

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ТЕСТИРОВАНИЕ ПЛЮМОВОЙ МОДЕЛИ

С.В. Хромых^{1,2}, А.А. Цыганков^{3,4}, П.Д. Котлер^{1,2}, О.В. Навозов⁵, Н.Н. Крук¹,
А.Г. Владимиров^{1,2}, А.В. Травин¹, Д.С. Юдин¹, Г.Н. Бурмакина³, В.Б. Хубанов^{3,4},
М.Д. Буянтуев³, Т.Н. Анциферова^{3,4}, Г.С. Караваева⁵

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

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

³ Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

⁴ Бурятский государственный университет, 670000, Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а, Россия

⁵ Геолого-разведочная компания «Топаз», 070001, Усть-Каменогорск, ул. Геологическая, 1, Республика Казахстан

Представлены результаты сравнительного изучения позднепалеозойских гранитоидов Восточного Казахстана и Западного Забайкалья, слагающих крупнейшие Калба-Нарымский и Ангаро-Витимский батолиты. Установлено, что, несмотря на различную историю геологического развития регионов, гранитоидный магматизм был проявлен практически синхронно на границе карбона и перми (330—280 млн лет назад) и в обоих случаях сопровождался синхронным мантийным магматизмом. Закономерности эволюции гранитоидного магматизма рассмотрены с позиций плюмовой модели и проявления различных стадий взаимодействия мантийных плюмов с литосферой. Сформулированы основные принципы плюм-литосферного взаимодействия в аккреционно-коллизийных складчатых поясах: 1) процессы плюм-литосферного взаимодействия приводят к масштабному плавлению подлитосферной мантии, нижней части литосферы и коровых субстратов, находившихся благодаря предшествующим орогеническим процессам в подготовленном (разогретом) состоянии; 2) общая продолжительность процессов занимает от 30 до 50 млн лет, в течение которых появляются огромные объемы магматических пород, преимущественно гранитоидов; 3) последовательность формирования гранитоидных и базитовых магматических комплексов, а также металлогеническая специализация могут быть различными и определяются особенностями строения литосферы и предшествующей истории геологического развития региона.

Гранитоидные батолиты, крупные магматические провинции, плюм-литосферное взаимодействие, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

LATE PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM OF EASTERN KAZAKHSTAN AND WESTERN TRANSBAIKALIA: PLUME MODEL TEST

S.V. Khromykh, A.A. Tsygankov, P.D. Kotler, O.V. Navozov, N.N. Kruk, A.G. Vladimirov, A.V. Travin, D.S. Yudin, G.N. Burmakina, V.B. Khubanov, M.D. Buyantuev, T.N. Antsiferova, and G.S. Karavaeva

We present results of a comparative study of Late Paleozoic granitoids of Eastern Kazakhstan and Western Transbaikalia composing the large Kalba–Narym and Angara–Vitim batholiths. We have established that despite the different geologic history of these regions, granitoid magmatism there proceeded nearly synchronously at the Carboniferous–Permian boundary (330–280 Ma) and was accompanied by mantle magmatism. The regularities of its evolution are considered in terms of the plume model and different stages of interaction of mantle plumes with the lithosphere. The major principles of plume–lithosphere interaction in accretion–collision fold belts have been formulated: (1) Plume–lithosphere interaction results in large-scale melting of sub-lithospheric mantle, lower lithosphere, and crustal substrates warmed by the preceding orogenic process; (2) The processes last 30 to 50 Myr and produce large volumes of igneous rocks, mostly granitoids; (3) The sequence of formation of granitoid and basic igneous complexes and the metallogenic specialization can be different and depend on the lithosphere structure and preceding geologic history of the region.

