

ГЕОТЕКТОНИКА

УДК 551.242/551.14

**ЗОНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АРЕАЛЫ И АНОРОГЕННОЕ
БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЕ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ:
НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ХАНГАЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ**

В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, М.И. Кузьмин*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

** Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

В южном складчатом обрамлении Сибирской платформы в позднем палеозое и раннем мезозое возникла Центрально-Азиатская рифтовая система. Специфику ее строения определяют зональные магматические ареалы, ядра которых представлены крупнейшими батолитами мира — Ангаро-Витимским, Хангайским и Хэнтэйским, а периферию образуют разновозрастные с ними рифтовые зоны.

На примере Хангайского батолита, являющегося ядром Хангайского зонального магматического ареала (области), показано, что граниты батолитов представляют особый класс анорогенных гранитоидов. Каждый из них характеризуется близким по возрасту проявлением пород широкого диапазона составов от низкщелочных до субщелочных и щелочных и от базитов до ультракислых пород. Показано, что геохимические и изотопные характеристики пород Хангайского батолита варьируют между параметрами вмещающей континентальной коры и ювенильного мантийного источника. Продукты последнего формировались по рифтовой периферии батолита, но, кроме того, проявились в его центральных участках в виде синплутонических базитовых интрузий. Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов батолита свидетельствуют, что мантийные магмы принимали участие в формировании гранитоидных расплавов. С учетом объемов пород батолита, составляющих около 1 млн км³, Хангайский зональный магматический ареал может рассматриваться как пример крупной кислой магматической провинции, формирование которой контролировалось локализованным источником вещества и тепла, т. е. мантийным плюмом.

Предложена модель, связывающая особенности состава, строения и геологической позиции батолитов с воздействием мантийных плюмов на литосферу складчатой области. Предполагается, что мантийные расплавы по механизму андерплейтинга внедрялись в основание коры или подслаивали ее, вызывали коровый анатексис и смешивались с анатектическими расплавами. В результате возникли магматические продукты, геохимические и изотопные характеристики которых варьировали между типичными для конвергентных границ литосферных плит, с одной стороны, и свойственными для внутриплитных обстановок, с другой.

Батолиты, рифтовые зоны, изотопная геология, мантийные плюмы.

**ZONED MAGMATIC AREAS AND ANOROGENIC BATHOLITH FORMATION
IN THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT
(by the example of the Late Paleozoic Khangai magmatic area)**

V.V. Yarmolyuk, A.M. Kozlovsky, and M.I. Kuzmin

In the Late Paleozoic–Early Mesozoic, the Central Asian Rift System formed in the southern framing of the Siberian Craton. It has a specific structure owing to zoned magmatic areas comprising the largest world's batholiths (Angara–Vitim, Khangai, and Khentei) in the core and coeval rift zones on the periphery.

By the example of the Khangai batholith, which is the core of the Hangayn zoned magmatic area, we have demonstrated that the batholith granites are a specific class of anorogenic granitoids. Each batholith is composed of nearly coeval rocks of widely varying compositions, from low-alkali to subalkalic and alkaline and from mafic to ultrafelsic. The geochemical and isotopic characteristics of rocks of the Khangai batholith are intermediate between the host continental crust and the juvenile mantle source. The melts from this mantle source formed lava sequences on the rift periphery of the batholith and were also manifested in its core as synplutonic mafic intrusions. The isotope-geochemical characteristics of the batholith granitoids

evidence that mantle magmas took part in the formation of granite melts. With regard to the volume of the batholith rocks (~1 mln km³), the Khangai zoned magmatic area can be considered a silicic large igneous province, whose formation was controlled by a localized source of material and heat, i.e., mantle plume. We propose a model relating the composition, structure, and geologic position of batholiths to the impact of mantle plumes on the lithosphere of a folded area. The model assumes that mantle melts intruded into the base of crust by the underplating mechanism or formed underlayers, caused crustal anatexis, and were mixed with anatectic melts. The geochemical and isotopic characteristics of the resulted magmatic products were intermediate between the parameters typical of the convergent boundaries of lithospheric plates and those characteristic for intraplate environments.

Batholiths, rift zones, isotope geology, mantle plumes

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы анорогенного магматизма достаточно широко дискутируются в геологической литературе. Это связано с тем, что природа такого магматизма остается во многом загадочной. Возобновление магматической деятельности после завершения конвергентных процессов вынуждает искать особые механизмы и особые источники тепла и вещества для возникновения магматических расплавов и их поступления к земной поверхности. Более или менее устоявшиеся представления сложились в отношении состава пород анорогенных магматических ассоциаций. Обычно рассматриваются кислые по составу продукты такого магматизма. Это преимущественно субщелочные и щелочные гранитоиды, обогащенные большинством литофильных элементов (Rb, Tn, U, Ta, Nb, Zr, Hf, REE), вследствие чего эти породы занимают особое положение на дискриминационных геохимических диаграммах. Как правило, они представлены небольшими по размерам массивами.

Территория Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является крупной провинцией анорогенного магматизма. Здесь, в пределах структур, консолидированных в начале раннего палеозоя (каледониды) и в среднем палеозое (герциниды), неоднократно на протяжении фанерозоя проявлялась магматическая деятельность, не связанная с процессами конвергенции и орогении. В результате были сформированы крупные магматические ареалы, как правило, ассоциирующие с рифтовыми структурами. В их строении существенную роль играют субщелочные и щелочные магматические породы с геохимическими характеристиками анорогенных гранитоидов. Одновременно с такими породами на протяжении 100 млн лет в позднем палеозое и раннем мезозое в пределах ЦАСП возникла группа гигантских батолитов общей площадью свыше 0.5 млн км²: Ангаро-Витимский в Западном Забайкалье [Литвиновский и др., 1992; Будников и др., 1995; Ярмолюк и др., 1997; Budnikov et al., 1999; Ковач и др., 2012], Хангайский в Центральной Монголии [Тектоника..., 1974; Федорова, 1977; Геологические формации..., 1995; Ярмолюк, Коваленко, 2003а], Хэнтейский (или Дауро-Хэнтейский) в Восточной Монголии и Центральном Забайкалье [Коваль и др., 1978; Коваль, 1998; Коваленко и др., 2003а,б]. Образование батолитов было тесно связано со становлением позднепалеозойской—раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии [Ярмолюк, Коваленко, 1991] (врезка, рис. 1). Однако если в рифтовых зонах широко развиты гранитоиды анорогенного типа, то в составе батолитов преобладают породы, более типичные для обстановок конвергентных границ.

Вопросы происхождения этих батолитов широко обсуждаются в литературе. С одной стороны, выдвигаются представления об их образовании в результате процессов конвергенции при закрытии Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов [Мазукабзов и др., 2010; Донская и др., 2012; Donskaya et al., 2013]. С другой, — предполагается их связь с активностью мантийных плюмов [Зоненшайн и др., 1990; Ярмолюк и др., 2000, 2003а,б, 2013а,б,в; Kuzmin et al., 2010], что следует из ассоциации батолитов с рифтовыми зонами, совместно с которыми они образуют зональные магматические ареалы (или области) [Ярмолюк и др., 2013а]. Развиваются также компромиссные представления, предполагающие постепенную смену геодинамических режимов в ходе формирования батолитов с коллизионного на внутриплитный [Цыганков и др., 2007, 2010; Litvinovsky et al., 2011]. Разное понимание природы батолитов связано с их недостаточной изученностью как в части выяснения их связей с рифтогенезом и другими процессами, протекавшими в регионе одновременно с батолитообразованием, так и в части характеристики пород современными геохимическими и изотопными методами, необходимыми для понимания природы источников магматизма.

Целью данной работы является реконструкция состава и геодинамических условий формирования источников расплавов, которые привели к образованию гранитоидов Хангайского батолита, магматических комплексов периферических рифтовых зон и в целом Хангайского зонального магматического ареала. В конечном счете, это позволит понять специфику условий образования анорогенных по геологической позиции, но преимущественно орогенных по составу гранитоидов гигантских батолитов Цен-

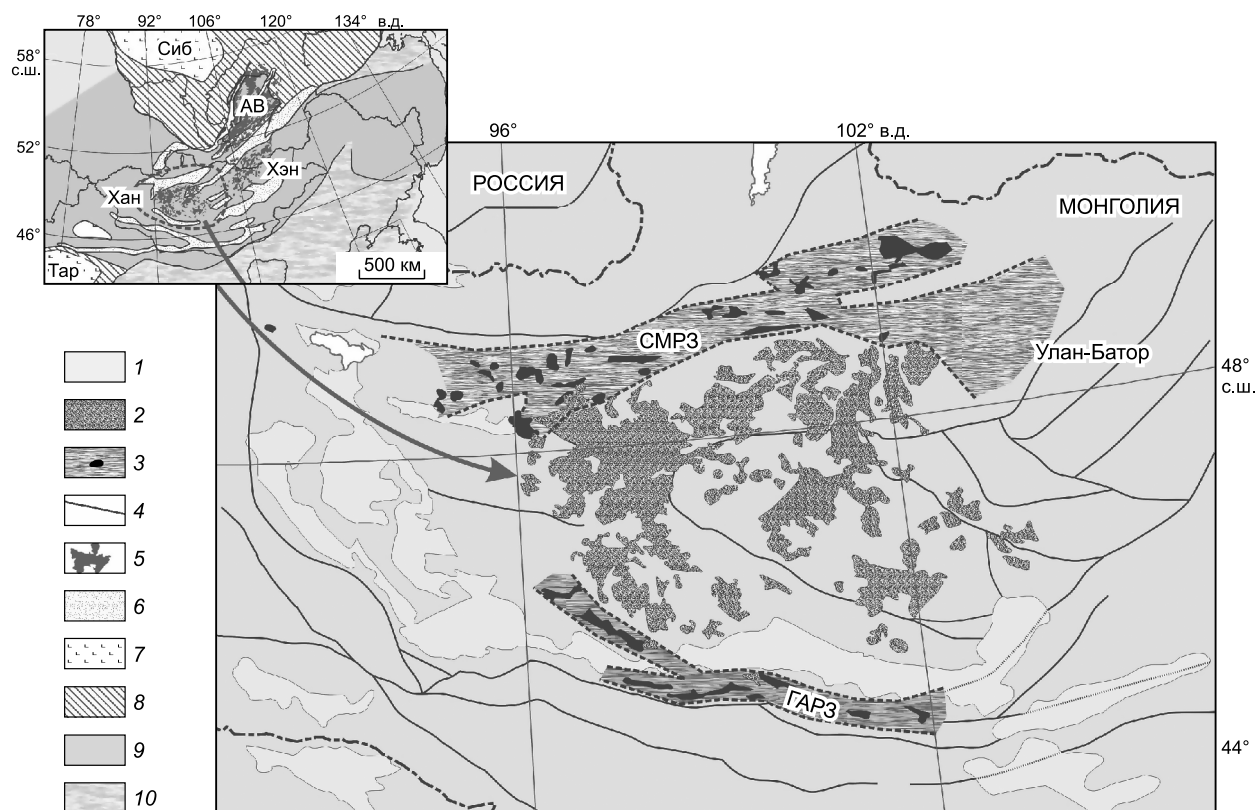


Рис. 1. Схема строения Хангайской зональной магматической области.

