

# Изотопная систематика и источники расплавов интрузивных комплексов вендской островодужной структуры Озерной зоны Западной Монголии

Руднев С. Н., Туркина О. М., Мальковец В. Г., Белоусова Е. А., Серов П. А., Киселева В. Ю.

## Аннотация

В работе приведены данные по геохимии, Sr-Nd изотопному составу пород и Lu-Hf изотопному составу магматических и ксеногенных цирконов из гранитоидов и габброидов, приуроченных к вендской островодужной структуре Озерной зоны. Плагиигранитоиды, габброиды и кварцевые диориты (559–542 млн лет) относятся к вендскому субдукционному этапу магматизма, тогда как двуполевошпатовые граниты (~483 млн лет) маркируют кембро-ордовикские аккреционно-коллизионные процессы.

Установлено, что мафическим источником плагиигранитоидов служили вулканы вендской островной дуги и/или ее океанического основания, образованные из деплетированной мантии. Это доказывается перекрывающимися положительными величинами  $\epsilon_{Nd}$  плагиигранитоидов и вмещающих вулкаников, а также близкими к DM значениями  $\epsilon_{Hf}$  магматических цирконов из плагиигранитоидов. Более низкие величины  $\epsilon_{Nd}$  габбро и кварцевых диоритов Таван-Хаирханского и Шутхуинского массивов и  $\epsilon_{Hf}$  цирконов из этих пород, а также повышенные  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  и концентрации K<sub>2</sub>O, Rb, Th свидетельствуют в пользу генерации из менее деплетированного мантийного источника, представленного перидотитами мантийного клина, изменение изотопного состава которого произошло на предшествующем субдукционном этапе, под действием флюидов и при участии субдуцированных осадков. Наименее радиогенный изотопный состав Hf магматических и ксеногенных цирконов из ордовикских аккреционно-коллизионных двуполевошпатовых гранитов массива Их-Замын предполагают их формирование в результате плавления венд-кембрийской островодужной коры при участии более дифференцированных коровых источников, обогащенных Th, Nb, легкими РЗЭ и имеющих пониженные  $\epsilon_{Nd}$ . Возраст ксеногенных цирконов ( $\leq 716$  млн лет) в изученных гранитоидах и габброидах и сходство их изотопного Hf состава с магматическими цирконами из тех же пород подтверждают формирование вендской островной дуги Озерной зоны во внутриокеанической обстановке на значительном удалении от древних континентальных источников, подобных Дзабханскому микроконтиненту.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Западная Монголия, интрузивный магматизм, геохимия, изотопия.

**Ключевые слова:**

## **ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВЕНДСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СТРУКТУРЫ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ)**

**С.Н. Руднев<sup>1</sup>, О.М. Туркина<sup>1</sup>, В.Г. Мальковец<sup>1,2</sup>, Е.А. Белоусова<sup>3</sup>,  
П.А. Серов<sup>4</sup>, В.Ю. Киселева<sup>1</sup>**

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

<sup>2</sup> *Научно-исследовательское геологическое предприятие АК АЛРОСА (ПАО),  
678170, Мирный, Чернышевское шоссе 16, Республика Саха (Якутия), Россия*

<sup>3</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>4</sup> *Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184209, Мурманская область,  
Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*

### **ВВЕДЕНИЕ**

Озерная зона Западной Монголии представляет собой островодужный венд-раннекембрийский террейн [Дергунов, 1989; Dergunov et al., 2001; Badarch et al., 2002], являющийся одним из крупных фрагментов каледонского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Озерная зона ранних каледонид на востоке граничит с докембрийскими образованиями Дзабханского микроконтинента, а на западе и юго-западе – с поздними каледонидами Монгольского и Гобийского Алтая (рис. 1). В ее составе выделяются тектонически совмещенные блоки и пластины, сложенные разными по вещественному составу фрагментами венд-раннекембрийских островодужных вулканогенных и офиолитовых комплексов, которые, в кембро–ордовике, в результате аккреционно-коллизийных процессов, были причленены к Дзабханскому микроконтиненту, что, в конечном итоге определило покровно-складчатое строение Озерной зоны.

Геологические, геохронологические, петрогеохимические и изотопные исследования вулканических и осадочных разрезов Озерной зоны, позволили выделить в ее строении две островодужные системы: вендскую (~570 млн лет) и раннекембрийскую (545–540 млн лет), которые формировались во внутриокеанических обстановках на значительном удалении от докембрийских блоков (например, Дзабханский микроконтинент) – [Коваленко и др., 2004; Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011]. Вендские островодужные вулканогенные комплексы (базальты, андезибазальты, дациты и риолиты), преимущественно развиты в восточной части Озерной зоны, а раннекембрийские (преимущественно андезиты) – в ее западной части. Согласно

опубликованным данным, аккреция этих двух островодужных систем и последующая их обдукция (в первую очередь вендской островной дуги и подстилающих ее вендских (573–560 млн лет) офиолитов хр. Дариби и Хан-Тайшири [Хаин и др., 1995; Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Khain et al., 2003; Jian et al., 2014] на докембрийские образования Дзабханского микроконтинента происходили на рубеже 511–484 млн лет [Jian et al., 2014].

Согласно Nd изотопному составу вендских ( $\epsilon_{Nd} +9.9 - +8.2$ ) и раннекембрийских ( $\epsilon_{Nd} +9.8 - +7.3$ ) вулканических комплексов кора Озерной зоны была образована из деплетированных мантийных источников с возможным вовлечением в область магмогенерации более древнего материала в форме субдуцированных осадков [Jahn et al., 2000a, 2000b; Jahn, 2004; Ярмолюк и др., 2011, 2012; Ковач и др., 2011; Kröner et al., 2014].

С вендским и раннекембрийским островодужным вулканизмом тесно ассоциирует габброидный и диорит-тоналит-плагиогранитный магматизм (см. рис. 1). В пределах раннекембрийской островной дуги габброиды и плагиогранитоиды образовались в интервале 535 до 515 млн лет [Коваленко и др., 2004; Ярмолюк и др., 2011; Руднев и др., 2009, 2012, 2019]. U-Pb датирование цирконов из гранитоидов и габброидов Таван-Хаирханского, Восточно-Баянцаганского, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагского, Три Холма, Шутхуинского и Их-Замын массивов, расположенных в области развития вендских островодужных вулканических комплексов, показало, что их становление происходило в диапазоне от 559 до 483 млн лет [Руднев и др., 2020б, в печати]. При этом, собственно вендские островодужные интрузии формировались в узком интервале 559–542 млн лет, тогда как граниты массива Их-Замын (~483 млн лет) формировались уже на аккреционно-коллизивной стадии развития региона. U-Pb возраст ксеногенного циркона из пород вышеупомянутых массивов составляет от 716 до 529 млн лет [Руднев и др., 2020б, в печати], что подтверждает ранее сделанный вывод [Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2019] о формировании вендских и раннекембрийских внутриокеанических островодужных комплексов на значительном удалении от области эрозии докембрийской коры Дзабханского микроконтинента.

Целью настоящей работы является выяснение условий формирования исходных расплавов и характера магмообразующих источников для плагиогранитоидов и габброидов вендского возраста (Таван-Хаирханский, Восточно-Баянцаганский, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагский, Три Холма и Шутхуинский массивы) и гранитов ордовикского возраста (массив Их-Замын), расположенных в поле развития вендских островодужных вулканических комплексов. Более подробная информация о составе и строении этих массивов дана в работах [Руднев и др., 2012; Руднев и др. 2020б, в печати]. Авторами статьи было проведено геохимическое и изотопно-геохимическое исследование (Sm-Nd и

Rb-Sr методы) пород вышеупомянутых массивов, а также анализ Hf изотопного состава разновозрастных генераций магматического и ксеногенного циркона. Использование Hf изотопных характеристик магматического и ксеногенного циркона в отличие от Sm-Nd изотопных исследований пород, позволяет более корректно оценить вклад различных субстратов в генезис гранитоидов и габброидов на различных геодинамических этапах развития региона.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных элементов определены на рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия, 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 СО РАН (Новосибирск, Россия, аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский) 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  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениях составляет 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 JNd<sub>i</sub>-1 за период измерений составило  $0.512090\pm 13$  (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-1201AT. Погрешность определения отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  не превышает 1%. Средние значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в стандартах составило: VNIIM ( $0.70800\pm 7$ , N = 30) и ISG-1 ( $0.71732\pm 10$ , N = 30).

Изотопный состав Hf в цирконе определялся с использованием лазерного пробоотборника Photon Machines Eximer 193 nm на мультиколлекторном масс-спектрометре Nu Plasma в Аналитическом Центре GEMOC Macquarie University (Sydney Australia). Измерения проводились в гелиевой атмосфере, диаметр пучка лазера 40–65 мкм, частота – 5 Гц, с плотностью энергии лазерного излучения 8.44 мДж/пульс. Процедура коррекции и используемые значения описаны в работах [Griffin et al., 2004; Pearson et al., 2008; Velousova et al., 2009]. Для контроля воспроизводимости результатов и стабильности работы прибора использованы стандартные образцы цирконов TEMORA-II и Mud Tank. Расчет значений  $\epsilon_{\text{Hf}}$  проводился с использованием константы распада  $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$  [Scherer et al., 2001]. Для расчета модельного возраста  $T_{\text{DM}}$  (относительно линии эволюции деплетированной мантии) использовались следующие изотопные отношения для DM:  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.279718$  на 4.56 млрд лет и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ ). При использовании этих значений современное отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  составляет 0.28325, что близко к среднему значению для базальтов срединно-океанических хребтов [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  $T_{\text{DM}}^{\text{Crust}}$ , при расчете которых предполагается, 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].

## ГЕОХИМИЯ

Геохимическая характеристика пород изученных массивов проведена на основе 25 анализов редких и редкоземельных элементов, охватывающих все петрографические разновидности (табл. 1). Поскольку петрохимическая характеристика пород подробно рассмотрена в работе [Руднев и др., 2020б], то ниже дается лишь краткая информация.

По петрохимическим характеристикам плагиогранитоиды массивов Три Холма, Баян-Цаган-Ула, как видно на рис 2а-2в, отвечают породам известково-щелочной серии нормального ряда с низким до умеренного содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (0.81–2.23 мас. %), при вариациях  $\text{SiO}_2$  (54.7–73.17 мас. %) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13.27–18.30 мас. %). Породы этих массивов обнаруживают широкие вариации Rb (5–23 г/т), Sr (194–757 г/т), Ba (145–640 до 1321 г/т), Nb (0.82–1.18 г/т) и Ta (0.08–0.3 г/т) (см. рис. 2г–2е). Вместе они характеризуются низкими суммарными содержаниями редкоземельных элементов (31–46 г/т при незначительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ( $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1.5\text{--}3.9$ ), а также умеренными концентрациями Y (9.1–20.6 г/т), Zr (40–122 г/т), Hf (1.2–3.4 г/т, см. табл. 1, рис. 4).

