редких и редкоземельных элементов выполнены методом ICP-MS на установке Finnigan Element в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (Новосибирск, Россия) по методике [Николаева и др., 2008]. Погрешности определения содержаний редких и редкоземельных элементов составили менее 10 %.

Sm-Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (Апатиты, Россия) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ). Нормирование изотопных отношений Nd осуществляли по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношении составляла 0.3 % ( $2\sigma$ ). Холостое загрязнение на период измерений составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Среднее значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте  $\text{JNd}_i-1$  за период измерений  $0.512090 \pm 13$  ( $N = 15$ ). Значение параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$  [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  вычислены по данным [Goldstein, Jacobsen, 1988] для резервуара деплетированной мантии с  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.513151$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ . При расчете модельных возрастов по двухстадийной модели [Liew, Hofmann, 1988] среднекоровое значение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношения принято равным 0.12 [Taylor, McLennan, 1985].

Rb-Sr изотопные исследования проведены по валовым пробам в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия) на масс-спектрометре MI-1201 T. Погрешность определения отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  не превышает 1 %. Средние значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в стандартах составило: VНИИМ ( $0.70800 \pm 7$ ,  $N = 30$ ) и ISG-1 ( $0.71732 \pm 10$ ,  $N = 30$ ).

Изотопный состав Hf в цирконе определялся с помощью лазерного пробоотборника Photon Machines Eximer 193 нм на мультиколлекторном масс-спектрометре Nu Plasma в Аналитическом центре GEMOC Университета Макуори (Сидней, Австралия). Измерения проводились в гелиевой атмосфере, диаметр пучка лазера 40—65 мкм, частота 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 8.44 мДж/пульс. Процедура коррекции и используемые значения описаны в работах [Griffin et al., 2004; Pearson et al., 2008; Belousova et al., 2009]. Для контроля воспроизводимости результатов и стабильности работы прибора применяли стандартные образцы цирконов TEMORA-II и Mud Tank. Расчет значений  $\epsilon_{\text{Hf}}$  проводился с помощью константы распада  $^{176}\text{Lu}$  из работы [Scherer et al., 2001]. Для расчета модельного возраста  $T(\text{DM})$  (относительно линии эволюции деплетированной мантии) использовали следующие изотопные отношения:  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.279718$  на 4.56 млрд лет и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ . Современное отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  составляло 0.28325, что близко к среднему значению для базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ) [Griffin et al., 2000, 2004]. Модельные возрасты  $T(\text{DM})$  являются минимальными значениями возраста источника магмы, из которой кристаллизовался циркон. Вследствие этого, для каждого образца циркона также рассчитывали модельные возрасты  $T(\text{DM})^{\text{crystal}}$ , при этом предполагалось, что магма выплавлялась из средней континентальной коры с изотопным отношением  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ , которая, в свою очередь, также выплавлялась из деплетированной мантии [Griffin et al., 2000].

## ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ

Для петрохимической и геохимической характеристик плагиогранитоидных ассоциаций Тугрикского, Удзур-Хунгинского, Хатан-Хунгинского, Мандалт, Баясгалантского и Дутулинского массивов южной части Озерной зоны использованы более 90 силикатных анализов и 35 анализов редких и редкоземельных элементов. В таблице 1 приведены представительные анализы изученных пород.

Плагиогранитоидные ассоциации по петрохимическим характеристикам отвечают гранитоидам известково-щелочной серии нормального ряда с низкими до умеренных содержаниями  $K_2O$  и индексом Шенда 0.80—1.27 [Руднев и др., 2019]. На основании редкоэлементного состава выделены породные ассоциации различных геохимических типов.

*Плагиогранитоиды островодужного этапа.* На этом геодинамическом этапе развития Озерной зоны формировались породы Тугрикского, Удзур-Хунгинского, Хатан-Хунгинского и Баясгалантского массивов. По содержанию микроэлементов плагиогранитоидные ассоциации этих массивов существенно отличаются друг от друга, что позволяет разделить их на два типа. К первому типу относятся породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации Тугрикского, Удзур-Хунгинского и плагиогранитной ассоциации Хатан-Хунгинского массивов. Они характеризуются умеренными содержаниями Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Th и U (см. табл. 1, рис. 2), низкими суммарными содержаниями редкоземельных элементов (15.1—63.5 г/т), преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ( $(La/Yb)_N = 3—11$  до 35), высокими значениями отношений Sr/Y ( $> 70$ ), низкими концентрациями Y (1.6—12.2 г/т), а также присутствием положительных и отрицательных аномалий по Eu ( $(Eu/Eu^*)_N = 0.8—1.7$ ), минимумов по Nb, Ta, Ti и максимумов по Sr на мультиэлементных спектрах (рис. 3). Содержания редкоземельных и редких элементов, их индикаторные отношения, а также положение точек состава на диаграмме  $Al_2O_3—Yb$  (см. рис. 2) позволяет сопоставлять породы этих массивов с высокоглиноземистыми тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) комплексами [Arth, 1983]. На бинарных диаграммах  $SiO_2—MgO$ ,  $(CaO + Na_2O)—Sr$ ,  $Y—Sr/Y$  и  $TiO_2—Cr/Ni$ , согласно классификации [Martin et al., 2005; Castillo, 2006], породы исследуемых ассоциаций располагаются в поле высококремнистых адакитов. В Озерной зоне плагиогранитоиды с такими геохимическими характеристиками отмечаются также в составе Западно-Баян-Хаирханского массива [Ярмолюк и др., 2011], Бумбат-Хаирханского и Харанурского плутонов (см. рис. 2) [Руднев и др., 2009, 2012, 2016].

Ко второму типу относятся островодужные плагиогранитоидные ассоциации Баясгалантского массива (тоналит-плагиогранитная и плагиогранитная, 524—523 млн лет [Руднев и др., 2019]). В отличие от породных ассоциаций первого типа, для них отмечаются более низкие содержания  $Al_2O_3$  и Sr, повышенные Y, Yb, Nb, Hf, Zr, и на бинарных диаграммах (см. табл. 1, рис. 2) они образуют самостоятельные поля. Эти породы характеризуются умеренным содержанием редкоземельных элементов ( $\Sigma PZЭ = 48—66$  г/т), низкими значениями отношений  $(La/Yb)_N$  (1.7—3.1), главным образом за счет повышенных концентраций тяжелых лантаноидов (см. рис. 3), а также низкими значениями Sr/Y отношений (5—11), отсутствием максимумов по Sr и наличием минимумов по Nb, Ta и Ti. По содержанию  $Al_2O_3$ , редких и редкоземельных элементов и их индикаторным отношениям, а также положению точек состава на диаграмме  $Al_2O_3—Yb$  (см. рис. 2) породы Баясгалантского массива сопоставляются с низкоглиноземистыми плагиогранитоидами. В Озерной зоне плагиогранитоидные ассоциации близкого возраста и аналогичного состава также отмечаются в составе Шаратологойского и Харанурского плутонов и в массиве Дарви [Руднев и др., 2009, 2016].

*Плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа.* На этом геодинамическом этапе развития южной части Озерной зоны формировались плагиогранитоиды в составе Тугрикского, Дутулинского и Мандалт массивов. Мусковит-биотитовые и биотитовые плагиограниты Тугрикского (поздний ритм, ~ 504 млн лет) и Дутулинского (~ 481 млн лет) массивов по петрохимическому составу, содержанию редких и редких элементов и индикаторным отношениям практически не отличаются от плагиогранитоидов Хатан-Хунгинского массива островодужного этапа и также относятся к плагиогранитам высокоглиноземистого типа (см. рис. 2). На бинарных диаграммах  $SiO_2—MgO$ ,  $(CaO + Na_2O)—Sr$ ,  $Y—Sr/Y$  и  $TiO_2—Cr/Ni$  точки их состава попадают в поле высококремнистых адакитов. В Озерной зоне высокоглиноземистые плагиограниты близкого редкоэлементного состава (см. рис. 3) также описаны в составе Бумбат-Хаирханского и Харанурского плутонов (см. рис. 1) [Руднев и др., 2009, 2012, 2016].

Кварцевые диориты и тоналиты массива Мандалт (~ 495 млн лет), в отличие от всех вышеописанных плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны, обнаруживают повышенные концентрации MgO,  $P_2O_5$ , Rb, Nb, Ta, Th, U, Zr, Hf, V, Cr, Co, Ni (см. табл. 1) и на диаграммах  $SiO_2—Rb$ ,  $Y—Nb$  и  $Y/Nb—Yb/Ta$  (см. рис. 2) образуют самостоятельное поле состава. По содержанию редких и редкоземельных элементов породы этого массива также сопоставляются с высокоглиноземистыми ТТГ комплексами.

Таблица 1. Содержание петрогенных и редких компонентов в представительных образцах плагиигранитоидных массивов южной части Озерной зоны Западной Монголии

Компонент	Тугрикский массив Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация (ранний ритм)								Тугрикский массив Плагиигранитная ассоциация (поздний ритм)			
	PM-31-11	PM-30-11	PM-26-11	PM-24-11	PM-20-11	PM-19-13	PM-20-13	PM-7-13	PM-37-11	PM-24-13	PM-40-11	PM-38-11
SiO <sub>2</sub> , мас. %	57.77	60.45	62.31	63.25	63.81	64.28	67.82	71.15	71.21	71.56	71.88	72.58
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.44	0.40	0.44	0.43	0.43	0.20	0.27	0.03	0.02	0.03	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.10	19.20	18.35	18.70	17.80	17.22	17.80	15.04	16.70	15.33	16.05	15.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	6.28	5.39	4.93	4.22	4.40	4.71	2.40	2.63	2.34	2.55	1.75	2.15
MnO	0.10	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.03	0.07	0.06	0.06	0.03	0.06
MgO	2.86	2.14	1.74	1.49	2.02	1.75	0.62	0.86	0.45	0.49	0.49	0.45
CaO	6.53	5.65	5.13	5.04	5.20	5.06	4.53	2.66	1.70	2.37	1.74	1.30
Na <sub>2</sub> O	4.71	4.77	4.98	5.28	4.43	4.65	5.04	4.54	5.47	5.19	5.99	5.37
K <sub>2</sub> O	1.15	1.05	1.05	0.74	1.42	1.26	1.06	1.87	1.42	1.28	0.73	1.36
LOI	1.21	0.89	0.69	0.82	0.86	0.57	0.95	0.53	0.75	0.60	0.95	0.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.21	0.20	0.17	0.14	0.19	0.12	0.09	0.05	0.05	0.03	0.04
Сумма	100.37	100.27	99.86	100.22	100.60	100.20	100.58	99.70	100.18	99.50	99.67	100.10
Rb, г/т	15	14	13	12	19	13	9	25	14	9	8	15
Sr	890	912	895	949	823	791	823	587	690	668	901	652
Ba	389	396	415	348	388	441	372	512	696	583	321	570
Y	12.22	11.37	11.03	7.68	10.50	9.19	3.59	7.02	4.22	4.55	5.50	8.64
Zr	65	114	108	88	79	97	73	64	73	56	66	64
Hf	1.65	2.58	2.62	1.96	2.09	2.70	2.01	1.97	1.75	1.58	1.60	1.53
Nb	1.91	1.87	1.99	1.40	1.99	1.97	1.01	3.33	1.59	1.45	1.72	1.66
Ta	0.09	0.10	0.11	0.08	0.13	0.11	0.09	0.29	0.11	0.11	0.11	0.11
Th	0.86	1.29	1.09	0.53	2.37	1.81	1.42	2.19	0.46	0.48	0.53	0.40
U	0.30	0.40	0.46	0.23	0.72	0.73	0.60	0.65	0.17	0.14	0.13	0.23
V	122	102	87	83	87	97	41	32	19	20	17	16
Cr	30	36	22	54	29	31	50	27	46	22	23	38
Co	19	16	13	11	13	11	5	5	3	2	3	3
Ni	23	16	14	18	15	11	6	7	11	3	11	12
La	9.82	11.71	10.20	6.65	8.95	11.44	6.89	7.88	7.06	5.90	6.49	5.74
Ce	21.74	24.78	23.90	15.38	19.81	26.10	13.97	19.18	14.55	12.07	13.47	11.82
Pr	3.00	3.28	3.32	2.16	2.67	3.32	1.65	2.54	1.81	1.39	1.59	1.40
Nd	11.98	13.13	13.64	8.93	10.95	12.84	6.34	9.25	6.40	4.96	5.78	5.23
Sm	2.44	2.84	2.81	1.95	2.37	2.56	1.14	1.89	1.16	0.95	1.05	1.06
Eu	0.76	0.83	0.86	0.69	0.72	0.83	0.52	0.47	0.28	0.29	0.28	0.29
Gd	2.30	2.32	2.28	1.56	1.99	2.20	0.89	1.53	0.92	0.81	0.86	1.19
Tb	0.33	0.30	0.33	0.24	0.30	0.29	0.13	0.19	0.12	0.12	0.14	0.18
Dy	1.92	1.80	1.75	1.17	1.65	1.52	0.59	1.08	0.63	0.67	0.71	1.08
Ho	0.39	0.36	0.33	0.24	0.30	0.32	0.12	0.22	0.12	0.13	0.15	0.23
Er	1.08	0.93	0.95	0.72	0.90	0.88	0.37	0.62	0.33	0.43	0.45	0.66
Tm	0.16	0.14	0.14	0.10	0.15	0.14	0.06	0.11	0.06	0.08	0.08	0.11
Yb	0.96	0.90	0.87	0.63	0.96	0.99	0.40	0.72	0.36	0.50	0.56	0.69
Lu	0.15	0.13	0.13	0.10	0.15	0.15	0.07	0.11	0.06	0.08	0.09	0.11
ΣREE	57.04	63.46	61.51	40.53	51.88	62.58	33.14	45.79	33.86	28.38	31.69	29.80
(La/Yb) <sub>N</sub>	6.9	8.8	7.9	7.1	6.3	7.8	11.6	7.4	13.1	8.0	7.8	5.6
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	1.0	1.0	1.0	1.2	1.0	1.0	1.5	0.8	0.8	1.0	0.9	0.8
Sr/Y	73	80	81	124	78	86	229	84	164	147	164	75

