

МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

УДК 552.3+550.4+550.93+551.24

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ
ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ (на примере Бумбатхаирханского ареала)

С.Н. Руднев¹, А.Э. Изох^{1,2}, А.С. Борисенко^{1,2}, И.В. Гаськов^{1,2}

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

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приведены результаты исследования геологического строения, возрастной последовательности становления поздненеопротерозойских-раннепалеозойских плагиогранитоидных и габброидных ассоциаций Бумбатхаирханского интрузивного ареала Озерной зоны Западной Монголии. Рассмотрены петрогеохимические характеристики плагиогранитоидов, позволившие оценить условия формирования исходных для них расплавов на островодужном и аккреционно-коллизийном этапах развития региона, а также выявить основные магмогенерирующие источники и ведущие механизмы, приведшие к формированию крупных объемов гранитоидных расплавов и их взаимосвязь с процессами рудообразования.

По содержанию и характеру распределения редких и редкоземельных элементов и их индикаторным отношениям они подразделяются на плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типа. Среди плагиогранитоидов островодужного этапа (551—524 млн лет) в Бумбатхаирханском ареале наиболее широкое развитие имеют высокоглиноземистые плагиограниты, формирование которых связано с частичным плавлением метабазитов при погружении их в зону субдукции при $P \geq 15$ кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом. По геохимическим характеристикам они имеют сходство с высококремнистыми адакитами различных регионов мира. Низкоглиноземистые плагиогранитоиды островодужного этапа имеют меньшее развитие. Геохимические характеристики указывают, что формирование исходных для них расплавов связано с частичным плавлением метабазитов, расположенных в основании островодужной системы при $P \leq 8$ кбар в равновесии с амфиболсодержащим реститом.

Плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа (511—468 млн лет) в Бумбатхаирханском ареале характеризуются наиболее широким развитием плагиогранитоидов. Среди них выделяются плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типа. По содержанию микроэлементов и их индикаторным отношениям, низкоглиноземистые плагиогранитоиды формировались за счет частичного плавления метабазитов в верхних частях коллизийного сооружения при $P \leq 8$ кбар в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом, а высокоглиноземистые плагиогранитоиды при плавлении метабазитов в основании утолщенной коры при $P \geq 15$ кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом.

По данным геохронологических исследований, в Бумбатхаирханском очаговом ареале выделяются два этапа рудообразующих процессов, которые в пространстве и во времени связаны с формированием плагиогранитоидов низкоглиноземистого типа. Ранний этап формирования оруденения (518 ± 5 млн лет), фиксируемый по Cu(Au)-оруденению жильного типа, по времени соотносится со становлением островодужных низкоглиноземистых плагиогранитоидов массива Дарби (~524 млн лет). Второй этап формирования Cu-Mo(Au) порфирирового оруденения (456 ± 4 млн лет) связан с низкоглиноземистыми плагиогранитами аккреционно-коллизийного этапа (~468 млн лет).

Центрально-Азиатский складчатый пояс, Озерная зона Западной Монголии, поздненеопротерозойский-раннепалеозойский интрузивный магматизм, геохронология и геохимия.

GRANITOID MAGMATISM AND METALLOGENY OF THE LAKE ZONE IN WESTERN MONGOLIA
(by the example of the Bumbat-Hairhan area)

S.N. Rudnev, A.E. Izokh, A.S. Borisenko, and I.V. Gas'kov

We present results of study of the geologic structure and age sequence of formation of the Late Neoproterozoic–Early Paleozoic plagiogranitoid and gabbroid associations in the Bumbat-Hairhan intrusive area of the Lake Zone in Western Mongolia. The petrogeochemical characteristics of the plagiogranitoids provide information about the conditions of formation of their parental melts at the island-arc and accretion–collision stages

of the regional evolution. They also help to establish the main magma-generating sources as well as the major mechanisms of large-scale formation of granitoid melts and their relationship with ore generation processes.

According to the trace-element and REE patterns and indicative ratios of these elements, the plagiogranitoids are subdivided into high- and low-alumina ones. Among the island-arc plagiogranitoids (551–524 Ma) of the Bumbat-Hairhan area, high-alumina varieties are the most widespread. They resulted from the partial melting of metabasites in equilibrium with garnet-containing restite at ≥ 15 kbar during their subsidence into the subduction zone. In geochemical features these plagiogranitoids are similar to high-Si adakites of different world regions. Island-arc low-alumina plagiogranitoids are scarcer. Their geochemical characteristics indicate that the parental melts were generated through the partial melting of metabasites in the basement of the island-arc system in equilibrium with amphibole-containing restite at ≤ 8 kbar.

Plagiogranitoid associations of the accretion-collision stage (511–468 Ma) are the most widespread in the Bumbat-Hairhan area. They are subdivided into high- and low-alumina ones. According to the contents of trace elements and their indicative ratios, the low-alumina plagiogranitoids resulted from the partial melting of metabasites in equilibrium with plagioclase-containing restite at ≤ 8 kbar in the upper part of the collisional structure, and the high-alumina ones were generated through the melting of metabasites in the basement of thick crust in equilibrium with garnet-containing restite at ≥ 15 kbar.

Geochronological studies in the Bumbat-Hairhan area revealed two stages of ore-generating processes spatially and temporally related to the formation of low-alumina plagiogranitoids. The early stage (518 ± 5 Ma), development of vein Cu(Au) mineralization, coincided in time with the formation of island-arc low-alumina plagiogranitoids of the Darbi massif (~ 524 Ma). The late stage (456 ± 4 Ma), formation of porphyry Cu-Mo (Au) mineralization, was synchronous with the formation of the low-alumina plagiogranites at the accretion-collision stage (~ 468 Ma).

Central Asian Fold Belt, Lake Zone of Western Mongolia, Late Neoproterozoic-Early Paleozoic intrusive magmatism, geochronology, geochemistry

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы при исследовании гранитоидного магматизма большое внимание уделяется вопросам геохронологии и геодинамической позиции [Руднев и др., 2009, 2012, 2013; Гордиенко, 2006; Ярмолюк и др., 2011]. Другим важным аспектом изучения гранитоидов — их индикаторная роль в формировании и эволюции земной коры. Важным полигоном для этих исследований является Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), который относится к одной из наиболее крупных областей развития ювенильного корообразования, протекавшего в диапазоне от позднего рифея и до начала мезозоя [Коваленко и др., 1996; Jahn et al., 2000; Козаков и др., 2002; Ярмолюк и др., 2002, 2003, 2012; Jahn, 2004; Kovalenko et al., 2004; Ковач и др., 2011; Kruk et al., 2011; Kröner et al., 2014]. Особый интерес представляют вопросы взаимосвязей гранитоидного магматизма и различного типа оруденения, включая магматизм и металлогению крупных изверженных провинций [Изох, 1978; Борисенко и др., 2006; Pirajno et al., 2009; Dobretsov et al., 2011]. Взаимосвязям венд-раннепалеозойского магматизма и металлогении в последнее время уделялось мало внимания. В настоящей статье на примере Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии показаны геодинамические условия формирования и особенности вещественного состава разновозрастных гранитных ассоциаций и связанная с ними металлогения. Выбор этого ареала обусловлен тем, что в нем гранитоидный магматизм различного геохимического типа проявился в широком диапазоне времени от позднего неопротерозоя до позднего ордовика (550—460 млн лет) [Руднев и др., 2012], и в нем широко проявлено разнотипное и разновозрастное медное и золотое оруденение [Гаськов и др., 2014]. Медные и золотые рудопроявления в этом ареале, как видно из рис. 1, пространственно ассоциируют с гранитоидами, располагаясь либо внутри гранитных массивов, либо в их контактовых зонах.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ БУМБАТХАИРХАНСКОГО АРЕАЛА

В каледонских структурах Озерной зоны Западной Монголии решение проблем геодинамических условий формирования гранитоидов было основано на собственных данных, а также на материалах, полученных другими исследователями по детальному изучению разрезов вулканогенных и кремнисто-терригенных толщ, их вещественного состава, возраста и изотопных характеристик, по результатам исследования разнообразных по возрасту (от позднего неопротерозоя до позднего ордовика включительно) гранитоидных и габброидных комплексов [Изох и др., 1990, 1998; Хаин и др., 1995; Коваленко и др., 2004; Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011]. Следует отметить, что в основу этого обобщения привле-

чены материалы по северной части Озерной зоны (Хиргиснурский и Харанурский ареалы). В южной части Озерной зоны эти комплексы были изучены лишь фрагментарно, главным образом на примере позднепротерозойских офиолитовых и позднекембрийских гранитоидных ассоциаций [Коваленко и др., 1996; Козаков и др., 2002; и др.].

Результаты исследования раннепалеозойских гранитоидных и габброидных ассоциаций центральной части Озерной зоны (Бумбатхайрханский ареал) [Руднев и др., 2012] позволили выделить в его пределах крупные полихронные плутоны, а также ряд мелких массивов, в составе которых участвуют различные по возрасту и вещественному составу плагиогранитоидные и габброидные ассоциации (см. рис. 1). При этом в западной части этого ареала (хр. Бумбат-Хайрхан) характерен более глубокий уровень эрозионного среза, что определяется крупными размерами габброидных интрузивов (Хайрханский) и полихронными гранитоидными батолитами (Бумбатхайрханский и Гундгузинский). В восточной части уровень эрозионного среза не столь значительный. Так, в хр. Баяны-Цаганы Нуру широко распространены позднепротерозойские вулканы и карбонаты, среди которых картируются только небольшие интрузивы, штоки и дайки. Геохронологические данные показали, что становление гранитоидов и габброидов происходило в широком возрастном диапазоне от 551 до 468 млн лет на двух геодинамических этапах развития региона: островодужный — 551—524 млн лет и аккреционно-коллизийный — 511—468 млн лет [Руднев и др., 2012]. В работе дана детальная петрографическая характеристика выделенных плагиогранитоидных ассоциаций, их петрохимический состав и характер эволюционной направленности. На основе Ar-Ar датирования серицита из золотоносных кварцевых жил были выявлены два рубежа (~518 и ~456 млн лет) их формирования, которые тесно сопряжены в пространстве и во времени с формированием плагиогранитоидов островодужного и аккреционно-коллизийного этапов [Гаськов и др., 2014].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ БУМБАТХАЙРХАНСКОГО АРЕАЛА

Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в представительных образцах плагиогранитоидов приведены в таблице. Их рассмотрение дается с учетом их возраста и геодинамической позиции.

Островодужный этап. Имеющиеся геохронологические данные по Бумбатхайрханскому ареалу с учетом данных по всем плагиогранитоидам Озерной зоны [Руднев и др., 2009] свидетельствуют, что островодужный интрузивный магматизм в этом ареале проявился в возрастном диапазоне от 551 до 524 млн лет. Для этого этапа характерно одновременное формирование гранитоидных и габброидных ассоциаций (см. рис. 1) [Изох и др., 1990; Хаин и др., 1995; Руднев и др., 2012], среди которых, как и в других ареалах Озерной зоны, преимущественное развитие получили плагиогранитоидные ассоциации. Изученные плагиогранитоидные ассоциации отличаются друг от друга по минералого-петрографическому, петрохимическому составу, геохимическим характеристикам и по различным условиям формирования исходных для них расплавов.