1 — МZ—KZ впадины; 2 — гранитоидные массивы Хангайского батолита; 3 — рифтовые зоны и выходы бимодальных вулканических ассоциаций и щелочных гранитов; 4 — разломы; 5 — массивы батолитов; 6 — рифтовые зоны; 7 — траппы; 8 — кратоны; 9 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 10 — Палеоазиатский океан. Трапповые провинции: Сиб — Сибирская, Тар — Таримская; батолиты: АВ — Ангаро-Витимский, Хан — Хангайский, Хэн — Хэнтейский. Контуром выделен Хангайский магматический ареал. На врезке показано положение области в пределах позднепалеозойской—раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии. ГАРЗ — Гоби-Алтайская рифтогенная зона, СМРЗ — Северо-Монгольская рифтогенная зона.

тральной Азии. В основу работы положены результаты систематических геологических, геохронологических, геохимических и Nd-изотопных исследований магматических пород зонального магматического ареала, прежде всего, его ядра, отвечающего Хангайскому батолиту.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Хангайская зональная магматическая область (см. рис. 1) занимает площадь около 200 000 км² и включает Хангайский батолит и обрамляющие его с юга и севера Гоби-Алтайскую и Северо-Монгольскую рифтовые зоны. Область возникла в центральной части раннепалеозойского супертеррейна ЦАСП в пределах территории, образованной разновозрастными (раннедокембрийскими, ранне- и позднебайкальскими и раннекаледонскими) террейнами [Козаков, 1986; Козаков и др., 2007, 2011, 2012, 2013] (рис. 2).

Время формирования магматической области обосновано геологическими и геохронологическими данными. В соответствии с последними [Aga-kawa et al., 1998, 1999; Budnikov et al., 1999; Takahashi et al., 2000; Jahn et al., 2004a,b; Ярмолюк и др., 2008, 2013б,в; Оролмаа и др., 2008; Поляков и др., 2008; Изох и др., 2011] батолит возник в интервале 269—241 млн лет [Ярмолюк и др., 2013а]. Возраст пород рифтовых зон обоснован, прежде всего, на основе палеофлористических и в меньшей степени геохронологических данных [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Для Гоби-Алтайской рифтовой зоны он оценен в интервале конец ранней перми—поздняя пермь, породы Северо-Монгольской рифтовой зоны в основном отнесены к поздней перми или, с учетом имеющихся геохронологических данных, к интервалу 269—249 млн лет назад [Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк и др., 2013а]. Таким образом, батолит и обрамляющие его рифтовые зоны формировались практически одновременно. Это является основанием для рассмотрения их в рамках единой магматической области зонально-концентрического строения, воз-

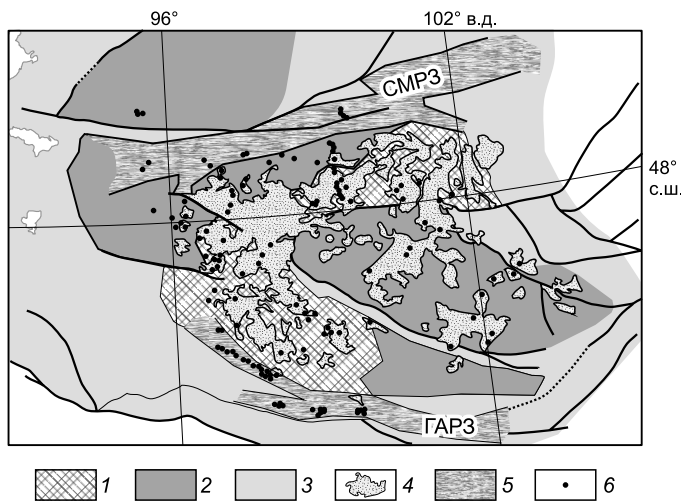


Рис. 2. Схема районирования коры Хангайской области по времени ее формирования.

1—3 — блоки коры: 1 — палеопротерозойской, 2 — неопротерозойской, 3 — раннепалеозойской; 4 — массивы батолита; 5 — рифтовые зоны; 6 — места отбора проб для изотопных и геохимических исследований.

никновение которой, несмотря на различия в строении и составе отдельных ее зон, определялось общим для них геодинамическим режимом.

Хангайский батолит занимает площадь около 150 000 км² и, согласно геофизическим данным [Турутанов и др., 2007], представляет крупное плитообразное тело толщи

около 7 км, что позволяет оценить его объем до 1 млн км³. Батолит сложен породами, варьирующими по составу от габброидов до лейкогранитов и щелочных гранитов. В соответствии с составом пород массивы батолита отнесены к хангайскому либо к шараусгольскому комплексам, которые при формационном анализе были определены как гранит-гранодиоритовая и гранит-лейкогранитовая формации соответственно [Карта..., 1989; Геологические формации..., 1995; Оролмаа и др., 2008].

Породы хангайского комплекса преобладают в строении батолита. Они включают роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты и граниты [Федорова, 1977]. Подчиненное распространение имеют тоналиты, кварцевые диориты и габбро-диориты. Предполагается двухфазное становление массивов этого комплекса [Федорова, 1977; Геологические формации..., 1995]. Первую фазу составляют гранодиориты с кварцевыми диоритами и тоналитами, вторую — собственно граниты. Массивы шараусгольского комплекса выделяются преимущественным развитием пород гранит-лейкогранитной ассоциации [Геологические формации..., 1995]. Они в основном распространены в западной части батолита и, как правило, характеризуются двумя фазами внедрения. Граниты главной фазы представлены средне- и крупнозернистыми порфиroidными гранитами и граносиенитами. Породы второй фазы сложены мелкозернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами.

В ассоциации с гранитоидами батолита достаточно обычны синплутонические породы основного—среднего состава, проявленные в виде даек, штоков, небольших массивов. Они распространены практически повсеместно, но в разном количественном выражении и характеризуются зонами минглинга на контактах с гранитоидами. Состав таких даек варьирует в широком диапазоне от габбро до кварцевых диоритов. Одновозрастность проявлений базитового и гранитоидного магматизма в пределах батолита была подтверждена также геохронологическими данными [Изох и др., 2011].

Особо отметим щелочные граниты, которые были выделены в строении батолита в последнее время. Это небольшие тела, сложенные щелочно-полевошпатовыми, эгирин-арфведсонитовыми гранитами. По петрографическому составу, по времени формирования, а также по геохимическим характеристикам они являются аналогом щелочных гранитоидов рифтового обрамления батолита [Ярмолюк и др., 2013б]. Несмотря на определенные различия состава, породы разных магматических комплексов батолита в целом являются близкородственными, на что указывают результаты геохронологических исследований [Ярмолюк и др., 2008, 2013б,в].

Магматические комплексы Гоби-Алтайской и Северо-Монгольской рифтовых зон были охарактеризованы в [Ярмолюк и др., 2000, 2013а; Ярмолюк, Коваленко, 2003б; Козловский и др., 2006]. Эти комплексы представлены бимодальными вулканическими ассоциациями мощностью до 2000—3000 м, в составе которых участвуют базальты, трахибазальты и андезибазальты, а также щелочно-салические породы — трахириолиты, комендиты и пантеллериты. Породы промежуточного состава (андезиты и дациты) имеют резко подчиненное распространение. Индикаторными магматическими породами рифтовых зон также являются щелочные граниты. Они, как правило, приурочены к бортам грабенов и образуют цепочки интрузивных тел, трассирующих эти зоны.

Сопоставление разных зон магматической области выявляет резкие различия в составе соответствующих им магматических ассоциаций. Магматизм рифтовых зон выделяется развитием бимодальных вулканических комплексов и преобладанием пород субщелочного и щелочного состава, в том числе щелочных гранитов. В строении батолита преобладают гранитоиды, варьирующие по составу от тона-

литов и кварцевых диоритов до ультракислых лейкогранитов. Нетипичными являются проявления щелочных гранитов, которые, однако отражают определенную общность магматических процессов в центральных и периферических участках зонального ареала.

СОСТАВЫ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ И ИХ ВАРИАЦИИ В СТРУКТУРАХ МАГМАТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

В основу этих построений положены результаты петрохимических, геохимических и изотопных исследований, в той или иной степени отраженных в работе [Ярмолюк, Козловский, 2014].

Различия **петрохимических параметров** магматических пород в центре и периферических участках зонального ареала достаточно выразительны (рис. 3). На диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 3, а) породы рифтовых зон выделяются отчетливым бимодальным распределением составов пород с преобладанием трахибазальтов и базальтов, с одной стороны, и, с другой, — щелочных лейкогранитов и гранитов, щелочных гранитов и сиенитов и их вулканических аналогов.

В отличие от них породы батолита представлены непрерывным набором составов от габбро до лейкогранитов, группирующихся вдоль границы между полями составов нормального и субщелочного рядов. Среди них выделяются гранитоиды, составы которых отклоняются от этой общей зависимости и укладываются в тренд, типичный для кислых пород рифтовых зон. Породы этого тренда также четко различаются на графике K_a — SiO_2 (см. рис. 3, б). Они подобно кислым породам рифтовых зон выделяются повышенными коэффициентами агапайности ($K_a \geq 0.9$), не зависящими от содержания SiO_2 , что отличает их от других пород батолита.

Геохимические характеристики кислых пород магматического ареала отражены на рис. 4.