Удзур-Хунгинский массив Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация				Хатан-Хунгинский массив Плагиигранитная ассоциация			Массив Мандалт Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация			
PM-18-11	PM-16-11	PM-19-15	PM-19/1-11	PM-37-13	PM-36-13	PM-34-13	PM-26-14	PM-25-14	PM-21-14	PM-23-14
57.53	60.21	62.58	74.88	71.82	72.40	73.70	58.05	59.29	64.68	67.20
0.50	0.55	0.42	0.08	0.13	0.10	0.10	0.66	0.57	0.31	0.41
19.25	18.60	17.27	14.20	15.87	15.47	15.32	17.42	17.13	17.40	16.14
6.47	6.00	5.62	2.14	1.93	1.89	1.69	5.81	5.57	4.41	2.92
0.13	0.10	0.10	0.02	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08	0.05	0.03
3.28	2.64	2.27	0.23	0.37	0.31	0.37	3.48	3.80	1.46	1.60
7.10	6.31	5.43	3.09	2.42	2.19	1.81	5.94	5.72	3.66	3.87
4.16	4.32	4.17	4.21	5.37	5.51	5.59	4.72	4.72	5.02	4.69
0.83	0.90	0.89	0.37	1.22	0.96	1.03	1.28	0.97	1.49	0.86
1.25	0.80	1.07	0.41	0.92	0.59	0.87	2.15	1.27	1.04	1.50
0.16	0.16	0.13	0.02	0.06	0.07	0.05	0.22	0.20	0.11	0.13
100.66	100.59	99.96	99.65	100.16	99.55	100.61	99.81	99.30	99.63	99.34
9	10	9	4	14	10	11	28	22	32	22
809	781	720	597	592	540	521	805	781	727	739
363	373	500	285	746	649	883	440	335	468	360
10.50	9.05	8.26	1.59	2.91	5.37	4.12	13.42	11.08	2.86	2.91
29	60	56	43	59	51	51	111	68	75	106
0.87	1.39	1.53	1.28	1.64	1.49	1.48	2.76	1.92	2.01	2.33
0.83	0.92	0.96	0.29	1.45	1.12	1.01	3.44	2.79	2.43	2.85
0.05	0.06	0.05	0.04	0.08	0.06	0.06	0.24	0.21	0.27	0.18
0.46	0.26	0.63	1.96	0.39	0.23	0.14	3.11	2.80	2.83	4.85
0.26	0.23	0.21	0.30	0.11	0.11	0.09	1.11	0.60	0.84	0.60
162	143	115	21	13	8	7	109	93	50	45
42	48	37	95	44	60	24	110	126	135	51
22	19	13	4	2	2	2	16	16	8	10
22	18	15	30	11	8	9	56	69	30	41
4.74	4.35	4.77	7.50	3.29	2.52	2.43	15.52	12.40	9.10	11.62
10.62	9.97	10.63	14.92	7.03	5.75	5.54	33.10	27.18	16.23	18.53
1.51	1.49	1.55	1.40	0.85	0.78	0.73	3.85	3.20	1.50	1.50
6.99	6.36	6.11	4.60	3.60	3.41	3.00	15.80	13.30	5.40	4.90
1.75	1.53	1.22	0.60	0.68	0.69	0.66	3.52	2.84	0.95	0.86
0.73	0.62	0.52	0.29	0.19	0.16	0.20	1.09	1.03	0.58	0.45
1.81	1.57	1.45	0.41	0.56	0.71	0.64	2.89	2.57	0.74	0.56
0.30	0.24	0.23	0.05	0.08	0.12	0.10	0.46	0.35	0.10	0.08
1.65	1.36	1.36	0.18	0.43	0.75	0.58	2.37	1.96	0.46	0.38
0.33	0.27	0.28	0.04	0.09	0.18	0.13	0.48	0.40	0.09	0.08
0.90	0.77	0.85	0.12	0.29	0.54	0.40	1.24	1.05	0.27	0.23
0.14	0.12	0.13	0.03	0.05	0.08	0.08	0.19	0.16	0.04	0.03
0.93	0.71	0.89	0.18	0.36	0.55	0.53	1.13	0.99	0.27	0.22
0.14	0.11	0.13	0.03	0.06	0.08	0.08	0.17	0.15	0.04	0.03
32.54	29.47	30.11	30.38	17.56	16.32	15.11	81.80	67.58	35.78	39.46
3.4	4.1	3.6	28	6.2	3.1	3.1	9.3	8.4	22.8	35.6
1.2	1.2	1.2	1.7	0.9	0.7	0.9	1.0	1.1	2.0	1.9
77	86	87	375	203	101	126	60	71	255	254

Компонент	Баясгалантский массив								Дутулинский массив				
	Тоналит-плагиигранитная ассоциация (ранний ритм)					Плагиигранитная ассоциация (поздний ритм)			Плагиигранитная ассоциация				
	PM-38- 14	PM- 35-14	PM- 30/2-14	PM-30- 14	PM-31- 14	PM-28- 14	PM-29- 14	PM-33- 14	PM-10- 11	PM-13- 11	PM-4- 11	PM-63- 08	PM-62- 08
SiO <sub>2</sub> , мас. %	66.31	67.95	70.14	72.17	73.05	71.50	72.33	72.54	68.60	71.36	71.78	71.27	71.27
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.44	0.34	0.33	0.31	0.30	0.29	0.23	0.21	0.18	0.16	0.03	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.06	14.80	14.29	13.43	13.57	13.76	13.78	13.50	18.10	16.25	16.20	15.45	15.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	5.30	4.94	3.93	3.99	3.35	3.45	3.39	2.97	2.24	2.29	1.77	2.35	2.19
MnO	0.11	0.11	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.08	0.03	0.05	0.03	0.05	0.05
MgO	1.58	1.56	1.17	0.79	0.75	0.84	0.76	0.64	0.52	0.38	0.34	0.50	0.50
CaO	4.01	3.89	3.01	2.64	2.42	2.52	2.39	2.60	3.73	1.94	3.00	3.75	3.56
Na <sub>2</sub> O	4.11	3.85	4.40	4.16	4.24	4.15	4.07	4.29	5.33	5.15	5.02	5.03	5.34
K <sub>2</sub> O	1.04	1.20	1.35	1.60	1.64	1.76	1.81	1.44	0.62	1.33	1.11	0.49	0.48
LOI	1.02	0.81	1.32	0.72	0.78	0.66	0.75	0.76	0.77	1.25	0.75	0.88	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.04	0.03
Сумма	99.11	99.64	100.09	99.98	100.27	99.09	99.71	99.09	100.21	100.23	100.23	99.84	99.97
Rb, г/г	15	22	24	28	23	28	30	25	7	20	15	9	6
Sr	255	224	215	151	174	217	232	235	672	416	481	563	462
Ba	337	372	385	454	482	717	762	613	274	575	487	422	409
Y	22.72	22.18	22.96	28.80	30.78	27.86	27.65	27.88	5.38	6.61	6.27	9.34	5.97
Zr	139	160	144	168	151	141	148	119	92	90	77	99	394
Hf	3.23	3.59	3.55	4.17	3.84	3.36	3.51	3.04	2.07	2.28	1.93	2.26	9.26
Nb	3.10	2.93	3.01	3.26	3.31	3.83	3.41	2.94	1.15	1.52	1.52	1.19	1.46
Ta	0.21	0.21	0.24	0.24	0.24	0.24	0.18	0.24	0.07	0.11	0.09	0.08	0.11
Th	1.82	2.12	2.60	2.62	2.66	2.69	2.85	2.13	0.36	0.48	1.03	0.66	0.63
U	0.63	0.69	1.05	0.95	1.11	0.99	1.02	1.15	0.18	0.21	0.21	0.21	0.83
V	62	64	41	26	26	24	23	21	17	13	13	13	10
Cr	47	30	43	88	41	44	55	56	7	57	8	15	16
Co	10	10	7	5	5	5	5	4	3	3	2	3	—
Ni	18	12	11	11	8	8	13	15	21	30	18	21	—
La	7.47	8.41	10.04	10.42	10.22	10.18	9.05	6.29	2.91	3.41	4.98	3.95	3.49
Ce	17.31	19.03	21.76	24.10	23.40	23.19	20.61	14.747	5.93	7.28	9.80	8.72	7.64
Pr	2.05	2.20	2.50	2.88	2.86	2.88	2.46	1.92	0.75	0.91	1.22	1.17	0.88
Nd	8.80	9.20	9.90	12.08	12.07	12.33	10.54	8.77	3.03	3.68	4.97	4.36	3.92
Sm	2.50	2.42	2.42	3.15	3.29	3.25	2.73	2.45	0.63	0.88	0.85	1.05	0.85
Eu	0.84	0.79	0.72	0.80	0.78	0.61	0.53	0.61	0.21	0.15	0.19	0.30	0.24
Gd	2.40	2.38	2.22	2.80	2.89	2.92	2.51	2.47	0.59	0.80	0.75	0.89	0.63
Tb	0.42	0.42	0.42	0.55	0.58	0.56	0.54	0.53	0.09	0.11	0.13	0.15	0.11
Dy	2.91	2.79	2.89	3.71	3.90	3.57	3.56	3.59	0.57	0.71	0.73	0.84	0.75
Ho	0.64	0.64	0.63	0.80	0.87	0.73	0.78	0.78	0.14	0.16	0.15	0.16	0.16
Er	1.93	1.92	1.97	2.47	2.68	2.25	2.38	2.40	0.41	0.49	0.44	0.50	0.48
Tm	0.32	0.31	0.33	0.42	0.43	0.38	0.38	0.38	0.06	0.08	0.08	0.08	0.09
Yb	2.07	2.07	2.20	2.80	2.97	2.68	2.51	2.50	0.43	0.52	0.52	0.50	0.70
Lu	0.32	0.32	0.35	0.43	0.44	0.41	0.38	0.39	0.06	0.08	0.08	0.08	0.15
ΣREE	49.98	52.88	58.35	67.41	67.37	65.96	58.96	47.82	15.81	19.26	24.88	22.75	20.10
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.4	2.7	3.1	2.5	2.3	2.6	2.4	1.7	4.6	4.5	6.5	5.3	3.4
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	1.0	1.0	0.9	0.8	0.8	0.6	0.6	0.8	1.1	0.6	0.7	0.9	1.0
Sr/Y	11	10	9	5	6	8	8	8	129	63	77	60	116

Примечание. Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск) с использованием установки СРМ-25 (аналитики Н.Г. Карманова, А.Н. Торьяник). Содержания редких и редкоземельных элементов выполнены методом ICP-MS на установке Finnigan Element в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по методике [Николаева и др., 2008]. Погрешности определения содержаний редких и редкоземельных элементов составили менее 10 %.



## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

### Sm-Nd и Rb-Sr изотопная характеристика пород

Результаты исследования свидетельствуют о различных Sr-Nd изотопных характеристиках плагиогранитоидов (табл. 2, рис. 4).

Высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации раннего и позднего ритма Тугрикского, Удзур-Хунгинского, Хатан-Хунгинского и Дутулинского массивов в целом характеризуются высокими положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ , варьирующими в диапазоне от 8.5 до 6.1, Nd-модельными возрастными ( $T_{Nd}(DM) = 0.74—0.58$  млрд лет) и низкими значениями отношений изотопов стронция ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034—0.7037$ ). На диаграмме  $\epsilon_{Nd}$ —возраст (см. рис. 4), точки их изотопного состава попадают в поле островодужных комплексов (вулканиты и гранитоиды) Озерной зоны [Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2009; Ковач и др., 2011; Kröner et al., 2014].

Низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации в составе Баясгалантского массива (тоналит-плагиогранитная и плагиогранитная) по своим изотопным характеристикам отличаются от высокоглиноземистых более низкими значениями  $\epsilon_{Nd}$  (6.8—4.6), хотя и отчасти перекрываются.

Высокоглиноземистые плагиогранитоиды массива Мандалт отличаются от всех вышеописанных плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны. Они характеризуются низкими значениями  $\epsilon_{Nd}$  (0.2—1.4), более древними Nd модельными возрастными ( $T_{Nd}(DM) = 1.23—1.12$  млрд лет) и высокими отношениями изотопов стронция ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70527$ ). На рисунке 4 точки их составов располагаются между областью Nd изотопного состава островодужных вулканитов Озерной зоны и раннедокембрийских пород Дзабханского микроконтинента.

### Hf изотопная систематика магматического циркона

Аналитические исследования, проведенные по магматическим цирконам (табл. 3, рис. 5, 6) из островодужных плагиогранитоидных ассоциаций Тугрикского (пр. РМ-26-11), Хатан-Хунгинского (пр. РМ-34-13) и Баясгалантского (пр. РМ-31-14 и РМ-28-14) массивов, показали, что они характеризуются узким диапазоном значений  $\epsilon_{Hf}$  (14.6—11.9) и модельными возрастными  $T_{DM}^{крст.} = 0.7—0.5$  млрд лет. На диаграмме  $\epsilon_{Hf}$ —возраст (см. рис. 6) они образуют компактное поле состава, расположенное вблизи линии деплетированной мантии.

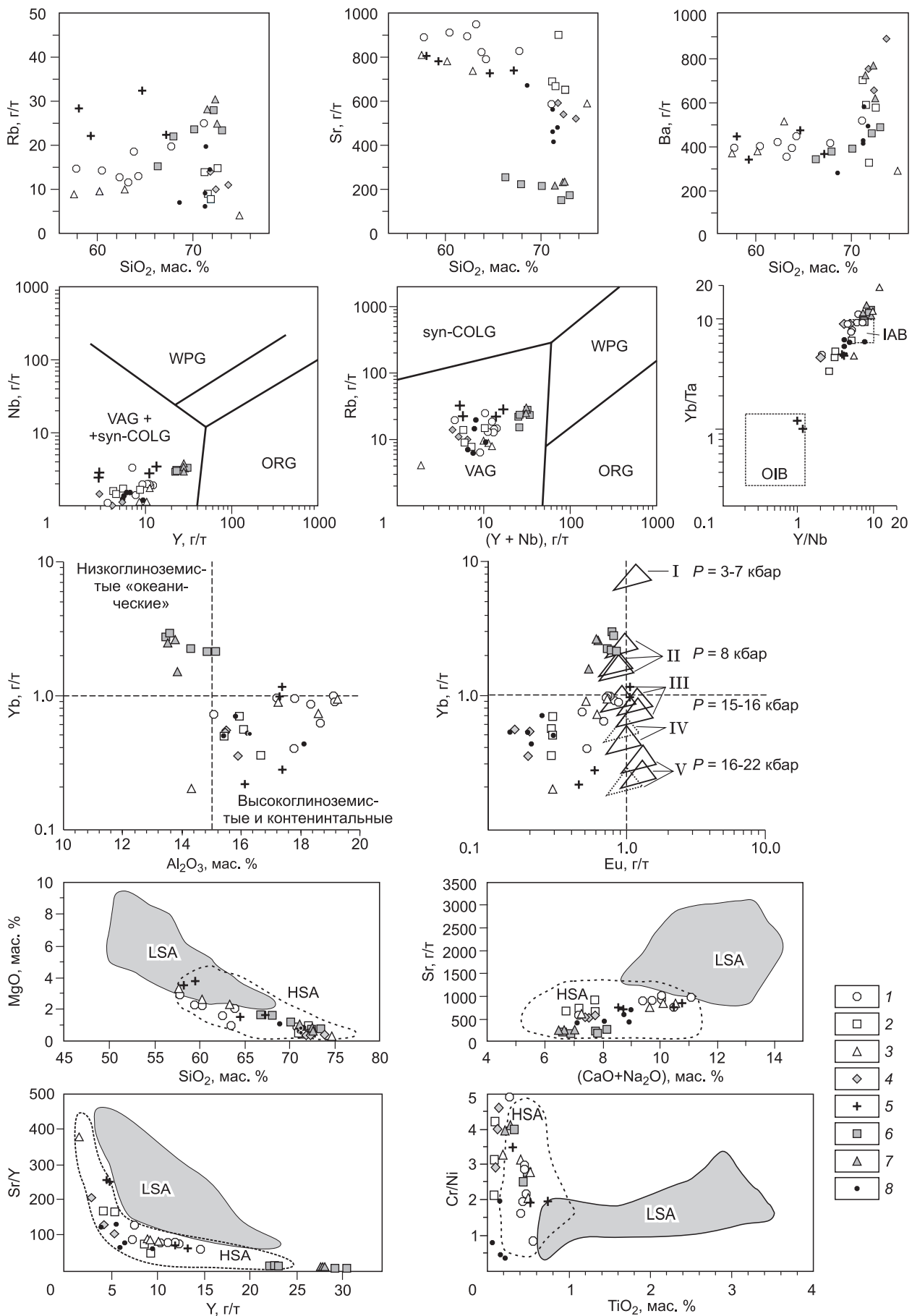
Магматические цирконы из плагиогранитоидных ассоциаций аккреционно-коллизийного этапа развития Озерной зоны имеют более широкий диапазон Hf изотопных параметров, которые позволяют выделить среди них две группы. В первую группу попадают цирконы из плагиогранитов позднего ритма Тугрикского (пр. РМ-34-13) и Дутулинского (пр. РМ-62-08) массивов, характеризующиеся высокими положительными значениями  $\epsilon_{Hf}$  от 14.2 до 9.3 и  $T(DM)^{крст.} = 0.8—0.5$  млрд лет. По этим изотопным характеристикам они практически не отличаются от цирконов из плагиогранитоидов островодужного типа. Во вторую группу попадают магматические цирконы из плагиогранитоидов массива Мандалт, с более низкими значениями  $\epsilon_{Hf}$  (7.2—5.4) и  $T(DM)^{крст.} = 1.0$  млрд лет. Как видно на диаграмме  $\epsilon_{Hf}$ —возраст (см. рис. 6), изученная популяция магматических цирконов из этого массива образует поле, обособленное от изотопного состава цирконов всех других массивов.

### Hf изотопная систематика унаследованного и ксеногенного цирконов

Унаследованные и ксеногенные цирконы из плагиогранитоидов островодужного и аккреционно-коллизийного этапов развития региона имеют широкий диапазон возрастов от 664 до 519 млн лет [Руднев и др., 2019]. Lu-Hf изотопные исследования этих цирконов указывают на значительные вариации их изотопных параметров (см. табл. 3, рис. 5, 6).

Унаследованные цирконы из островодужных плагиогранитоидов раннего и позднего ритма Баясгалантского массива (539—535 млн лет) характеризуются узким диапазоном значений  $\epsilon_{Hf}(T) = 12.8—14.7$ ,  $T(DM)^{crustal} = 0.7—0.5$  млрд лет. По этим изотопным параметрам они не отличаются от магматических цирконов, обрастающих их, а также от магматического циркона из островодужных плагиогранитоидов Тугрикского и Хатан-Хунгинского массивов (см. рис. 6), они образуют единое поле составов, близкое к деплетированной мантии. В отличие от них, унаследованные цирконы с возрастными 664 и 545 млн лет из островодужных плагиогранитов Хатан-Хунгинского массива имеют более низкие значения  $\epsilon_{Hf}$  ( $\epsilon_{Hf}(664) = 10.6$  и  $\epsilon_{Hf}(545) = 6.7$ ) в сравнении с обрастаниями магматических цирконов ( $\epsilon_{Hf}(T) = 14.0—12.8$ ).

Для унаследованных цирконов из плагиогранитоидов аккреционно-коллизийного этапа развития региона установлен более широкий диапазон значений  $\epsilon_{Hf}(T)$ , и по изотопным параметрам их можно разделить на две группы. В первую группу попадают цирконы с возрастом 540—524 млн лет из плагиогранитов позднего ритма Тугрикского и Дутулинского массивов. Они характеризуются узким диапазоном



## Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для раннепалеозойских гранитоидов южной части Озерной зоны.

1, 2 — Тугрикский массив (1 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, ранний ритм, 531 млн лет; 2 — плагиогранитная ассоциация, поздний ритм, 504 млн лет); 3 — Удзур-Хунгинский массив (диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, 517 млн лет); 4 — Хатан-Хунгинский массив (плагиогранитная ассоциация, 521 млн лет); 5 — массив Мандалт (диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, 495 млн лет); 6, 7 — Баясгалантский массив (6 — тоналит-плагиогранитная ассоциация, ранний ритм, 524 млн лет, 7 — плагиогранитная ассоциация, поздний ритм, 522 млн лет); 8 — Дутулинский массив (плагиогранитная ассоциация, 481 млн лет). Анализы пород см. табл. 1.

Диаграммы  $\text{SiO}_2\text{—Rb}$ ,  $\text{SiO}_2\text{—Sr}$  и  $\text{SiO}_2\text{—Ba}$ ,  $\text{Y—Nb}$ ,  $(\text{Y+Nb})\text{—Rb}$ , по [Pearce et al., 1984], где WPG — внутриплитные граниты, ORG — граниты океанических хребтов, sup-COLG — синколлизионные граниты, VAG — граниты вулканических дуг;  $\text{Y/Nb—Yb/Ta}$ , по [Eby, 1990], где IAB — базальты островных дуг, OIB — базальты океанических островов; диаграммы:  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Yb}$ , по [Arth, 1979],  $\text{Eu—Yb}$ , по [Туркина, 2000],  $\text{SiO}_2\text{—MgO}$ ,  $\text{Sr—(CaO + Na}_2\text{O)}$ ,  $\text{Sr/Y—Y}$  и  $\text{Cr/Ni—TiO}_2$ , по [Martin et al., 2005; Castillo, 2006], демонстрируют принадлежность исследуемых раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций к высоко- и низкоглиноземистым ТТГ-комплексам. На диаграмме  $\text{Eu—Yb}$  треугольниками показаны области содержания элементов в расплавах, образующихся при дегидратационном (сплошные линии) и водном (пунктирные линии) плавлении источников TH1, TH2 и MORB [Rapp et al., 1991; Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995] в равновесии с пятью типами респитов, по [Туркина, 2000]. I — Pl + Cpx + Opx, II — Hbl + Pl ± Cpx ± Opx, III, IV — Hbl + Cpx + Pl ± Grt, V — Cpx + Grt ± Hbl. Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Opx — ортопироксен, Hbl — амфибол, Grt — гранат; LSA — низкокремнистые адакиты, HSA — высококремнистые адакиты.

ном значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 14.0\text{—}13.8$  (см. табл. 3, рис. 6), не отличающимся от унаследованных и магматических цирконов из плагиогранитоидов островодужного этапа (Баясгалантского, Тугрикского и Хатан-Хунгинского массивов). В эту же группу можно отнести цирконы, имеющие ксеногенную природу и возраст 530—519 млн лет. Они присутствуют в массиве Мандалт и, как отмечалось ранее [Руднев и др., 2019], представляют собой цирконы, заимствованные из вмещающих пород на уровне становления массива. Тем не менее по изотопным параметрам ( $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 13.9\text{—}13.5$ ) они не отличаются от вышеописанных унаследованных цирконов этой же группы.