Наиболее ранними в Бумбатхайрханском ареале являются породы *диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации*, входящие в состав массива и золотого рудопроявления Три Холма (~551 млн лет, см. рис. 1). Этим гранитоидам предшествуют массивы оливиновых габбро, анортозитов и плагиоперидотитов, которые ранее были отнесены к раннепалеозойскому хиргиснурскому комплексу. Габброиды сильно изменены под воздействием прорывающих их гранитов и наложенного гидротермального оруденения. На гранитоиды массива Три Холма накладывается молибден-медная минерализация, сопровождающаяся повышенными содержаниями золота.

В строении массива Три Холма принимают участие биотит-амфиболовые кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты, образующие самостоятельные интрузивные фазы. По содержанию петрогенных оксидов они относятся к породам известково-щелочной серии нормального ряда [Руднев и др., 2012]. Плагиогранитоиды характеризуются низкими содержаниями Rb (8—23 г/т) и Sr (194—280 г/т) и широкими вариациями Ba (305—1321 г/т) (см. таблицу, рис. 2). По мере возрастания кремнекислотности пород наблюдается увеличение содержания Ba, Zr (93—122 г/т), Hf (2.76—3.38 г/т) и Th (0.95—2.05 г/т), снижение Sr и Y (12.3—20.6 г/т). В характере поведения Nb и Ta такой однонаправленной тенденции не наблюдается. При переходе от кварцевых диоритов ранней фазы к тоналитам второй фазы обнаруживается возрастание концентраций этих элементов, тогда как в плагиогранитах третьей фазы их содержания резко падают и достигают уровня в кварцевых диоритах. Породы ассоциации имеют низкие суммарные содержания редкоземельных элементов ($\Sigma \text{РЗЭ} = 34\text{—}46$ г/т), незначительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.2\text{—}3.2$), а также наличие отрицательных аномалий Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.7\text{—}0.8$), Nb, Ta и Ti (рис. 3, а). По этим геохимическим характеристикам, уровню глиноземистости ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.3\text{—}16.1$ мас. %) и содержанию Yb (1.2—1.8 г/т), а также индикаторным отноше-

Рис. 1. Схема геологического строения Бумбатхаирханского очагового ареала [Руднев и др., 2012].

Стратифицированные образования: 1 — четвертичные отложения; 2 — юрские терригенные отложения; 3 — вулканогенно-осадочные отложения цолюлинской (а) и дегандельской (б) свит, V—С₁. *Интрузивные образования:* 4 — перидотит-пироксенит-габброноритовая ассоциация Баянцаганского массива (БЦ), ~280 млн лет; 5—8 — аккреционно-коллизийный этап, С_{2,3}—О₃; 5 — сиениты и граносиениты субщелочной серии, 6, 7 — диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной серии (5 — высокоглиноземистые и 6 — низкоглиноземистые), 8 — перидотит-пироксенит-габброноритовая ассоциация массива Хайрхан (ХХ) (511 млн лет); 9—12 — островодужный этап, V—С₁; 9 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация золотого рудопроявления Дарби (Д), 10 — плагиогранитная ассоциация высокоглиноземистого типа, 11 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация золотого рудопроявления Три Холма (ТХ), 12 — интрузивные тела перидотит-пироксенит-габброноритовой ассоциации хиргиснурского комплекса; 13 — тектонические нарушения; 14 — результаты U-Rb изотопного датирования, млн лет; 15 — элементы залегания; 16 — дайки основного, среднего и кислого состава, нерасчлененные; 17—19 — рудопроявления; 17 — золота; 18 — меди; 19 — меди и ЭПГ. *Плутоны:* I — Гундузинский, II — Бумбатхаирханский. На врезке показана схема геологического строения северной и центральной части Озерной зоны Западной Монголии. 1 — позднемезозойские и кайнозойские отложения, 2 — ранне- и среднепалеозойские образования (нерасчлененные) Монголо-Алтайской зоны, 3 — позднеопротерозойские-раннекембрийские офиолитовые и островодужные комплексы Озерной зоны (нерасчлененные), 4 — докембрийские микроконтиненты (Дзабханский), 5 — гранитоиды раннего и среднего палеозоя (нерасчлененные), 6 — тектонические нарушения. Ареалы интрузивного магматизма: I — Хиргиснурской, II — Харанурской, III — Бумбатхаирханской.

ниям ($Sr/Y = 11—23$), согласно классификации Д.Г. Арта [Арт, 1983], они сопоставляются с плагиогранитоидами низкоглиноземистого типа (рис. 4, а).

На островодужном этапе и несколько позднее (~535 млн лет) также формировались породы *плагиогранитной ассоциации*, широко проявленные в Бумбатхаирханском плутоне (см. рис. 1). Эти гранитоиды не имеют связи с базитовым магматизмом. По минералого-петрографическому составу они резко отличаются от предшествующих гранитоидов. Гранитоиды этого комплекса представлены двумя фазами: биотитовые и биотит-мусковитовые плагиограниты (первая фаза) и лейкоплагиограниты (вторая фаза). Среди этих гранитов наблюдаются многочисленные кварц-халькопиритовые жилы без значительных содержаний золота (см. рис. 1). Они сопровождаются зонами калишпатизации, поэтому их связь с этими плагиогранитами не очевидна.

По петрохимическому составу гранитоиды этого плутона относятся к породам известково-щелочной серии, но отличаются от плагиогранитоидов массива Три Холма более высокой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 15.0—16.3$ мас. %) и концентрациями Sr (498—515 г/т, см. таблицу, рис. 2), пониженными K_2O , CaO, Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO и Rb (5—7 г/т), Ba (416—900 г/т), Zr (32—74 г/т), Hf (0.97—1.99 г/т), Th (0.02—0.20 г/т), U (0.06—0.24 г/т) и Y (2.9—5.4 г/т). Специфической особенностью для них являются крайне низкие суммарные содержания редкоземельных элементов ($\Sigma PЗЭ = 8.8—14.3$ г/т), Th и U, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(La/Yb)_N = 2.9—4.3$), высокие отношения Sr/Y (94—170), наличие максимумов по Eu ($(Eu/Eu^*)_N = 1.0—1.7$) и Sr и минимумов Nb, Ta и Ti (см. рис. 3, б). Приведенные для пород этой ассоциации петрогеохимические характеристики и индикаторные отношения позволяют сопоставлять их с плагиогранитоидами высокоглиноземистого типа (см. рис. 4, а).

Интрузивные образования *диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации* (~524 млн лет), наблюдаемые в северо-восточной части Бумбатхаирханского плутона (массив Дарби, см. рис. 1), завершают островодужный интрузивный магматизм в этом ареале. Эти гранитоиды также показывают тесную связь с базитами хиргиснурского комплекса. В экзоконтактовой зоне массива Дарби проявлена золото-сульфидная минерализация жильного типа.

По петрохимическому составу и геохимическим характеристикам гранитоиды этой ассоциации практически не отличаются от плагиогранитоидов массива Три Холма (см. рис. 2) за исключением пониженных концентраций TiO_2 , MgO, Y (11.2—11.6 г/т), U (0.87—1.03 г/т), повышенных Th (2.92—3.3 г/т) и легких редких земель ($(La/Yb)_N = 5.6—6.4$) при сравнении пород с одинаковой кремнекислотностью. По содержаниям Al_2O_3 (13.5—16.5 мас. %), Eu и Y, индикаторным отношениям ($Sr/Y = 25$, см. табл. 2) и диаграммам на рис. 4, а они относятся к плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа. Сходность и устойчивость состава плагиогранитоидных ассоциаций массивов Дарби и Три Холма проявляются и на графиках спектров распределения PЗЭ и спайдер-диаграммах (см. рис. 3, а, в), что, вероятнее всего, свидетельствует о близости состава магмогенерирующего субстрата.

Аккреционно-коллизийный этап. Этот этап развития интрузивного магматизма в Бумбатхаирханском очаговом ареале, прослеживающийся в диапазоне от 511 до 468 млн лет на двух возрастных уровнях (511—505 и ~468 млн лет) [Руднев и др., 2012], характеризуется более широкими масштабами развития плагиогранитоидов. Масштабное гранитообразование в этом секторе Озерной зоны тесно взаимосвязано с широким развитием ультрамафит-мафитового магматизма, который также относится к аккреционно-коллизийному этапу. Наши исследования ультрамафит-мафитового магматизма Озерной зоны по-

Таблица 1. **Содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в представительных образцах**

Элемент	Массив Три Холма			Бумбатхаирханский плутон					
	Диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, 551 ± 13 млн лет			Плагиогранитная ассоциация, 535 ± 6 млн лет				Диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, 524 ± 10 млн лет	
	C-5-66.3	C-20-116	PM-57-07	PM-50-07	PM-49-07	PM-12-08	PM-15-08	C-9-45.5	C-9-133.2
SiO ₂	61.5	68.51	73.17	70.83	71.27	72.24	73.18	70.98	71.64
TiO ₂	0.51	0.38	0.26	0.23	0.21	0.13	0.05	0.19	0.13
Al ₂ O ₃	16.08	14.79	13.27	16.30	15.80	15.25	15.00	14.10	13.46
Fe ₂ O ₃ _{общ.}	6.23	4.12	3.21	2.02	1.75	2.43	1.67	4.54	2.72
MnO	0.12	0.09	0.04	0.05	0.04	0.07	0.05	0.06	0.07
MgO	2.06	1.48	0.65	0.50	0.49	0.59	0.51	0.74	0.58
CaO	5.51	3.9	2.24	3.01	2.46	2.36	2.36	2.45	2.14
Na ₂ O	4.27	4.02	4.21	5.25	5.86	5.81	5.74	4.21	4.09
K ₂ O	1.51	0.81	2.23	0.80	0.77	0.55	0.50	0.87	2.56
П.п.п	1.47	1.34	0.45	0.59	0.79	0.55	0.51	1.40	1.51
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.05	0.09	0.10	0.08	0.07	0.06	0.05
Сумма	99.35	99.51	99.78	99.67	99.54	100.06	99.64	99.54	98.90
Rb	15	8	23	7	7	7	5	18	25
Sr	274	280	194	498	515	504	502	277	290
Ba	305	640	1321	401	530	898	416	492	1542
Y	20.56	12.26	16.96	2.92	5.22	5.36	3.00	11.17	11.64
Zr	93	86	122	32	64	43	74	89	70
Hf	2.76	2.41	3.38	0.97	1.73	1.48	1.99	2.26	2.15
Nb	0.82	1.18	0.96	0.67	0.88	1.18	0.68	1.62	0.72
Ta	0.11	0.30	0.09	0.10	0.09	0.10	0.43	0.10	0.06
Th	0.95	1.90	2.05	0.02	0.14	0.20	0.12	2.92	3.33
U	0.90	1.61	1.15	0.16	0.24	0.17	0.06	0.87	1.03
V	68	38	8	14	10	17	7	29	5
Cr	44	52	15	42	25	14	28	69	63
Co	11	111	7	3	147	1	1	9	3
Ni	10	36	11	35	26	—	—	—	18
La	5.98	5.69	6.85	1.32	1.88	1.95	1.60	9.26	9.30
Ce	14.98	12.51	16.29	2.73	4.95	4.20	3.68	18.94	19.26
Pr	2.08	1.58	2.12	0.39	0.64	0.60	0.49	2.12	2.25
Nd	9.40	6.19	8.79	1.80	2.86	2.59	2.20	7.44	8.38
Sm	2.83	1.69	2.56	0.50	0.86	0.70	0.52	1.63	1.98
Eu	0.60	0.40	0.50	0.28	0.27	0.33	0.26	0.40	0.48
Gd	2.22	1.30	1.78	0.50	0.79	0.54	0.36	1.61	1.47
Tb	0.41	0.23	0.32	0.07	0.12	0.10	0.06	0.26	0.23
Dy	2.93	1.68	2.35	0.45	0.73	0.63	0.37	1.63	1.52
Ho	0.67	0.39	0.57	0.10	0.16	0.15	0.08	0.34	0.36
Er	1.95	1.15	1.70	0.27	0.44	0.44	0.23	0.93	1.08
Tm	0.29	0.18	0.25	0.04	0.07	0.06	0.04	0.15	0.17
Yb	1.80	1.20	1.60	0.28	0.44	0.41	0.25	0.97	1.11
Lu	0.33	0.23	0.29	0.05	0.09	0.08	0.05	0.20	0.23
ΣPЗЭ	46.49	34.43	45.96	8.77	14.27	12.79	10.20	45.89	47.80
(La/Yb) _N	2.2	3.2	2.9	3.2	2.9	3.2	4.3	6.4	5.6
(Eu/Eu*) _N	0.7	0.8	0.7	1.7	1.0	1.6	1.7	0.7	0.8
Sr/Y	13	23	11	170	99	94	167	25	25