Гранитоиды батолита на графиках разделены на две группы в соответствии со значением коэффициента агапайности K_a , меньшим или большим 0.9.

Породы первой группы ($K_a < 0.9$) характеризуются варьирующими содержаниями Ва, высокими содержаниями Th и U, K, Sr, глубоким Ta-Nb минимумом, пониженными содержаниями P и Ti. Спектр РЗЭ характеризуется фракционированным распределением легких РЗЭ $(\text{La}/\text{Sm})_n \sim 4.5$ и незначительным тяжелых $(\text{Tb}/\text{Yb})_n \sim 1.6$. Слабая отрицательная Eu аномалия отмечается несовместно. Эти породы по геохимическим характеристикам близки к среднему составу верхней коры [Rudnik, Gao, 2003].

Вторая группа гранитоидов ($K_a \geq 0.9$) выделяется более резкими минимумами нормированных содержаний Ва, Та, Nb, Sr, P, Ti, постоянным глубоким Eu минимумом. Породы обогащены Th, U, Zr, Hf, а также легкими РЗЭ $(\text{La}/\text{Sm})_n \sim 5.7$. Тяжелые РЗЭ характеризуются нефракционированным распределением $(\text{Tb}/\text{Yb})_n \sim 1.4$. По сравнению со средним составом верхней коры эти гранитоиды отличаются более высокими содержаниями большинства несовместимых элементов, прежде всего, редкоземельных.

Кислые породы рифтовых зон в целом характеризуются достаточно однородными спектрами распределения несовместимых элементов. По сравнению со средним составом верхней коры, а также с гранитоидами батолита группы ($K_a < 0.9$) они имеют более высокие содержания большинства элементов, в том числе РЗЭ, особенно тяжелых, Zr, Hf, и характеризуются менее глубоким Ta-Nb минимумом. Спектры редкоземельных элементов в них отличаются отсутствием фракционирования в тяжелой части спектра $(\text{Tb}/\text{Yb})_n \sim 1.2$ и незначительным фракционированием в легкой части спектра $(\text{La}/\text{Sm})_n \sim 3.6$. Минимумы содержаний Ва, Sr, P, Ti, Eu свидетельствуют о существенной роли фракционирования минералов, содержащих эти элементы, например, ильменита, рутила, апатита, полевых шпатов, в формировании пород. По этим параметрам к ним приближаются гранитоиды группы ($K_a \geq 0.9$).

Основные магматические породы зонального ареала в целом выделяются повышенными содержаниями TiO_2 (в основном от 1.6 до 3 мас. %). Породы, содержащие менее 1.9 мас. % TiO_2 , как правило, в значительной степени контаминированны, что отражено в их геохимических характеристиках, смещенных в сторону состава коры (рис. 5). Высоко-Ti базиты (> 1.9 мас. % TiO_2) из разных зон ареала характеризуются близкими геохимическими характеристиками, что позволяет связать их с общим магматическим источником. Они имеют сходство с составом ОИВ, особенно по редкоземельным элементам, хотя и выделяются более высокими содержаниями тяжелых РЗЭ (см. рис. 5). Отличаются они от ОИВ несколько пониженными содержаниями Ti, Zr и Hf, а также наличием Ta-Nb минимума. Кроме того, им свойственны повышенные содержания Ва, P и в меньшей степени Sr.

Обобщая эти данные, обратим внимание на элементы сходства в проявлениях магматизма в разных структурных зонах магматической области. Значительная часть гранитоидов батолита близка по своим параметрам к составу модельной верхней континентальной коры. По сравнению с последним гранитоиды рифтовых зон отличаются более высокими содержаниями большинства микроэлементов, за исключением тех, поведение которых определяется фракционированием полевых шпатов (Ва, Sr, Eu), титаномагнетита и апатита (Ti, P). В строении батолита к рифтогенным (анорогенным) близки гранитоиды с повышенными значениями коэффициента агапайности, которые занимают промежуточную пози-

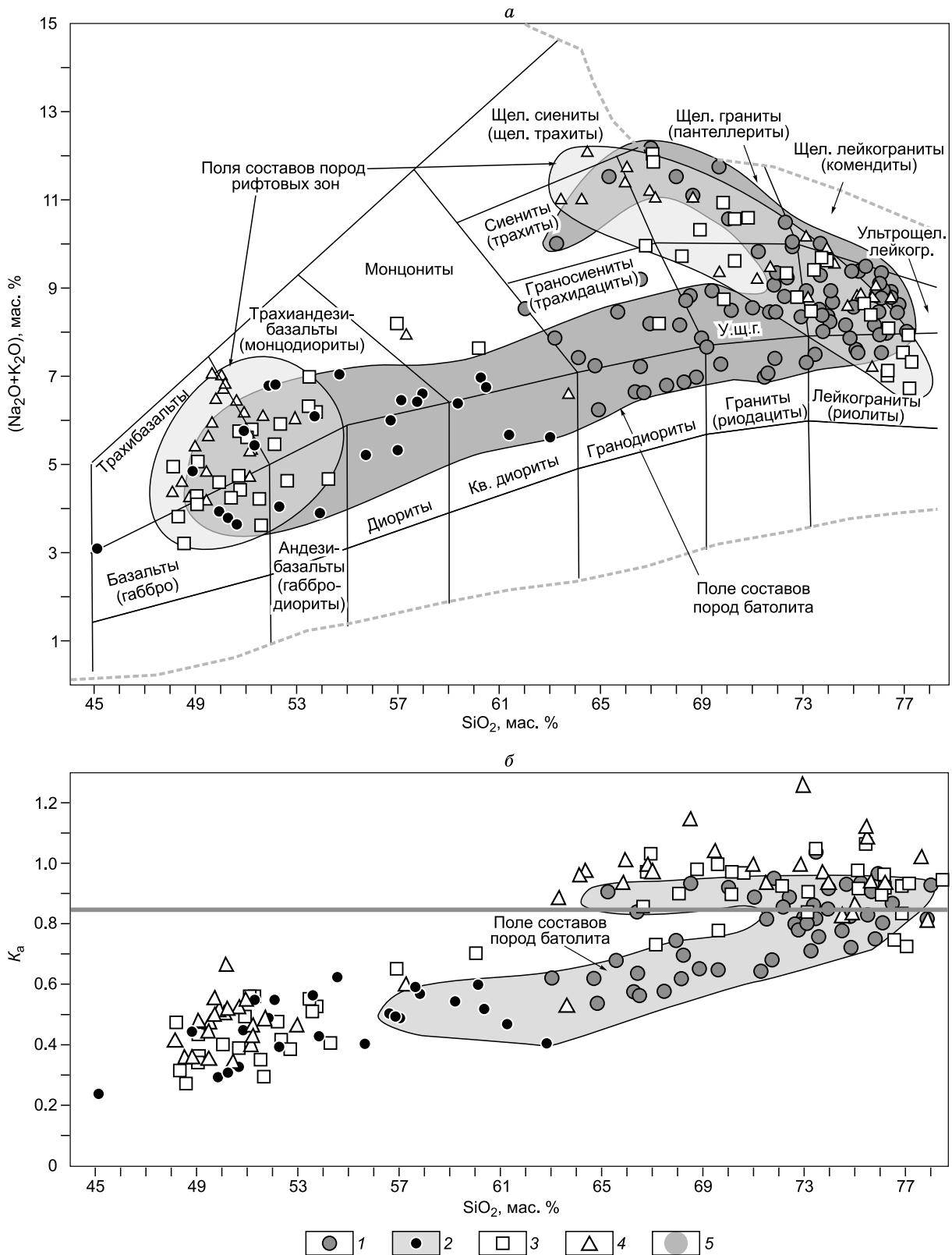


Рис. 3. Распределение составов пород Хангайской магматической области на графиках $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (а) и $K_a-\text{SiO}_2$ (б).

1, 2 — породы батолита: 1 — гранитоиды, 2 — породы синплутонических даек; 3, 4 — породы рифтовых зон: 3 — Гоби-Алтайской, 4 — Северо-Монгольской; 5 — составы пород коры, вмещающей батолит. Штриховой линией ограничена область составов магматических пород.