Во вторую группу попадают унаследованные цирконы с возрастом 563 млн лет, наблюдаемые также в составе плагиогранитов позднего ритма Тугрикского массива. В отличие от всех унаследованных цирконов первой группы они характеризуются низкими значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 2.9$  и более древним модельным возрастом ( $T(\text{DM})^{\text{crustal}} = 1.3$  млрд лет) (см. рис. 6).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

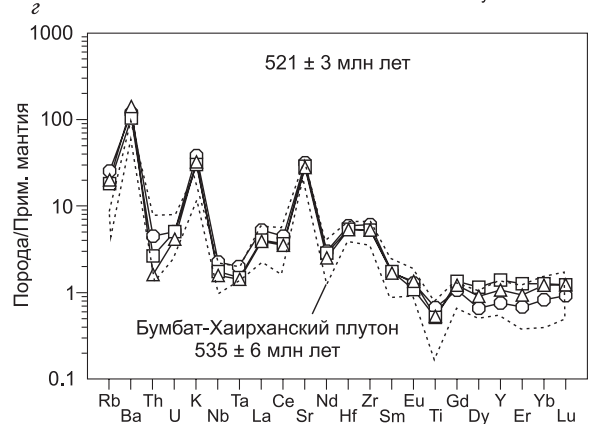
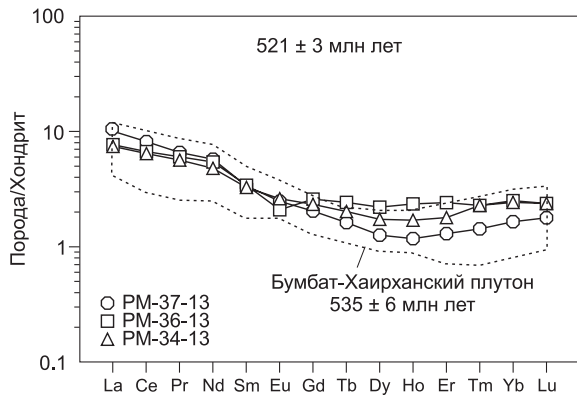
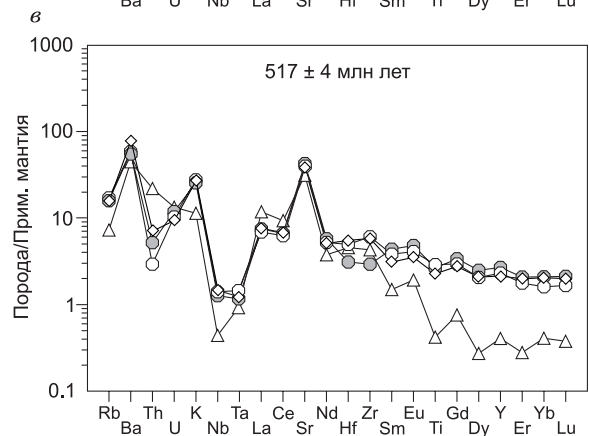
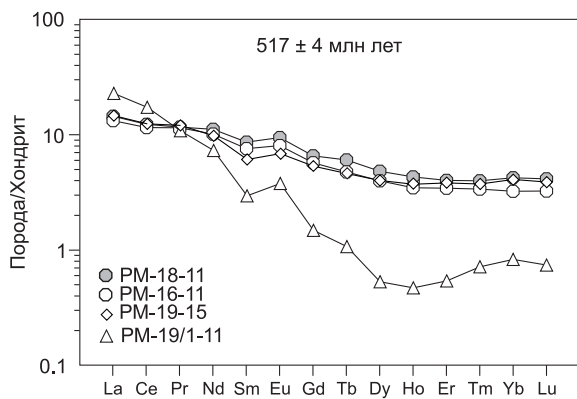
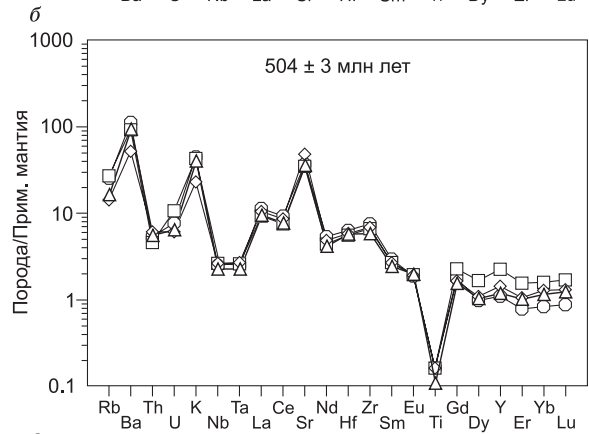
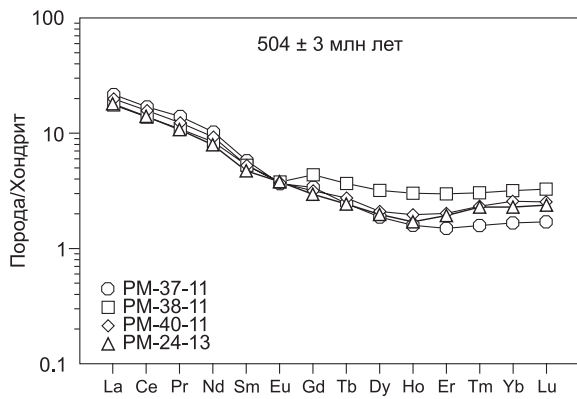
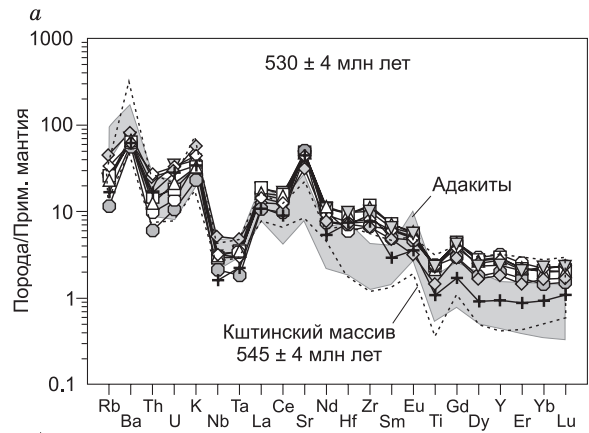
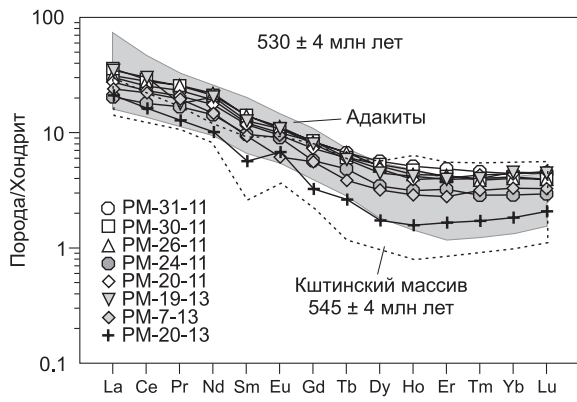
### Редкоэлементный состав плагиогранитоидов и условия формирования исходных расплавов

Результаты изучения петрохимического состава раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны Монголии показали, что они относятся к гранитоидам известково-щелочной тоналит-трондьемитовой серии [Руднев и др., 2019]. В соответствии с вещественными характеристиками, эти породы разделяются на низко- и высокоглиноземистые типы.

На *островодужном этапе* развития южной части Озерной зоны (531—517 млн лет) происходило формирование плагиогранитоидов высоко- и низкоглиноземистого типов. К доминирующим плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа относятся породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации раннего ритма в составе Тугрикского (531±4 млн лет) и Удзур-Хунгинского (517±4 млн лет) массивов, а также породы плагиогранитной ассоциации Хатан-Хунгинского массива (521±3 млн лет). По геохимическим характеристикам, индикаторным отношениям, типу распределения редких и редкоземельных элементов они обнаруживают сходство с составами высококремнистых адакитов (см. рис. 2, 3). Сходство этих породных ассоциаций с адакитами позволяет сделать вывод, что формирование исходных расплавов могло быть связано с плавлением метавулканитов N-MORB типа при погружении в зону субдукции океанической плиты при  $P \geq 10\text{—}12$  кбар и равновесии с Hbr + Cpx + Pl ± Gar респитом.

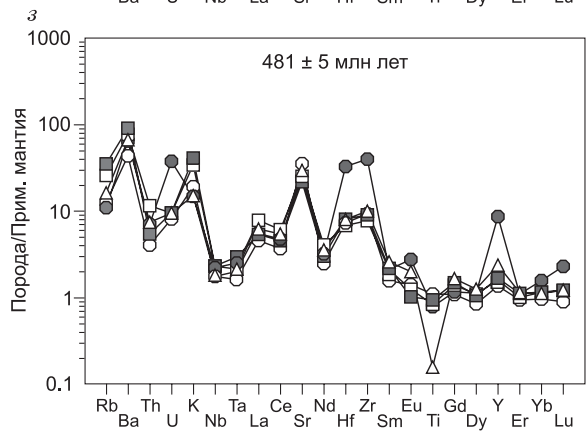
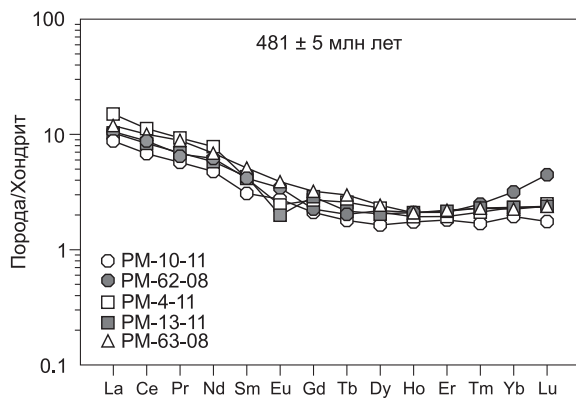
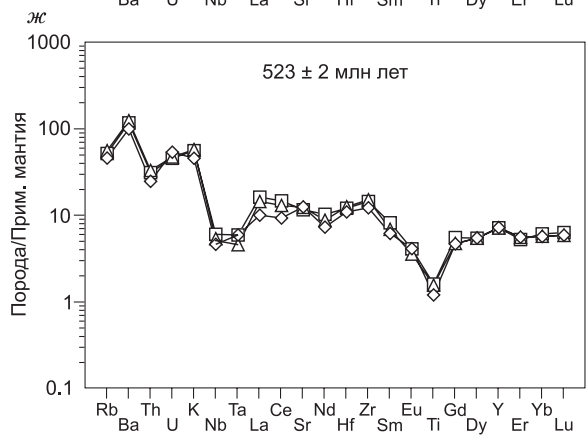
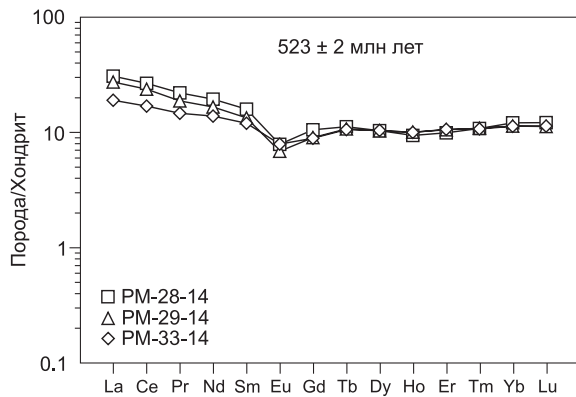
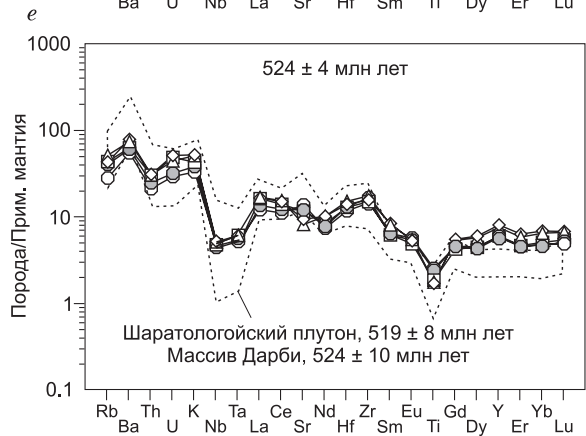
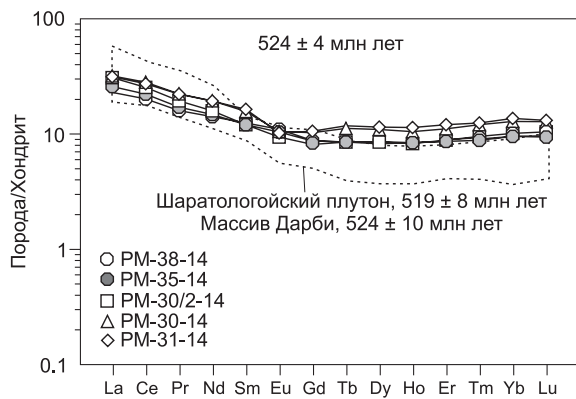
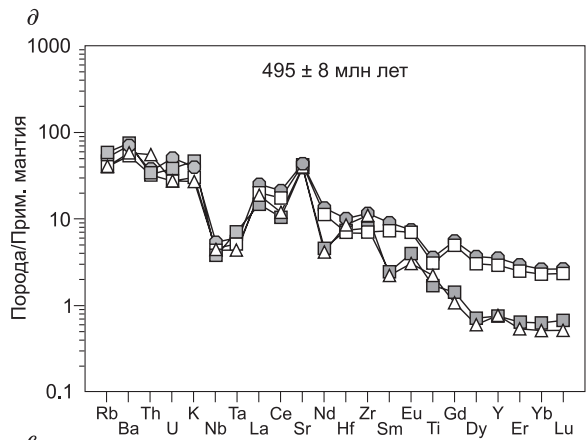
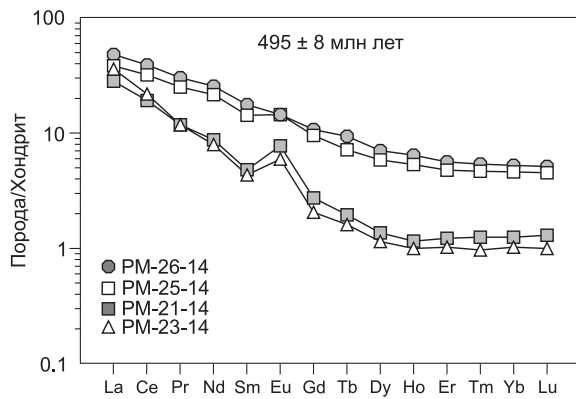
Островодужные плагиогранитоидные ассоциации низкоглиноземистого типа в южной части Озерной зоны наблюдаются только в составе Баясгалантского массива. Учитывая возраст (524—522 млн лет) и геодинамическую обстановку формирования пород массива, а также их редкоэлементный состав, можно предположить, что их формирование было связано с частичным плавлением метавулканитов MORB типа в основании островодужной системы при  $P \leq 8$  кбар в равновесии с Hbr + Pl ± Cpx ± Opx респитом (см. рис 2).