плагногранитоидов Бумбатхаирханского очагового ареала Озерной зоны Западной Монголии

Бумбатхаирханский плутон

Диорит-тоналит-плагногранитная ассоциация, 507 ± 4 млн лет

PM-51-07	PM-52-07	PM-54-07	PM-45-07	PM-46/2-07	PM-62-07	PM-48-07	PM-60-07	PM-55-08	PM-47-07
56.32	56.49	56.99	58.96	60.73	61.29	62.08	64.23	65.99	68.13
0.83	0.85	0.77	0.61	0.67	0.77	0.70	0.59	0.28	0.47
17.70	17.55	17.55	17.75	16.13	14.63	15.80	15.70	17.35	14.55
7.71	7.51	7.40	6.66	7.14	7.41	6.29	5.41	3.81	4.54
0.11	0.10	0.11	0.10	0.11	0.11	0.09	0.07	0.04	0.07
4.02	3.97	4.02	2.81	3.32	3.78	2.55	2.58	1.31	1.45
7.44	7.56	7.29	6.78	6.07	5.75	5.49	5.31	5.50	4.30
3.65	3.68	3.44	4.11	3.13	3.36	3.97	3.85	4.08	3.92
0.76	0.71	0.88	0.90	1.26	1.49	1.44	1.18	0.85	1.82
1.38	1.44	1.36	1.18	1.29	1.23	1.36	0.95	0.70	0.88
0.16	0.16	0.17	0.12	0.11	0.15	0.11	0.11	0.05	0.08
100.08	100.02	99.98	99.98	99.96	99.97	99.88	99.98	99.96	100.21
10	5	9	11	17	19	18	13	14	30
517	509	511	358	279	356	304	417	387	225
250	240	263	264	368	438	388	427	655	497
14.96	14.63	12.53	20.61	19.70	21.82	19.76	17.65	16.29	20.34
157	69	82	47	84	157	95	159	79	109
3.77	2.00	2.50	1.55	2.60	4.16	2.83	4.20	2.35	3.21
6.46	0.82	0.82	1.12	4.53	1.34	2.14	1.32	1.91	1.40
4.09	0.07	0.05	0.40	1.08	0.29	1.90	0.57	0.26	0.02
0.73	0.56	0.70	1.04	1.21	1.27	1.74	0.84	0.96	1.55
0.67	0.30	0.29	0.58	0.66	0.56	0.58	0.33	1.10	0.62
172	165	170	131	135	147	126	104	61	68
70	56	72	40	58	44	55	56	34	45
45	20	24	26	19	23	22	202	—	17
49	40	53	31	33	35	30	28	—	21
4.70	4.81	4.28	3.94	4.62	6.72	6.18	6.76	4.02	5.97
11.89	12.22	11.14	10.11	11.97	17.22	14.78	17.40	8.40	14.28
1.83	1.91	1.65	1.55	1.77	2.68	2.15	2.56	1.06	2.02
9.16	9.27	7.96	7.98	8.94	12.89	10.25	11.85	4.61	9.36
2.60	2.71	2.21	2.66	2.57	3.79	2.81	3.18	1.11	2.71
0.83	0.90	0.73	0.76	0.66	0.77	0.78	0.77	0.63	0.66
2.47	2.59	2.12	2.41	2.34	2.86	2.56	2.64	0.79	2.40
0.40	0.39	0.33	0.46	0.45	0.52	0.47	0.42	0.14	0.45
2.45	2.29	2.03	3.10	3.03	3.27	3.15	2.77	0.90	2.90
0.53	0.50	0.44	0.70	0.68	0.71	0.69	0.60	0.21	0.66
1.39	1.39	1.22	1.96	1.94	1.90	1.86	1.68	0.63	1.87
0.20	0.20	0.19	0.29	0.28	0.29	0.28	0.25	0.09	0.28
1.29	1.23	1.14	1.70	1.70	1.86	1.72	1.49	1.47	1.77
0.23	0.23	0.19	0.32	0.29	0.32	0.30	0.26	0.09	0.35
39.97	40.62	35.61	37.94	41.24	55.80	47.98	52.62	24.15	45.69
2.5	2.6	2.5	1.6	1.8	2.4	2.4	3.1	1.8	2.3
1.0	1.0	1.0	0.9	0.8	0.7	0.9	0.8	1.0	0.8
34	35	41	17	14	16	15	24	24	11

Элемент	Гундгузинский плутон								
	Диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация (ранняя), 505 ± 7 млн лет								
	PM-20-08	PM-29-08	PM-66-07	PM-67-07	PM-10-14	PM-27-08	PM-68-07	PM-36-08	PM-68/1-07
SiO ₂	56.70	57.35	57.52	57.59	59.76	61.44	62.21	62.89	73.24
TiO ₂	0.48	0.49	0.62	0.70	0.45	0.52	0.61	0.53	0.09
Al ₂ O ₃	16.90	18.70	17.10	16.50	17.65	16.55	15.76	15.85	15.12
Fe ₂ O ₃ _{зобш.}	7.55	7.17	8.51	8.37	6.55	6.64	6.76	7.39	1.55
MnO	0.16	0.12	0.14	0.15	0.11	0.11	0.11	0.13	0.08
MgO	3.65	3.56	3.65	3.62	3.04	2.87	2.51	2.53	0.49
CaO	7.55	7.73	7.80	7.77	6.49	6.32	6.00	5.98	2.63
Na ₂ O	3.88	3.313	3.21	3.35	3.29	3.76	3.35	3.08	4.99
K ₂ O	0.95	0.54	0.94	0.75	0.85	0.46	0.94	0.35	0.71
П.п.п	0.16	0.10	0.14	0.12	0.09	0.10	0.20	0.09	0.07
P ₂ O ₅	2.07	1.60	1.30	1.33	1.83	1.39	1.50	1.06	0.68
Сумма	100.05	100.19	100.92	100.25	100.11	100.16	99.95	99.88	99.64
Rb	12	9	12	7	8	5	10	7	5
Sr	389	439	389	384	429	399	383	362	349
Ba	283	234	266	363	342	204	486	292	397
Y	15.68	15.45	23.50	22.19	12.47	23.55	23.37	15.68	12.54
Zr	53	30	53	64	59	90	185	98	63
Hf	4.96	3.94	1.56	1.90	3.72	2.47	4.75	2.34	1.86
Nb	2.62	1.93	0.71	1.00	1.46	0.98	1.10	0.72	1.27
Ta	0.1	0.1	0.06	0.03	0.1	0.05	0.01	0.05	0.09
Th	2.46	1.37	1.13	0.29	1.20	0.49	0.64	0.84	0.45
U	0.30	0.25	0.47	0.30	0.27	0.08	0.38	0.23	0.89
V	—	—	158	191	—	133	151	108	9
Cr	—	—	6	61	—	32	34	38	40
Co	—	—	33	28	—	15	75	14	2
Ni	—	—	23	60	—	—	32	—	11
La	2.65	3.34	3.74	4.48	3.53	5.55	4.65	5.72	3.67
Ce	7.29	8.78	9.77	12.12	8.62	13.69	13.31	13.76	8.43
Pr	1.25	1.41	1.63	1.87	1.31	2.15	1.97	1.75	1.28
Nd	6.02	6.97	8.80	9.46	5.62	10.38	10.26	7.31	5.84
Sm	1.94	1.66	2.98	2.82	1.54	3.03	3.31	2.03	1.52
Eu	0.56	0.54	0.80	0.93	0.59	0.78	0.83	0.56	0.33
Gd	2.26	1.95	2.72	2.98	1.70	2.76	2.73	2.08	1.47
Tb	0.41	0.36	0.52	0.54	0.28	0.49	0.53	0.37	0.28
Dy	2.45	2.30	3.59	3.49	1.91	3.45	3.62	2.38	1.73
Ho	0.51	0.49	0.79	0.79	0.39	0.77	0.78	0.53	0.38
Er	1.60	1.37	2.20	2.11	1.06	2.25	2.23	1.49	1.09
Tm	0.24	0.21	0.33	0.30	0.18	0.32	0.34	0.21	0.17
Yb	1.55	1.45	2.05	1.87	1.26	1.81	2.10	1.29	1.14
Lu	0.23	0.22	0.35	0.35	0.18	0.34	0.36	0.20	0.20
ΣP3Э	20.96	31.05	40.26	44.12	28.17	47.78	47.02	39.67	27.52
(La/Yb) _N	1.1	1.6	1.2	1.6	1.9	2.1	1.5	3.0	2.2
(Eu/Eu*) _N	0.8	0.9	0.8	1.0	1.1	0.8	0.8	0.8	0.7
Sr/Y	25	28	17	17	34	17	16	23	28

Гундгузинский плутон							
Диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация (поздняя), 511 ± 5 млн лет							
PM-31-08	PM-33-08	PM-66/1-07	PM-38-08	PM-45-08	PM-47-08	PM-69-07	PM-34-08
61.37	64.29	65.82	66.05	67.61	68.27	70.10	70.46
0.40	0.36	0.34	0.33	0.35	0.42	0.20	0.10
18.10	17.45	16.95	17.55	17.05	15.87	15.55	17.90
5.98	5.18	4.45	4.15	4.05	5.42	2.87	1.75
0.14	0.10	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08	0.03
2.30	1.81	1.21	1.02	1.13	0.92	0.90	0.28
6.46	5.39	5.34	4.96	5.08	4.49	3.90	4.96
3.77	3.80	4.42	4.79	4.20	4.17	4.38	4.06
0.19	0.57	0.17	0.12	0.08	0.11	0.81	0.26
0.13	0.10	0.13	0.11	0.10	0.12	0.09	0.06
0.86	0.77	0.78	0.51	0.53	0.36	1.10	0.53
99.70	99.82	99.69	99.68	100.27	100.23	99.98	100.39
2	8	1	4	1	3	6	3
522	510	454	409	507	358	521	653
213	545	97	92	97	439	527	332
11.75	10.50	7.91	7.92	11.71	7.62	8.05	2.31
34	59	92	70	106	120	52	26
3.27	1.82	2.29	1.52	2.97	2.73	1.60	0.65
1.34	0.77	0.51	1.56	0.88	0.50	2.20	0.34
0.10	0.01	0.03	0.18	0.01	0.09	0.20	0.01
0.82	0.65	0.03	0.70	0.49	0.55	0.34	0.55
0.11	0.16	0.11	0.19	0.51	0.15	0.27	0.02
—	69	42	34	38	31	—	15
—	38	38	22	31	25	—	42
—	9	9	6	6	5	—	3
—	—	17	—	—	—	—	—
2.70	15.59	3.19	5.01	4.21	4.76	5.62	3.33
6.59	25.25	7.69	11.38	9.16	10.74	13.30	6.19
1.09	2.07	1.07	1.35	1.36	1.27	1.75	0.65
5.29	7.12	5.14	4.98	6.74	4.54	7.24	2.38
1.37	1.30	1.30	1.33	1.96	1.15	1.55	0.40
0.53	0.58	0.65	0.55	0.76	0.49	0.44	0.48
1.72	1.10	1.21	1.33	1.43	1.23	1.49	0.26
0.26	0.20	0.20	0.21	0.27	0.21	0.25	0.04
1.57	1.23	1.22	1.20	1.69	1.22	1.32	0.20
0.38	0.29	0.26	0.24	0.39	0.25	0.26	0.04
1.05	0.81	0.72	0.67	1.13	0.69	0.69	0.10
0.16	0.12	0.11	0.10	0.16	0.11	0.11	0.01
1.13	0.70	0.72	0.63	0.91	0.68	0.67	0.69
0.16	0.13	0.14	0.11	0.17	0.13	0.11	0.03
24.00	56.47	23.60	29.10	30.34	27.46	34.81	14.81
4.5	15.1	3.0	5.3	3.1	4.7	5.6	24.3
0.9	1.5	1.6	1.2	1.3	1.2	0.9	4.3
44	49	57	52	43	47	65	282