Значения отношений Sr/Y составляет 11–71.

Плагииграниты Тунгалагского (ранняя и поздняя ассоциации) и Восточно-Баянцаганского массивов характеризуются более высоким содержанием SiO<sub>2</sub> (68-75%) и пониженным Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11.67–13.86 мас. %), по сравнению с породами выше описанных массивов. По содержанию K<sub>2</sub>O (0.32–0.90 мас. %) они попадают в поле низкокалиевых гранитоидов. По концентрациям Rb (2–19 г/т), Ba (97–267 г/т) они сопоставимы с вышеописанным плагиигранитоидами, но отличаются более высокими концентрациями Zr, Hf, Nb, Ta, Y, редкоземельных элементов ( $\Sigma PЗЭ = 59.3–106$  г/т,  $La_N/Yb_N = 1.3–4.1$ , см. рис. 3), наличием отрицательных аномалий Eu на спектрах PЗЭ и пониженным содержанием Sr (93–281 г/т) и Sr/Y (3–9). Повышенное содержание SiO<sub>2</sub>, несовместимых редких элементов и обеднение Eu и Sr свидетельствует о большей дифференцированности этих пород в сравнении с плагиигранитоидами массивов Три Холма и Баян-Цаган-Ула. Плагиигранитоиды всех массивов по содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, повышенным концентрациям тяжелых PЗЭ и Y, пониженным индикаторным отношениям  $La_N/Yb_N$  и Sr/Y относятся тоналит-трондъемит-гранодиоритовыми (ТТГ) комплексами низкоглиноземистого типа [по Arth, 1979].

Лейкогаббро Таван-Хаирханского массива отвечают основным породам нормального ряда, а именно габброидам высокоглиноземистого низкотитанистого типа [Изох и др., 1998]. Для них характерны низкие концентрации высоkozарядных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta) и суммарные содержания редкоземельных элементов ( $PЗЭ = 27.8–42.1$  г/т), преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ( $La_N/Yb_N = 3.1–5.5$ ), слабые положительные аномалии по Eu и высокие содержания V и Cr. Несмотря на низкое содержание SiO<sub>2</sub> габброиды близки по содержанию K<sub>2</sub>O, Rb, Th к плагиигранитам. Еще более высокими концентрациями K<sub>2</sub>O, Rb и Th, превышающими таковые плагиигранитов, обладают кварцевые диориты Шутхуинского массива. Кварцевые диориты подобно имеют слабо фракционированное распределение PЗЭ ( $La_N/Yb_N = 3.6–3.8$ ) с обогащением легкими лантаноидами.

Двуполевошпатовые граниты массива Их-Замын отвечают гранитоидам известково-щелочной серии повышенной калиевости. Содержания SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породах массива находятся в узком диапазоне – 69–71.2% и 15.53–14.91 мас. %, соответственно (см. табл. 1, рис. 2а–2в). Для пород характерны более высокие концентрации K<sub>2</sub>O (2.8–3.2 мас. %), Rb (64–70 г/т), Sr (289–388 г/т), Ba (513–640 г/т), высоkozарядных (Nb, Ta, Th и U) и редкоземельных ( $\Sigma PЗЭ = 84.8–155.1$  г/т,  $La_N/Yb_N = 11.2–16.6$ ) элементов, по сравнению с выше описанными породными ассоциациями, а также минимумы по Eu на спектрах PЗЭ (см. рис. 2г–2е, 3).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

### *Sm-Nd u Rb-Sr изотопная характеристика пород*

Изотопные исследования проведены по тем же пробам, для которых определены U-Pb возрасты по циркону [Руднев и др., 2020б, в печати]. Вендские гранитоиды и габброиды Озерной зоны Западной Монголии имеют широкие вариации Sr-Nd изотопных параметров (табл. 2, рис. 4), что позволяет выделить среди них две группы. В первую группу попадают тоналиты и кварцевые диориты массива Баян-Цаган-Ула ( $543 \pm 3$  млн лет), плагиограниты Восточно-Баянцаганского массива ( $555 \pm 2$  млн лет) и Тунгалагского массива ( $547 \pm 6$  и  $\sim 533$  млн лет, ранняя и поздняя ассоциации, соответственно) и кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты массива Три Холма ( $544 \pm 7$  млн лет). Они характеризуются высокими положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ , варьирующими в узком диапазоне от 10.3 до 7.3 и низкими значениями отношений изотопов стронция ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7030-0.7036$ ), указывающими на деплетированный характер магмообразующих источников. На диаграмме  $\epsilon_{Nd}$  – возраст (см. рис. 4) точки их изотопного состава попадают в поле вендских островодужных вулканогенных и осадочных комплексов Озерной зоны ( $\epsilon_{Nd}(570) = +9.9 - +6.6$ ) [Ковач и др., 2011; Kröner et al., 2014].

Ко второй группе относятся лейкогаббро Таван-Хаирханского массива ( $559 \pm 2$  млн лет) и кварцевые диориты Шутхуинского массива ( $542 \pm 2$  млн лет), которые, в отличие от пород первой группы, характеризуются положительными, но более низкими значениями  $\epsilon_{Nd}$  (2.5–1.1), мезопротерозойскими Nd-модельными возрастaми ( $T_{Nd}(DM) = 1.20-1.06$  млрд лет) и высокими значениями изотопных отношений стронция ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7058-0.7073$ , см. табл. 2). На рис. 4 точки их составов образуют самостоятельное поле, расположенное между полем эволюции Nd-изотопного состава вендских островодужных вулканогенных и осадочных комплексов Озерной зоны и раннедокембрийских образований Дзабханского микроконтинента. Эти породы смещены относительно главного мантийного тренда в область повышенных  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , что типично для островодужных магматических пород. Несмотря на резкое отличие по петрогеохимическим характеристикам ко второй группе по изотопному составу Nd близки двуполевошпатовые граниты массива Их-Замын ( $483 \pm 2$  млн лет):  $\epsilon_{Nd} = +1.7$ , но они отличаются более низким  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7041$  и в отличии от габбро и диоритов их изотопный состав отвечает главному мантийному тренду (рис. 4).

### *Lu-Hf изотопный состав магматического циркона*

Изотопный Hf состав магматического циркона определялся в тех же точках, в которых проводились U-Pb датирование (рис. 5). Исследования проведены только по

цирконам из вендских плагиогранитов Восточно-Баянцаганского массива ( $555 \pm 2$  млн лет), кварцевых диоритов массива Баян-Цага-Ула ( $543 \pm 3$  млн лет), лейкогаббро Таван-Хаирханского массива ( $559 \pm 2$  млн лет, принадлежащих к разным группам по изотопному составу Nd и Sr, а также из гранитов массива Их-Замын ( $483 \pm 2$  млн лет).

Магматические цирконы из вендских островодужных плагиогранитоидов и габброидов (табл. 3, рис. 6) по Hf изотопным параметрам разделяются на две самостоятельные группы, соответствующие выделенным по Nd изотопным характеристикам (см. рис. 4).

В первую группу попадают магматические цирконы из плагиогранитоидов Восточно-Баянцаганского массива и кварцевых диоритов и тоналитов массива Баян-Цага-Ула. Они характеризуются следующими значениями изотопных параметров:  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (+14.6 – +13.1) и  $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}}$  (0.66–0.56 млрд лет). На диаграмме  $\epsilon_{\text{Hf}}$  – возраст (см. рис. 6) они образуют компактное поле, расположенное вблизи линии деплетированной мантии.

Во вторую группу отнесены магматические цирконы из лейкогаббро Таван-Хаирханского массива с более низкими значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (+6.0 – +5.6) и более древними модельными возрастaми ( $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 1.15\text{--}1.12$  в сравнении с магматическими цирконами из плагиогранитоидов (см. рис. 6). Несмотря на существенные различия во времени кристаллизации и источниках магм магматические цирконы из гранитов массива Их-Замын ( $483 \pm 2$  млн лет) отчасти пересекаются по Hf изотопным характеристикам с цирконами из лейкогаббро Таван-Хаирханского массива ( $559 \pm 2$  млн лет), но цирконы из гранитов смещены к более низким величинам  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (+5.9 – +2.1).

### ***Lu-Hf-изотопный состав ксеногенного циркона***

В изученных гранитоидах и габброидах установлены ксеногенные цирконы с возрастaми от 716 до 529 млн лет, которые разделяются на пять групп (~716, 658–642, 613–611, 583–559, 537–526 млн лет) [Руднев и др., 2020б, в печати]. Отметим, что все эти ксеногенные цирконы, как видно на рис. 5, характеризуются отчетливо выраженной магматической зональностью. Lu-Hf изотопные исследования ксеногенного циркона были выполнены только для пород Восточно-Баянцаганского, Баян-Цага-Ула, Таван-Хаирханского и Их-Замын массивов. Ксеногенные цирконы подобно магматическим по Hf-изотопным параметрам (см. табл. 3, рис. 6) делятся на две группы.

В первую группу попадают ксеногенные цирконы с возрастaми 658–559 млн лет. Они преобладают в плагиогранитоидах Восточно-Баянцаганского массива ( $555 \pm 2$  млн лет) и тоналит-порфирах массива Баян-Цага-Ула ( $543 \pm 3$  млн лет), и в единичных случаях встречаются в плагиогранитоидах массивов Три Холма и Тунгалагский (ранняя

ассоциация). Среди них, доминируют ксеногенные цирконы с возрастaми 583–569 млн лет, отвечающими времени формирования вендских вулканитов Озерной зоны [Ярмолюк и др., 2011] и офиолитов хр. Дариби и Хан-Тайшири [Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Jian et al., 2014]. Вендские ксеногенные цирконы (см. табл. 3), имеют высокие значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (+16.3 – +12.3) и поздненеопротерозойские модельные возрастa ( $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 0.73\text{--}0.55$  млрд лет), и по этим параметрам полностью перекрываются с магматическими цирконами (см. выше) из этих же пород, что предполагает их захват из источника, представленного островодужными ассоциациями. Три более древних ксеногенных циркона (658–642 и 613–611 млн лет) в плагиогранитах Восточно-Баянцаганского массива по изотопному составу Hf перекрываются с ксеногенными цирконами вендского возрастa.