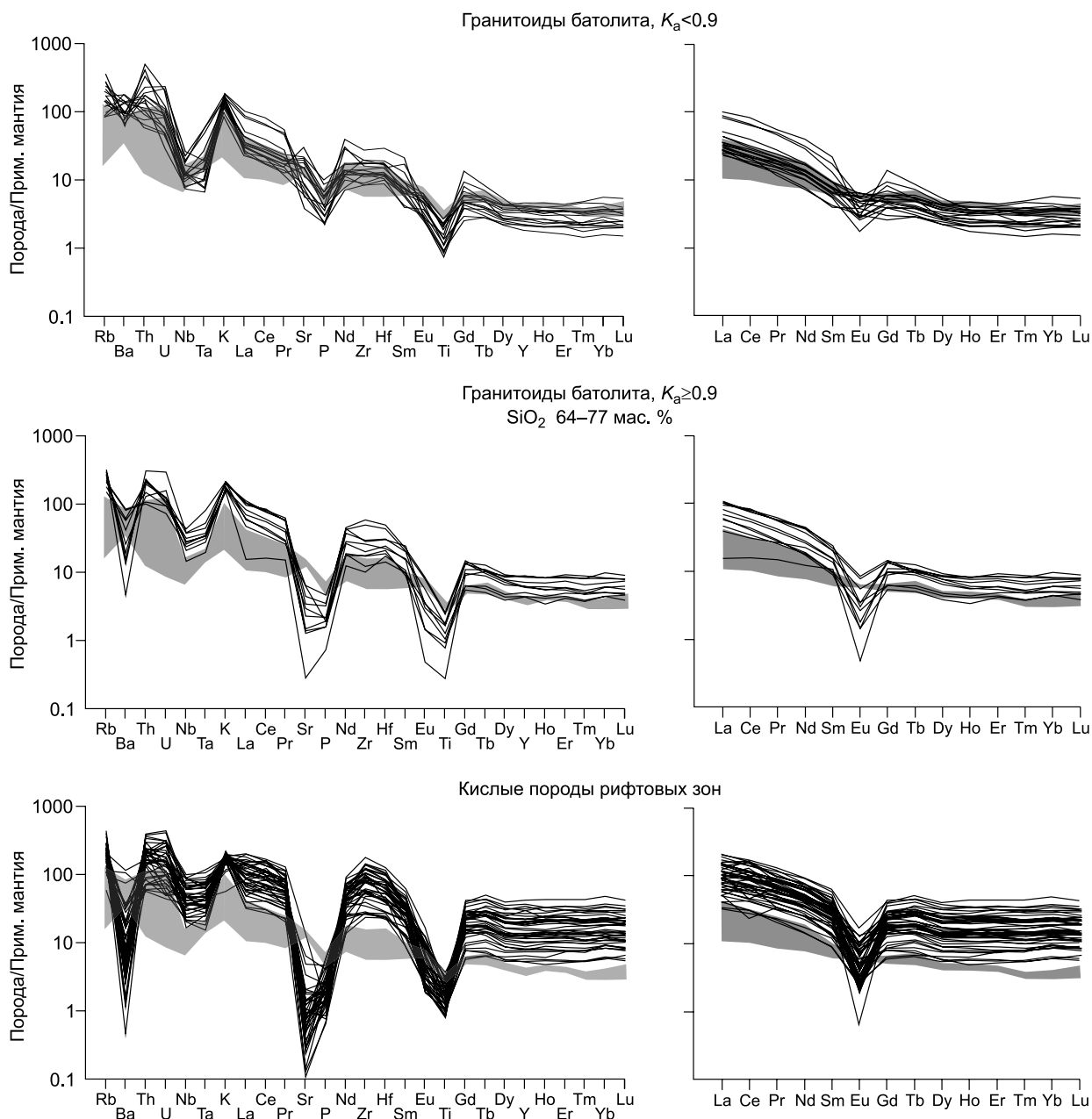


Рис. 4. Спайдерграммы для гранитоидов магматической области.

Серой заливкой выделено поле составов континентальной коры, которое построено на основе данных о составах нижней, средней, верхней и общей коры, по [Rudnick, Gao, 2003].

цию между ними и гранитами батолита. Тем самым они указывают на элементы сходства в процессах магмообразования в центральной и периферической зонах области.

Более выразительно сходство процессов, определивших магматизм области, подчеркивается породами основного состава, особенно их высоко-Ti разновидностями. Они распространены во всех зонах магматической области, в том числе и в пределах батолита, и характеризуются близкими геохимическими характеристиками. Очевидно, что такое сходство указывает на единство их магматического источника.

Изотопный состав Nd пород зонального магматического ареала. Исследования источников магматизма Хангайской области проводились на основе данных об изотопном составе Nd как магматических пород, так и пород вмещающей его коры [Ярмолюк, Козловский, 2014]. Схема опробования приведена на рис. 3. Данные изотопных исследований отражены на рис. 6.

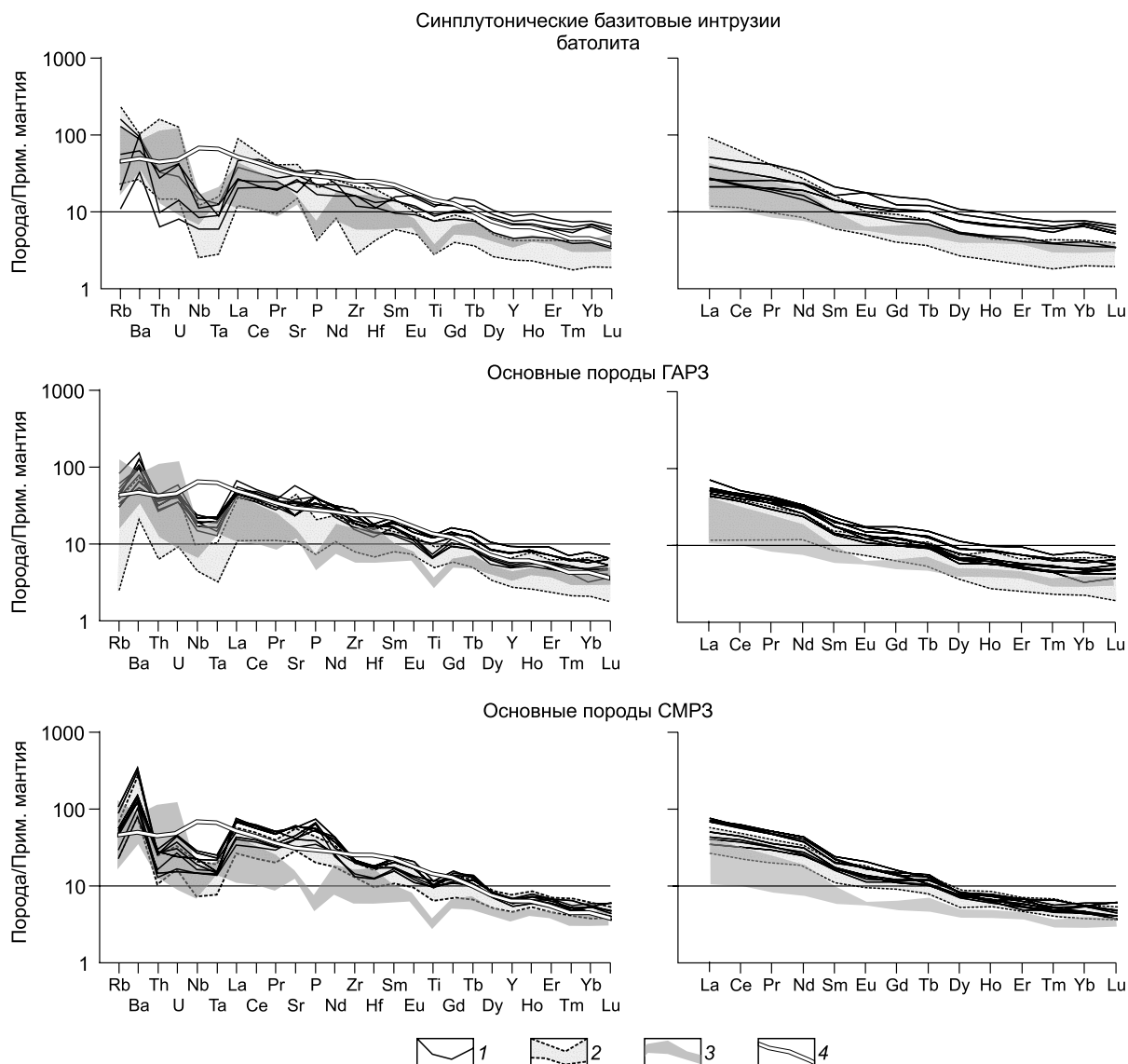


Рис. 5. Спайдерграммы для основных пород магматической области.

1 — базиты, содержащие $\text{TiO}_2 > 1.9$ мас. %; 2 — базиты, содержащие $\text{TiO}_2 < 1.9$ мас. %; 3 — поле составов континентальной коры, которое построено на основе данных о составах нижней, средней и верхней и общей коры, по [Rudnick, Gao, 2003]; 4 — OIB, по [Sun, McDonough, 1989].

Комплексы вмещающих пород. Как уже было отмечено выше, вмещающая Хангайский магматический ареал кора имеет гетерогенное строение и представлена комплексами пород ряда раннедокембрийских и позднерифейских террейнов. Состав коры раннедокембрийских блоков определяют гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты, возраст которых определен как позднеархейский (2600—2500 млн лет) для байдарагинского и бумбугерского комплексов Байдарагинского блока [Козаков, 1986] и раннепротерозойский (2400 млн лет) для джаргалантского комплекса Тарбагатайского блока [Козаков и др., 2011]. Изотопный состав Nd этих пород, рассчитанный на время формирования батолита ~260 млн лет, характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(260)$ и модельными возрастными $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2.5\text{—}3.2$ млрд лет, что отражает древний состав коры соответствующих блоков (см. рис. 6).

В составе позднерифейских комплексов Сонгинского, Дзабхан-Мандалского и Дзабханского блоков участвуют вулканические и осадочные породы, а также прорывающие их габброиды и гранитоиды [Козаков и др., 2011, 2013]. Изотопный состав Nd этих пород варьирует в диапазоне значений $\epsilon_{\text{Nd}}(260)$ от -15 до $+7$ [Козаков и др., 2011, 2012, 2013] (см. рис. 6). Положительные значения свойственны в основном относительно редким метавулканикам и габброидам, а также ассоциирующим с ними терриген-

Рис. 6. Изотопный состав Nd пород Хангайской магматической области.

1 — средний состав высоко-Тi базальта. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

ным породам, указывая на их принадлежность к продуктам ювенильного корообразования. Отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(260)$ характерны для метатерригенных пород и кислых вулканитов дзабханской серии, что, возможно, свидетельствует не только об участии в источнике сноса древнего ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.5\text{—}2.7$ млрд лет) корового материала, но и на его присутствие в фундаменте Дзабханского блока. Близкие параметры были получены для пород фундамента Хангайского прогиба, что позволяет предположить его связь с позднерифейскими структурами Дзабхан-Мандалского и Сонгинского блоков.

Комплексы магматических пород батолита. Изотопный состав Nd синплутонических базитовых даек изменяется от $\epsilon_{Nd}(260) = +4$ до -10 (см. рис. 6). Отмечается отрицательная корреляция их изотопного состава с содержанием в породах кремнезема в диапазоне значений 48—63 мас. % SiO_2 и сближение с составами пород фундамента (рис. 7). Такая зависимость указывает на определенную роль коровой контаминации при образовании пород среднего состава, что хорошо согласуется с их геохимическими характеристиками.

Гранитоиды батолита имеют достаточно широкий диапазон вариаций изотопного состава Nd (см. рис. 6). Величина $\epsilon_{Nd}(260)$ в них изменяется от -15 до $+1.6$. Преобладают гранитоиды, в которых $\epsilon_{Nd}(260) > -3$. При этом строгой корреляции состава пород с возрастом вмещающей их коры не существует. Так, например, в пределах раннедокембрийских блоков гранитоиды одной формационной принадлежности варьируют по величине $\epsilon_{Nd}(260)$ от -15 до $+1$, распределяясь между полями изотопных составов раннедокембрийских и позднерифейских пород и составами наименее контаминированных высоко-Тi базитов.