На *аккреционно-коллизионном этапе* развития южной части Озерной зоны (504—481 млн лет) формировались только плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа. К ним относятся породы Тугрикского массива (504 ± 3 млн лет), Дутулинского массива (481 ± 3 млн лет) и массива Мандалт (495 ± 8 млн лет). По редкоэлементному составу, индикаторным отношениям и положению точек их



**Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для раннепалеозойских**

*a, б* — Тугрикский массив: *a* — ранний ритм, *б* — поздний ритм; *в* — Уздур-Хунгинский массив; *г* — Хатан-Хунгинский массив; шенное серым цветом, отвечает составу адакитов, по [Martin et al., 2005; Castillo, 2006]. Нормирование редких элементов прове-



**плагиигранитоидов южной части Озерной зоны.**

*д* — массив Мандалт; *е, ж* — Баясгалантский массив: *е* — ранний ритм, *ж* — поздний ритм; *з* — Дутулинский массив. Поле, закрашено по хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 2. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны

№ п/п	№ пробы	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ , млн лет	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$
			г/г						г/г					
1	PM-26-11	530	2.761	13.93	0.1198	0.512753±8	+7.5	648	15.1	874	0.04984	0.70412±1	0.7037	-2.0
2	PM-38-11	504	0.911	5.33	0.1033	0.512643±7	+6.1	739	15.6	600	0.07510	0.70413±4	0.7036	-4.6
3	PM-17-11	517	1.805	7.16	0.1524	0.512911±8	+8.3	—	7.2	715	0.02913	0.70368±2	0.7035	-6.2
4	PM-34-13	521	0.531	2.79	0.1153	0.512776±9	+8.1	585	11.2	526	0.06355	0.70399±6	0.7035	-5.3
5	PM-25-14	495	3.094	14.01	0.1335	0.512443±7	+0.2	1226	22.7	800	0.08224	0.70585±3	0.7053	+19.1
6	PM-23-14	495	0.867	5.74	0.0913	0.512369±10	+1.4	1123	—	—	—	—	—	—
7	PM-31-14	524	3.502	11.69	0.1811	0.512818±8	+4.6	—	21.7	166	0.37692	0.70621±3	0.7034	-7.1
8	PM-28-14	522	3.081	11.97	0.1556	0.512851±9	+6.9	—	25.7	202	0.36885	0.70641±1	0.7037	-3.3
9	PM-62-08	481	0.791	4.00	0.1196	0.512828±11	+8.5	525	7.5	576	0.03759	0.70384±7	0.7036	-5.1

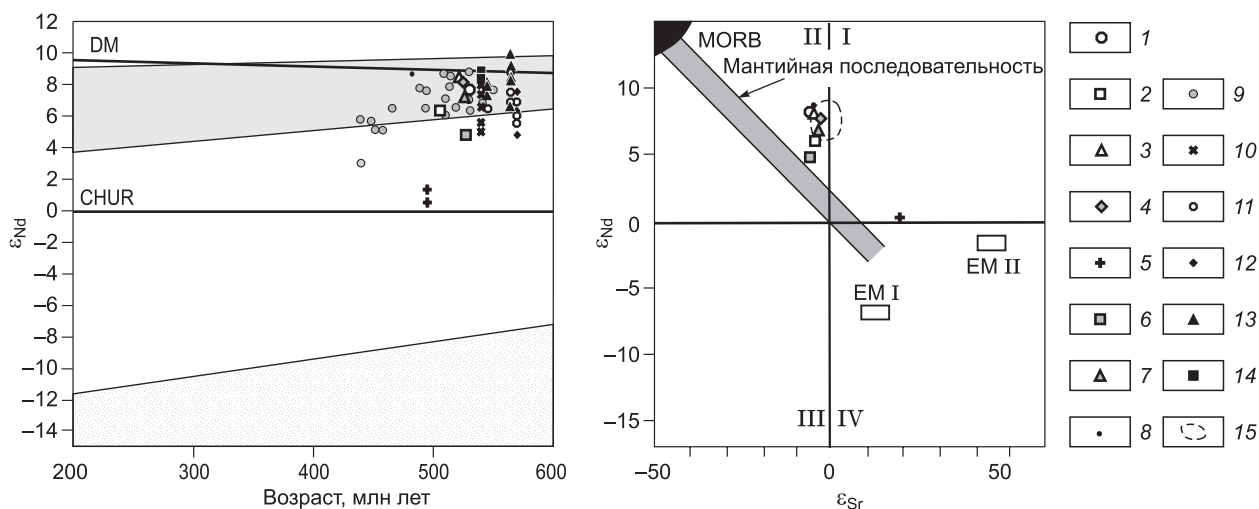
Примечание. 1, 2 — Тугрикский массив (1 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, ранний ритм; 2 — плагиогранитная ассоциация, поздний ритм); 3 — Удзур-Хунгинский массив (диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация); 4 — Хатан-Хунгинский массив (плагиогранитная ассоциация); 5—6 — массив Мандалт (диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация); 7, 8 — Баясгалантский массив (7 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, ранний ритм; 8 — плагиогранитная ассоциация, поздний ритм); 9 — Дутулинский массив (плагиогранитная ассоциация).

состава на диаграмме Yb—Eu (см. табл. 1, рис. 2) формирование расплавов происходило за счет плавления метабазитов в равновесии с Hbr + Crx + Pl ± Gar реститом при  $P \geq 10\text{--}12$  кбар, т. е., вероятно, в основании утолщенной в результате коллизии коры. Плагиогранитоиды массива Мандалт, в отличие от пород Тугрикского и Дутулинского массивов, имеют более высокое содержание MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Rb, Nb, Ta, Th, U, Hf, V, Cr, Co, Ni, что, вероятнее всего, указывает на иной состав их мафического магмообразующего источника, обогащенного некогерентными редкими элементами. Судя по положению точек на диаграмме Y/Nb—Yb/Ta (см. рис. 2), они тяготеют к области состава базальтов OIB типа, что косвенно указывает на связь их мафического источника с обогащенной мантией.

### Изотопная характеристика плагиогранитоидов и их магмообразующие источники

**Nd-Sr изотопные параметры пород.** Островодужные и аккреционно-коллизийные плагиогранитоиды южной части Озерной зоны имеют широкие вариации изотопных параметров (см. табл. 2, рис. 4), что позволяет выделить среди них две группы, вероятно, связанные с различными источниками. В первую доминирующую группу попадают высоко- и низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации со следующими изотопными параметрами:  $\epsilon_{\text{Nd}} = 8.5\text{--}4.6$ ,  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.7\text{--}0.5$  млрд лет и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7034\text{--}0.7036$ . Эти интрузивные ассоциации составляют основной объем и установлены в составе Тугрикского (ранний и поздний ритм), Удзур-Хунгинского, Хатан-Хунгинского и Дутулинского массивов, сложенных плагиогранитоидами высокоглиноземистого типа (адакитоподобные). К этой же группе относятся плагиогранитоидные ассоциации низкоглиноземистого типа в Баясгалантском массиве (ранний и поздний ритмы). Несмотря на чуть более низкие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  плагиогранитов низкоглиноземистого типа по сравнению с плагиогранитоидами высокоглиноземистого типа эти типы перекрываются между собой (см. табл. 2, рис. 4). В целом плагиогранитоидные ассоциации с такими изотопными характеристиками имеют ювенильные источники, которые могли быть представлены породами «каледонской» коры Озерной зоны и/или метабазитами субдуцирующей плиты. На это обстоятельство указывают не только сходство по составу плагиогранитоидов этой группы с адакитами и положение точек их изотопного состава на диаграммах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ —возраст в области эволюции вулканитов Озерной зоны, но и положение точек состава плагиогранитоидов на диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$  вблизи мантийной последовательности. На это же обстоятельство указывает и сходство по изотопным параметрам плагиогранитоидов этой группы с островодужными и аккреционно-коллизийными плагиогранитоидами раннепалеозойского возраста северной и центральной частей Озерной зоны ( $\epsilon_{\text{Nd}} = 9.0\text{--}6.6$ ;  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7034\text{--}0.7039$ ), для которых уже обоснована ювенильная природа мафических источников, производных деплетированного мантийного резервуара [Коваленко и др., 2004; Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2009, 2013].

Ко второй группе относятся только высокоглиноземистые плагиогранитоиды массива Мандалт с отчетливо пониженными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.4\text{--}0.2$ , более древним Nd модельным возрастом (1.2—1.1 млрд лет) и повышенным  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7053$ . Среди плагиогранитоидов раннепалеозойского возраста



**Рис. 4. Изотопные диаграммы  $\epsilon_{Nd}$ —возраст и  $\epsilon_{Nd}$ — $\epsilon_{Sr}$  для раннепалеозойских плагиигранитоидных ассоциаций Озерной зоны Западной Монголии.**

1—8 — изотопные характеристики плагиигранитоидов южной части Озерной зоны (по данным табл. 2): 1, 2 — Тугрикский массив (1 — диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, ранний ритм, 531 млн лет; 2 — плагиигранитная ассоциация, поздний ритм, 504 млн лет); 3 — Удзур-Хунгинский массив (диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, 517 млн лет); 4 — Хатан-Хунгинский массив (плагиигранитная ассоциация, 521 млн лет); 5 — массив Мандалг (диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, 495 млн лет); 6, 7 — Баясгалантский массив (6 — тоналит-плагиигранитная ассоциация, ранний ритм, 524 млн лет, 7 — плагиигранитная ассоциация, поздний ритм, 522 млн лет); 8 — Дутулинский массив (плагиигранитная ассоциация, 481 млн лет); 9 — палеозойские гранитоидные ассоциации Озерной зоны, по данным [Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2009, 2013; Ковач и др., 2011]; 10—14 — изотопные характеристики, по данным [Ковач и др., 2011; Kröner et al., 2014]: 10 — осадочные породы аккреционных призм; 11 — осадочные отложения в ассоциации с вулканическими породами; 12 — вулканогенные образования океанических плато; 13 — вулканогенные образования островных дуг; 14 — вулканогенные образования задуговых бассейнов; 15 — плагиигранитоидные ассоциации северной и центральной частей Озерной зоны, по [Руднев и др., 2009, 2013]. На диаграмме  $\epsilon_{Nd}$ —возраст, поле, закрашенное серым цветом, отвечает эволюции изотопного состава Nd островодужных вулканитов Озерной зоны; крапом — эволюции изотопного состава Nd докембрийских пород Дзабханского микроконтинента, по [Ковач и др., 2011; Kröner et al., 2014].