Ко второй группе относятся ксеногенные цирконы с возрастом 583–529 млн лет из лейкогаббро Таван-Хаирханского массива и гранитов массива Их-Замын, имеющие менее радиогенный изотопный состав: *Таван-Хаирханский массив* (583–577 млн лет) –  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (+6.3 – +5.8),  $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 1.15\text{--}1.12$  млрд лет; *массив Их-Замын* (536–529 млн лет) –  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (+4.9 – +4.1),  $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}} = 1.23\text{--}1.17$  млрд лет. Как и в случае первой группы эти ксеногенные цирконы по Hf изотопным параметрам полностью перекрываются с магматическими цирконами из этих же пород.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения петрохимического состава и геохимических характеристик вендских островодужных интрузивных ассоциаций Озерной зоны Монголии (559–542 млн лет [Руднев и др., 2020б, в печати]), показали, что среди них основной объем слагают тоналит-плагиогранитоидные ассоциации (555–542 млн лет), а габброидные и диоритовые ассоциации (559 и 542 млн лет) присутствуют только в виде отдельных массивов. По химическому и изотопному составу пород и цирконов среди изученных вендских и ордовикских интрузивных ассоциаций обособляется три группы: 1. преобладающие тоналит-плагиогранитоиды (массивы Три-Холма, Восточно-Баянцаганский, Баян-Цаган-Ула и Тунгалагский), 2. лейкогаббро и кварцевые диориты (Таван-Хаирханский и Шутхуинский массивы) и 3. двуполевошпатовые граниты (массив Их-Замын).

По петрогеохимическим характеристикам и индикаторным отношениям (см. рис. 3), доминирующие породы тоналит-плагиогранитоидных ассоциаций отвечают плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа. Согласно экспериментальным данным и результатам расчетного моделирования исходные расплавы для этих пород формировались при частичном плавлении метабазитов при давлениях  $\leq 8$  кбар в равновесии с плагиоклаз-пироксеновыми ( $\pm$ амфибол) реститами [Rapp et al., 1991; Rapp, Watson, 1995; Beard,

Lofgren, 1991; Туркина, 2000].

Наиболее вероятными их источниками служили вендские океанические и островодужные ассоциации Озерной зоны. Это заключение подтверждается высокими значениями  $\epsilon_{Nd}$  в плагиогранитоидах (+10.2 – +7.3; см. рис. 4, табл. 2), близкими к вмещающим вендским островодужным вулканогенным (базальты, андезитобазальты) комплексам с геохимическими характеристиками N-MORB типа и осадочным отложениям Озерной зоны ( $\epsilon_{Nd}(570) = +9.9 - +4.8$  [Ковач и др., 2011; Kröner et al., 2014]), а также породам офиолитовых комплексов хр. Дариби и Хан-Тайшир ( $\epsilon_{Nd}(573-560) = +8.4 - +5.4$  [Хаин и др., 1995; Козаков и др., 2002; Jian et al., 2014]). В пользу такой интерпретации свидетельствует и преобладание в плагиогранитоидах вендских (583–559 млн лет) ксеногенных цирконов с изотопными параметрами ( $\epsilon_{Hf} +16.3 - +12.3$ ), перекрывающимися с магматическими цирконами из этих пород ( $\epsilon_{Hf} +14.6 - +13.1$ ) (см. рис. 6). Все это не оставляет сомнения в образовании плагиогранитоидов в результате плавления вендской океанической/островодужной коры Озерной зоны, и дает первую оценку изотопного Hf состава такой коры. Максимально высокие значения  $\epsilon_{Nd}$  и  $\epsilon_{Hf}$  и низкие  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$  для плагиогранитоидов исключают какое-либо участие терригенно-осадочного материала в их образовании и следовательно наиболее вероятным является плавление океанических, а не островодужных базальтов в основании островной дуги.

Во вторую группу попадают лейкогаббро Таван-Хаирханского массива (559±2 млн лет) и кварцевые диориты Шутхуинского массива (542±2 млн лет), которые характеризуются менее радиогенным изотопным составом Nd ( $\epsilon_{Nd} +2.5$  и 1.1, соответственно, см. табл. 2) в сравнении с породами первой группы, а также отчетливо повышенным  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$ . Породы этих массивов образовались за счет дифференциации мафических магм, производных умеренно деплетированной мантии. Это заключение подтверждается положительными, но более низкими значениями  $\epsilon_{Hf}$  для магматических ( $\epsilon_{Hf} = +6.0 - +5.6$ ,  $T_{DM}^{Crustal} = 1.14-1.12$  млрд лет) и ксеногенных ( $\epsilon_{Hf} = +6.3 - +5.8$ ,  $T_{DM}^{Crustal} = 1.15-1.12$  млрд лет) цирконов из лейкогаббро в сравнении с цирконами из плагиогранитоидов первой группы. Судя по повышенным  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$  генерация исходных магм как габброидов, так и кварцевых диоритов происходила из мантийного клина, испытавшего метасоматоз над зоной субдукции. В этом случае формирование умеренно деплетированного мантийного источника с пониженными  $\epsilon_{Nd}$  и  $\epsilon_{Hf}$  могло быть связано с вкладом субдуцированных осадков. Согласно величинам модельного возраста габбро и кварцевых диоритов ( $T_{Nd}(DM)=1.06-1.20$  млрд лет), субдуцированные осадки формировались за счет мезо-неопротерозойской, а не раннедокембрийской коры, что согласуется с модельным возрастом ксеногенных и магматических цирконов из

лейкогаббро ( $\leq 1.1$ – $1.2$  млрд лет). Вклад субдуцированных осадков в магмообразование подтверждается и повышенным содержанием некогерентных элементов (легких РЗЭ и Th) в кварцевых диоритах в сравнении с плагиогранитоидами. Эти особенности редкоэлементного и изотопного состава габброидов и диоритов отличают их генезис от плагиогранитоидов, генерация которых происходила наиболее вероятно из океанических базальтов в основании островной дуги.

Таким образом, изотопные параметры вендских островодужных габброидных, диоритовых и плагиогранитоидных ассоциаций первой и второй групп, указывают, что их исходные расплавы выплавлялись из деплетированных, но различающихся по изотопному составу источников с  $\epsilon_{\text{Hf}}$  от +16.3 до +5.6. Эти данные свидетельствуют о гетерогенности вендской надсубдукционной мантии и островодужной коры и коррелируют с широким диапазоном  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (от +9.9 до +4.8) в островодужных вулканитах и ассоциирующих осадочных породах [Ковач и др., 2011; Kröner et al., 2014].

К третьей группе относятся ордовикские двуполевошпатовые граниты массива Их-Замын ( $483 \pm 2$  млн лет). Породы этого массива по Nd изотопным параметрам ( $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.7$ ;  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.09$ ) перекрываются с породами второй группы, но отличаются более низкими  $\epsilon_{\text{Hf}}$  и, напротив, пониженными  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ . Магматические цирконы из гранитов имеют наиболее низкие значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (от +5.9 до +2.1) среди всех изученных нами пород, но сопоставимы с содержащимися в них раннекембрийскими ксеногенными цирконами  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (от +4.9 до +4.1). Формирование гранитов этого массива происходило после процессов аккреции и коллизии вендских и раннекембрийских островодужных систем Озерной зоны с докембрийскими образованиями Дзабханского микроконтинента. Исходные расплавы для гранитов могли формироваться за счет как вендских, так и раннекембрийских островодужных ассоциаций с умеренно деплетированными изотопными характеристиками, тектоническое совмещение которых произошло в результате аккреционно-коллизионных процессов. На это указывают геологические данные, а именно прорывание гранитами массива вендских вулканогенных и раннекембрийских вулканогенно-осадочных комплексов Озерной зоны (см. рис. 1). Этому не противоречат данные о присутствии в гранитах ксеногенного циркона с раннекембрийскими возрастами (536–529 млн лет), а также близкие значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$  магматического и ксеногенного циркона. Кроме того, в образовании двуполевошпатовых гранитов должен был участвовать более дифференцированный коровый источник, обогащенный некогерентными элементами и вовлеченный в плавление при аккреции островодужных комплексов с окраиной Дзабханского микроконтинента. Резкая смена магмообразующего субстрата проявлена как в изменении изотопного состава, так и в отчетливом обогащении гранитов  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Nb, Ta,

Th и U в сравнении со всеми предшествующими ассоциациями. В пользу такой интерпретации свидетельствует отсутствие гранитоидов с подобным редкоэлементным и изотопным составом на субдукционном этапе.

Все изученные островодужные интрузивные породы содержат ксеногенный циркон с ограниченным диапазоном возрастов от 716 до 559 млн лет. Важно отметить, что ксеногенные цирконы близки по изотопному составу Hf к магматическим цирконам из тех же пород и характеризуются положительными  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , отражающими их ювенильный источник. Исходя из возраста ксеногенного циркона в плагиогранитоидах и габброидах ~716, 658–642, 613–611 млн лет [Руднев и др., 2020б]), кора Озерной зоны могла содержать продукты эрозии пород с позднерифейскими возрастными и деплетированными изотопными характеристиками, которые наблюдаются на сопредельных с Озерной зоной территориях. В таковом можно отнести магматические образования Баян-Хонгорского офиолитового пояса с возрастом 665–636 млн лет [Ковач и др., 2005; Jian et al., 2010]) и высокими положительными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(665) = +11.5 - +4.9$  [Ковач и др., 2005; Терентьева и др., 2008].

Отсутствие в вендских интрузиях ксеногенных цирконов древнее 716 млн лет, а также «ювенильные» изотопные характеристики цирконов из плагиогранитоидов и габброидов подтверждают формирование вендской островной дуги Озерной зоны во внутриокеанической обстановке на значительном удалении от древних континентальных источников, подобных Байдарикскому блоку Дзабханского микроконтинента. Аналогичные выводы ранее были сделаны на основе анализа данных геологического строения и Nd изотопии вендских и раннекембрийских вулканогенных комплексов [Ярмолук и др., 2011; Ковач и др., 2011], а также U-Pb и Hf изотопии магматического и ксеногенного циркона из раннепалеозойских интрузивных ассоциаций Озерной зоны [Руднев и др., 2009, 2012, 2019, 2020а].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных по петрохимии, геохимии, Sr-Nd изотопному составу пород и Lu-Hf изотопному составу магматических и ксеногенных цирконов из вендских и ордовикских интрузивных комплексов, приуроченных к вендской островодужной структуре Озерной зоны, позволяет выделить среди них три группы: вендские плагиогранитоиды, вендские габброиды и кварцевые диориты и ордовикские двуполевошпатовые граниты.

Источником вендских (559–542 млн лет) субдукционных плагиогранитоидов (Восточно-Баянцаганский, Три Холма, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагский, Шутхуинский массивы) служила вендская океаническая/островодужная кора, образованная за счет

деплезированной мантии. Это доказывается близкими высокими положительными  $\epsilon_{Nd}$  плагиогранитоидов и островодужных вулканитов, а также близкими к DM значениями  $\epsilon_{Hf}$  магматических и ксеногенных цирконов из этих пород.