Комплексы магматических пород рифтовых зон характеризуются близкими изотопными составами [Ярмолук и др., 2003б; Козловский и др., 2012, 2014; Ярмолук, Козловский, 2014]. Их вариации происходят в диапазоне величин $\epsilon_{Nd}(260) = -3 \dots +8$, при явном преобладании пород более узкого диапазона значений $\epsilon_{Nd}(260) = -1 \dots +4$ (см. рис. 7). Средний изотопный состав высоко-Тi базальтов составляет $\epsilon_{Nd}(260) = +2.5$ и здесь рассматривается как средний состав мантийного источника магматизма области.

Отметим, что изотопный состав Nd пород рифтогенных ассоциаций практически не зависит от их

химического состава и характеризует как основные, так и кислые породы. Этот факт позволяет предполагать общий источник магматических расплавов для пород рифтовых зон, а также возможную ведущую роль процессов дифференциации в образовании кислых производных рифтогенного магматизма.

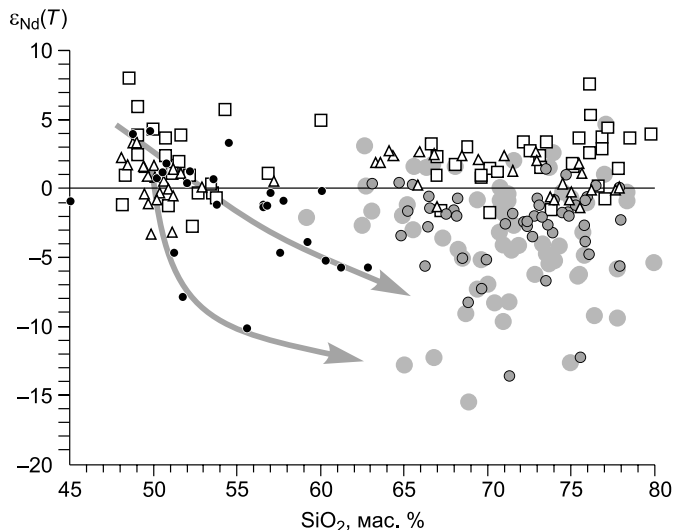
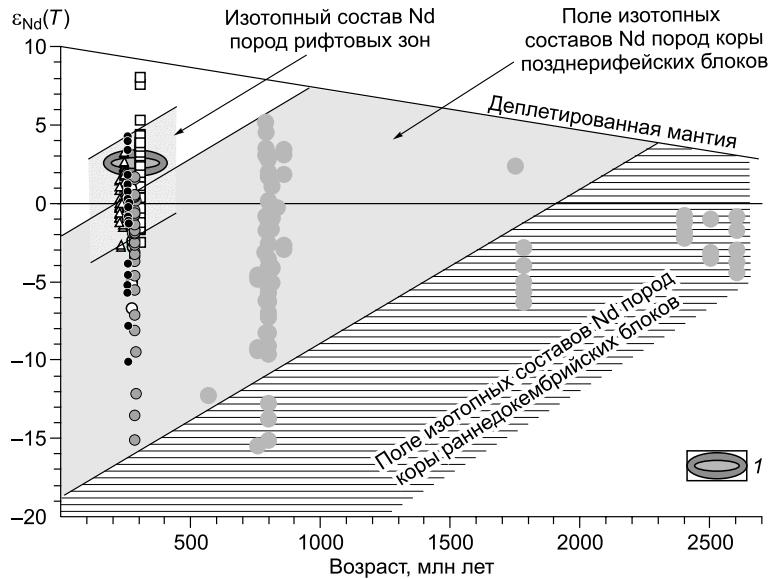


Рис. 7. Распределение составов пород Хангайской магматической области на графике $\epsilon_{Nd}(260)$ — SiO_2 .

Стрелками показаны тренды изменения составов пород синплутонических даек в результате коровой контаминации исходных базитовых расплавов. Усл. обозн. см. на рис. 3.



ОБСУЖДЕНИЕ

Источники магматизма зонального ареала. Выявленные петрохимические, геохимические и изотопные характеристики магматических пород Хангайской магматической области хорошо согласуются с результатами геологических исследований, свидетельствующими о разнородном составе источников, участвовавших в ее образовании. Гранитоиды батолита, особенно их обогащенные глиноземом разновидности ($K_a < 0.9$), имеют геохимическое сходство с модельным составом пород коры, прежде всего, с составом средней и верхней коры. В отличие от них, породы рифтовых зон отвечают ювенильному, мантийному источнику расплавов. Их высоко-Тi базитовые разновидности выделяются определенным сходством с базальтами ОIВ типа, хотя и несут в себе субдукционные метки (повышенные содержания Ва, К, Рb и пониженные Та и Nb). В то же время они характеризуются высокими отношениями Zr/Y (5.5—12) и Zr/Sm (25—40), что не характерно для базальтов конвергентных границ (Zr/Y < 3.5 и Zr/Sm < 20) [Wilson, 1989]. Причины появления субдукционных меток в составе базитов Хангайской области обсуждались нами ранее [Ярмолук и др., 2000]. Были высказаны предположения о том, что подлитосферная мантия региона характеризовалась повышенной обводненностью, связанной с зонами конвергенции, предшествовавшими образованию зональной области. Взаимодействие такой мантии с источниками типа ОIВ вело к появлению в продуктах плавления меток субдукционно переработанной мантии. Однако такие породы и, прежде всего, высоко-Тi базальты сохраняют также характеристики обогащенной мантии, подобной источникам ОIВ. В конечном итоге это определяет параметры мантийного источника, участвовавшего в образовании пород магматической области. Следует добавить, что базальты рифтовых зон обладают генетическими связями с ассоциирующими с ними породами, в том числе с пантеллеритами и щелочными гранитами [Коваленко и др., 2001, 2009; Козловский и др., 2005, 2006, 2007]. Об этом в частности свидетельствуют и изотопно-геохимические данные (см. рис. 6). В целом это позволяет предполагать ведущее участие мантийного источника в образовании рифтогенного магматизма.

Существенные различия в параметрах источников магматических пород центральных и периферических участков зонального ареала хорошо видны на диаграмме SiO_2 — $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (см. рис. 7), на которой составы рифтогенных ассоциаций в основном лежат в области положительных величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, а составы гранитоидов батолита в области отрицательных значений. При этом гранитоиды практически полностью попадают в поле изотопных составов пород вмещающей коры. В то же время многие из них имеют составы, которые в значительной степени совпадают с характеристиками пород рифтогенных ассоциаций. Подобное совмещение свидетельствует об определенном сходстве изотопных источников магм, участвовавших в образовании центральных и периферических зон магматической области.

Более наглядно характер связи пород магматической области с различными источниками прослеживается на диаграммах парных отношений рассеянных элементов (рис. 8). На этих диаграммах составы гранитоидов батолита и пород рифтовых зон образуют общий тренд, в пределах которого они в существенной степени разделены. Составы пород рифтовых зон в основном прослеживаются между эталонными составами мантии и составами вмещающей коры. Наибольшую степень приближения к составам ОIВ и E-MORB имеют высокотитанистые базальты, фигуративные точки которых располагаются между этими составами и эталоном базальтов конвергентных границ (IAB). Гранитоиды батолита в основном сосредоточены в поле пород вмещающей коры, что указывает на нее как на основной источник этих пород.

Механизмы взаимодействия расплавов разных источников при формировании магматической области хорошо просматриваются на графиках SiO_2 — рассеянный элемент (рис. 9), на которых SiO_2 выступает в виде индекса дифференциации. На нем можно выделить несколько различных трендов вариаций составов пород. Один из них отвечает тренду дифференциации базитовых расплавов рифтовых зон, который завершается образованием богатых несовместимыми элементами щелочно-гранитоидных расплавов и в конечном итоге комендитов, пантеллеритов и щелочных гранитов. Соответствующие серии пород достаточно обычны для Центрально-Азиатской рифтовой системы, в частности, для Гоби-Алтайской и Северо-Монгольской рифтовых зон, и были рассмотрены в [Ярмолук, Коваленко, 1991; Коваленко и др., 2001, 2009; Козловский и др., 2005, 2006, 2007]. Другой тренд определяется составом пород коры, вмещающей магматическую область, и может быть определен как тренд (или поле) составов анатектических расплавов. Ему соответствуют гранитоиды батолита с $K_a < 0.9$, составы которых практически не выходят за пределы поля составов пород коры. Следующий тренд можно определить как тренд контаминации исходных базитовых магм коровым материалом. Ему в наибольшей степени соответствуют синплутонические базитовые интрузии, состав которых полностью регламентируется добавками корового материала. Наконец, наиболее распространенный вид вариаций составов пород определяется взаимодействием расплавов дифференционного и анатектического трендов. Ему очень четко соответствуют гранитоиды батолита с $K_a > 0.9$, составы которых укладываются в линейную зависимость, связывающую область анатектических расплавов с продуктами дифференциации базитовых расплавов.