Granitoid batholiths, large igneous provinces, Central Asian Orogenic Belt, plume–lithosphere interaction

ВВЕДЕНИЕ

Геологические, петрологические и изотопно-геохронологические исследования последних лет позволили установить признаки проявления мантийных плюмов и суперплюмов в фанерозойской истории

© С.В. Хромых✉, А.А. Цыганков, П.Д. Котлер, О.В. Навозов, Н.Н. Крук, А.Г. Владимиров, А.В. Травин, Д.С. Юдин, Г.Н. Бурмакина, В.Б. Хубанов, М.Д. Буянтуев, Т.Н. Анциферова, Г.С. Караваева, 2016

✉ e-mail: serkhrom@mail.ru

DOI: 10.15372/GiG20160510

Земли, показать их важную роль в эволюции континентальной коры, а также в формировании рудных месторождений [Ярмолук, Коваленко, 2003; Добрецов и др., 2010; Ярмолук, Кузьмин, 2012]. Одним из следствий анализа проявлений мантийных плюмов явилось выделение индикаторных крупных магматических провинций (Large Igneous Provinces, LIP) в пределах фанерозойских складчатых систем. Характерной чертой этих провинций является широкое развитие разнотипных гранитоидов, формирующих крупные батолиты. В пределах Центральной Азии выделены связанные с плюмами Баргузинская крупная магматическая провинция в Забайкалье, Хэнтэйская и Хангайская в Монголии, Таримская в Западном Китае, Монголии и Восточном Казахстане [Добрецов и др., 2010; Ярмолук и др., 2013; Yarmoluk et al., 2014].

Западное Забайкалье и Восточный Казахстан обладают важной общей особенностью — широким проявлением гранитоидного магматизма, пик интенсивности которого приходится на границу карбона и перми [Ярмолук и др., 1997; Цыганков и др., 2007, 2014; Котлер и др., 2015a]. Результатом этих событий стало формирование крупнейших гранитоидных батолитов — Ангаро-Витимского в Забайкалье и Калба-Нарымского в Восточном Казахстане. Традиционно до конца XX в. их формирование связывалось с аккреционно-коллизийными событиями на окраинах Сибирского палеоконтинента, а сопутствующий гранитоидам базитовый магматизм, проявленный в сравнительно небольших объемах, объяснялся как результат постколлизийных процессов растяжения [Лопатников и др., 1982; Гордиенко, 1987; Литвиновский и др., 1993; Дьячков и др., 1994; Булгатов, Гордиенко, 1999]. Вместе с тем в последние годы были получены доказательства синхронного проявления масштабного мантийного магматизма, сопровождающегося индикаторным оруденением и представленного базальтоидами трапшových формаций, щелочно-базитовыми интрузивами, габбро-сиенит-гранитными сериями и поясами комбинированных даек [Pirajno et al., 2009; Хубанов, 2009; Бурмакина, Цыганков, 2013; Хромых и др., 2013; Xu et al., 2014; Yarmoluk et al., 2014]. Анализируя полученные в последние годы данные по вещественному составу и возрасту гранитоидов Калба-Нарымского и Ангаро-Витимского батолитов, авторы пришли к необходимости рассмотрения их генезиса с позиций плюм-литосферного взаимодействия. Учитывая различающееся геологическое строение и историю развития Восточного Казахстана и Западного Забайкалья, целью настоящей работы является анализ и корреляция последовательности развития магматизма и эволюции его вещественного состава, тестирование «плюмовой модели» с точки зрения ее применимости для объяснения позднепалеозойского магматизма этих двух регионов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Гранитоиды Калба-Нарымского батолита занимают не менее половины площади Калба-Нарымского турбидитового террейна (КНТТ), являющегося составной частью Алтайской коллизийно-сдвиговой системы герцинид, сформированной в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса при взаимодействии Сибирского и Казахстанского континентов [Владимиров и др., 2003]. Калба-Нарымский террейн представляет собой часть окраинно-континентального бассейна, заложенного на океаническом основании, а наполняющие его осадочные толщи интерпретируются как накопленные на склонах и в осевой части глубоководного желоба на краю Сибирского палеоконтинента. Результаты исследований осадочных толщ [Котлер и др., 2015б] указывают на слабые изменения состава в интервале от среднего девона до конца раннего карбона и свидетельствуют, что формирование толщ Калба-Нарымского террейна происходило за счет субстратов невысокой зрелости, по-видимому, девонских вулканических комплексов Алтайской активной континентальной окраины Сибирского континента. Процессы коллизийного взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов привели к деформированию осадков и смятию их в сжатые, близкие к изоклинальным, складки северо-западного простирания [Берзин, Кунгурцев, 1996]. Юго-западной границей Калба-Нарымского террейна является Теректинский разлом сдвигового типа, отделяющий его от Чарской зоны, а северо-восточная часть Калба-Нарымского террейна входит в состав Иртышской сдвиговой зоны. В ее пределах на всем протяжении закартированы тектонические пластины пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, которые по последним изотопно-геологическим данным [Ермолов, 2013] являются глубинной метаморфизованной частью бассейна.