Более низкие величины  $\epsilon_{Nd}$  габбро и кварцевых диоритов Таван-Хаирханского и Шутхуинского массивов и  $\epsilon_{Hf}$  цирконов из этих пород, а также повышенные  $(87Sr/86Sr)_o$  и концентрации  $K_2O$ , Rb, Th свидетельствуют в пользу генерации из менее деплезированной мантийного источника, представленного перидотитами мантийного клина, изменение изотопного состава которого произошло на предшествующем субдукционном этапе, под действием флюидов и при участии субдуцированных осадков. Областью эрозии таких осадков служила мезо-неопротерозойская, а не раннедокембрийская кора.

Наименее радиогенный изотопный состав Hf магматических и ксеногенных цирконов из ордовикских аккреционно-коллизонных натро-калиевых гранитов массива Их-Замын (~483 млн лет) предполагают их формирование в результате плавления венд-кембрийской островодужной коры при участии более дифференцированных коровых источников, обогащенных Th, Nb, легкими РЗЭ и имеющих пониженные  $\epsilon_{Nd}$ .

Возраст ксеногенных цирконов ( $\leq 716$  млн лет) в изученных гранитоидах и габброидах и близость их изотопного Hf состава к магматическим цирконам из тех же пород подтверждает формирование вендской островной дуги Озерной зоны во внутриокеанической обстановке на значительном удалении от древних континентальных источников, подобных Байдарикскому блоку Дзабханского микроконтинента. Изменение характера источников для ордовикских гранитов произошло в связи с аккрецией венд-кембрийских островодужных комплексов с окраиной Дзабханского микроконтинента.

*Благодарности.* Авторы выражают глубокую благодарность Е.А. Крук (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за пробоподготовку и обработку графического материала и И.В. Николаевой, С.В. Палесскому (ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск), Т.Б. Баяновой (ГИ КНЦ РАН, Апатиты) за помощь в проведении аналитических исследованиях, а также рецензентам В.В. Ярмолуку и Т.В. Донской за замечания, ценные советы и рекомендации.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00105).

## 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. 1989, М., Наука, 192 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., Ярмолук 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-Бурегтейский 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., Ярмолук В.В., Козаков И.К., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И.** Магматизм и геодинамика ранних стадий образования Палео-Азиатского океана: геологические и геохимические данные офиолитов Баян-Хонгорской зоны // Доклады АН, 2005, т. 404 (2), с. 229–234.

**Ковач В.П., Ярмолук 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.

**Козаков И.К., Кирнозова 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.

**Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение редкоземельных и высокочarged элементов в стандартных геологических образцах

методом масс-спектрометрии с индукционно-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., Orihashi Y., 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., 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.** 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., Третьякова И.Г., Серов П.А., Киселева В.Ю., Гибшер А.А., Николаева И.В.** Геохимия, Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf изотопия, условия формирования и источники плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика, 2020а, т. 61 (2), с. 151–174.

**Руднев С.Н., Гибшер А.С., Семенова Д.В.** Вендский островодужный интрузивный магматизм Озерной зоны Западной Монголии (геологические, геохронологические и петрохимические данные) // Геология и геофизика, 2020б (в печати).

**Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М.** Состав, источники и геодинамика формирования пород позднерифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана. // Доклады АН, 2008, т. 423 (5), с. 667–671.

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

**Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э.** Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне субдукции Западной Монголии // Доклады АН, 1995, т. 341 (6), с. 791–796.

**Ярмолук 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.

**Ярмолук 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, in: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 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 // *Journal Asian Earth Science*, 2002, 21, 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 // *Journal of Petrology*, 1991 (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, 113, p. 570–582.

**Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V.** Tectonic, magmatism, and Metallogeny of Mongolia // (Routledge, London, New York), 2001.

**Geological map of Mongolia.** (Ed.), O. Tomurtogoo. General Directorate of Min. Res and Explor. of Turkey, Ankara, 1999.

**Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr Isotopic Systematics of Rivers Water Suspended Material: Implications for Crustal Evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, 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 // *Geochimica et Cosmochimica 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 Research*, 2004, v. 131, p. 231–282.

**Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, 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. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 226, p. 73–100.

**Jahn B.M., Wu F., Chen B.** Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // Transactions of the Royal Society of Edinburgh., 2000a, 91, p. 181–193.

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

**Jian P., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang F., Miao L., Tojurhuu 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 Research, 2010, 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-Science Reviews, 2014, 133, p. 62–93.

**Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kroner 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 Research, 2003, v. 122, p. 329–358.

**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 Research, 2014, 25, p. 103–125.

**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.

**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 // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988, 98, p. 129–138.

**O'Connor J.T.A.** A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratio // U.S. Surv., Prof. Paper., 1995, 52B, B79–B84.

**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, 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 Research*, 1991, 151, p. 1–25.

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

**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. In: Saunders, A.D., Norry, M. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 1989, v. 42, p. 313–345.

**Taylor S.R., McLennan S.M.** *The Continental Crust: Its Evolution and Composition*. Blackwell, London, 1985, 312 p.

### Подписи к рисункам

в статье С.Н. Руднева, О.М. Туркиной, В.Г. Мальковец, Е.А. Белоусовой, П.А. Серова, В.Ю. Киселевой “**Изотопная систематика и источники расплавов интрузивных комплексов вендской островодужной структуры Озерной зоны Западной Монголии**”

**Рис. 1.** Схема геологического строения Озерной зоны (составлена с упрощениями по данным [Geological ...,1999; Ярмолук и др., 2011; Руднев и др., 2009, 2012, 2019, 2020б]). 1–6 – *стратифицированные образования*: 1 –Дзабханский микроконтинент (ДЗ), 2–3 – Озерная зона (ОЗ) : 2 – вендские островодужные осадочно-вулканогенные комплексы (нерасчлененные), 3 – раннекембрийские островодужные осадочно-вулканогенные комплексы (нерасчлененные); 4 – ранне-среднепалеозойские аккреционные комплексы Монгольского Алтая (МА, нерасчлененные), 5 – среднепалеозойские осадочные и вулканогенные комплексы (нерасчлененные); 6 – мезо-кайнозойские 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 – U-Pb возраст цирконов (млн лет). В круглых скобках даны номера и названия массивов и плутонов: 1 – Шаратологойский, 2 – Западно-Баян-Хаирханский, 3 – Харанурский, 4 – Шутхуинский, 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-Замын, 17 – офиолиты хр. Дариби, 18 – офиолиты хр. Хан-Тайшири. В квадратиках тонким шрифтом показаны возрасты гранитоидов раннекембрийского возраста по данным [Руднев и др., 2009, 2012, 2019], жирным шрифтом – гранитоидов и габброидов вендского возраста по данным [Руднев и др., 2020б (в печати)], а также пород офиолитовых комплексов по данным [Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Jian et al., 2014].

На врезке показана тектоническая схема Западной Монголии. Докембрийские микроконтиненты: ДЗ – Дзабханский, ЮГ - Южно-Гобийский; ОЗ – островная дуга Озерной зоны (поздний неопротерозой – ранний палеозой); 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. 2.** Дискриминационные диаграммы для пород изученных интрузивных ассоциаций:  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ , по [Le Maitre, 1989];  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ , по [Rickwood, 1989];  $\text{Ab} - \text{An} - \text{Or}$ , по [O'Connor, 1965], где А – тоналит, В – гранодиорит, С – адамеллит, D – трондъемит, Е – гранит. Анализы см. табл. 1.

1 – диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация массива Три Холма, 2 – габброиды Таван-Хаирханского массива, 3 – плагиогранитная ассоциация Восточно-Баянцаганского массива, 4 – диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация массива Баян-Цаган-Ула, 5–6 – плагиогранитные ассоциации Тунгалагского массива (5 – ранняя, 6 – поздняя), 7 – кварцевые диориты Шутхуинского массива, 8 – граниты массива Их-Замын.

**Рис. 3.** Редкоземельные спектры вендских и ордовикских интрузивных пород Озерной зоны. Анализы см. табл. 1. Нормирование проводилось по [Sun, McDonough, 1989].

**Рис. 4.** Изотопные диаграммы  $\epsilon_{\text{Nd}}$  – возраст и  $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$  для пород изученных массивов.

Уловные обозначения: 1–8, см. рис. 2; 9 – гранитоиды раннекембрийского и кембро-ордовикского возраста по данным [Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2009, 2016, 2020a]; 10 – палеоокеанические и островодужные вулканогенные комплексы вендского возраста и ассоциирующие с ними терригенно-осадные комплексы Озерной зоны Монголии по [Ковач и др., 2011; Kroner et al., 2014]; 11–12 – тренды эволюции изотопного состава Nd: 11 – палеоокеанических и островодужных комплексов Озерной зоны, 12 – пород Дзабханского микроконтинента по [Ковач и др., 2011; Kroner et al., 2014]. Анализы см. табл. 2.

**Рис. 5.** Катодолюминесцентные изображения циркона из вендских и кембро-ордовикских гранитоидов и габброидов Озерной зоны.

Сплошным кружком показаны точки, где проводились U-Pb изотопные исследования магматического и ксеногенного циркона U-Pb методом [Руднев и др., 2020б, в печати], пунктирным кружком – Lu-Hf методом (см. табл. 3). Над чертой показано значение возраста (млн лет), под чертой – значение параметров  $\epsilon_{\text{Hf}}$  и  $T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}}$  (млрд лет)

**Рис. 6.** Изотопная диаграмма  $\epsilon_{\text{Hf}}$  – возраст для магматических (а) и ксеногенных (б) цирконов из вендских и кембро-ордовикских гранитоидов и габброидов Озерной зоны.

1 –Таван-Хаирханский массив; 2 – Восточно-Баянцаганский массив; 3 – массив Баян-Цаган-Ула; 4 – массив Их-Замын. Анализы см. табл. 3.