Элемент	Гундгузинский плутон				Шток (хр. Баяны-Цаганы-Нуру)	
	Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация (поздняя)				Плагиигранитная ассоциация, 468 ± 15 млн лет	
	PM-22-08	PM-24-08	PM-26-08	PM-25-08	PM-42-07	PM-41-07
SiO ₂	70.85	70.13	76.93	77.39	74.35	74.98
TiO ₂	0.09	0.09	0.04	0.03	0.08	0.14
Al ₂ O ₃	15.60	15.80	13.85	13.10	13.87	14.20
Fe ₂ O ₃ общ.	2.88	2.77	0.93	1.18	0.78	0.68
MnO	0.07	0.07	0.05	0.09	0.03	0.01
MgO	0.70	0.73	0.10	0.12	0.20	0.21
CaO	3.51	3.56	1.17	1.13	1.28	0.91
Na ₂ O	4.88	4.90	5.54	5.73	4.92	4.79
K ₂ O	0.30	0.31	0.69	0.47	2.68	3.03
П.п.п	0.06	0.06	0.09	0.08	0.58	0.59
P ₂ O ₅	0.87	0.99	0.47	0.41	0.10	0.09
Сумма	99.81	99.41	99.86	99.73	98.87	99.62
Rb	7	6	3	3	52	49
Sr	486	464	216	198	120	138
Ba	450	314	499	474	927	803
Y	6.55	6.44	7.47	6.36	16.00	19.58
Zr	54	55	19	27	96	50
Hf	1.18	1.27	0.93	1.24	3.06	2.09
Nb	3.01	0.99	1.04	1.74	4.30	4.04
Ta	0.20	0.12	0.09	0.20	0.50	0.14
Th	1.12	0.94	0.27	0.32	3.20	3.47
U	0.32	0.27	0.20	0.55	1.15	0.89
V	17	16	2	4	3	4
Cr	18	23	10	33	32	13
Co	3	3	1	1	5	4
Ni	—	—	—	—	15	10
La	6.35	5.32	3.09	2.54	7.82	11.91
Ce	14.20	11.74	6.63	5.32	18.20	25.66
Pr	1.65	1.33	0.90	0.72	2.52	3.32
Nd	5.69	4.14	3.78	3.19	10.37	13.46
Sm	1.28	0.88	1.05	0.88	2.54	3.31
Eu	0.52	0.37	0.19	0.21	0.51	0.61
Gd	1.04	0.89	0.78	0.72	2.16	2.87
Tb	0.16	0.14	0.14	0.13	0.39	0.47
Dy	0.85	0.74	0.90	0.79	2.40	2.83
Ho	0.17	0.15	0.19	0.18	0.51	0.60
Er	0.43	0.38	0.51	0.49	1.56	1.73
Tm	0.06	0.05	0.08	0.07	0.25	0.25
Yb	0.33	0.31	0.49	0.49	1.64	1.54
Lu	0.05	0.05	0.10	0.09	0.30	0.30
ΣРЗЭ	32.77	26.50	18.83	15.83	51.16	68.87
(La/Yb) _N	12.8	11.6	4.3	3.5	3.2	5.2
(Eu/Eu*) _N	1.3	1.2	0.6	0.8	0.7	0.6
Sr/Y	74	72	29	31	8	7

Примечание. Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом в ИЗК СО РАН (Иркутск) с использованием установки СРМ-25 (аналитики Н.Ю. Царева, Т.В. Попова, Н.Н. Ухова). Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS в ИЗК СО РАН (Иркутск) на установке VG Plasmquad PQ-2, в Центре коллективного пользования Иркутского научного центра СО РАН (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова) по методике [Panteeva et al., 2003], а также на установке Finnigan Element в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск) по методике [Николаева и др., 2008], аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский. Погрешности определения содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составили менее 10 %.

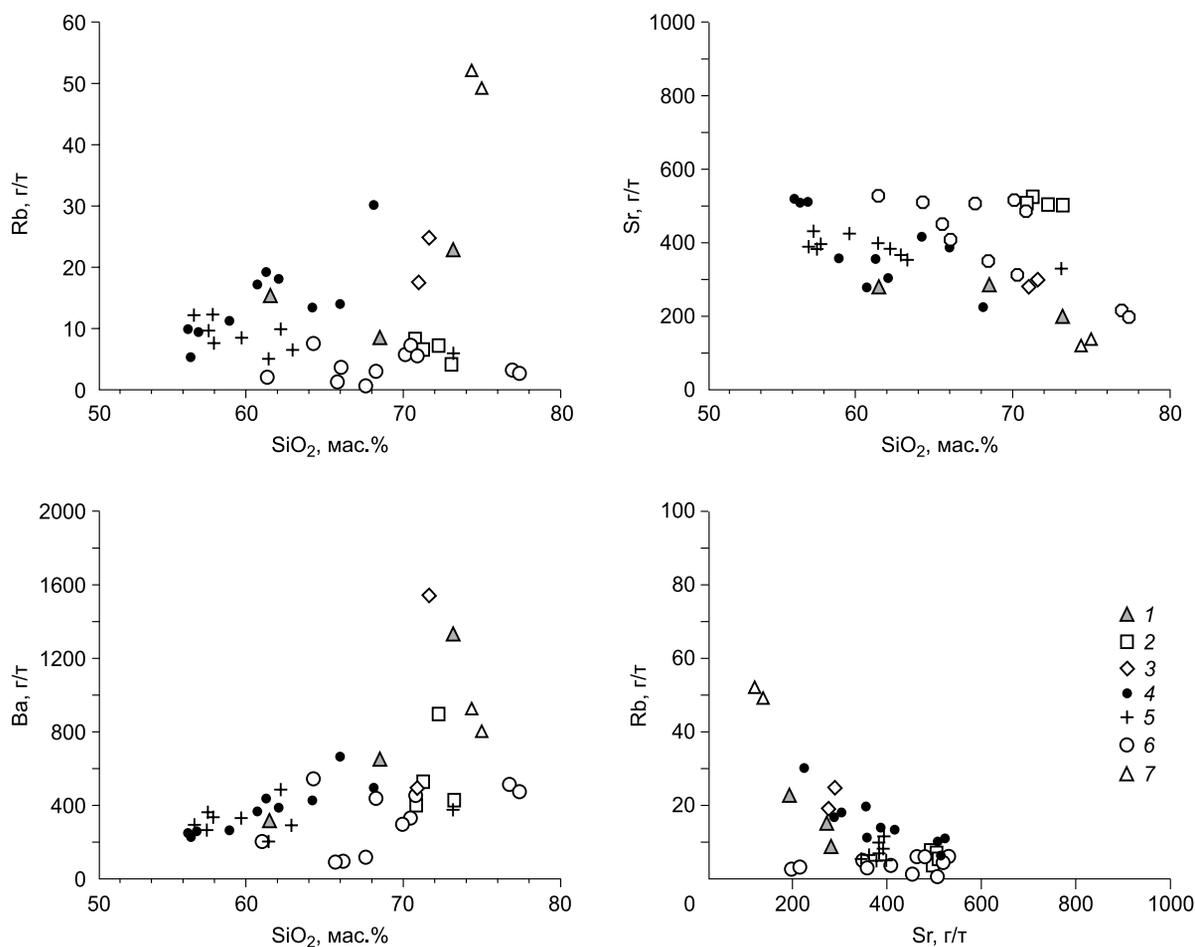


Рис. 2. Диаграммы SiO_2 —Rb, —Sr, —Ba для раннепалеозойских плагиигранитоидных ассоциаций Бумбатхайрханского очагового ареала (по данным табл. 1).

1—3 — островодужные ассоциации: 1 — диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, массив Три Холма, 551 млн лет, 2, 3 — Бумбатхайрханский pluton (2 — плагиигранитная ассоциация, 535 млн лет, 3 — диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, участок Дарби, 524 млн лет); 4—7 — аккреционно-коллизийные ассоциации: 4 — Бумбатхайрханский pluton, диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, 507 млн лет; 5, 6 — Гундгузинский pluton (5 — ранняя диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, 505 млн лет, 6 — поздняя диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, 511 млн лет), 7 — шток (хр. Баяны-Цаганы-Нуру), плагиигранитная ассоциация, 468 млн лет.

казали, что к этому этапу следует относить крупный Хайрханский дифференцированный перидотит-троктолит-габброноритовый pluton в гольцовой части хр. Бумбат-Хайрхан (см. рис. 1). Этот массив, как и другие массивы этого типа, ранее относили к раннепалеозойскому хиргиснурскому комплексу, однако полученные геохронологические данные (~511 млн лет) позволяют отнести его к аккреционно-коллизийному этапу, к которому относятся также платиноносные пикриты урэгнурской вулканоплутонической ассоциации [Изох и др., 2010]. С Хайрханским массивом генетически связаны медно-палладиевая малосульфидная минерализация, располагающаяся в габброноритах верхней части расслоенной серии, а в краевой фации установлена медно-золотая минерализация (см. рис. 1) [Изох и др., 1990].

Среди гранитоидных ассоциаций этого этапа выделяются две самостоятельные ассоциации: диорит-тоналит-плагиигранитная и плагиигранитная. Первая имеет максимальное развитие и проявилась в виде крупных массивов в Бумбатхайрханском и Гундгузинском плутонах в возрастном диапазоне 511—505 млн лет [Руднев и др., 2012]. Породы плагиигранитной ассоциации формировались позднее (468 млн лет) и проявились лишь в составе небольших штоков в районе хр. Баяны-Цаганы-Нуру (см. рис. 1). В контактовых зонах интрузивов этого типа отмечаются медные и золотые рудопроявления, в том числе скарновые.