Калба-Нарымский гранитоидный батолит протягивается с северо-запада на юго-восток и вместе с вмещающими породами образует единый линейный структурно-вещественный комплекс. Систематические геологические исследования здесь велись вплоть до конца 80-х годов прошлого века в связи с разработкой редкометалльных месторождений (Li-Rb-Cs, Ta-Nb, Sn-W, Au). Результатом явилось создание нескольких детальных схем корреляции магматизма [Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994]. В последние годы в результате работ по геологическому доизучению площадей м-ба 1:200 000 (ГДП-200) территории Западно-Калбинской и Калба-Нарымской зон, проведенных ТОО ГРК «Топаз» (г. Усть-Каменогорск) [Навозов и др., 2011], удалось уточнить последовательность формирования интрузивных комплексов Калба-Нарымского батолита (рис. 1).

Калгутинский комплекс. Породы представлены поясами даек северо-западного простирания и отдельными интрузивными массивами, сосредоточенными преимущественно в южной части Калба-Нарымского батолита. В его составе установлены три фазы внедрения: 1) мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты; 2) мелко- и среднезернистые биотит-роговообманковые граниты; 3) дайковые гранит-гранодиорит порфиры.

Кунушский комплекс представлен небольшими интрузивами, располагающимися в северо-западной и центральной частях батолита, и на всем его протяжении — многочисленными поясами даек северо-западного простирания. В кунушском комплексе выделены три фазы: 1) дайки плагиогранит-порфиры и гранит-порфиры; 2) мелко- и среднезернистые биотитовые плагиограниты и плагиогранодиориты; 3) аплитовидные граниты и пегматиты.

Калбинский комплекс. Гранитоиды являются наиболее распространенными среди пород батолита, образуют крупные пластообразные плутоны мощностью до 4—5 км. Их формирование отражает главную стадию батолитообразования. В составе комплекса выделены три фазы: 1) биотитовые средне- и крупнозернистые порфировидные гранодиориты и меланократовые граниты; 2) биотитовые среднезернистые граниты, сменяющиеся биотитовыми и мусковит-биотитовыми мелкозернистыми гранитами; 3) жильные граниты, аплиты, гранит-аплиты, гранитные пегматиты. С гранитоидами калбинского комплекса связаны редкометалльные гранитные пегматиты, формирующие крупнейшие месторождения редких металлов (Ta, Nb, Li, Be, Cs) [Дьячков, 2012] и дайковые пояса онгонитов [Хромых и др., 2014a].

Монастырский комплекс. Породы комплекса слагают цепочку довольно крупных (до 100 км²) обособленных многофазных интрузивов в основном в юго-западной части батолита. Схема формирования комплекса включает: 1) лейкократовые двуслюдяные крупно- и грубозернистые граниты, часто порфировидные; 2) лейкократовые среднезернистые и лейкократовые мелкозернистые двуслюдяные граниты; 3) жильные граниты, аплиты, камерные кварц-полевошпатовые пегматиты.

Каиндинский комплекс. Породы комплекса слагают несколько крупных многофазных субизометричных интрузивов с концентрически-зональным строением, которые преимущественно обособляются в цепочку северо-западного простирания, расположенную во внешней юго-западной части Калба-Нарымского батолита. Становление комплекса происходило в следующей последовательности: 1) средне- и крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты; 2) среднезернистые порфировидные биотитовые и мелкозернистые биотитовые граниты; 3) аплиты, аплитовидные граниты и аплит-пегматиты.

Завершающими эндогенную активность являются прерывистые пояса «постбатолитовых» даек, контролируемые северо-восточной системой разрывных нарушений, отнесенные к миролюбовскому комплексу [Лопатников и др., 1982]. В состав комплекса включены группы даек основного, среднего и кислого составов, условно разделенные на три фазы: 1) оливиновые долериты и долериты; 2) породы пестрого состава от диоритовых порфиритов и лампрофиров до кварцевых монзонитов; 3) гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры.