**Таблица 1.** Содержания редких и редкоземельных элементов в представительных образцах гранитоидов и габброидов Озерной зоны

Компонет	Таван-Хаирханский массив (габброидная ассоциация)				Восточно-Баянцаганский массив (плагиогранитная ассоциация)		
	PM-34-07	PM-37-07	PM-35-07	PM-35/1-07	PM-10-47	PM-10-49	PM-10-46
SiO <sub>2</sub> , мас. %	46,75	48,06	48,97	52,27	68,53	69,32	69,44
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,67	0,76	0,80	0,51	0,44	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,25	21,35	20,90	22,25	14,85	14,40	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	10,38	8,55	7,94	5,74	4,86	4,70	4,30
MnO	0,16	0,11	0,13	0,09	0,05	0,05	0,05
MgO	3,17	3,84	3,29	1,66	1,48	1,22	1,27
CaO	11,85	11,56	11,34	10,97	4,07	3,54	3,78
Na <sub>2</sub> O	3,79	1,81	3,50	2,88	4,52	4,64	4,71
K <sub>2</sub> O	0,65	0,70	0,81	0,52	0,29	0,29	0,51
LiO	2,97	3,42	2,86	2,79	1,06	1,31	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,04	0,10	<0,03	0,12	0,09	0,10
Сумма	100,99	100,11	100,60	99,97	100,34	100,00	99,92
Rb, г/т		17	15	9	2	9	8
Sr		209	259	280	270	277	281
Ba		119	150	103	119	170	132
Y		7,29	15,64	14,34	37,50	32,20	34,66
Zr		26	90	58	151	160	130
Hf		0,74	2,28	1,52	4,70	4,95	4,26
Nb		2,08	2,32	2,77	2,58	2,54	2,25
Ta		0,20	0,28	0,23	0,12	0,32	0,14
Th		1,98	2,50	2,39	2,89	2,94	2,89
U		0,72	1,21	1,01	1,41	1,31	1,24
V		199	275	145	68	50	62
Cr		74	60	51	22	26	21
Co		23	22	16	9	8	6
Ni		43	57	43	9	10	14
La		5,75	6,79	6,07	9,73	9,21	10,29
Ce		10,29	13,74	12,60	24,60	23,19	25,22
Pr		1,20	1,82	1,59	3,37	3,37	3,41
Nd		4,60	7,92	7,20	15,22	14,49	14,99
Sm		1,15	2,16	1,97	4,49	3,95	4,23
Eu		0,47	0,78	0,69	0,76	0,65	0,78
Gd		1,13	2,20	2,12	4,35	3,84	4,15
Tb		0,17	0,38	0,36	0,85	0,76	0,81
Dy		1,13	2,43	2,29	5,84	5,17	5,49
Ho		0,25	0,53	0,50	1,32	1,11	1,24
Er		0,71	1,53	1,36	3,92	3,32	3,67
Tm		0,11	0,22	0,20	0,64	0,52	0,57
Yb		0,71	1,35	1,32	4,06	3,48	3,67
Lu		0,13	0,24	0,22	0,65	0,55	0,58
ΣREE		27,80	42,08	38,50	79,79	73,61	79,11
(La/Yb) <sub>N</sub>		5,5	3,4	3,1	1,6	1,8	1,9
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>		1,3	1,1	1,0	0,5	0,5	0,6
Sr/Y		29	17	20	7	9	8

Таблица 1 (продолжение)

Компонент	массив Баян-Цаган-Ула (диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация)			Тунгалагский массив (плагиогранитная ассоциация, ранняя)				
	PM-44-07	PM-44/1-07	PM-44/2-07	PM-8-16	PM-7-16	PM-6-16	PM-9-16	PM-10-16
SiO <sub>2</sub> , мас. %	54,71	63,24	65,53	73,70	75,15	75,36	74,98	75,02
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,46	0,44	0,31	0,28	0,30	0,25	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,30	16,93	16,55	12,65	12,10	11,78	12,17	12,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	6,75	4,15	1,97	4,33	3,65	3,06	3,53	3,25
MnO	0,13	0,06	0,02	0,06	0,06	0,09	0,04	0,06
MgO	3,82	1,94	1,77	0,58	0,47	0,47	0,39	0,56
CaO	9,10	5,40	7,04	2,34	1,81	1,89	1,68	2,25
Na <sub>2</sub> O	4,74	5,25	4,07	4,55	5,23	4,97	5,15	4,93
K <sub>2</sub> O	0,91	0,81	1,70	0,50	0,31	0,32	0,60	0,32
LiO	1,01	1,26	0,50	1,07	0,84	0,70	0,66	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,10	0,13	0,07	0,13	0,05	0,05	0,08
Сумма	100,25	99,60	99,72	100,16	100,03	98,98	99,52	99,97
Rb, г/г	5	9	14	10	5	4	8	2
Sr	464	403	757	136	207	214	98	124
Ba	145	177	438	132	97	107	203	145
Y	19,94	9,06	10,69	30,68	30,69	31,23	36,13	35,25
Zr	40	84	86	120	126	136	180	97
Hf	1,16	2,30	2,56	3,52	3,82	3,80	5,24	3,18
Nb	0,92	1,11	1,01	2,89	3,32	3,63	3,87	3,12
Ta	0,08	0,11	0,10	0,15	0,15	0,18	0,18	0,15
Th	0,55	0,74	1,01	2,90	2,79	3,69	4,47	3,22
U	0,18	0,39	0,57	1,10	1,04	0,90	1,26	0,81
V	156	65	70	21	12	5	12	23
Cr	55	38	21	32	30	45	43	34
Co	46	13	6	6	3	3	5	4
Ni	60	17	29	7	4	5	5	4
La	3,79	4,71	3,86	16,19	10,87	20,94	18,71	15,28
Ce	10,38	11,65	10,33	31,34	22,48	39,76	37,41	32,08
Pr	1,63	1,76	1,43	4,21	3,20	4,58	4,85	4,08
Nd	8,75	7,37	6,92	16,25	13,82	17,08	19,15	18,02
Sm	2,88	1,70	1,85	3,87	3,10	3,80	4,48	4,33
Eu	0,92	0,53	0,57	0,78	0,74	0,93	0,72	0,79
Gd	2,98	1,65	1,54	4,35	3,95	4,25	4,93	4,69
Tb	0,51	0,24	0,26	0,70	0,70	0,70	0,78	0,81
Dy	3,18	1,46	1,59	4,73	4,73	4,90	5,20	5,70
Ho	0,67	0,30	0,35	1,07	1,07	1,05	1,14	1,22
Er	1,77	0,81	1,01	3,00	3,28	3,23	3,59	3,64
Tm	0,27	0,12	0,16	0,49	0,51	0,54	0,56	0,57
Yb	1,68	0,81	1,02	3,20	3,40	3,47	3,80	3,61
Lu	0,29	0,12	0,19	0,47	0,51	0,54	0,58	0,54
ΣREE	39,69	33,12	31,08	90,66	72,35	105,76	105,90	95,35
(La/Yb) <sub>N</sub>	1,5	3,9	2,5	3,4	2,2	4,1	3,3	2,9
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0,9	1,0	1,0	0,6	0,7	0,7	0,5	0,5
Sr/Y	23	44	71	4	7	7	3	4

Таблица 1 (продолжение)

Компонент	Тунгалагский массив (плагиогранитная ассоциация, поздняя)					массив Их-Замын (гранитная ассоциация)				
	PM-9-15	PM-8-15	PM-13-15	PM-14/1-15	PM-11-15	PM-16-16	PM-17-16	PM-13A-16	PM-20-16**	PM-21-16**
SiO <sub>2</sub> , мас. %	71,59	73,86	75,47	69,86	74,54	68,98	69,98	71,20	56,64	55,92
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,26	0,25	0,31	0,28	0,26	0,21	0,23	0,22	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,86	12,41	12,44	13,43	12,39	15,53	14,91	15,07	19,56	19,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	3,62	3,72	3,30	5,57	3,53	2,93	2,45	2,36	3,05	3,29
MnO	0,05	0,04	0,04	0,08	0,03	0,08	0,07	0,07	0,09	0,08
MgO	0,87	0,53	0,47	0,98	0,46	0,93	0,79	0,76	1,04	1,12
CaO	3,30	2,49	1,63	2,99	2,02	2,14	1,96	1,21	5,25	5,17
Na <sub>2</sub> O	5,32	4,80	4,74	4,24	4,70	4,43	4,36	4,44	6,29	6,06
K <sub>2</sub> O	0,32	0,43	0,59	0,99	0,90	2,84	3,10	3,15	1,98	1,65
LiO	0,84	0,80	0,99	1,31	0,81	1,10	1,56	1,27	5,27	6,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,06	0,05	0,07	0,06	0,08	0,07	0,08	0,05	0,05
Сумма	100,15	99,40	99,96	99,86	99,72	99,31	99,46	99,84	9944	99,79
Rb, г/г	3	11	10	19	15	64	70	69		
Sr	134	147	118	126	93	388	352	289		
Ba	134	158	199	267	267	640	516	513		
Y	34,61	31,13	30,66	33,95	37,34	19,44	10,69	10,71		
Zr	112	112	131	113	73	101	92	89		
Hf	3,63	3,24	3,70	3,12	2,48	2,77	2,73	2,66		
Nb	2,65	2,43	2,82	2,22	3,54	8,68	7,21	6,99		
Ta	0,15	0,12	0,15	0,12	0,18	0,93	0,48	0,72		
Th	2,72	2,32	2,67	2,10	2,48	16,98	11,93	13,32		
U	0,81	1,10	0,77	0,75	0,81	2,36	2,63	1,37		
V	39	22	21	59	18	32	25	23		
Cr	50	86	60	70	44	26	34	23		
Co	6	5	4	8	5	4	4	4		
Ni	6	7	9	11	5	9	7	5		
La	11,26	11,79	17,63	6,87	12,41	37,85	19,43	24,61		
Ce	27,10	24,98	34,87	16,08	26,34	71,45	37,27	51,05		
Pr	3,89	3,25	4,50	2,50	3,49	7,92	4,17	5,68		
Nd	15,92	13,67	16,20	11,59	14,94	25,92	14,26	18,22		
Sm	4,00	3,48	3,19	3,11	3,73	3,92	2,24	2,66		
Eu	0,67	0,72	0,60	0,56	0,59	0,58	0,47	0,50		
Gd	4,34	3,95	3,90	4,04	4,56	3,28	2,01	2,23		
Tb	0,73	0,67	0,64	0,67	0,81	0,46	0,30	0,32		
Dy	5,30	4,60	4,53	4,80	5,67	3,02	1,70	1,79		
Ho	1,17	1,05	0,98	1,08	1,26	0,60	0,36	0,34		
Er	3,64	3,04	2,92	3,35	3,55	1,70	1,10	0,96		
Tm	0,57	0,49	0,48	0,54	0,56	0,29	0,18	0,15		
Yb	3,70	3,20	3,22	3,56	3,52	1,90	1,17	1,00		
Lu	0,55	0,48	0,48	0,54	0,54	0,27	0,18	0,16		
ΣREE	75,38	82,84	94,12	59,27	81,96	159,16	84,84	109,66		
(La/Yb) <sub>N</sub>	2,5	2,1	3,7	1,3	2,4	13,4	11,2	16,6		
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,7	0,6		
Sr/Y	5	4	4	5	4	20	33	27		

**Таблица 1 (окончание)**

Компонент	Шутхуинский массив (диоритовая ассоциация)		
	PM-83-18	PM-81-18	PM-82-18
SiO <sub>2</sub> , мас. %	58,20	58,44	60,10
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,66	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,84	16,71	16,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	9,43	9,12	8,13
MnO	0,18	0,18	0,15
MgO	2,51	2,48	2,21
CaO	6,57	6,61	5,89
Na <sub>2</sub> O	3,14	3,15	3,24
K <sub>2</sub> O	1,16	1,14	1,34
LiO	0,55	0,67	1,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,13	0,10
Сумма	99,38	99,31	99,80
Rb, г/г	26	27	29
Sr	224	221	190
Ba	229	219	282
Y	23,16	23,20	21,49
Zr	99	88	97
Hf	2,63	2,25	2,62
Nb	3,58	3,32	3,00
Ta	0,23	0,20	0,23
Th	4,00	3,78	3,96
U	0,47	0,35	0,61
V	146	140	134
Cr	28	22	18
Co	23	20	19
Ni	7	12	7
La	12,91	12,75	12,31
Ce	28,32	27,71	26,12
Pr	3,47	3,47	3,19
Nd	14,71	15,13	12,84
Sm	3,39	3,40	2,80
Eu	1,00	0,97	0,86
Gd	3,63	3,74	3,29
Tb	0,61	0,61	0,55
Dy	3,67	3,79	3,54
Ho	0,84	0,81	0,73
Er	2,33	2,34	2,21
Tm	0,36	0,36	0,34
Yb	2,36	2,40	2,16
Lu	0,36	0,37	0,33
ΣREE	77,98	77,83	71,26
(La/Yb) <sub>N</sub>	3,7	3,6	3,8
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0,9	0,8	0,9
Sr/Y	9	9	8

Примечание. Eu\* = (Sm+Gd)/2.