По петрохимическим характеристикам вышеупомянутые плагиигранитоидные ассоциации независимо от их возраста относятся к породам известково-щелочной серии нормального ряда. Несмотря на

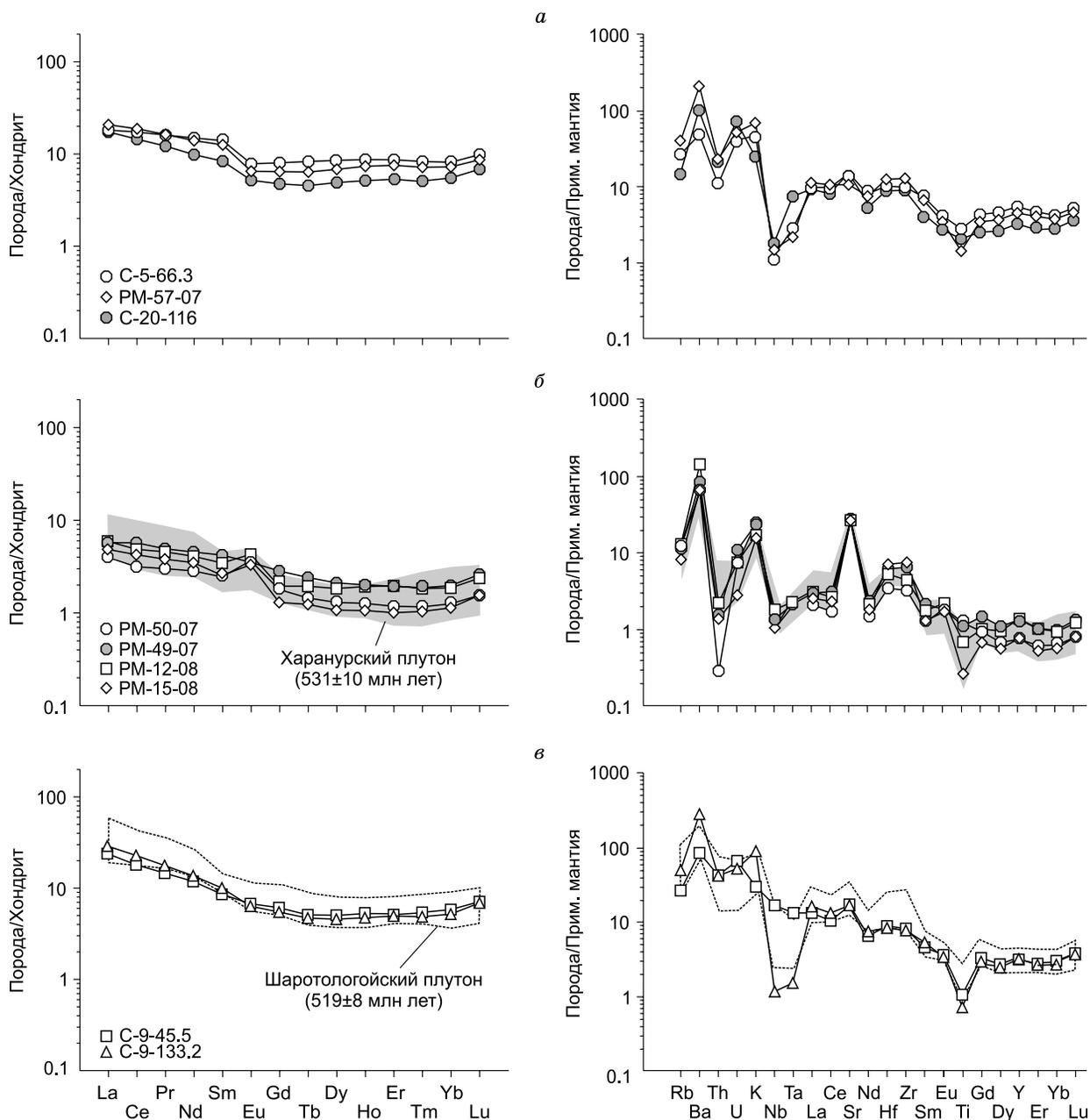


Рис. 3. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в островодужных плагиогранитоидных ассоциациях Бумбатхаирханского очагового ареала.

a — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация массива Три Холма (551 ± 13 млн лет); *б* — плагиогранитная ассоциация Бумбатхаирханского плутона (535 ± 6 млн лет); *в* — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация массива Дарби (524 ± 10 млн лет). Здесь и далее на рис. 5 нормирование проводилось по хондриту CI [Sun, McDonough, 1989] и примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

это, по геохимическим параметрам и условиям формирования исходных расплавов они существенно отличаются друг от друга. По прямым геологическим взаимоотношениям и текстурно-структурным особенностям диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация условно разделена на раннюю и позднюю [Руднев и др., 2012].

Ранняя диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация в Бумбатхаирханском плутоне (507 ± 4 млн лет) в ряду от ранних фаз внедрения к поздним характеризуется возрастанием общей щелочности главным образом за счет повышения K_2O (от низко- до умеренно калиевых). В этом эволюционном ряду наблюдается повышение содержаний Rb (5—30 г/т, см. таблицу, рис. 2), Ba (240—517 г/т), Y (12.5—20.3 г/т) и уменьшение Sr (225—517 г/т) при одновременно широких вариациях высоkozаряд-

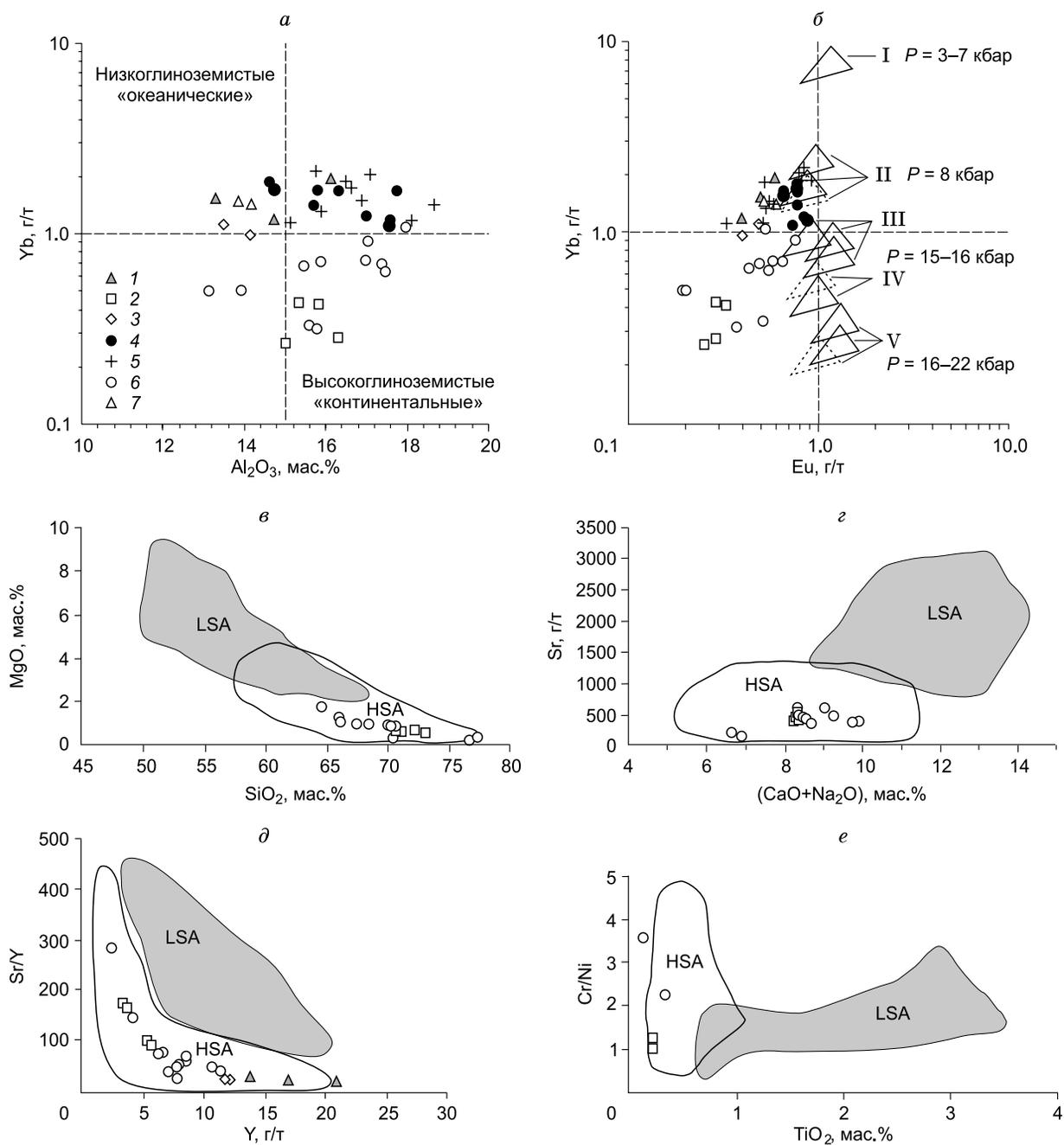


Рис. 4. Диаграммы Al_2O_3 —Yb, Eu—Yb, SiO_2 —MgO, $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ —Sr, Y—Sr/Y, TiO_2 —Cr/Ni по [Арт, 1983; Туркина, 2000; Martin et al., 2005; Castillo, 2006], показывающие вероятные условия образования расплавов для раннепалеозойских островодужных и аккреционно-коллизионных плагиогранитоидов Бумбатхаирханского очагового ареала Озерной зоны.

На диаграмме (б) треугольниками показаны области содержания элементов в расплавах, образующихся при дегидратационном (сплошные линии) и водном (штриховые линии) плавлении источников TH1, TH2 и MORB по данным экспериментальных исследований [Rapp et al., 1991, 1995; Beard et al., 1991] и модельных расчетов [Туркина, 2000] в равновесии с пятью типами респитов: I — $\text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Orx}$, II — $\text{Hb} + \text{Pl} \pm \text{Cpx} \pm \text{Orx}$, III—IV — $\text{Hb} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Gar}$, V — $\text{Cpx} + \text{Gar} \pm \text{Hb}$, Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Orx — ортопироксен, Hb — амфибол, Gar — гранат.