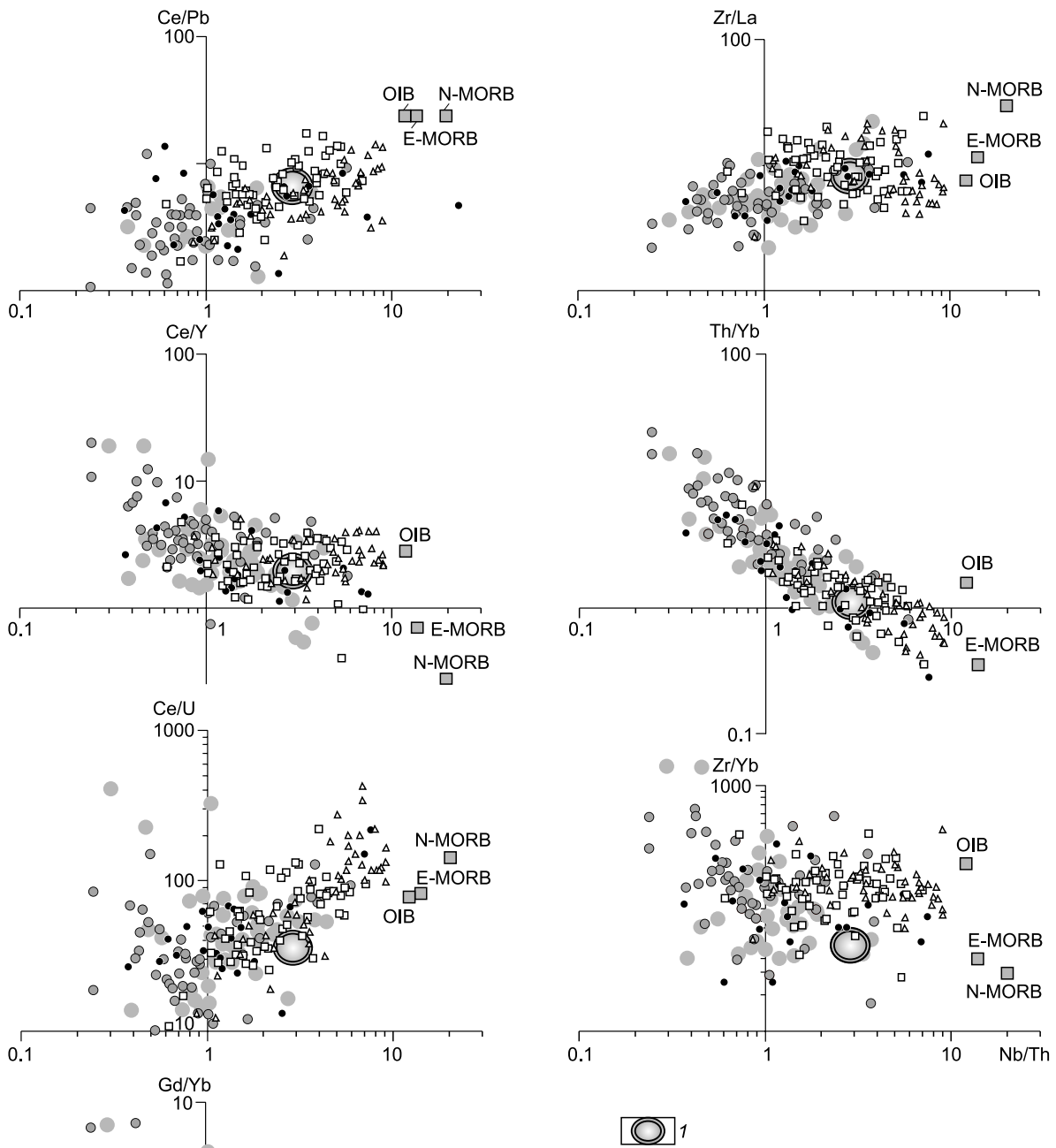


Рис. 8. Диаграммы распределения величин парных отношений несовместимых элементов в породах магматической области относительно величины Nb/Th.

1 — поле средних составов базальтов островных дуг и активных окраин, по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Rudnick, Gao, 2003]. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Смешанный характер источников магматизма области был продемонстрирован также на диаграмме $\epsilon_{Nd}(T) - T$ (см. рис. 6). На этом графике составы пород магматической области распределились в диапазоне от -16 до $+8$ величин $\epsilon_{Nd}(T)$. Породы рифтовых зон занимают верхнюю часть этого диапазона. Он достаточно широк, что определяется контаминацией исходных базитовых расплавов как коровым материалом, так и, вероятно, деплетированным веществом литосферной мантии. В качестве характеристики источника пермского мантийного магматизма было выбрано значение $\epsilon_{Nd}(260) = +2.5$, отвечающее среднему составу высоко-Ti базальта. На графике значительная часть составов рифтоген-

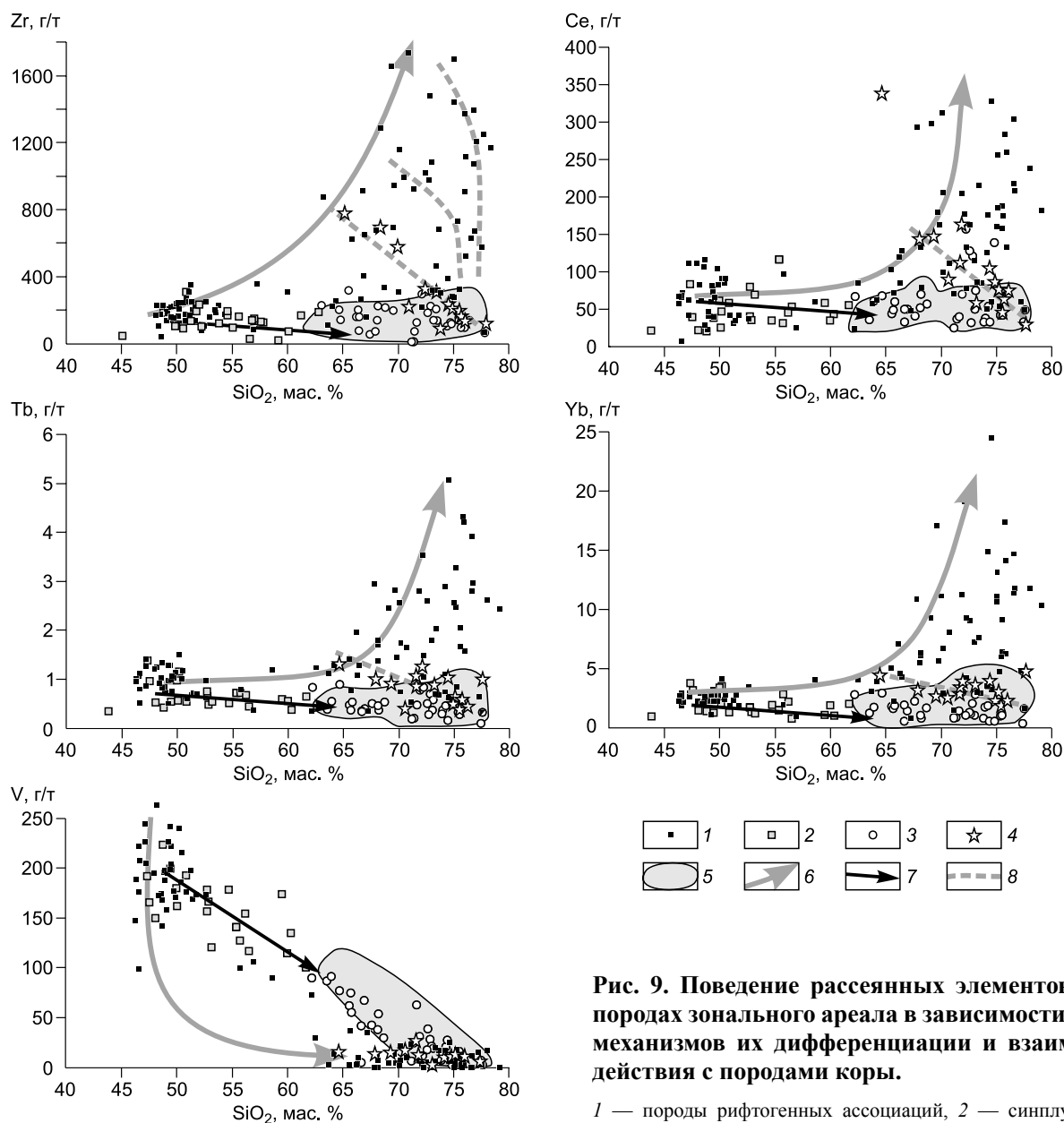


Рис. 9. Поведение рассеянных элементов в породах зонального ареала в зависимости от механизмов их дифференциации и взаимодействия с породами коры.

1 — породы рифтогенных ассоциаций, 2 — синплутонические базиты, 3 — гранитоиды батолита с $K_a < 0.9$,

4 — гранитоиды батолита с $K_a > 0.9$, 5 — поле составов пород вмещающей батолит коры, 6 — тренд дифференциации в породах базальт-командитовых ассоциаций, 7 — тренд коровой контаминации базальтовых расплавов, 8 — тренды смешения продуктов дифференциации и анатектических (гранитоидных) расплавов. Пояснение см. в тексте.

ных ассоциаций, а также практически все гранитоиды батолита смещены вниз относительно этого значения в сторону составов вмещающей коры. Следовательно, образование соответствующих магматических расплавов происходило при существенном взаимодействии двух крайних по своей природе источников — мантийного и корового. Влияние коровых субстратов определяет преобладание пород с изотопными характеристиками, промежуточными между средним составом ювенильного источника и составами вмещающей коры.

Приведенные данные, несомненно, свидетельствуют о двух крайних, мантийном и коровом, источниках магматизма зонального ареала, а также о разномасштабном взаимодействии этих источников при образовании магматических пород. Мантийному источнику соответствуют высокотитанистые базальты, в том числе в форме синплутонических интрузий среди гранитоидов батолита. В наибольшей степени они близки к составу ОИВ, что позволяет предполагать для них подобный источник магматизма.

Коровый источник доминировал в образовании гранитоидов батолита. Совпадение геохимических характеристик пород коры Хангайского ареала с составом гранитоидов, по-видимому, является сви-

детельством ее участия в процессах плавления и образовании гранитоидных магм (см. рис. 6, 7). В то же время смещение изотопных составов гранитоидов в сторону ювенильного источника указывает на участие мантийных магм в формировании смешанного источника гранитоидных расплавов.

Внутриплитное (анорогенное) гранитообразование и специфика его проявления в Центрально-Азиатской рифтовой системе. Как уже отмечалось, Хангайская магматическая область отвечает крупному сегменту Центрально-Азиатской рифтовой системы, которая возникла в пределах южной (в современных координатах) окраины Сибирского континента. Развитие этой системы растянулось во времени между 300 и 190 млн лет назад и было сопряжено с образованием ряда разновозрастных магматических ареалов, выделяющихся исключительными масштабами гранитообразования.

В интервале 305—280 млн лет был сформирован *Баргузинский магматический ареал*, в строении которого ключевую позицию занимает крупнейший (~150 000 км²) Ангаро-Витимский батолит [Литвиновский и др., 1992], объем которого в соответствии с данными геофизических исследований [Турутанов, 2004], зафиксировавшими среднюю мощность гранитной пластины на уровне 5—6 км, приближается к 1 млн км³. Масштабы гранитообразования в обрамляющих и осложняющих его рифтовых зонах (Удино-Витимская, Восточно-Саянская, Сыннырская и Сайженская), как минимум, на порядок меньше.