**Таблица 2.** Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований пород изученных гранитоидных и габброидных массивов

No	№ образца	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}),$ млн лет	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ изм.	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$
			г/г						г/г					
1	PM-44-07	543	2,67	8,89	0,1819	0,513108±6	10,2		3,1	486	0,01848	0,70365±3	0,70350	-4,9
2	PM-44/2-07	543	1,51	6,05	0,1504	0,513000±7	10,3		8,6	375	0,06666	0,70355±2	0,70303	-11,9
3	PM-10-47	555	2,13	7,76	0,1659	0,513047±5	8,0		1,6	244	0,01885	0,70345±4	0,70330	-7,8
4	C-5-66.3*	544	2,89	11,06	0,1578	0,512887±3	7,6		17,5	278	0,18220	0,70478±5	0,70337	-7,0
5	PM-7-16	547	3,52	13,68	0,1555	0,512878±7	7,6		5,2	190	0,07927	0,70396±7	0,70334	-7,4
6	PM-8-15	533	3,63	13,48	0,1626	0,512894±6	7,3		11,1	127	0,25172	0,70554±6	0,70363	-3,6
7	PM-81-18	542	3,44	15,53	0,1433	0,512579±7	2,5	1065	33,9	216	0,45463	0,71077±2	0,70726	48,2
8	PM-35/1-07	559	1,89	7,72	0,1483	0,512518±5	1,1	1201	9,1	273	0,09693	0,70652±5	0,70575	27,0
9	PM-13A-16	483	29,17	181,95	0,0969	0,512408±5	1,7	1092	77,7	274	0,82084	0,70979±2	0,70414	2,9

*Примечание.* 1–2 – массив Баян-Цаган-Ула, 3 – Восточно-Баянцаганский массив, 4 – массив Три Холма, 5–6 – Тунгалагский массив (5 – ранняя ассоциация, 6 – поздняя ассоциация), 7 – Шутхуинский массив, 8 – Таван-Хаирханский массив, 9 – массив Их-Замын. \* – по данным [Руднев и др., 2013].

**Таблица 3.** Результаты Lu–Hf изотопных исследований магматического и ксеногенного циркона (LA-ICP-MS)

№ пп	№ точки	Lu-Hf отношения				U-Pb возраст, млн лет	Hf <sub>initial</sub>	ε <sub>Hf</sub> (T)	±1SE	T <sub>Hf(DM)</sub> , млрд лет	T <sub>Hf(DM)<sup>Crustal</sup></sub> , 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>Таван-Хаирханский массив</b>											
<i>Габброидная ассоциация, лейкогаббро, образец РМ-35/1-07</i>											
1	3	0.282616	0.000012	0.001410	0.036299	561	0.282601	6.0	0.4	0.91	1.12
2	5	0.282622	0.000021	0.001897	0.048010	556	0.282602	5.9	0.7	0.92	1.12
3	6	0.282616	0.000016	0.001702	0.041672	560	0.282598	5.8	0.6	0.92	1.13
4	10	0.282620	0.000013	0.002246	0.057546	557	0.282596	5.7	0.5	0.93	1.14
5	14	0.282616	0.000014	0.002556	0.065703	560	0.282589	5.6	0.5	0.94	1.15
6	18*	0.282615	0.000012	0.002279	0.056798	580	0.282591	6.1	0.4	0.93	1.13
7	22*	0.282617	0.000015	0.001664	0.043115	577	0.282599	6.3	0.5	0.92	1.12
8	29*	0.282615	0.000015	0.001933	0.050415	578	0.282594	6.1	0.5	0.93	1.13
9	2*	0.282607	0.000015	0.002196	0.055950	583	0.282583	5.8	0.5	0.94	1.15
<b>Восточно-Баянцаганский массив</b>											
<i>Плагиогранитная ассоциация, плагиогранит, образец РМ-10-47</i>											
10	4	0.282858	0.000010	0.000986	0.027057	554	0.282848	14.6	0.4	0.56	0.56
11	27	0.282852	0.000012	0.001302	0.035525	554	0.282839	14.3	0.4	0.57	0.59
12	30	0.282861	0.000014	0.003544	0.102847	556	0.282824	13.8	0.5	0.60	0.62
13	48	0.282828	0.000011	0.002046	0.053064	555	0.282807	13.2	0.4	0.62	0.66
14	49	0.282854	0.000028	0.000806	0.021488	556	0.282845	14.5	0.9	0.56	0.57
15	50	0.282855	0.000016	0.001465	0.042129	559	0.282839	14.4	0.6	0.57	0.58
16	18*	0.282852	0.000011	0.005363	0.155621	576	0.282794	13.2	0.4	0.64	0.67
17	21*	0.282855	0.000013	0.001311	0.034359	575	0.282841	14.8	0.5	0.57	0.57
18	22*	0.282834	0.000010	0.001846	0.052381	574	0.282814	13.8	0.4	0.61	0.63
19	36*	0.282819	0.000011	0.004487	0.123688	571	0.282771	12.3	0.4	0.68	0.73
20	42*	0.282845	0.000009	0.003809	0.111224	572	0.282804	13.4	0.3	0.62	0.65
21	47*	0.282853	0.000011	0.003160	0.088784	613	0.282816	14.8	0.4	0.60	0.60
22	28*	0.282843	0.000022	0.003497	0.090789	642	0.282801	14.9	0.8	0.62	0.61
23	9*	0.282901	0.000018	0.005714	0.147523	658	0.282830	16.3	0.6	-	-
<b>массив Баян-Цаган-Ула</b>											
<i>Диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, тоналит-порфир, образец РМ-44/1-07</i>											
24	2.1	0.282848	0.000011	0.001937	0.047454	544	0.282828	13.7	0.4	0.59	0.61
25	5.2	0.282826	0.000013	0.001394	0.034127	547	0.282811	13.1	0.5	0.61	0.65
26	7.1	0.282863	0.000017	0.001238	0.033393	536	0.282851	14.3	0.6	0.56	0.57
27	10.1	0.282850	0.000011	0.000672	0.016949	540	0.282844	14.1	0.4	0.56	0.58
28	12.1	0.282850	0.000014	0.001426	0.036251	552	0.282836	14.1	0.5	0.58	0.59
29	1.1*	0.282867	0.000012	0.001508	0.036145	564	0.282851	14.9	0.4	0.55	0.55
30	3.1*	0.282851	0.000013	0.001446	0.034370	567	0.282835	14.4	0.5	0.58	0.58
31	6.1*	0.282862	0.000011	0.001418	0.033316	563	0.282847	14.7	0.4	0.56	0.56
32	11.1*	0.282847	0.000015	0.000824	0.020668	571	0.282838	14.6	0.5	0.57	0.57
<b>массив Их-Замын</b>											
<i>гранитная ассоциация, гранит, образец РМ-13А-16</i>											
33	3	0.282605	0.000010	0.002226	0.067675	472	0.282585	3.5	0.4	0.95	1.21
34	26	0.282571	0.000008	0.002914	0.088925	478	0.282544	2.1	0.3	1.02	1.30
35	27	0.282660	0.000012	0.001360	0.035075	484	0.282648	5.9	0.4	0.85	1.06
36	38	0.282600	0.000009	0.002565	0.094078	477	0.282577	3.3	0.3	0.96	1.23
37	39	0.282591	0.000010	0.001541	0.043794	482	0.282577	3.4	0.3	0.95	1.23
38	2*	0.282579	0.000010	0.001364	0.035291	531	0.282565	4.1	0.4	0.96	1.22
39	12*	0.282589	0.000010	0.002648	0.079193	536	0.282562	4.1	0.3	0.98	1.23
40	31*	0.282602	0.000008	0.001845	0.054021	527	0.282584	4.6	0.3	0.94	1.18
41	36*	0.282606	0.000010	0.001519	0.044858	529	0.282591	4.9	0.3	0.93	1.17

Примечание. \* – точки, где проводились изотопные исследования ксеногенного циркона, остальные – магматического циркона.