ных элементов (Zr 47—157 г/т, Hf 1.55—4.20 г/т, Nb 1.1—6.5 г/т, Ta 0.05—4.1 г/т). Содержания и характер распределения в породах редкоземельных элементов ($\Sigma\text{PЗЭ} = 23.19$ —55.80 г/т) указывают на их слабофракционированный характер, слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.8$ —2.6), наличие минимумов по европию ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.7$ —1.0), Nb, Ta и Ti и максимумов Sr

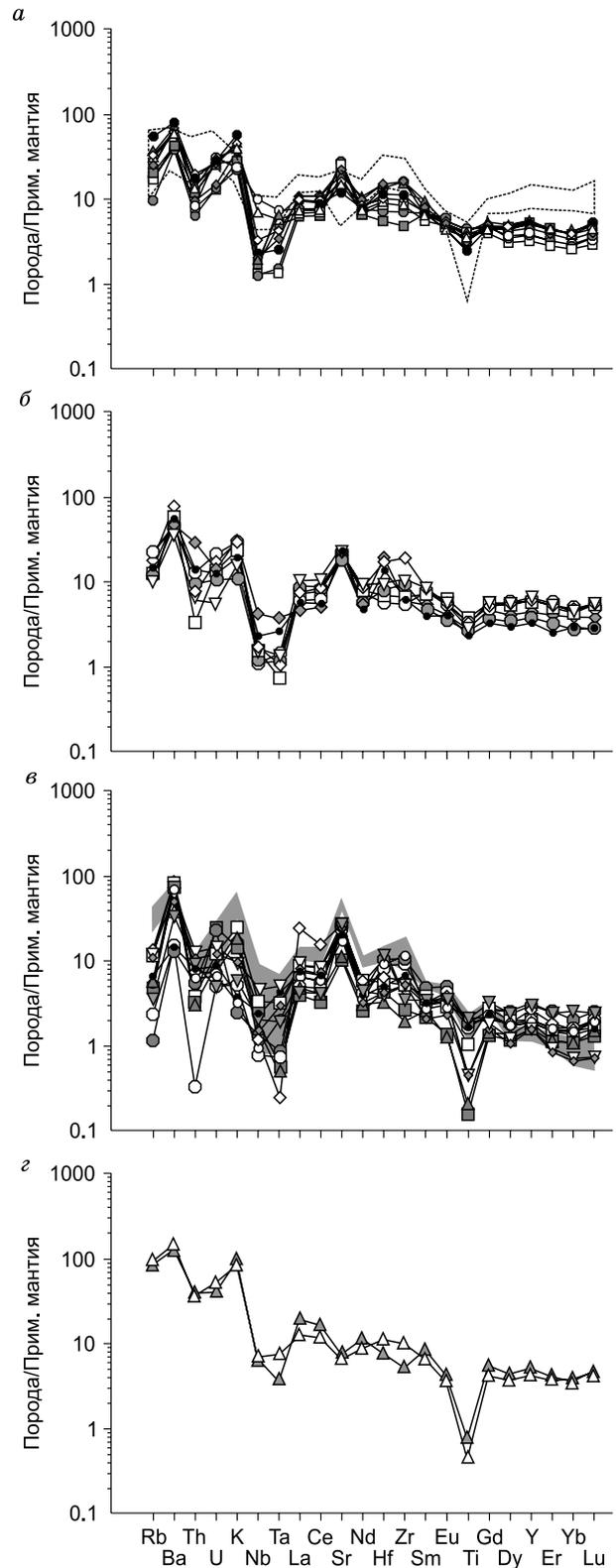
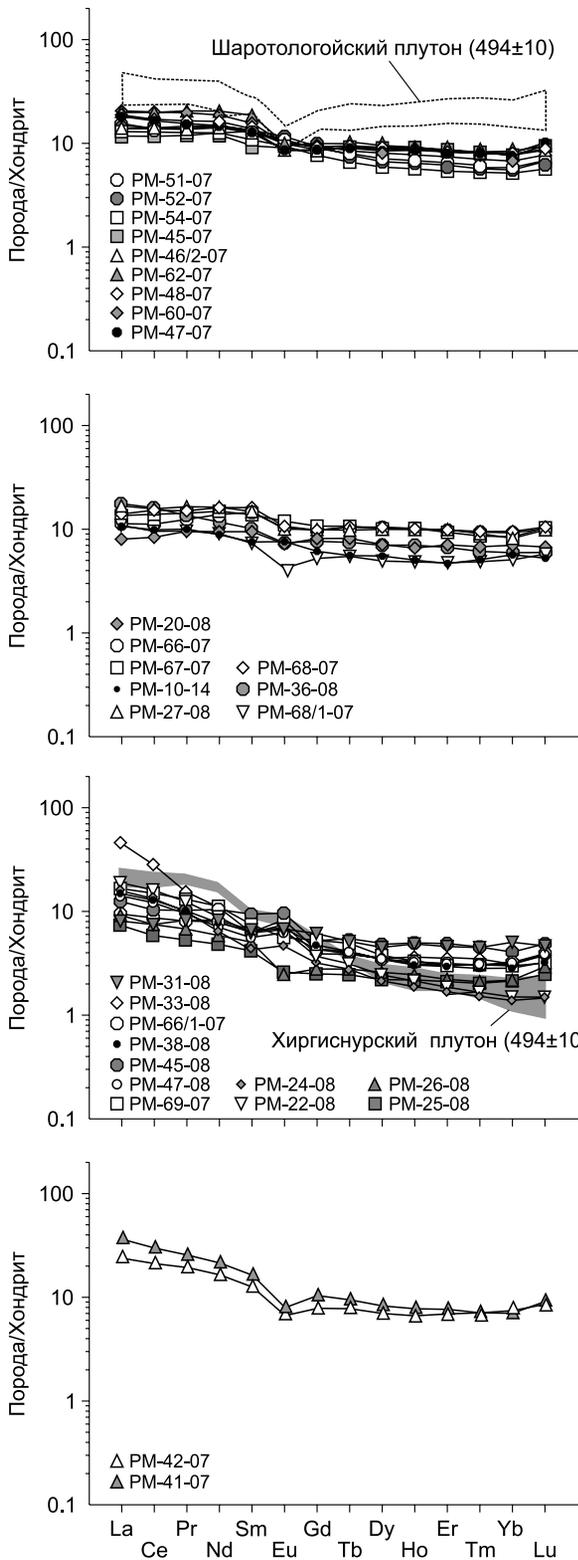


Рис. 5. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в аккреционно-коллизийных плагиигранитоидных ассоциациях Бумбатхаирханского очагового ареала.

Результаты анализов см. табл. 1. *а* — низкоглиноземистая диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация Бумбатхаирханского плутона, 507 ± 4 млн лет; *б, в* — диорит-тоналит-плагиигранитные ассоциации Гундгузинского плутона: *б* — ранняя низкоглиноземистая, 505 ± 7 млн лет, *в* — поздняя высокоглиноземистая, 511 ± 5 млн лет; *г* — низкоглиноземистая плагиигранитная ассоциация хр. Баяны-Цаганы-Нуру (шток), 468 ± 15 млн лет.

(рис. 5, а). По уровню глиноземистости ($Al_2O_3 = 14.6—17.7$ мас. %), суммарным содержаниям РЗЭ, Yb (1.14—1.86 г/т) и Eu (0.63—0.90 г/т), а также низким отношениям Sr/Y (11—35) они сопоставляются с плагиогранитоидами низкоглиноземистого типа (см. рис. 4, а).

Породы ранней диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации в Гундгузинском плутоне (505 ± 7 млн лет) по петрохимическому составу, содержанию микроэлементов, спектров их распределения (см. рис. 5, б) практически не отличаются от таковых в Бумбатхаирханском плутоне. Некоторые отличия наблюдаются только в ином характере поведения K_2O и Rb по мере возрастания кремнекислотности пород, а также в более низких концентрациях Nb (0.71—2.62 г/т) и Ta (0.03—0.1 г/т), что предполагает более истощенный (обедненный Nb и Ta) метабазитовый магмообразующий субстрат для этих плагиогранитоидов.

Поздняя диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация в Бумбатхаирханском очаговом ареале (511 ± 5 млн лет) наблюдается только в составе Гундгузинского плутона, где ее породы прорывают породы ранней диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации. По масштабам своего развития они незначительно уступают последним. Несмотря на одинаковый минералого-петрографический состав тех и других, они обнаруживают ряд отличительных черт по вещественному составу. При общей сходности уровня щелочности и кремнекислотности они имеют пониженные содержания K_2O , а по уровню глиноземистости и щелочности ($A/CNK = 0.9—1.2$) тяготеют к полю состава высокоглиноземистых гранитов [Руднев и др., 2012]. Содержания редких элементов (см. таблицу, рис. 2) указывают, что породы поздней диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации характеризуются более высокими содержаниями Sr (198—653 г/т) и низкими Rb (1—8 г/т), Ba (92—527 г/т), Y (2.3—11.8 г/т), Zr (19—120 г/т), Hf (0.65—3.27 г/т), Nb (0.31—3.01 г/т), Ta (0.01—0.20 г/т). Несмотря на близкие суммарные содержания редкоземельных элементов ($\Sigma PZЭ = 23.19—55.80$ г/т) плагиогранитоидов поздней и ранней ассоциации, первые обнаруживают более фракционированный характер спектров РЗЭ, резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (см. рис. 5, в) и широкие вариации отношений $(La/Yb)_N = 3.5—24.3$. Из других особенностей для них можно отметить наличие положительных и отрицательных экстремумов по европию ($(Eu/Eu^*)_N = 0.6—0.9$ и $1.2—4.3$) и высокие отношения Sr/Y (44—74, иногда более 200). По этим петрохимическим и геохимическим параметрам изученные плагиогранитоиды сопоставляются с высокоглиноземистыми тоналит-трондьемит-гранитными комплексами (TTG) различных регионов мира [Арт, 1983; Martin et al., 2005].

Породам *плагиогранитной ассоциации* (468 ± 15 млн лет) отвечает небольшой шток в западной части хр. Баяны-Цаганы-Нуру, а также отдельные дайки (см. рис. 1). На гранитоиды штока накладываются зоны грейзенизации и кварц-халькопиритовая минерализация. Это указывает на то, что медная минерализация проявляется на различных возрастных уровнях и может накладываться на ранние гранитоиды.

Плагиограниты этого штока характеризуются узким диапазоном кремнекислотности ($SiO_2 = 73.6—75.0$ мас. %, см. табл. 1, рис. 2) и глиноземистости ($Al_2O_3 = 13.9—14.2$ мас. %) и, в отличие от вышеописанных плагиогранитоидных ассоциаций, имеют более высокую калиевоность ($K_2O = 2.68—3.03$ мас. %) и содержания Rb (49—52 г/т) и Ba (803—927 г/т), а также пониженные содержания Sr (120—138 г/т). Предполагается, что причиной таких относительно повышенных содержаний K_2O и Rb являются наложенные на плагиогранитоиды процессы грейзенизации, упомянутые в работе [Руднев и др., 2012]. Вместе с тем, в отличие от предшествующих плагиогранитоидов, они обогащены Nb (4.04—4.30 г/т, см. таблицу), Ta (0.14—0.50 г/т), Th (3.2—3.47 г/т) и U (0.89—1.15 г/т) при относительно близких концентрациях Zr (50—96 г/т) и Y (16.0—19.6 г/т). Содержания и характер распределения редких и редкоземельных элементов ($\Sigma PZЭ = 51.2—68.9$ г/т), показанные на рис. 5, з, указывают на слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(La/Yb)_N = 3.2—5.2$), наличие минимумов по Eu ($(Eu/Eu^*)_N = 0.6—0.7$), Nb, Ta, Ti, Sr и низкие отношения Sr/Y (7—8). По этим петрогеохимическим характеристикам они сопоставляются с составами плагиогранитоидов низкоглиноземистого типа (см. рис. 4, а).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты геохронологических исследований гранитоидного магматизма Бумбатхаирханского ареала и сопоставление этих данных с другими ареалами Озерной зоны показали, что становление гранитоидных и габброидных ассоциаций в этом ареале происходило на различных геодинамических этапах развития региона в возрастном диапазоне от 551 до 468 млн лет: островодужный этап — 551—524 млн лет, аккреционно-коллизийный этап — 511—468 млн лет. Уникальность данного ареала состоит еще и в том, что в его составе широко проявились разнообразные по уровням эрозионного среза, петрогеохимическим характеристикам, условиям формирования плагиогранитоидные ассоциации, с которыми ассоциирует разнотипное и разновозрастное золотое и медное оруденение. В других ареалах Озерной зоны Западной Монголии раннепалеозойские гранитоидные ассоциации хотя и формировались на

близких возрастных уровнях (Харанурский ареал — 535—450 млн лет; Хиргиснурский ареал — 519—460 млн лет), тем не менее характеризуются более узким набором различных по вещественному составу плагиогранитоидных ассоциаций, проявившихся на разных стадиях формирования региона и зачастую разобщенных в пространстве.