та в Озерной зоне плагииграниты с такими низкими значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  и, очевидно, иным источником установлены впервые. Учитывая особенности геохимии этих гранитоидов, условия их выплавления, а также Sr-Nd изотопные характеристики, можно предположить, что при формировании плагиигранитоидных магм основная роль принадлежала метабазитам, образованным из обогащенного мантийного источника (например, базальтам океанических островов, поднятий и плато).

Обращает на себя особое внимание, что раннепалеозойские плагиигранитоидные ассоциации с более низкими значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  и древними модельными возрастaми, отражающими вклад древних докембрийских коровых источников (например, пород Дзабханского микроконтинента) в генерацию гранитных расплавов, не обнаружены. На отсутствие вклада раннедокембрийской коры в гранитообразование указывает также возраст унаследованных цирконов, ограниченный диапазоном 664—531 млн лет [Руднев и др., 2019] и отвечающий времени формирования раннекембрийских островодужных (~545—520 млн лет) и неопротерозойских офиолитовых комплексов (хантайширский, баяннурский и баянхонгорский, ~670—560 млн лет) Озерной зоны и сопредельных территорий.

**Hf изотопная систематика магматического циркона.** По Hf изотопному составу магматических цирконов среди раннепалеозойских плагиигранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии, формировавшихся на островодужном и аккреционно-коллизийном этапах, обособляется две группы, которые полностью соответствуют группам, выделенным по Nd-Sr изотопным характеристикам.

К первой (основной) группе относятся породы островодужных плагиигранитоидных ассоциаций (Тугрикский, Хатан-Хунгинский, Баясгалантский массивы), содержащие магматические цирконы с относительно узким диапазоном значений  $\epsilon_{Hf}$  (14.7—11.9) и поздннеопротерозойскими модельными возрастaми (0.7—0.5 млрд лет; см. табл. 3, рис. 6). В эту группу отнесены плагииграниты Тугрикского (поздний ритм) и Дутулинского массивов, формировавшиеся на аккреционно-коллизийном этапе. Магматические цирконы из этих двух массивов имеют более широкий диапазон значений изотопных параметров ( $\epsilon_{Hf}(T) = 14.2—9.3$  и  $T(DM)^{crystal} = 0.9—0.5$  млрд лет, см. табл. 3, рис. 6), но в значительной сте-

Таблица 3. Изотопный Lu-Hf состав циркона (LA-ISP-MS) из плаггиогранитоидных массивов южной части Озерной зоны

№ п/п	№ точки	Lu-Hf RATION				Hf <sub>initial</sub>	U-Pb возраст, млн лет	ε <sub>Hf</sub> (T)	± SE	T(DM), млрд лет	T(DM) <sup>crustal</sup> , млрд лет
		<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	1SE	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Тугрикский массив</b>											
<i>Диорит-тоналит-плаггиогранитная ассоциация, ранний ритм, кварцевый диорит, обр. РМ-26-11</i>											
1	1_1	0.282832	0.000007	0.00038	0.014071	0.282828	539	13.5	0.3	0.59	0.62
2	3_1	0.282839	0.000009	0.000460	0.016590	0.282834	534	13.6	0.3	0.58	0.61
3	4_1	0.282837	0.000007	0.001035	0.039825	0.282827	529	13.3	0.2	0.59	0.63
4	5_1	0.282845	0.000007	0.001610	0.062214	0.282829	525	13.3	0.2	0.59	0.63
5	6_1	0.282838	0.000008	0.001044	0.041210	0.282828	531	13.3	0.3	0.59	0.63
6	9_1	0.282833	0.000009	0.000950	0.0359	0.282823	539	13.0	0.3	0.59	0.63
7	10_1	0.282854	0.000006	0.001049	0.041742	0.282843	536	14.0	0.2	0.57	0.59
<i>Плаггиогранитная ассоциация, поздний ритм, плаггиогранит, обр. РМ-38-11</i>											
8	1_1	0.282833	0.000014	0.001600	0.061967	0.282818	512	12.6	0.5	0.60	0.66
9	2_1	0.282815	0.000030	0.003122	0.150251	0.282785	519	11.6	1.1	0.66	0.73
10	3_1	0.282844	0.000022	0.002671	0.121976	0.282819	497	12.3	0.8	0.61	0.67
11	4_1	0.282825	0.000009	0.002656	0.113615	0.282800	495	11.6	0.3	0.63	0.71
12	5_1	0.282775	0.000016	0.004099	0.185945	0.282737	494	9.3	0.6	0.74	0.86
13	6_1	0.282813	0.000021	0.003435	0.155388	0.282780	508	11.2	0.7	0.67	0.75
14	7_1	0.282888	0.000023	0.003307	0.135621	0.282857	504	13.8	0.8	0.55	0.58
15	8_1	0.282841	0.000021	0.002551	0.110958	0.282817	497	12.2	0.7	0.61	0.67
16	4*	0.282874	0.000017	0.002364	0.097648	0.282851	524	14.0	0.6	0.56	0.58
17	6*	0.282531	0.000021	0.001725	0.076166	0.282513	563	2.9	0.7	1.04	1.32
<b>Хатан-Хунгинский массив</b>											
<i>Диорит-тоналит-плаггиогранитная ассоциация, кварцевый диорит, обр. РМ-34-13</i>											
18	1_1	0.282841	0.000018	0.001226	0.048961	0.282829	517	13.1	0.6	0.59	0.63
19	10_1	0.282879	0.000011	0.001505	0.061863	0.282865	511	14.2	0.4	0.54	0.55
20	2_1	0.282863	0.000010	0.001709	0.066046	0.282846	527	13.9	0.4	0.56	0.59
21	3_1	0.282819	0.000010	0.001170	0.044442	0.282807	531	12.6	0.4	0.62	0.67
22	6_1	0.282825	0.000011	0.001988	0.079916	0.282806	501	11.9	0.4	0.62	0.69
23	7_1	0.282843	0.000011	0.001988	0.081029	0.282824	511	12.8	0.4	0.60	0.65
24	8_1	0.282862	0.000008	0.002087	0.086047	0.282841	528	13.8	0.3	0.57	0.60
25	9_1	0.282853	0.000010	0.000682	0.024066	0.282846	529	14.0	0.3	0.56	0.58
26	1*	0.282678	0.000028	0.004673	0.17501	0.282630	545	6.7	1.0	0.90	1.07
27	11*	0.28268	0.000031	0.001048	0.036287	0.282667	664	10.6	1.1	0.81	0.91
<b>Массив Мандалт</b>											
<i>Диорит-тоналит-плаггиогранитная ассоциация, кварцевый диорит, обр. РМ-25-14</i>											
28	6	0.282695	0.000016	0.002063	0.081611	0.282676	496	7.2	0.6	0.81	0.99
29	9	0.282679	0.000014	0.002995	0.126419	0.282651	495	6.3	0.5	0.86	1.05
30	10	0.282649	0.000017	0.002386	0.102548	0.282627	495	5.4	0.6	0.89	1.10
31	20	0.282648	0.000019	0.00219	0.086309	0.282628	498	5.5	0.7	0.88	1.10
32	29	0.282665	0.000015	0.002802	0.12001	0.282639	489	5.7	0.5	0.87	1.08
33	30	0.282667	0.000016	0.001653	0.068401	0.282652	486	6.1	0.6	0.84	1.05
34	44	0.282651	0.000020	0.002157	0.088437	0.282631	490	5.5	0.7	0.88	1.10
35	47C	0.282696	0.000022	0.002838	0.110018	0.282670	489	6.8	0.8	0.83	1.01
36	7*	0.282872	0.000024	0.002985	0.105791	0.282843	519	13.6	0.8	0.57	0.60



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Массив Мандалг</b>											
<i>Диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, кварцевый диорит, обр. РМ-25-14</i>											
37	14*	0.282855	0.000014	0.002175	0.084230	0.282833	530	13.5	0.5	0.58	0.61
38	28С*	0.282869	0.000012	0.002276	0.090088	0.282847	525	13.9	0.4	0.56	0.59
39	28R*	0.282857	0.000010	0.001513	0.057713	0.282842	520	13.6	0.4	0.57	0.60
<b>Баясгаланский массив</b>											
<i>Тоналит-плагиогранитная ассоциация, ранний ритм, тоналит, обр. РМ-31-14</i>											
40	1	0.282832	0.000010	0.002023	0.081783	0.282812	527	12.7	0.3	0.61	0.66
41	2	0.282836	0.000011	0.002905	0.119927	0.282808	522	12.4	0.4	0.62	0.68
42	14R	0.282885	0.000011	0.001711	0.069563	0.242868	523	14.6	0.4	0.53	0.54
43	17	0.282856	0.000019	0.001553	0.062645	0.282841	523	13.6	0.7	0.57	0.60
44	20	0.282849	0.000014	0.001732	0.063166	0.282832	528	13.4	0.5	0.58	0.62
45	22	0.282826	0.000009	0.001844	0.072787	0.282808	527	12.6	0.3	0.62	0.67
46	23	0.282879	0.000009	0.002081	0.085800	0.282859	522	14.2	0.3	0.54	0.56
47	24	0.282846	0.000016	0.002239	0.088423	0.282824	521	13.0	0.6	0.60	0.64
48	25R	0.282838	0.000013	0.002280	0.090936	0.282816	525	12.8	0.5	0.61	0.66
49	30С	0.282829	0.000015	0.002635	0.103288	0.282803	525	12.3	0.5	0.63	0.69
50	34	0.282845	0.000010	0.002019	0.078544	0.282825	525	13.1	0.4	0.59	0.63
51	42	0.282878	0.000011	0.002346	0.094866	0.282855	528	14.2	0.4	0.55	0.57
52	48	0.282911	0.000012	0.002359	0.095548	0.282888	521	15.3	0.4	0.50	0.50
53	26С*	0.282871	0.000010	0.001855	0.071511	0.282852	537	14.3	0.4	0.55	0.57
54	35С*	0.282884	0.000013	0.001948	0.080363	0.282864	535	14.7	0.5	0.54	0.54
55	44*	0.282854	0.000011	0.001898	0.073978	0.282835	538	13.8	0.4	0.58	0.60
56	51*	0.282865	0.000014	0.001946	0.078417	0.282845	539	14.2	0.5	0.56	0.58
57	52*	0.282882	0.000015	0.001965	0.080692	0.282862	536	14.7	0.5	0.54	0.54
<i>Плагиогранитная ассоциация, поздний ритм, плагиогранит, обр. РМ-28-14</i>											
58	2R	0.282874	0.000009	0.001743	0.066531	0.282857	520	14.1	0.3	0.55	0.57
59	3R	0.282851	0.000008	0.001882	0.073573	0.282833	523	13.3	0.3	0.58	0.62
60	4С	0.282865	0.000012	0.002035	0.071724	0.282845	515	13.7	0.4	0.56	0.60
61	5	0.282885	0.000011	0.001884	0.071449	0.282866	524	14.6	0.4	0.53	0.54
62	8С	0.282839	0.000010	0.002708	0.105087	0.282813	521	12.6	0.4	0.61	0.67
63	11С	0.28287	0.000009	0.002799	0.111326	0.282843	519	13.6	0.4	0.57	0.60
64	12С	0.282854	0.000011	0.002312	0.089169	0.282831	526	13.4	0.4	0.59	0.62
65	13С	0.282846	0.000009	0.002173	0.084285	0.282825	520	13.0	0.3	0.59	0.64
66	17	0.282851	0.000010	0.002069	0.082588	0.282831	519	13.2	0.4	0.59	0.63
67	20	0.28287	0.000009	0.001730	0.063929	0.282853	525	14.1	0.4	0.55	0.57
68	21	0.282854	0.000011	0.002062	0.077746	0.282834	523	13.4	0.4	0.58	0.62
69	23С	0.282873	0.000014	0.002136	0.087301	0.282852	521	14.0	0.5	0.55	0.58
70	25	0.282854	0.000010	0.002707	0.10281	0.282827	528	13.3	0.4	0.59	0.63
71	27	0.282873	0.000010	0.001494	0.056631	0.282858	526	14.3	0.4	0.54	0.56
72	34	0.282846	0.000010	0.001833	0.070747	0.282828	523	13.2	0.4	0.59	0.63
73	2С*	0.282837	0.000012	0.002762	0.111405	0.282809	535	12.8	0.4	0.62	0.66
74	4R*	0.282871	0.000011	0.001620	0.056146	0.282855	538	14.5	0.4	0.55	0.56
75	12R*	0.282852	0.000009	0.002018	0.076985	0.282832	535	13.6	0.3	0.58	0.61

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Дутулинский массив</b>											
<i>Плагиогранитная ассоциация, плагиогранит, обр. РМ-62-08</i>											
76	1_1	0.282833	0.000011	0.003345	0.142074	0.282802	488	11.5	0.4	0.63	0.71
77	3_1	0.282892	0.000012	0.001059	0.037891	0.282882	492	14.4	0.4	0.51	0.53
78	4_1	0.282865	0.000014	0.001695	0.066706	0.282849	506	13.5	0.5	0.56	0.59
79	4_2	0.282885	0.000010	0.001961	0.083739	0.282868	475	13.5	0.4	0.53	0.57
80	5_1	0.282864	0.000012	0.002443	0.108474	0.282842	487	12.9	0.4	0.57	0.62
81	6_1	0.28286	0.000014	0.001430	0.056881	0.282847	490	13.1	0.5	0.56	0.61
82	9_1	0.282897	0.000022	0.001323	0.055181	0.282865	477	14.2	0.8	0.51	0.53
83	2*	0.282849	0.000012	0.001540	0.063003	0.282833	540	13.8	0.4	0.58	0.61

Примечание. С — центр, R — край. Hf изотопные исследования по цирконам (см. рис. 7) проведены по тем же локальным точкам, где ранее были выполнены U-Pb изотопные исследования [Руднев и др., 2019].