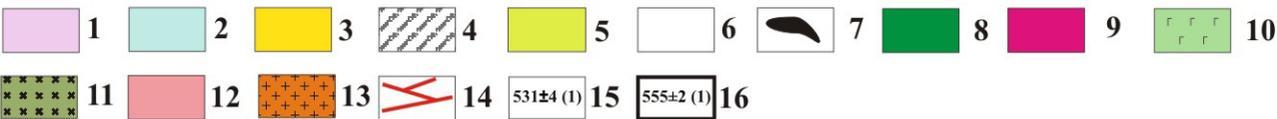
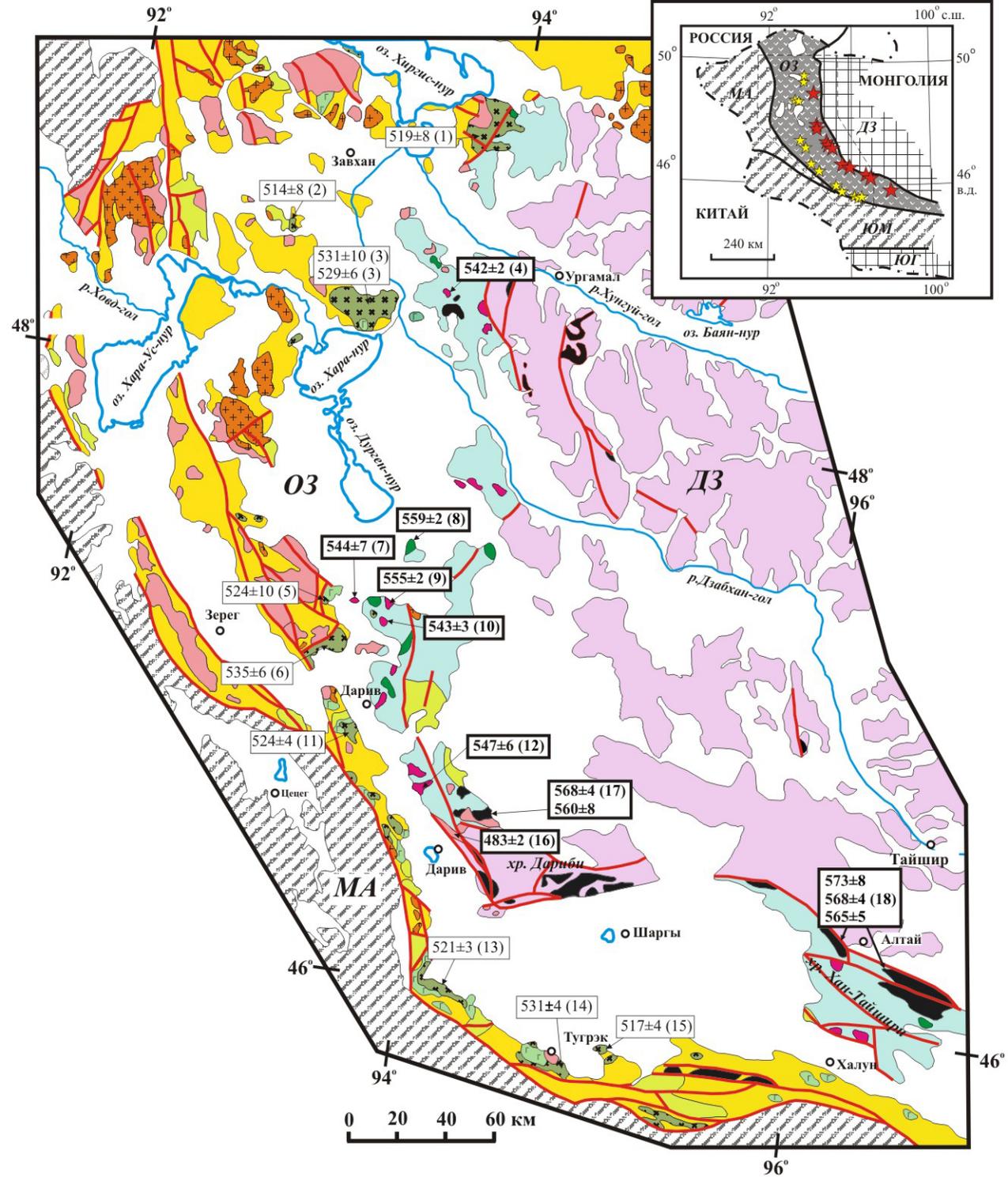


рис. 1

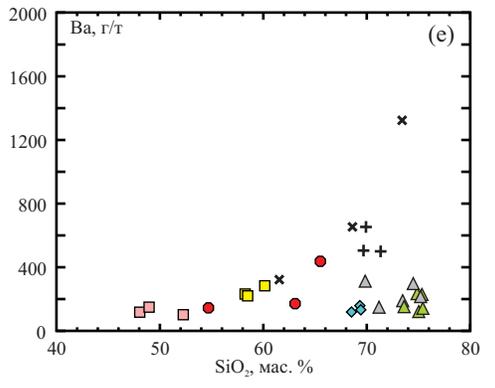
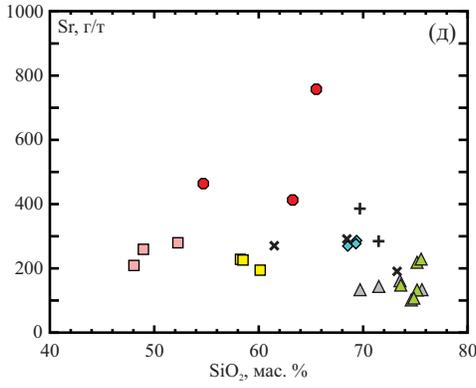
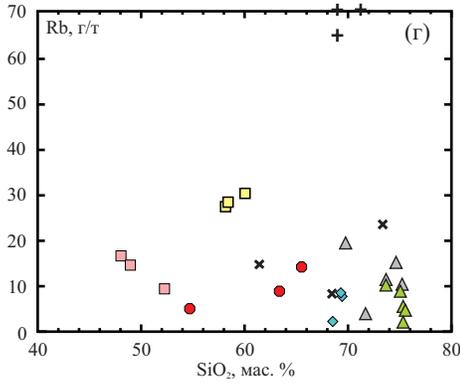
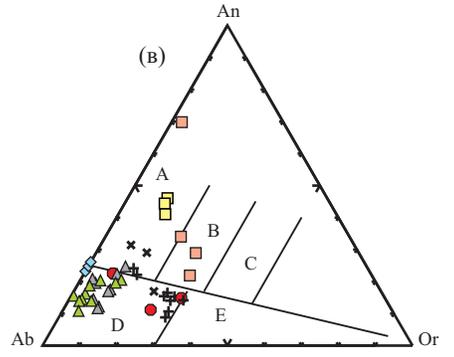
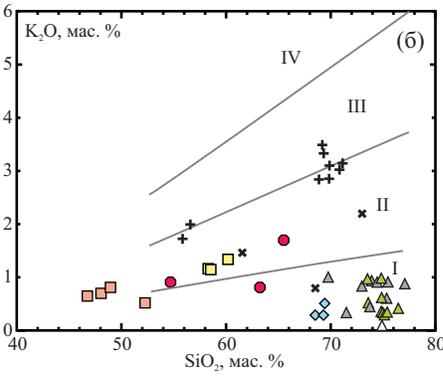
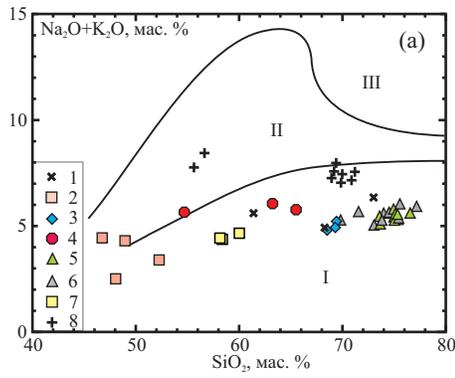