Реконструкция условий генерации гранитоидных расплавов по геохимическим данным

Минералого-петрографические и петрохимические исследования, проведенные по плагиогранитоидным комплексам в Бумбатхаирханском очаговом ареале, на примере Бумбатхаирханского и Гундгузинского плутонов и их сателлитов свидетельствуют, что на всех этапах их формирования основной объем слагают плагиогранитоиды известково-щелочной серии. Данные геохимических исследований показывают, что по содержанию редких и редкоземельных элементов среди них выделяются плагиогранитоиды низко- и высокоглиноземистого типа, что в конечном итоге определяет различия между ними по условиям выплавления исходных для них расплавов.

Островодужный этап. Среди плагиогранитоидов островодужной стадии развития выделяются низко- и высокоглиноземистый типы. *Низкоглиноземистые плагиогранитоиды* наблюдаются в составе массивов Три Холма и Дарби (Бумбатхаирханский плутон). Они имеют небольшие масштабы развития и проявились на разных возрастных уровнях (~551 и ~524 млн лет соответственно). Несмотря на временной разрыв между ними (20—25 млн лет), они обнаруживают сходство между собой по содержанию РЗЭ, спектрам их распределения и концентрациям ряда микроэлементов (см. рис. 3, а, в). Они обладают умеренно фракционированным распределением РЗЭ и низкими отношениями $Sr/Y = 11—25$. Петрогеохимические характеристики низкоглиноземистых плагиогранитоидных ассоциаций указывают на то, что формирование исходных для них расплавов с учетом экспериментальных работ [Beard, Lofgren, 1991] и по модельным расчетам [Туркина, 2000], предположительно, связано с частичным плавлением метабазитов (метавулканитов), расположенных в основании островодужной системы при $P \leq 8$ кбар в равновесии с $Hb + Pl \pm Crx \pm Orx$ реститом (см. рис. 4, б).

Плагиограниты высокоглиноземистого типа (~535 млн лет), в отличие от вышеописанных низкоглиноземистых плагиогранитов, имеют более масштабное развитие. Данные петрогеохимических исследований указывают на сходство их с высокоглиноземистыми TTG-комплексами. Формирование исходных для них расплавов могло происходить путем частичного плавления метавулканитов N-MORB-типа при погружении в зону субдукции океанической плиты при высоких давлениях ($P \geq 15$ кбар, см. рис. 4, б) и равновесии с $Hb + Crx + Pl + Gar$ реститом [Rapp et al., 1991; Rapp, Watson, 1995; Drummond et al., 1996; Туркина, 2000]. На это же обстоятельство, как видно на рис. 4, в—е, указывает их сходство с высококремнистыми адакитами различных регионов мира [Martin et al., 2005; Castillo, 2006].

По времени формирования и геохимическим характеристикам (см. рис. 3) изученные низко- и высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации островодужного этапа в Бумбатхаирханском ареале обнаруживают сходство с аналогичными по вещественному составу плагиогранитоидными ассоциациями в других магматических ареалах Озерной зоны и сопредельных регионов. В качестве примера можно привести сходство состава между низкоглиноземистыми плагиогранитоидами массивов Три Холма и Дарби в Бумбатхаирханском плутоне (~551 и ~524 млн лет соответственно) и островодужной диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциацией в Шаратологойском плутоне (~519 млн лет, см. рис. 3, в), расположенном севернее, в Хиргиснурском ареале (см. рис. 1, врезка), где установлена золото-сульфидная жильная минерализация. Аналогичное сходство (см. рис. 3, б) по составу обнаруживается между высокоглиноземистыми плагиогранитоидами Бумбатхаирханского ареала (~535 млн лет) и высокоглиноземистыми тоналитами и плагиогранитами Харанурского плутона (~531 млн лет) [Руднев и др., 2009, 2012]), в том числе тоналитами и плагиогранитами Западно-Баянхаирханского массива (~514 млн лет [Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011]) в одноименном ареале, а также с высокоглиноземистыми тоналитами и плагиогранитами Кштинского массива (~545 млн лет) Горной Шории в западной части Алтае-Саянской складчатой области (Алтае-Северосаянский островодужный пояс) [Руднев и др., 2013].

Таким образом, анализ полученных данных по островодужным плагиогранитоидным ассоциациям свидетельствует не только о сходности происходящих на одних и тех же возрастных уровнях магматических процессов в различных сегментах Озерной зоны, но и о различных условиях формирования исходных (в первую очередь по давлению) для них расплавов и их магмогенерирующих субстратов.

Аккреционно-коллизийный этап характеризуется масштабным развитием плагиогранитоидных и габброидных ассоциаций. По геохимическим характеристикам среди плагиогранитоидов выделяются низко- и высокоглиноземистые типы, что так же, как и на островодужном этапе, указывает на различные по давлению условия выплавления исходных расплавов. Выявлено, что среди них преимущественное развитие имеют плагиогранитоидные ассоциации низкоглиноземистого типа. Максимальное развитие они получили на начальных стадиях (~505 млн лет) аккреционных процессов, когда происходило становление крупных плутонов, в меньших масштабах они наблюдаются на более поздних

этапах (~468 млн лет), когда они образуют лишь мелкие интрузии (штоки). Более широкое развитие плагиогранитоидов на ранних этапах аккреционно-коллизийных процессов связано, вероятно, с более мощным тепловым прогревом базитовыми (мантийными) расплавами новообразованной коры, фиксирующимся по внедрению габброидных интрузий, предшествующих плагиогранитоидам (см. рис. 1), и резкому снижению их влияния на более поздних этапах развития региона.

Низкоглиноземистые плагиограниты ранней стадии (505 ± 7 млн лет) в Бумбатхаирханском и Гундгузинском плутонах по геохимическим характеристикам и условиям формирования исходных для них расплавов практически не отличаются друг от друга. Об этом свидетельствуют сходный характер распределения редких и редкоземельных элементов (см. рис. 5, а, б), а также положение точек их состава на диаграмме Yb—Eu (см. рис. 4, б), указывающее на их формирование за счет плавления метабазитов при $P \leq 8$ кбар в равновесии с амфиболсодержащим реститом. По геохимическим параметрам они практически не отличаются от островодужных низкоглиноземистых плагиогранитоидов (см. таблицу), что, по всей вероятности, может свидетельствовать о некотором сходстве по вещественному составу магмообразующих субстратов.

Поздние низкоглиноземистые плагиограниты в Бумбатхаирханском ареале, образующие небольшие токи (468 ± 15 млн лет), характеризуются более высокими содержаниями РЗЭ, главным образом за счет легких лантаноидов.

Высокоглиноземистые диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации (511 ± 5 млн лет) аккреционно-коллизийного этапа развития магматизма в Бумбатхаирханском ареале обнаруживают сходство с высокоглиноземистыми TTG-комплексами различных регионов мира [Арт, 1983; Martin et al., 2005]. Учитывая сходство исследуемых плагиогранитоидов с высокоглиноземистыми плагиогранитами, можно предполагать, что исходные для них расплавы формировались за счет частичного плавления метабазитов при $P \geq 15$ кбар в равновесии с Nb + Sr + Pl ± Gaг реститом (см. рис. 4, б). В отличие от островодужных высокоглиноземистых плагиогранитоидов Бумбатхаирханского плутона (~535 млн лет, см. выше), расплавы такого типа на аккреционно-коллизийном этапе могли генерироваться путем плавления метабазитового субстрата в основании утолщенной коры за счет теплового воздействия поднимающихся мантийных (базитовых) расплавов. В качестве такого теплового источника для вышеописанных плагиогранитоидов могли выступать близкоодновременные габброиды Хайрханского массива (~511 млн лет). Учитывая высокие давления ($P \geq 15$ кбар), необходимые для выплавления адакитоподобных расплавов, аналогичность их состава с составами высокоглиноземистых плагиогранитоидов, полученными по экспериментальным данным [Rapp et al., 1991; Rapp, Watson, 1995] и модельным расчетам [Туркина, 2000], а также наличие мощного теплового источника (габброиды), метабазитовый состав магмообразующего субстрата и данные геофизических исследований, указывающие на большую мощность земной коры (более 50 км) в южных частях Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии [Сурков и др., 1998; Лисейкин, 2009], можно предполагать, что такие условия генерации высокоглиноземистых плагиогранитоидных магм в низах коллизийных сооружений вполне могли реализоваться.

Следует отметить, что плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа, формировавшиеся в позднем кембрии—ордовике на аккреционно-коллизийном этапе, помимо Бумбатхаирханского ареала имеют широкое развитие в северной части Озерной зоны Западной Монголии, где они представлены в составе Хиргиснурского плутона (см. рис. 1, врезка). Сравнение высокоглиноземистых (адакитоподобных) плагиогранитоидов этих магматических ареалов друг с другом обнаруживает сходство как по времени формирования (Гундгузинский плутон — 511 ± 5 и Хиргиснурская плутон — 494 ± 10 млн лет), так и по геохимическим характеристикам (см. рис. 5, в) [Руднев и др., 2009; Ярмолюк и др., 2011; Руднев, 2013]. Установленное сходство наглядно свидетельствует не только о широких масштабах их развития, но и указывает на близкие условия формирования исходных для них расплавов и, вероятно, близкие составы магмообразующих источников в различных сегментах Озерной зоны Западной Монголии. Отметим также, что высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации TTG-типа характерны не только для аккреционно-коллизийного этапа развития Озерной зоны и АССО в целом, но и имеют развитие в широком возрастном диапазоне в коллизийных системах различных регионов мира. В частности, они описаны на примере раннепротерозойских и вендских TTG-комплексов в составе Бирюсинского и Канского блоков (Подпорожский массив, ~1870 млн лет; Верхнеканский массив, ~555 млн лет) в юго-западном обрамлении Сибирского кратона [Туркина, 2005], а также на примере коллизийных TTG-комплексов раннетриасового (242—215 млн лет) и раннемелового (143—129 млн лет) возраста в Центральном Китае [Wang et al., 2007; Jiangfeng et al., 2008].

Таким образом, изучение интрузивного магматизма в Бумбатхаирханском ареале Озерной зоны на аккреционно-коллизийном этапе развития региона позволило установить, что в возрастном диапазоне 511—468 млн лет наблюдается формирование плагиогранитоидов высоко- и низкоглиноземистого типа, характеризующихся различными изотопно-геохимическими характеристиками. Образование таких раз-

нообразных по геохимическим и изотопным характеристикам плагиогранитоидов связано с различной глубиной формирования (≤ 8 кбар и ≥ 15 кбар) исходных для них расплавов. Такие различия в условиях выплавления исходных расплавов в первую очередь могут быть связаны с разной степенью теплового прогрева пород коллизионной системы поднимающимися мантийными расплавами [Izokh et al., 2008; Изох и др., 2010]. В конечном итоге эти процессы привели к выплавлению различных по геохимическим характеристикам плагиогранитоидных расплавов с их последующим подъемом и становлением в верхних горизонтах коры Озерной зоны и формированию ряда пространственно ассоциирующих массивов в контурах Бумбатхаирханского очагового ареала.