\* Показаны номера точек, где выполнены изотопные измерения по ксеногенным/унаследованным цирконам, остальные — по магматическим цирконам.

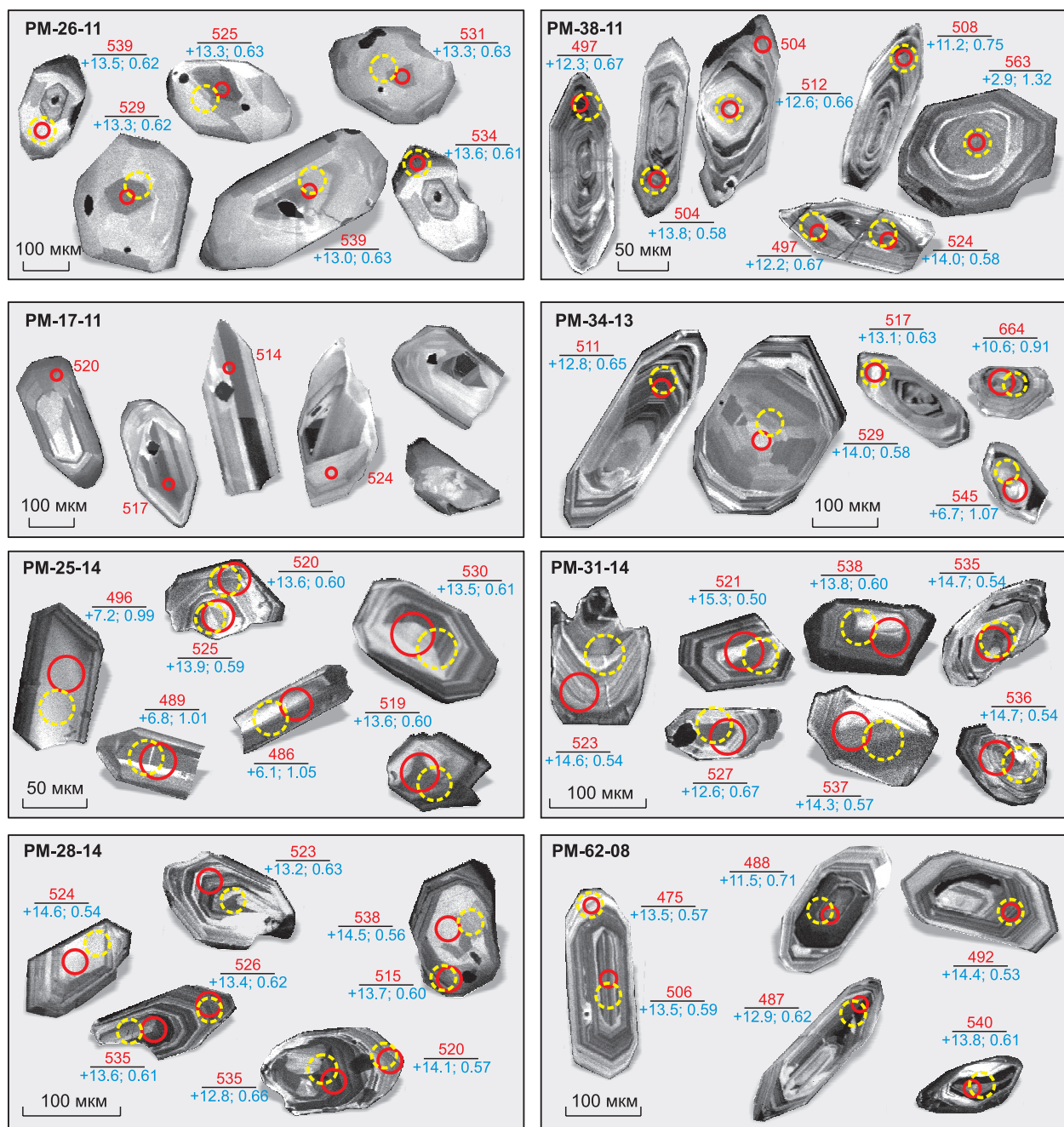
пени перекрываются с цирконами из островодужных плагиогранитоидов. Такое сходство по изотопным характеристикам, так же как и по Nd изотопным параметрам магматических цирконов плагиогранитоидов, различающихся по составу и условиям формирования (высоко- и низкоглиноземистые), позволяет предполагать, что они имели близкие по составу и возрасту метабазитовые источники, производные деплетированной мантии.

Ко второй группе относятся высокоглиноземистые плагиогранитоиды массива Мандалт. Цирконам из этого массива свойственны значительно более низкие значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 7.2-5.4$  и более древние модельные возрасты (1.1—1.0 млрд лет), на диаграмме  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ —возраст (см. рис. 6) они образуют самостоятельное поле. Пониженные  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  магматических цирконов коррелируют с более низкими  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и повышенными  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  этих плагиогранитоидов, что в совокупности с особенностями состава пород (см. табл. 1, рис. 2, 3) позволяет предполагать, что при формировании исходных расплавов для массива Мандалт ведущая роль принадлежала метабазитам, образованным либо из слабодеплетированного по изотопным характеристикам мантийного источника, либо при участии как обогащенного, так и деплетированного источников.

По Hf изотопным данным изученные магматические цирконы из плагиогранитоидов перекрываются с цирконами из островодужных плагиогранитоидных ассоциаций (560—510 млн лет) центральной и северной частей Озерной зоны ( $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 16.5-11.2$ ,  $T(\text{DM})^{\text{crystal}} = 0.9-0.5$  млрд лет) [Kovach et al., 2017], а также с магматическими цирконами из габброидных и гранитоидных ассоциаций (538—494 млн лет), наблюдаемыми южнее аймака Алтай (Хан-Тайширский интрузивный ареал, см. рис. 1) на южных склонах хр. Хан-Тайшири ( $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 14.3-2.5$ ,  $T(\text{DM})^{\text{crystal}} = 1.3-0.5$  млрд лет) [Janoušek et al., 2018].

**Hf изотопная систематика унаследованного и ксеногенного цирконов.** Результаты U-Pb изотопных исследований унаследованного и ксеногенного цирконов из плагиогранитоидов позволяют выделить среди них четыре возрастные группы (~664, 570—560, 545—531 и 530—519 млн лет) [Руднев и др., 2018, 2019]. По Lu-Hf изотопным характеристикам эти цирконы условно разделяются на три группы.

В первую основную группу попадают преобладающие унаследованные цирконы с возрастом 540—524 млн лет и редкие ксеногенные цирконы (530—519 млн лет). Унаследованные цирконы наблюдаются в островодужных плагиогранитоидах Баясгалантского массива (539—535 млн лет), а также в аккреционно-коллизивных плагиогранитах позднего ритма Тугрикского (~524 млн лет; см. табл. 3, рис. 6) и Дутулинского (~540 млн лет) массивов. Они характеризуются узким диапазоном изотопных параметров ( $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 14.5-12.8$ ) и позднеспротерозойскими модельными возрастными (0.7—0.5 млрд лет) и не отличаются от магматических цирконов из этих же пород, отнесенных к первой группе ( $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 14.7-11.9$ ). Здесь следует отметить следующее. Во-первых, такое сходство по изотопным параметрам унаследованных и магматических цирконов косвенно может указывать на то, что они были образованы из относительно близких по составу и возрасту источников. Во-вторых, судя по времени формирования унаследованного циркона и его катодоллюминесценции, отражающей его магматическое происхождение, можно предположить, что магматические породы, в которых кристаллизовались эти цирконы, представляли раннекембрийские островодужные комплексы (гранитоиды, габброиды и вулканы).

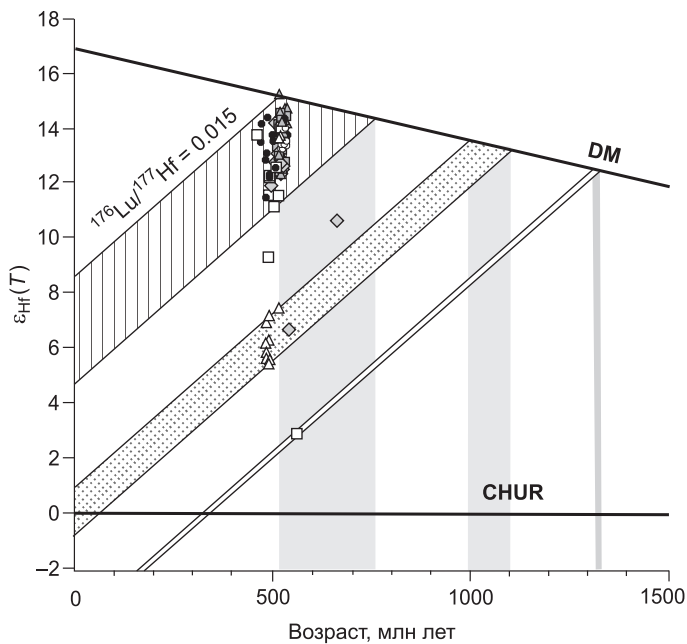


**Рис. 5.** Катодолуминесцентные изображения (КЛ) зерен циркона из плагиогранитоидов южной части Озерной зоны.

Красным кружком показаны точки, где проводились изотопные исследования магматического и ксеногенного циркона U-Pb методом [Руднев и др., 2019], желтым — Lu-Hf методом (см. табл. 3). Над чертой дано значение возраста (млн лет), под чертой — значение параметров  $\epsilon_{\text{Hf}}$ ;  $T(\text{DM})^{\text{crystal}}$  (млрд лет).

Тугрикский массив — пр. PM-26-11 (кварцевый диорит) и пр. PM-38-11 (плагиогранит); Удзур-Хунгинский массив — пр. PM-17-11 (кварцевый диорит); Хатан-Хунгинский массив — пр. PM-34-13 (плагиогранит); массив Мандалт — пр. PM-25-14 (кварцевый диорит); Баясгалантский массив — пр. PM-31-14 (плагиогранит) и пр. PM-28-14 (плагиогранит); Дутулинский массив — пр. PM-62-08 (плагиогранит).

В эту же изотопную группу относят ксеногенные цирконы из пород массива Мандалт (530—519 млн лет), имеющие близкие значения изотопных параметров ( $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 13.9\text{—}13.6$ ) с вышеописанными унаследованными цирконами. Ранее было установлено, что ксеногенные цирконы из этого массива не несут на себе следов растворения и обрастания более поздней генерацией магматического циркона [Руднев и др., 2019]. В связи с чем предполагается, что они были заимствованы гранитоидным распла-



**Рис. 6.** Изотопная диаграмма  $\epsilon_{\text{Hf}}$ —возраст для цирконов из раннепалеозойских плагиогранитоидов южной части Озерной зоны (см. табл. 3).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

вом из вмещающих пород (вулканогенные отложения раннего кембрия) приблизительно на уровне его становления. Поэтому полученные по этим цирконам изотопные характеристики, вероятнее всего, отражают изотопный состав источника вмещающих вулканогенных пород.