Практически то же следует сказать о *Монголо-Забайкальской области*, сформированной в восточной части Центрально-Азиатской рифтовой системы, но уже в позднем триасе—ранней юре. Строение магматической области определяет центральный Хэнтэйский батолит (>120 тыс. км²) и обрамляющие его с севера Западно-Забайкальская, с запада — Хархоринская и с юга — Северо-Гобийская рифтовые зоны. Объем пород батолита по аналогии с Хангайским и Ангаро-Витимским батолитами, по-видимому, также близок к 1 млн км³, тогда как общий объем пород рифтовых зон достигал 100 000 км³.

С учетом Хангайского магматического ареала можно сказать, что формирование Центрально-Азиатской рифтовой системы сопровождалось исключительными по масштабам процессами гранитообразования, происходившими во внутриплитной (анорогенной) обстановке. Магматические ассоциации этих батолитов близки между собой по петрогеохимическим характеристикам [Коваленко и др., 2004; Litvinovsky et al., 2011], что позволяет распространить выводы, полученные для Хангайского батолита, на Ангаро-Витимский и Хэнтэйский батолиты. Составы пород последних также охватывают разные ряды щелочности (известково-щелочной, субщелочной и щелочной) и широко варьируют по петрографическим и петрохимическим характеристикам. С гранитоидами тесно ассоциируют синплутонические базиты, которые по составу близки к базитам рифтовых зон соответствующих зональных ареалов. Все это позволяет говорить, что образование этих батолитов также происходило при участии двух крайних по составу источников — корового и мантийного.

Природа столь масштабного и своеобразного по составу внутриплитного (анорогенного) гранитообразования, по-видимому, определялась особыми геологическими условиями проявления внутриплитной активности, сложившимися в пределах южной (в современных координатах) окраины Сибирского континента в позднем палеозое—раннем мезозое.

Рассматриваемые батолиты возникли в разное время и в разных по строению участках складчатой периферии континента. Тем не менее их объединяет сходство историко-геологической обстановки формирования, а именно: вмещающими для них служили территории, претерпевшие орогению незадолго до их образования. Ангаро-Витимский батолит возник в зоне Икат-Богдаринского прогиба, завершившего свое развитие в раннем карбоне в связи с герцинским тектогенезом [Руженцев и др., 2012]. Хангайский батолит сформировался в зоне выклинивания Хангайского прогиба, замыкание которого произошло в середине карбона, Хэнтэйский батолит запечатывает структуры Хэнтэйского прогиба (западная оконечность Монголо-Охотского пояса), завершившего свое развитие в конце перми [Руженцев и др., 2009]. Во всех случаях орогенные процессы завершились не более чем за 60 млн лет до возникновения зональных магматических ареалов и их батолитовых ядер. С большой вероятностью можно говорить, что соответствующие орогенные структуры обладали увеличенной мощностью литосферы. Это обстоятельство могло стать причиной деляминации последней и привести к образованию в основании таких структур астеносферных ловушек, которые улавливали восходящие мантийные струи (шляпы плюмов). Повышенная мощность земной коры над ними, а также слабая ее проницаемость, обусловленная процессами предшествовавшего тектонического скупивания, по-видимому, способствовали особому протеканию процессов магмаобразования в таких участках. Можно предположить, что мощная континентальная кора блокировала подъем мантийных магм к поверхности. Эти магмы в основном локализовались в низах коры, подслаивали ее и стали источником тепла, вызвавшего плавление. Кроме того, они взаимодействовали с анатектическими магмами, определив варьирующие геохимические и изотопные характеристики гранитоидов и все многообразие их петрохимических разновидностей.

Геодинамическая природа анорогенных батолитов. Приведенные характеристики магматизма Хангайской зональной магматической области в существенной степени соответствуют признакам, которые свойственны магматическим областям, связанным с мантийными плюмами [Ernst, Buchan, 2003;

Sheth, 2007; Bryan, Ernst, 2008]. Среди них отметим концентрированное распространение мантийных магм на ограниченной территории, составы базитов, сближающие их с ОИВ, а также проявление рифтогенных процессов в периферических участках магматической области. Все это позволяет сделать вывод, что формирование Хангайского зонального ареала произошло в результате воздействия мантийного источника, близкого по геохимическим параметрам к источнику ОИВ. Его активность была локализована, ограничивалась площадью магматической области и, очевидно, стала причиной плавления коры, приведшего к образованию гигантского по объему (~1.0 млн км³) батолита. Источником тепла, обеспечившим коровый анатексис, стали мантийные базитовые расплавы. Их участие в магматизме Хангайской области особенно очевидно для рифтовых зон, обрамляющих батолит. В центральной, батолитовой, части ареала их продуктами являются синплутонические интрузии. В целом с учетом объемов батолита Хангайский зональный магматический ареал можно рассматривать как пример кислой крупной магматической провинции, формирование которой контролировалось локализованным источником вещества и тепла. Этот источник вполне соответствует представлениям о горячих точках мантии или мантийных плюмах. Более того, учитывая гигантский объем батолита, следует полагать, что для его образования потребовалось соизмеримое количество базитовых магм, стимулировавших плавление. Напрашивается вывод, что продуктивность питающего плюма была сопоставима с той, которая определила образование траппов Тарима.

Вопрос о появлении мантийных плюмов в основании литосферы южной окраины Сибирского континента был рассмотрен нами ранее [Ярмолюк и др., 2000, 2013а; Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011; Yarmolyuk et al., 2014]. Предполагается, что в конце карбона краевая часть континента, отвечающая современному Центрально-Азиатскому складчатому поясу, перекрыла несколько горячих точек мантии (мантийных плюмов). Среди них выделяются Монгольский (Таримский) и Сибирский [Kuzmin et al., 2010] плюмы, сыгравшие определяющую роль в формировании Центрально-Азиатской рифтовой системы. В ранней перми (300—280 млн лет назад) под их влиянием в краевой части континента возникли Тарим-Южно-Монгольская область, характеризующаяся развитием траппов и рифтовых зон, и Баргузинская зональная магматическая область с Ангаро-Витимским батолитом в центре (рис. 10). В поздней перми в связи с продолжающимся поступательным перемещением Сибири над Монгольским плюмом, контролировавшим до этого развитие раннепермских рифтовых зон Южной Монголии, оказалась территория Хангая [Kuzmin et al., 2010]. В результате здесь произошло образование зональной магматической области с центральным Хангайским батолитом. Следующим актом в проявлениях внут-

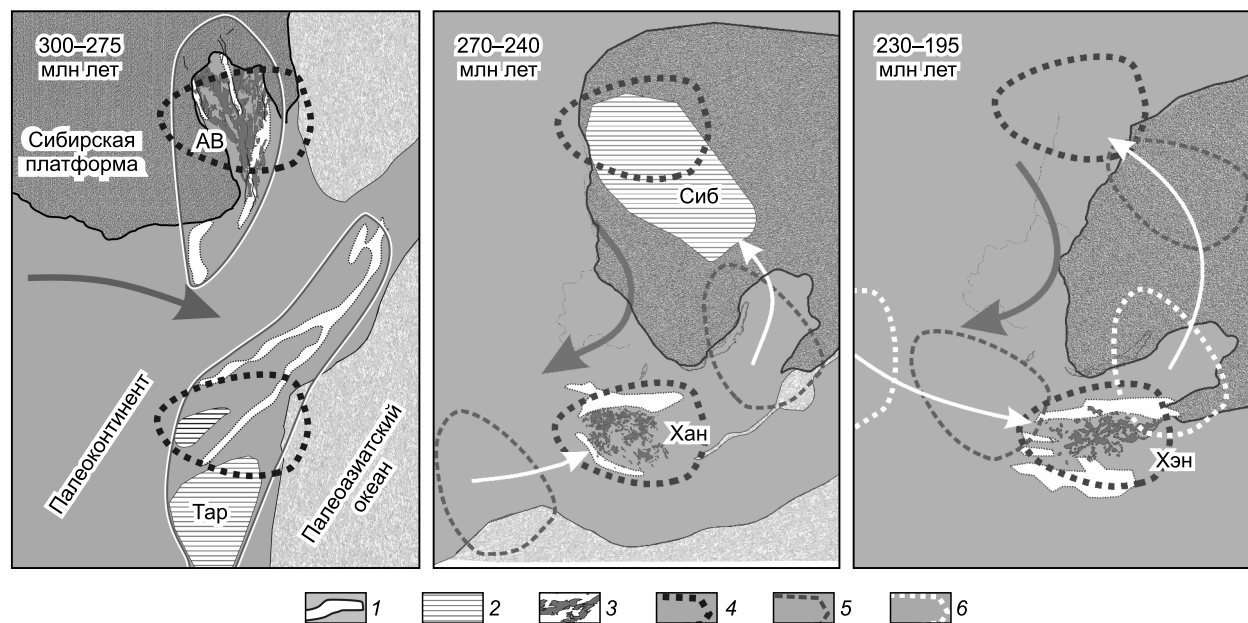


Рис. 10. Схема миграции областей магматизма в процессе формирования рифтовой системы Центральной Азии как результат вращения Сибири над Сибирской и Монгольской горячими точками мантии, по [Ярмолюк и др., 2013а].

1 — зоны рифтогенного магматизма; 2 — траппы; 3 — батолиты; 4—6 — проекции мантийных плюмов: 4 — на момент образования магматических областей, 5, 6 — смещенные от исходного положения при вращении литосферной плиты. Темная стрелка — направление вращения плиты, светлые стрелки — путь перемещения проекции плюма относительно литосферы. АВ, Тар и др. — см. рис. 1.

риплитной активности Монгольского плюма стало образование поздне триасового Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала с Хэнтэйским батолитом в центре. Этот ареал смещен относительно Хангайского к востоку, что согласуется с продолжающимся вращением Сибирского континента над плюмами по часовой стрелке.