Базитовый магматизм. Основной объем позднепалеозойского базит-ультрабазитового магматизма в пределах Алтайской коллизионной системы проявлен в сопряженной Чарской структурно-формационной зоне (см. рис. 1, врезка) в виде позднекаменноугольно-раннепермских субщелочных базальт-андезитовых вулканических серий и раннепермских субщелочных габброидов и пикритоидов [Ермолов и др., 1983; Хромых и др., 2013]. Базитовый магматизм в Калба-Нарымском террейне выражен слабо и представлен небольшими массивами габброидов в северо-западной и центральной частях батолита. Габброидные массивы срезаются гранитоидами, а также присутствуют среди них в виде ороговикованных останцов. Таким образом, базитовых комплексов, непосредственно ассоциирующих в Калба-Нарымском террейне с главным объемом гранитоидов батолита, не выявлено, а базиты либо предшествуют гранитоидам, либо проявлены на постбатолитовом этапе в виде даек миролюбовского комплекса.

В Западном Забайкалье позднепалеозойские гранитоиды занимают около 2/3 площади Байкальской складчатой области (рис. 2), сформировавшейся в результате аккреционно-коллизионных процессов неопротерозойского (байкальского) и каледонского орогенических циклов [Гордиенко, 1987]. В генерализованном виде тектоническая структура Саяно-Байкальской складчатой области отражена на врезке рис. 2, а в более детализированном виде опубликована в качестве схемы террейнов [Булгатов, Гордиенко, 1999]. Важно подчеркнуть различия в интерпретации геодинамической природы центральной части Байкальской складчатой области: по одной версии это Баргузино-Витимский микроконтинент [Зоненшайн и др., 1990], что основывается на наличии глубокометаморфизованных блоков, по другой — турбидитовый террейн, сложенный в разной степени метаморфизованными продуктами разрыва зрелой континентальной коры [Булгатов, Гордиенко, 1999].

Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Забайкалья начался с формирования известково-щелочных биотитовых гранитов Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс). Суммарная площадь, занимаемая баргузинскими гранитами, составляет около 150 000 км². Батолит включает мно-