рис. 2

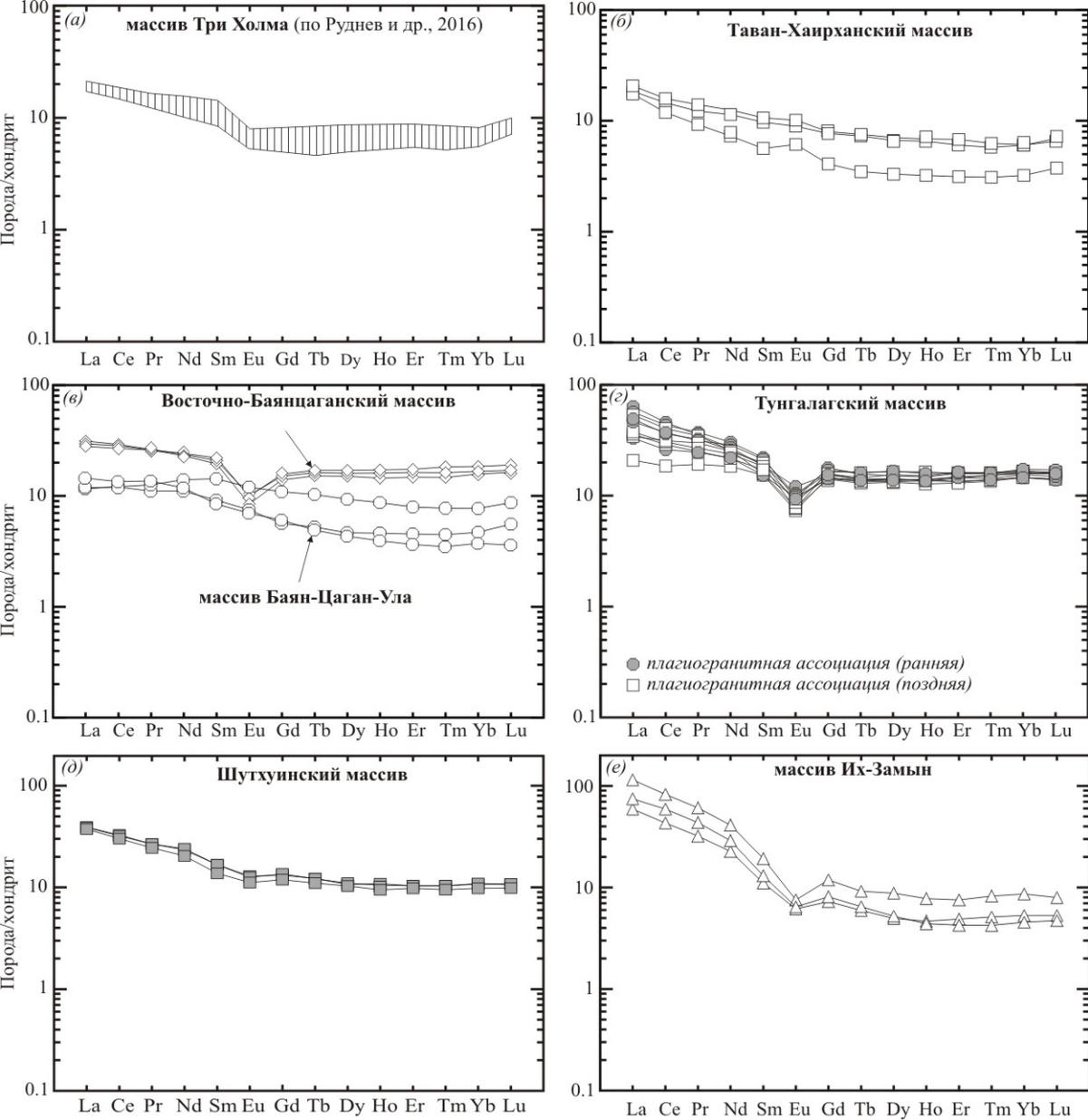


рис. 3

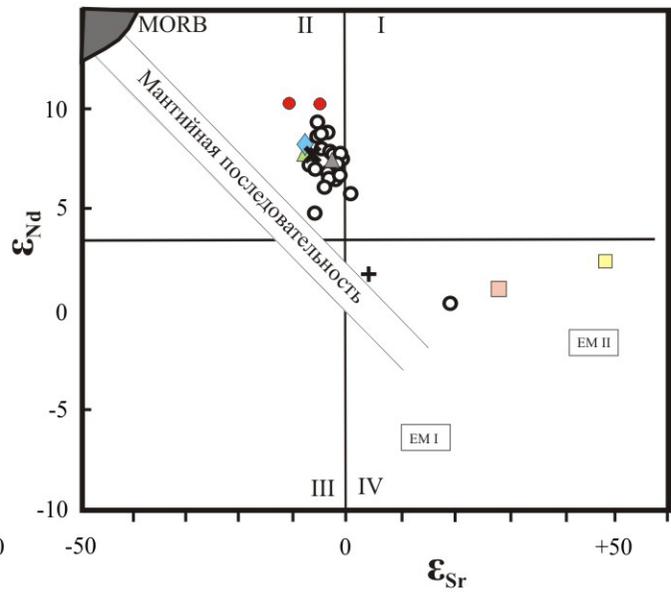
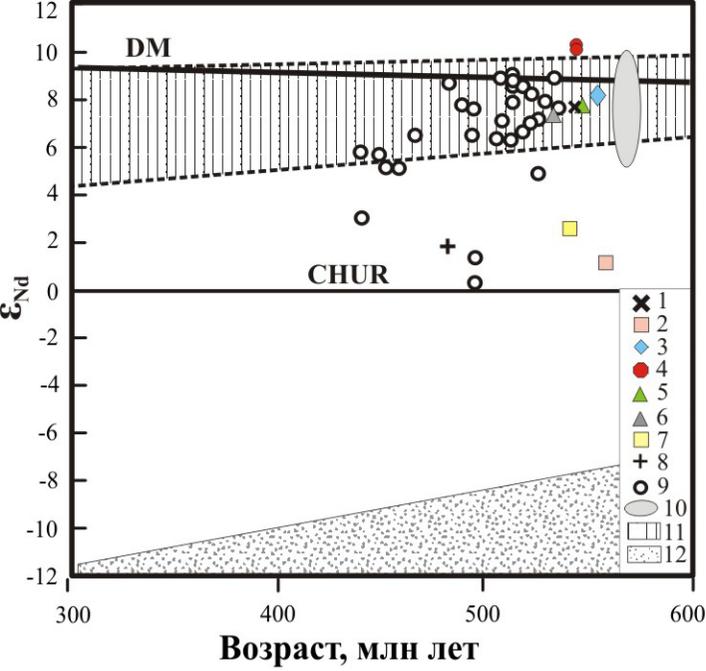
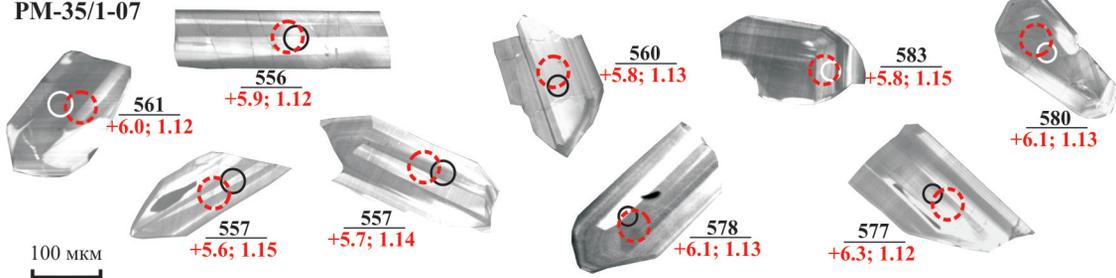
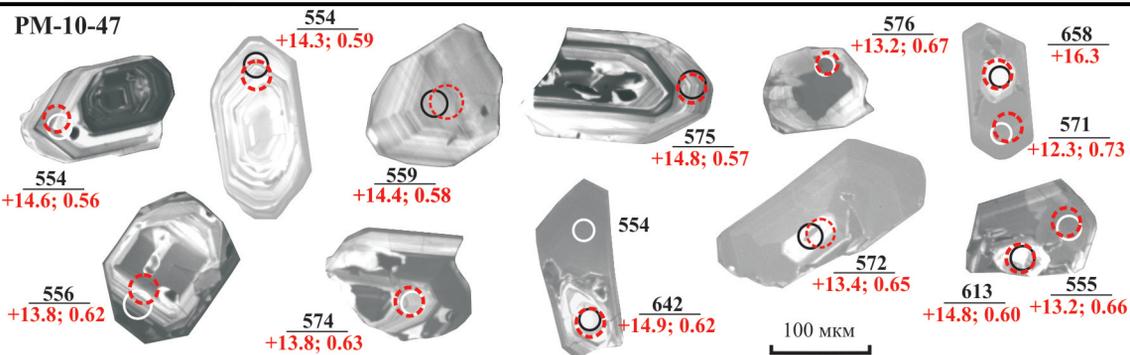


рис. 4

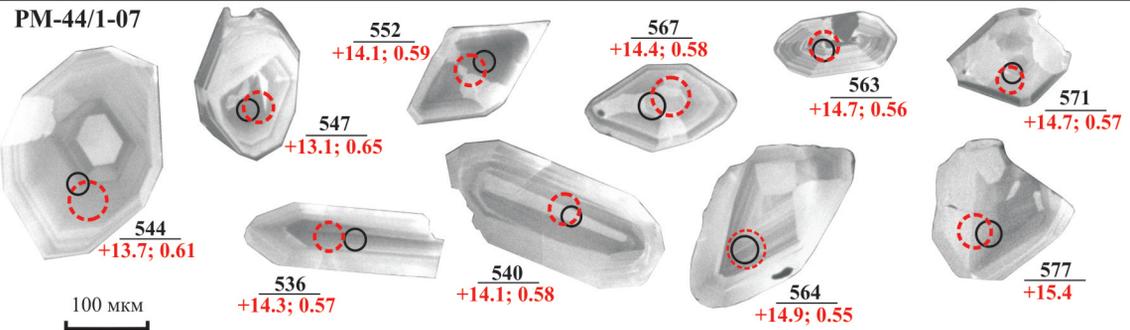
PM-35/1-07



PM-10-47



PM-44/1-07



PM-13A-16

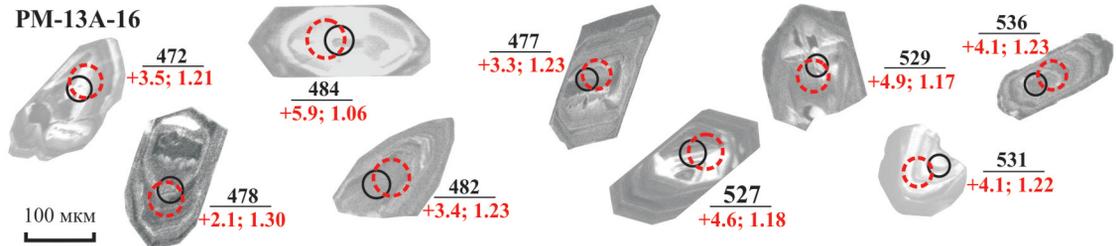


Рис. 5

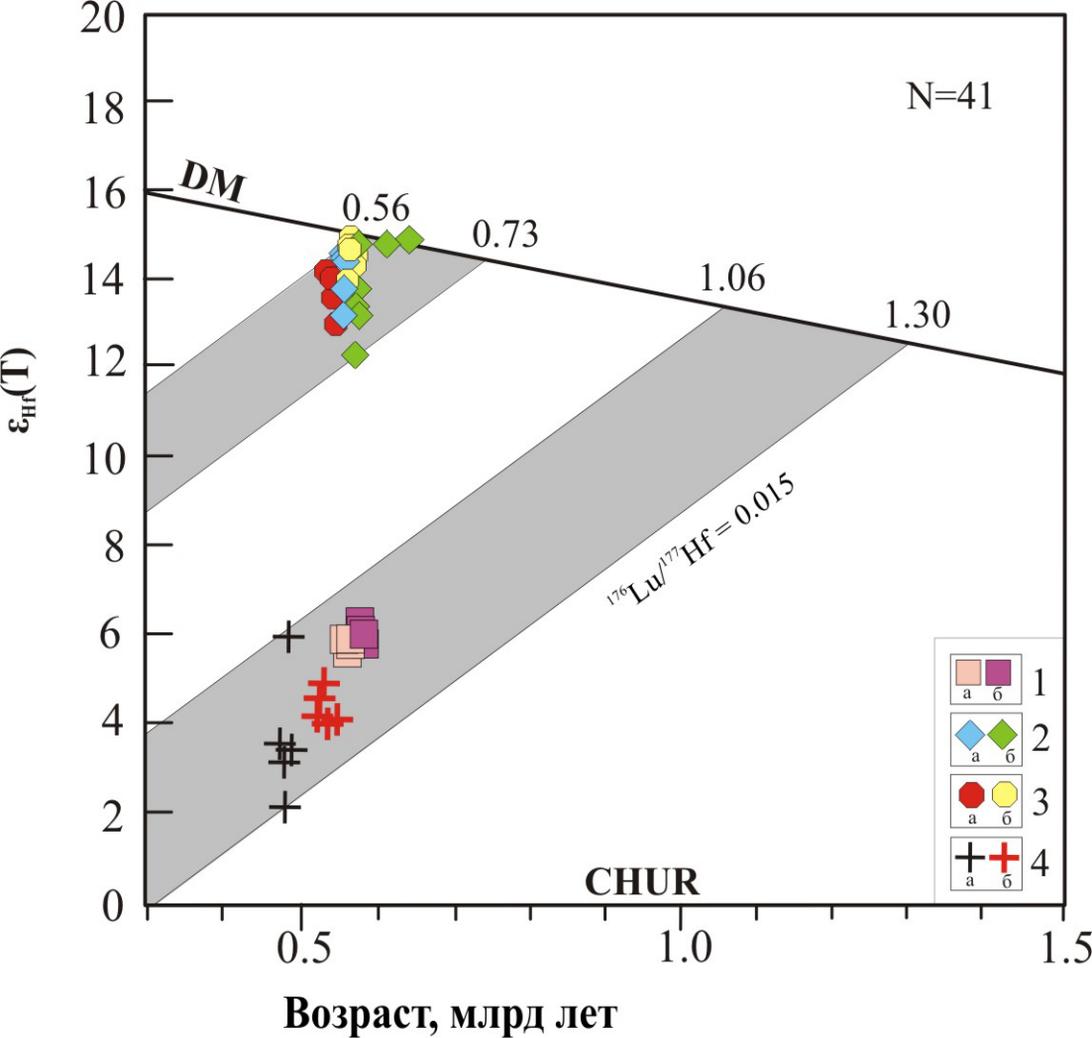


рис. 6