Особенностью образования отдельных зональных ареалов и рифтовой системы в целом стало то, что они формировались в пределах области развития молодых складчатых структур, характеризовавшихся повышенной мощностью земной коры. Такое строение орогенных структур произошло в связи с постепенным закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна [Зоненшайн и др., 1990]. При этом происходило скучивание литосферы и возникновение ее корня, увеличение мощности земной коры, что и определяло то, что плюмы воздействовали на земную кору как источник тепловой энергии и поставщики базальтоидных магм. Последовательное закрытие Монголо-Охотского океанического бассейна от позднего палеозоя до мезозоя определило, в свою очередь, разновременность формирования Хангайского и Хэнтэйского батолитов. Возможно, конечно, что разновременность формирования зональных ареалов могла быть связана с разновременными импульсами активности Монгольского плюма. Возможность такого объяснения требует уточнения в дальнейшем. Весьма вероятные процессы даламициации литосферы таких складчатых зон должны были способствовать возникновению в их основании астеносферных ловушек, улавливавших восходящие мантийные струи плюмов. По-видимому, это стало ведущим фактором, определившим широкое развитие здесь процессов батолитообразования. В определенной степени это подтверждается тем, что за пределами складчатого пояса на Таримском и Сибирском кратонах активность той же системы мантийных плюмов завершилась излияниями траппов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах складчатого обрамления Сибирского кратона в позднем палеозое—раннем мезозое широко проявились внутриплитные процессы. Они протекали в пределах территорий, консолидированных в начале раннего (каледониды ЦАСП) и в конце среднего (герциниды ЦАСП) палеозоя, и завершились образованием крупной рифтовой системы. Особенностью строения рифтовой системы стало образование гигантских батолитов между отдельными ветвями (рифтовыми зонами) рифтовой системы. В результате, крупнейшие сегменты рифтовой системы приобрели вид зонально-построенных магматических ареалов, ядра которых представлены гигантскими по размерам батолитами, а периферия — рифтовыми зонами. Для рифтовых зон характерно широкое развитие субщелочных и щелочных гранитоидов и их вулканических аналогов, которые также рассматриваются как продукты анорогенного магматизма [Козловский и др., 2014]. В отличие от них, батолиты сложены породами широкого диапазона составов, среди которых обычно преобладают гранитоиды нормального ряда щелочности, типичные для орогенных областей.

На примере Хангайского батолита показано, что породы этих плутонов представляют особый класс анорогенных гранитоидов, характеризующийся одновременным проявлением пород широкого диапазона составов от низкощелочных до субщелочных и щелочных и от базитов до ультракислых гранитов. Преобладание гранитоидов известково-щелочного ряда сближает батолиты с проявлениями орогенного магматизма. С другой стороны, участвующие в их строении щелочные гранитоиды и субщелочные базальтоиды более типичны для внутриплитного магматизма. Показано, что подобная конвергенция индикаторных признаков, типичных для пород разных обстановок магнезиального магматизма, определяется условиями формирования батолитов. Предложена модель, связывающая особенности состава, строения и геологической позиции батолитов с воздействием мантийных плюмов на литосферу складчатой области. Она опирается на данные о варьировании геохимических и изотопных характеристик пород батолитов между параметрами вмещающей континентальной коры и ювенильного мантийного источника, продукты которого формировались одновременно с батолитом по его рифтовому обрамлению. Предполагается, что мантийные расплавы, внедрившиеся в основание коры, не только служили источником тепла, вызвавшим плавление, но и взаимодействовали с анатектическими магмами. В результате возникли магматические продукты, геохимические и изотопные характеристики которых варьировали между, с одной стороны, типичными для конвергентных границ литосферных плит, и, с другой, — свойственными для внутриплитных обстановок.

Образование Центрально-Азиатской рифтовой системы в целом и ее крупных сегментов — Хэнтэйского и Хангайского зональных магматических ареалов — связывается с перекрытием краем позднепалеозойского Сибирского континента ряда горячих точек Палеоазиатского океана, расположенных в пределах Африканского горячего поля мантии [Кузьмин и др., 2011]. Перекрытые мантийные плюмы воздействовали на литосферу и служили источником для пород щелочно-базитовых и щелочно-салических ассоциаций. В условиях повышенной мощности коры, соответствующей позднепалеозойским орогенным структурам, мантийные расплавы не поднимались выше низов коры. Их тепловое и вещественное воздействие на породы коры вызывало анатексис и, в конечном итоге, определяло появление своеобразных по составу анорогенных гранитоидных батолитов в строении рифтовой системы.

Авторы выражают благодарность рецензентам В.С. Антипину и А.А. Цыганкову за пожелания и замечания, учет которых, несомненно, способствовал улучшению качества статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 14-05-00154, 13-05-12043) и программы ОНЗ РАН № 9.

ЛИТЕРАТУРА

Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Новые данные о возрасте баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // ДАН, 1995, т. 344, № 3, с. 377—380.

Геологические формации Монголии. М., Изд-во ШАГ, 1995, 180 с.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., де Ваэле Б., Пресняков С.Л. Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья — фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 30—49.

Зоненшайн Л.Р., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, в 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 1, 326 с.; кн. 2, 334 с.

Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 10—31.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. М-б 1:1 500 000. М., ГУГК, 1989.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // ДАН, 2001, т. 377, № 5, с. 672—676.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение ранне-мезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология, 2003а, т. 11, № 2, с. 164—178.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение ранне-мезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология, 2003б, т. 11, № 3, с. 227—254.

Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Отношения элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского и одноименного редкометалльного месторождения, Западная Монголия // Петрология, 2009, т. 17, № 2, с. 175—196.

Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1998, 487 с.

Коваль П.В., Антипин В.С., Цыпуков Ю.П., Смирнов В.Н. Геологическое строение и вещественный состав Бага-Хэнтейского батолита (МНР) // Геология и геофизика, 1978 (5), с. 68—78.

Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований // ДАН, 2012, т. 444, № 2, с. 184—189.

Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойда Монголии. Л., Наука, 1986, 144 с.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang T., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 2, с. 3—24.

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

Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Киринова Т.И., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Фугзан М.М., Лебедев В.И., Эрдэнэжаргал Ч. Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзабханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2012, т. 20, № 3, с. 3—12.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Эрдэнэжаргал Ч. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: 1. Геологические и геохронологические данные // Петрология, 2013, т. 21, № 3, с. 227—246.

Козловский А.М., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Наумов В.Б. Пантеллеритовые расплавы хребта Тост в Южной Монголии: химический состав, элементы-примеси и летучие компоненты (данные изучения расплавленных включений) // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 19—40.

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П. Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология, 2006, т. 14, № 4, с. 358—383.

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Саватенков В.М., Веливецкая Т.А. Трахиты, комендиты и пантеллериты позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов // Петрология, 2007, т. 15, № 3, с. 257—282.

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Травин А.В., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Саватенков В.М., Федосеев А.М., Яковлева С.З. Этапы и закономерности проявления позднепалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной Монголии // ДАН, 2012, т. 445, № 3, с. 308—314.

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Саватенков В.М. Позднепалеозойский анорогенный магматизм Гобийского Алтая (Монголия): завершение субдукции или мантийный плюм? // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток, ДВГИ ДВО РАН, ДВФУ, 2014, с. 197—200.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, т. 45, № 6, с. 3—23.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, Наука, 1992, 141 с.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.

Оролмаа Д., Эрдэнэсайхан Г., Борисенко А.С., Федосеев Г.С., Бабич В.В., Жмодик С.М. Пермотриасовые гранитоиды и металлогения Хангая (Центральная Монголия) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 706—720.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 605—620.

Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника, 2009, № 1, с. 39—58.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника, 2012, № 2, с. 3—28.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М., Наука, 1974, 284 с.

Турутанов Е.Х. Морфология северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита по гравитационным аномалиям // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2004, вып. 2, т. 2, с. 119—122.

Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Оглоблин Р.В. Глубинная структура и геохимия пород Хангайского гранитоидного батолита (Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, вып. 5, т. 2, с. 133—135.

Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского батолита. М., Наука, 1977, 150 с.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М., Наука, 1991, 263 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003а, т. 44 (12), с. 1305—1320.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003б, т. 11, № 6, с. 556—586.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М. Состав, источники и обстановки формирования гигантских батолитов Центральной Азии (на примере Хангайского батолита) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2014, вып. 12, с. 343—345.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжин Г., Фугзан М.М. Возраст Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // ДАН, 2008, т. 423, № 1, с. 92—98.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский—раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология, 2013а, т. 21, № 2, с. 115—142.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Травин А.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Лебедев В.И., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Энжин Г. Участие щелочно-гранитного магматизма в формировании Хангайского батолита: данные геологических и геохронологических исследований // ДАН, 2013б, т. 452, № 5, с. 543—547.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжин Г. Возраст Хангайского батолита и проблемы полихронности батолитообразования в Центральной Азии // ДАН, 2013в, т. 452, № 6, с. 646—652.

Arakawa J., Naito K., Takahashi Y., Oyungerel S., Amakawa H. Rb-Sr whole rock isochron age of Dalyn-Am complex in Bayankhongor area, central Mongolia // Mongolian Geoscientist, 1998, № 8, p. 16—19.

Arakawa J., Naito K., Takahashi Y., Oyungerel S., Amakawa H. New K-Ar and Rb-Sr ages of Khan-gay granite, central Mongolia // Mongolian Geoscientist, 1999, № 12, p. 32—35.

Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth Sci. Rev., 2008, v. 86, p. 175—202.

Budnikov S.V., Kovalenko V.I., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. The age and sources of the Hangay batholith (Central Mongolia) // IGCP-420. Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia. Second workshop. Abstracts and excursion guidebook. Geosciences, Rennes, 1999, p. 11—12.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic—Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62, p. 79—97.

Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing mantle plumes in the geological record // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 2003, v. 31, p. 469—523.

Jahn B.M., Capdevila R., Liu D.Y., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth // J. Asian Earth Sci., 2004a, v. 23, p. 629—653.

Jahn B.M., Capdevila R., Liu D., Vernov A., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor—Ulaan Baatar, Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications of Phanerozoic crustal growth // J. Asian Earth Sci., 2004b, v. 23, p. 629—653.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev., 2010, v. 102, p. 29—59.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos, 2011, v. 125, p. 845—874.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on geochemistry. Oxford, Elsevier, 2003, v. 3, p. 1—64.

Sheth H.C. Large Igneous Provinces (LIPs): Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification // Earth Sci. Rev., 2007, v. 85, p. 117—124.

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

Takahashi Y., Arakawa Y., Oyungerel S., Naito K. Geochronological data of granitoids in the Bayankhongor area, central Mongolia // *Bull. Geol. Soc. Japan*, 2000, v. 51, p. 167—174.

Wilson M. *Igneous petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 1989, 466 p.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.*, 2014, v. 93, p. 158—179.

*Рекомендована к печати 24 сентября 2015 г.
Д.В. Метелкиным*

*Поступила в редакцию
8 июля 2015 г.*