Изотопные данные по унаследованным цирконам второй и третьей групп весьма немногочисленны, поэтому сделанные по ним выводы имеют предварительный характер. Тем не менее они отражают различные по возрасту и составу источники, дополнительно вовлекаемые в плавления при формировании

исходных расплавов для плагиогранитоидов южной части Озерной зоны, которые формировались на островодужной и аккреционно-коллизивной стадиях развития региона. Во вторую группу попадает унаследованный циркон (~563 млн лет) из плагиогранитоидов позднего ритма Тугрикского массива, для которого свойственны низкие значения  $\epsilon_{\text{Hf}} = 2.9$  и модельный возраст 1.3 млрд лет. Цирконы с такими изотопными характеристиками среди гранитоидов раннепалеозойского возраста встречаются впервые, поэтому делать выводы об их источниках пока преждевременно. Если учитывать магматическую природу этого унаследованного циркона и его возраст, а также геологическое строение прилегающих к Озерной зоне геоблоков (см. рис. 1), можно только предполагать, что в качестве их источника могли быть продукты разрушения и эрозии магматических пород (габброиды и плагиогранитоиды) офиолитовых комплексов, имеющие близкие возрасты (хантайширский — 573—565 млн лет, баяннурской — 565—560 млн лет и баянхонгорской — 577—569 млн лет) [Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Vuchan et al., 2002; Терентьева и др., 2010; Ярмолюк и др., 2011; Jian et al., 2014]. Для выяснения этого предположения необходимо проведение дополнительных Lu-Hf изотопных исследований циркона из пород офиолитовых комплексов этого же возрастного уровня, расположенных вблизи исследуемых раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны (в частности, баяннурского комплекса хр. Дариби и хантайширского комплекса хр. Хан-Тайшири).

В третью группу условно объединяются унаследованные цирконы с разными возрастными (~ 545 и 664 млн лет [Руднев и др., 2019]), наблюдаемые в составе островодужных высокоглиноземистых плагиогранитов Хатан-Хунгинского массива. По Hf изотопным характеристикам ( $\epsilon_{\text{Hf}}(545) = 6.7$  и  $\epsilon_{\text{Hf}}(664) = 10.6$ ) они занимают промежуточное положение между цирконами первой и второй групп. По этим изотопным параметрам унаследованные цирконы двух возрастных уровней, вероятнее всего, образовались за счет плавления метабазитов, имеющих деплегированную природу, но для окончательного решения об их происхождении необходимо проведение дополнительных геохронологических и изотопных исследований. Можно лишь только предположить, что в качестве их источника, вероятнее всего, могли быть осадки, образованные за счет разрушения и смыва пород островодужного типа позднепротерозойского возраста (гранитоиды, габброиды и вулканыты), а также офиолитовых комплексов неопротерозойского возраста (например, баянхонгорской). Для окончательного решения этого предположения необходимо проведение дополнительных геологических, геохронологических и изотопных исследований.

Следует также отметить, что унаследованные цирконы с более древними возрастными и низкими Hf изотопными характеристиками, указывающие на присутствие древних коровых субстратов (например, Дзабханского микроконтинента), не установлены. Это обстоятельство, так же как и в случае Sr-Nd изотопных данных, вероятнее всего, свидетельствует об удаленности островной дуги Озерной зоны от древних докембрийских блоков (микроконтинентов), по крайней мере в диапазоне возрастов 530—485 млн лет.

## ВЫВОДЫ

1. По петрохимическому и редкоэлементному составам раннепалеозойские плагиогранитоидные ассоциации островодужного (531—517 млн лет) и аккреционно-коллизийного (504—481 млн лет) этапов развития относятся к породам высоко- и низкоглиноземистого типов. Среди плагиогранитоидных ассоциаций островодужного этапа (531—517 млн лет) наиболее широкое развитие имеют породы высокоглиноземистого типа (Тугрикский, Хатан-Хунгинский и Удзур-Хунгинский массивы), которые по редкоэлементному составу проявляют сходство с высококремнистыми адакитами. Их формирование, вероятнее всего, связано с частичным плавлением метабазитов MORB типа при погружении в зону субдукции океанической плиты при  $P \geq 10$ –12 кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом. Породы Баясгалантского массива (524—522 млн лет) относятся к плагиогранитам низкоглиноземистого типа. Формирование исходных для них расплавов связано с плавлением метабазитов, расположенных в основании островодужной системы при  $P \leq 8$  кбар в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом. Плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа развития южной части Озерной зоны (Тугрикский, Мандалт и Дутулинский массивы) по петрогеохимическим характеристикам относятся к плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа, формирование которых связано с плавлением метабазитов при  $P \geq 10$ –12 кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом в основании утолщенной коры при коллизии.

2. Sr-Nd изотопные данные для плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны позволили выделить среди них две группы, отражающие различные источники исходных расплавов. В первую группу попадают большинство плагиогранитоидных ассоциаций островодужного (Тугрикский, Удзур-Хунгинский, Хатан-Хунгинский и Баясгалантский массивы) и аккреционно-коллизийного (Тугрикский и Дутулинский массивы) этапов развития региона с изотопными параметрами  $\epsilon_{Nd} = 8.5$ —4.6 и  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034$ —0.7036. Такие изотопные характеристики указывают преимущественно на ювенильную природу их источников. На это обстоятельство указывают также сходство плагиогранитоидов этой группы с адакитами и положение точек их изотопного состава в области эволюции изотопного состава Nd вулканитов Озерной зоны. Во вторую группу попадают только плагиогранитоиды массива Мандалт с изотопными параметрами  $\epsilon_{Nd} = 1.4$ —0.2 и  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7053$ . Sr-Nd изотопные характеристики пород с учетом их редкоэлементного состава предполагают, что при формировании исходных расплавов для плагиогранитоидов этого массива ведущая роль принадлежала метабазитам, образованным из относительно обогащенного мантийного источника.

3. Hf изотопные исследования магматических цирконов из пород изученных плагиогранитоидных ассоциаций позволяют выделить среди них две изотопные группы. В первую — попадают магматические цирконы из плагиогранитоидов Тугрикского, Хатан-Хунгинского, Баясгалантского и Дутулинского массивов, имеющие высокие положительные значения  $\epsilon_{Hf}$  (14.7—11.9), которые указывают на деплетированный состав их магмообразующих источников. Во вторую группу попадают цирконы из плагиогранитоидов массива Мандалт с изотопными параметрами  $\epsilon_{Hf}(T) = 7.2$ —5.4, что предполагает плавление базитового субстрата (океанические поднятия, плато и острова), связанного с относительно обогащенным мантийным источником. Таким образом, Hf изотопные характеристики магматических цирконов и Sm-Nd изотопные параметры пород указывают на неоднородный состав магмогенерирующих источников плагиогранитоидов и гетерогенный состав коры Озерной зоны Западной Монголии.

4. Результаты Hf изотопных исследований унаследованных и ксеногенных цирконов (664—519 млн лет) из раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны позволяют условно выделить среди них три группы. В первую группу попадают унаследованные и ксеногенные цирконы с возрастными 540—519 млн лет, наблюдаемые в породах Баясгалантского, Тугрикского, Дутулинского и Мандалт массивов, которые характеризуются значениями  $\epsilon_{Hf} = 14.5$ —12.8. По изотопным данным они не отличаются от магматических цирконов из этих пород, что указывает на близкие по составу и возрасту преимущественно раннекембрийские магмообразующие источники. Во вторую и третью группы относят единичные зерна унаследованного циркона в породах Тугрикского и Хатан-Хунгинского массивов, имеющие более низкие значения изотопных параметров ( $\epsilon_{Hf}(563) = 2.9$ ,  $\epsilon_{Hf}(545) = 6.7$  и  $\epsilon_{Hf}(664) = 10.6$ ), что может отражать менее деплетированный характер и/или более древний возраст их источников.

5. Формирование исходных расплавов для раннепалеозойских плагиогранитоидов южной части Озерной зоны, исходя из Rb-Sr, Sm-Nd и Lu-Hf изотопных данных, происходило на удалении от раннедокембрийских блоков, имеющих более длительную коровую предысторию (Дзабханский и другие микроконтиненты).

Авторы выражают глубокую благодарность О.М. Туркиной, А.Э. Изоху и Н.Н. Круку за плодотворные дискуссии, ценные советы и замечания в ходе работы над статьей, рецензенту Т.В. Донской и анонимному рецензенту за ряд ценных замечаний к статье, а также Е.А. Крук (ИГМ СО РАН, Новоси-

бирск) за обработку каменного и графического материалов, С.В. Палесскому, Г.А. Докукиной, Н.Г. Кармановой, А.Н. Торянику и Н.М. Глухой (ИГМ СО РАН, Новосибирск), принимавших участие в аналитических исследованиях.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РФФИ (гранты 18-05-00105а, 15-05-05615а).

#### ЛИТЕРАТУРА

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

**Дергунов А.Б.** Каледониды Центральной Азии // Тр. Геологического ин-та АН СССР, 1989, № 437, с. 1—192.

**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., 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., Хаин 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.

**Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение редкоземельных и высоkozарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с ионно-связанной плазмой // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

**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., Изох А.Э., Борисенко А.С., Гаськов И.В.** Гранитоидный магматизм и металлогения Озерной зоны Западной Монголии (на примере Бумбатхаирханского ареала) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (2), с. 207—224.

**Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гибшер А.А.** U-Pb изотопное датирование ксеногенного циркона из раннепалеозойских плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Монголии // Материалы 7-й Российской конференции по изотопной геохронологии «Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород». М., ИГЕМ РАН, 2018, с. 294—296.

**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.

**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.

**Туркина О.М.** Модельные геохимические типы тоналит-грондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7, с. 704—717.

**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.

**Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю.** Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геотектоника*, 2012, № 4, с. 3—27.

**Arth J.G.** Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting // *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks* / Ed. F. Barker. Amsterdam, Elsevier, 1979, p. 123—132.

**Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.** A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.*, 2002, v. 21, p. 87—104.

**Beard J.S., Lofgren G.E.** Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 365—401.

**Belousova E.A., Reid A.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Rejuvenation vs. recycling of Archean crust in the Gawler Craton, South Australia: evidence from U–Pb and Hf isotopes in detrital zircon // *Lithos*, 2009, v. 113, p. 570—582.

**Buchan C., Pfänder J., Kröner A., Brewer T.S., Tomurtogoo O., Tomurhuu D., Cunningham D., Windley B.F.** Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian Orogenic Belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor Ophiolite Zone // *Chem. Geol.*, 2002, v. 192, p. 23—45.

**Castillo P.R.** An overview of adakite petrogenesis // *Chinese Sci. Bull.*, 2006, v. 51, № 3, p. 257—268.

**Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V.** Tectonic, magmatism, and metallogeny of Mongolia. London, New York, Routledge, 2001, 288 p.

**Eby G.N.** The *A*-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis // *Lithos*, 1990, v. 26, p. 115—134.

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

**Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

**Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.R., van Acherbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R.** The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 133—147.

**Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // *Precambrian Res.*, 2004, v. 131, p. 231—282.

**Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

**Jahn B.M.** The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // *Aspects of the tectonic evolution of China* / Eds. J. Malpas, C.J.N. Fletcher, J.C. Aitchison. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 2004, v. 226, p. 73—100.

**Jahn B.M., Wu F., Chen B.** Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 2000a, v. 91, p. 181—193.

**Jahn B.M., Wu F., Chen B.** Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*, 2000b, v. 23, p. 82—92.

**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., 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.

**Kovach V.P., Rudnev S.N., Kruk N., Yarmolyuk V., Wang K.L., Kотов A., Chung S.L.** Latest Neoproterozoic-early Paleozoic juvenile crust growth in the central part of the Central Asian Orogenic Belt: Insight from Nd–Hf isotopic data for the Altai–Sayan–Western Mongolia region // *Asian orogeny and continental evolution: New advances from geologic, geophysical and geochemical perspectives. International conference in memory of Prof. Bor-ming Jahn. Taipei, Taiwan, November 6—11, 2017. Academia Sinica*, 2017, № 6—7, p. 48—50.

**Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E.** Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 103—125.

**Liew T.C., Hofmann A.W.** Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 98, p. 129—138.

**Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D.** An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implication for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.

**Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, 25, p. 956—983.

**Pearson N.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Precision of in situ isotope ratio measurements by LAM-MC-ICPMS // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, v. 72, A732.

**Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.

**Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F.** Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // *Precambrian Res.*, 1991, v. 151, p. 1—25.

**Scherer E., Münker C., Mezger K.** Calibration of the Lutetium-Hafnium clock // *Science*, 2001, v. 293 (5530), p. 683—687

**Sun, S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

**Taylor S.R., McLennan S.M.** *The continental crust: Its evolution and composition.* London, Blackwell, 1985, 312 p.

*Рекомендована к печати 25 декабря 2018 г.  
О.М. Туркиной*

*Поступила в редакцию 20 августа 2018 г.,  
после доработки — 21 декабря 2018 г.*