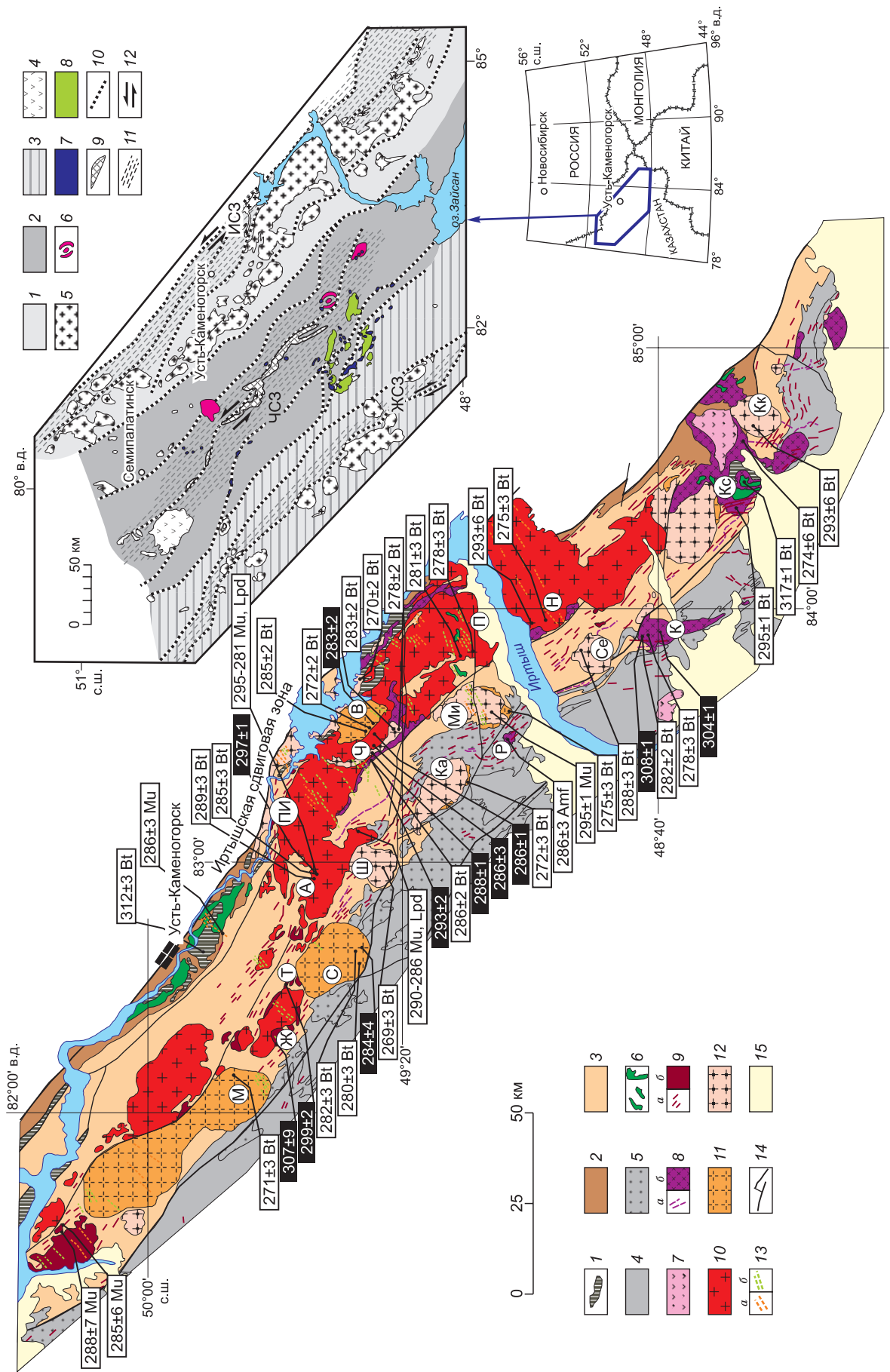


Рис. 1. Схема геологического строения Калба-Нарымского батолита. Составлена на основе рабочего макета геологической карты м-ба 1 : 500 000, созданного в ТОО ГРК «Тоназ», г. Усть-Каменогорск.

1 — блоки метаморфических пород; 2 — зеленокаменные песчаники и алевролиты кыставкурчумской свиты D₂gv; 3 — сланцы, алевролиты, алевропесчаники такырской серии D₃-C₁; 4 — флюидно-гравитационные отложения даланкаринской свиты C₁s; 5 — полимиктовые песчаники и алевролиты моласовой формации буконьской свиты C₂; 6 — габброиды прииртышского и жанатайского комплексов; 7 — дациты, риодациты, риолиты саддырминской серии, слагающие Актюбинскую и Калгутинскую мульды; 8—12 — гранитоидные комплексы Калба-Нарымского батолита: 8 — калгутинский гранодiorит-гранитный комплекс (а — дайки, б — массивы), 9 — кунушский плагиогранитный комплекс (а — дайки, б — массивы), 10 — калбинский гранодiorит-гранитный комплекс, 11 — монастырский гранит-лейкогранитный комплекс, 12 — кандинский гранитный комплекс; 13 — постбатолитовые дайки мирлобовского комплекса (а — гранитоидные, б — базитовые); 14 — разломы; 15 — рыхлые отложения.

Цифры в прямоугольниках — геохронологические данные (млн лет), черные прямоугольники — данные U-Pb датирования по цирконам, белые — данные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования по амфибололам или слюдам (указаны). Буквы в кружках — изученные массивы Калба-Нарымского батолита, упоминаемые в тексте: М — Монастырский, Ж — Жиландинский, Т — Точка, С — Синбинский, А — Асубулакский, ПИ — Прииртышский, Ш — Шибендышский, Ч — Черновинский, В — Войлочевский, Ка — Каиндинский, Ми — Мирлобовский, Р — Раздолыненский, П — Песчанский, Н — Нарымский, Се — Сергеевский, К — Курзумский, Кс — Кызылсоранский, Кк — Кемирканский.