Связь гранитоидного магматизма и оруденения

Выявленная эволюционная закономерность развития интрузивного магматизма (гранитоидного и габброидного) в Бумбатхаирханском очаговом ареале на субдукционной и аккреционно-коллизионной стадиях развития центральной части Озерной зоны (551—468 млн лет) позволяет провести корреляционные взаимосвязи последнего с процессами рудообразования как во времени, так и по магнеобразующим источникам. Проведенные исследования показали, что в этом ареале рудообразующие процессы происходили на нескольких возрастных уровнях и связаны с различными геодинамическими этапами развития региона. Наиболее ранний этап оруденения представлен серицит-кварцевыми жилами с халькопиритом, борнитом, пиритом и магнетитом. Он характеризуется повышенными содержаниями Мо (до 100 г/т), Au (до 0.2 г/т) и, по данным геохронологических исследований серицита, имеет возраст 518 ± 5 млн лет, согласующийся с завершающими этапами субдукционного магматизма в этом регионе. Формирование руд этого типа близко по времени становлению островодужных низкоглиноземистых плагиогранитоидов массива Дарби (~524 млн лет).

Второй этап рудообразования прослеживается одновременно со становлением мелких штоков плагиогранитов низкоглиноземистого типа с возрастом (~468 млн лет) в районе хр. Баяны-Цаганы-Нуру [Борисенко и др., 2009; Руднев и др., 2012; Гаськов и др., 2014]. Это оруденение отвечает золото-молибден-медно-порфиоровому типу с резким преобладанием медной составляющей, отвечающей периферийной части золото-медно-молибден-порфировых месторождений коунрадского типа [Кривцов и др., 1985]. Возраст этого типа оруденения, по данным Ar-Ar датирования серицита руд, составляет 456 ± 4 млн лет, что позволяет связывать его с плагиогранитами завершающего этапа аккреционно-коллизионных событий, возраст которых ~468 млн лет.

В том и другом случаях плагиогранитоиды, как было показано выше, характеризуются преимущественно метабазитовыми составами магнеобразующих источников. Исходя из вышеизложенного, можно отметить, что этапы проявления рудообразующих процессов (~518 и ~456 млн лет) в Бумбатхаирханском очаговом ареале в пространстве и во времени связаны с формированием плагиогранитоидов низкоглиноземистого типа [Борисенко и др., 2009; Руднев и др., 2012]. В пользу такой взаимосвязи золотого оруденения и плагиогранитоидов низкоглиноземистого типа свидетельствуют данные и по другим ареалам Озерной зоны и АССО. В качестве таковых можно привести Шаратологийский плутон в северной части Озерной зоны и Каахемский батолит в Восточной Туве. В Шаратологийском плутоне жильное золото-сульфидное оруденение пространственно ассоциируется с породами диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации низкоглиноземистого типа, имеющими возраст ~494 млн лет [Руднев и др., 2009]. В Каахемском батолите Восточной Тувы промышленное Тарданское золоторудное скарновое месторождение (~481 млн лет [Гаськов и др., 2010]) связано с внедрением низкоглиноземистых плагиогранитоидов раннетаннуольской диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации (478—484 млн лет [Руднев и др., 2006, 2007]). В этой связи следует обратить внимание на тесную пространственную и временную связь золотого оруденения с низкоглиноземистыми плагиогранитоидами (по крайней мере, на раннепалеозойском уровне), поскольку это обстоятельство может служить критерием при поисках рудопродуктивных тел.

ВЫВОДЫ

Результаты геологических, геохронологических и геохимических исследований по раннепалеозойским гранитоидным ассоциациям Бумбатхаирханского очагового ареала Озерной зоны Западной Монголии позволяют сделать следующие выводы.

1. Данные геохронологических исследований свидетельствуют, что формирование плагиогранитоидных и габброидных ассоциаций в Бумбатхаирханском ареале центральной части Озерной зоны Западной Монголии происходило на островодужном (551—524 млн лет) и аккреционно-коллизионном (511—465 млн лет) этапах развития региона. На всех рубежах основной объем слагают плагиогранитоидные ассоциации, которые по петрохимическому составу относятся к породам известково-щелочной серии. По содержанию и характеру распределения редких и редкоземельных элементов и их индикатор-

ным отношениям они подразделяются на плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типов, что указывает на различные по условиям формирования (в первую очередь по давлению — $P \leq 8$ и $P \geq 15$ кбар) исходных для них расплавов.

2. Среди плагиогранитоидов островодужного этапа в Бумбатхаирханском ареале наиболее широкое развитие имеют высокоглиноземистые плагиограниты (535 млн лет), сходные по своим характеристикам с высококремнистыми адакитами различных регионов мира. Их формирование, вероятно всего, связано с частичным плавлением метабазитов, отвечающих по составу базальтам N-MORB-типа, при погружении их в зону субдукции при $P \geq 15$ кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом. Низкоглиноземистые плагиогранитоиды, в отличие от последних, имеют меньшее развитие и представлены серией мелких массивов, становление которых прослеживается на двух возрастных уровнях (~551 и ~524 млн лет). Данные петрохимического состава плагиогранитоидов и их геохимические характеристики свидетельствуют, что формирование исходных для них расплавов может быть связано с частичным плавлением метабазитов, расположенных в основании островодужной системы при $P \leq 8$ кбар в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом.

3. Плагиогранитоидные ассоциации, формировавшиеся на аккреционно-коллизийном этапе развития в Бумбатхаирханском ареале (511—468 млн лет), также характеризуются развитием среди них высоко- и низкоглиноземистого типа. Их становление (~511 млн лет) связано с процессами аккреции и коллизии островодужных систем и микроконтинентов, происходящими на фоне мощного подъема и прогрева коры Озерной зоны поднимающимися мантийными расплавами. По содержанию микроэлементов и их индикаторным отношениям низкоглиноземистые плагиогранитоиды формировались за счет плавления метабазитов при $P \leq 8$ кбар в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом. Для высокоглиноземистых плагиогранитоидов исходные расплавы формировались путем частичного плавления метабазитов в основании утолщенной каледонской коры при $P \geq 15$ кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом.

4. Установленные по данным геохронологических исследований этапы проявления рудообразующих процессов (~518 и ~456 млн лет) в Бумбатхаирханском очаговом ареале в пространстве и во времени связаны с формированием плагиогранитоидов низкоглиноземистого типа. Ранний этап формирования оруденения (518 ± 5 млн лет), фиксируемый по Cu (Au)-оруденению жильного типа, по времени соотносится со становлением островодужных низкоглиноземистых плагиогранитоидов массива Дарби (~524 млн лет). Второй этап формирования Cu-Mo (Au) порфирирового оруденения (456 ± 4 млн лет) позволяет связывать его с плагиогранитами аккреционно-коллизийного этапа с возрастом ~468 млн лет. Исходя из этого можно заключить, что на раннепалеозойском этапе развития Озерной зоны пространственная и временная связь золотого оруденения с низкоглиноземистыми плагиогранитоидами может служить критерием при поисках рудопродуктивных гранитоидных образований.

Авторы выражают глубокую благодарность И.В. Гордиенко (ГИ БНЦ СО РАН, Улан-Удэ) и О.М. Туркиной (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за ряд ценных замечаний при написании рукописи, а также И.В. Николаевой, С.В. Палесскому (ИГМ СО РАН, Новосибирск), С.В. Пантеевой, В.В. Марковой, Т.В. Поповой, Н.Ю. Царевой, Н.Н. Уховой (ИЗК СО РАН, Иркутск) за помощь в аналитических исследованиях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00381) и проекта ОНЗ № 10.2.

ЛИТЕРАТУРА

Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир, 1983, с. 99—105.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

Борисенко А.С., Гаськов И.В., Бабич В.В., Лобанов К.В., Оролма В., Изох А.Э. Этапность рудообразования Бумбатского рудного узла Озерной зоны Монголии и связь ее с магматизмом // Матер. IV Российской конф. по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов». СПб., Центр информационной культуры, 2009, т. 1, с. 82—84.

Гаськов И.В., Борисенко А.С., Бабич В.В., Наумов Е.А. Стадийность и длительность формирования золоторудной минерализации на медно-скарновых месторождениях (Алтае-Саянская складчатая область) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (10), с. 1399—1412.

Гаськов И.В., Борисенко А.С., Бабич В.В., Боровиков А.А. Геолого-минералогические особенности медного и золотого оруденения Бумбатского рудного узла и их возрастные соотношения с магматизмом (Озерная зона Монголии) // Материалы научн. совещ. «Геодинамическая эволюция литосфе-

ры Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2014, Вып. 12, с. 74—76.

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

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

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

Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая — индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 665—681.

Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., Недра, 1978, 136 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия, 1996, № 8, с. 699—712.

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-Буретгейский 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 тектоническая обстановка формирования комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника, 2002, № 2, с. 80—92.

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Минералого-геохимические типы руд меднопорфировых месторождений — золотоносность и зональность // Геохимия, 1985, № 10, с. 1417—1429.

Лисейкин А.В. Сейсмотомографические модели глубинного строения Алтае-Саянской складчатой области по данным площадных сейсмических наблюдений // Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 17 с.

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

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикина Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 3—33.

Руднев С.Н., Пономарчук В.А., Киселева В.Ю., Докукина Г.А., Семенова Д.В. Изотопы Sr в гранитоидах Каахемского полихронного батолита (Восточная Тува) // Материалы XVIII симпозиума по геохимии изотопов им. А.П. Виноградова. М., ГЕОХИ РАН, 2007, с. 229—230.

Руднев С.Н., Isox 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., Isox А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Орихаши Ю., Лобанов К.В., Вишневецкий 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., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А. Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 27—44.

Сурков В.С., Гришин М.П., Лотышев В.И., Смирнов Л.В. Структура земной коры Сибири и тектоническое строение фундамента Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Материалы

Всерос. геофизического совещания «Геофизические методы изучения земной коры». Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1998, с. 8—20.

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

Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 41—55.

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

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2002, т. 387, № 3, с. 387—392.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеев 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.

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.

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

Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M. Metallogenic specialization of LIPs and the role of mantle plumes in the formation of large and superior ore deposits // Large Igneous Province of Asia: mantle plumes and metallogeny (abstract volume). Irkutsk, Petrographica, 2011, p. 61—64.

Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskis P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, 1996, v. 87, p. 205—215.

Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevskii V.V., Egorova V.V., Rudnev S.N., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T. Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt. www.largeigneous.org. May 2008 LIP of the month.

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, № 226, p. 73—100.

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, 2000, v. 23, p. 82—92.

Jiangfeng Q., Shaocong L., Yongfei L. Post-collisional plutonism with adakitic signatures: the Triassic Yangba granodiorite (Bikou terrane, northern Yangtze block) // Chin. J. Geochem., 2008, v. 27, p. 72—81.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kотов А.Б., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanism of generation and sources of the continental crust in the Central Asia mobile belt // J. Asia Earth Sci., 2004, v. 23, p. 605—627.

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.

Kruk N., Rudnev S., Vladimirov A., Shokalsky S., Kovach V., Serov P., Volkova N. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: implications for continental crust history and magma sources // J. Asian Earth Sci., 2011, v. 42, p. 928—948.

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.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochim. Acta. Part B: Atomic Spectroscopy, 2003, 58, p. 341—350.

Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G., Naumov E.A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // Ore Geol. Rev., 2009, v. 35, p. 114—136.

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 tonalites // *Precamb. Res.*, 1991, v. 51, p. 1—25.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.

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

Wang Q., Wyman D.A., Xu J., Jian P., Zhao Z., Li C., Xu W., Ma J., He B. Early Cretaceous adakitic granite in the Northern Dabie complex, Central China: implication for partial melting and delamination of thickened low crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71, p. 2609—2936.

*Рекомендована к печати 8 декабря 2014 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
30 сентября 2014 г.*