На врезке — центральная часть Алтайской коллизионной системы герцинид (модифицировано по [Владимиров и др., 2008]). 1 — структурно-вещественные комплексы Калба-Нарымского турбидитового террейна; 2 — структурно-вещественные комплексы Чарской палеоокеанической зоны; 3 — структурно-вещественные комплексы Жарма-Саурской палеостроволюдной зоны; 4 — риолиты, дациты, базальты Семейтауской структуры, P₃-Г₁; 5 — гранитоиды нерасчлененные; 6 — габбро-монцит-сиенит-гранитные интрузии в Чарской зоне (Преображенский, Тастауский, Дельбетгейтский массивы), P₁; 7 — интрузивные массивы габброидов и пикритовидов аргимбайского и максутского комплексов, P₁; 8 — субщелочные базальты и андезиты даубайской и торешокинской свит, C₂-P; 9 — офиолиты Чарского пояса; 10 — проникающие разломы; 11 — главные сдвиговые зоны с объемным вязко- и хрупкопластичным течением горных масс (ЖСЗ — Жарминская, ЧСЗ — Чарская, ИСЗ — Иртышская); 12 — кинематика сдвиговых деформаций.

жество отдельных массивов как автохтонных гнейсовидных, так и типично интрузивных биотитовых гранитов и гранодиоритов близкого состава, различающихся внутренним строением и текстурно-структурными особенностями. Для них характерны «нормальные» интрузивные контакты, сопровождающиеся зонами ороговикования вмещающих пород, а также ксенолиты кристаллосланцев, указывающие на «корую» природу гранитов.

Вслед за баргузинскими гранитами одновременно [Цыганков и др., 2010, 2014] происходило формирование двух гранитоидных ассоциаций: а) высококалийевые кварцевые монцититы и кварцевые сиениты (чивыркуйский комплекс); б) переходные от высококалийевых известково-щелочных к субщелочным, кварцевые сиениты и лейкограниты (зазинский комплекс). Для обоих комплексов характерны сопутствующие базиты, представленные синплутоническими габброидными интрузиями, комбинированными дайками [Литвиновский и др., 1995; Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011] и мафическими включениями (mafic microgranular enclaves — ММЕ) [Литвиновский и др., 1993; Бурмакина, Цыганков, 2013].

Следующий этап ознаменовался формированием высококалийевой (шошонитовой) монцитит—сиенит—кварцево-сиенитовой серии с синплутоническими высококалийевыми базитами [Цыганков и др., 2010]. Типоморфными разновидностями пород этой серии являются монцититоиды, обычно сопровождающиеся кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами. Сопутствующие базиты представлены комбинированными дайками и синплутоническими интрузиями высококалийевых (шошонитовых) габбро [Литвиновский и др., 1995; Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011], отмечаются ММЕ.

Позднепалеозойский магматизм завершился становлением щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитов и сиенитов Брянского и Хоринского плутонов, выделяемых в раннекуналейский интрузивный комплекс [Цыганков и др., 2010]. Формированию щелочно-гранитоидных плутонов предшествовали дайки бимодальной трахибазальт-трахит-трахириолитовой серии, образующие протяженный (около 200 км) пояс [Хубанов, 2009], а также излияния трахидацит-трахириолитовых и трахибазальт-командитовых лав.

Базитовый магматизм. Базиты в форме отдельных массивов, синплутонических интрузий, комбинированных даек и мафических включений присутствуют в составе чивыркуйского, зазинского и нижнеселенгинского комплексов и пока не обнаружены в гранитах баргузинского комплекса. Для последних, напротив, типичны ксенолиты коровых метатерригенных пород, что согласуется с широким распространением автохтонных разностей (порядка 20 %) [Литвиновский и др., 1993] и «коровыми» изотопными характеристиками слагающих его пород [Цыганков, 2009, 2014; Litvinovsky et al., 2011].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Восточный Казахстан. Среди гранитоидов Калба-Нарымского батолита наиболее ранние породы калгутинского комплекса представлены гранодиоритами и гранитами, они содержат 62—74 мас. % SiO₂, от 2 до 6 мас. % K₂O и при-

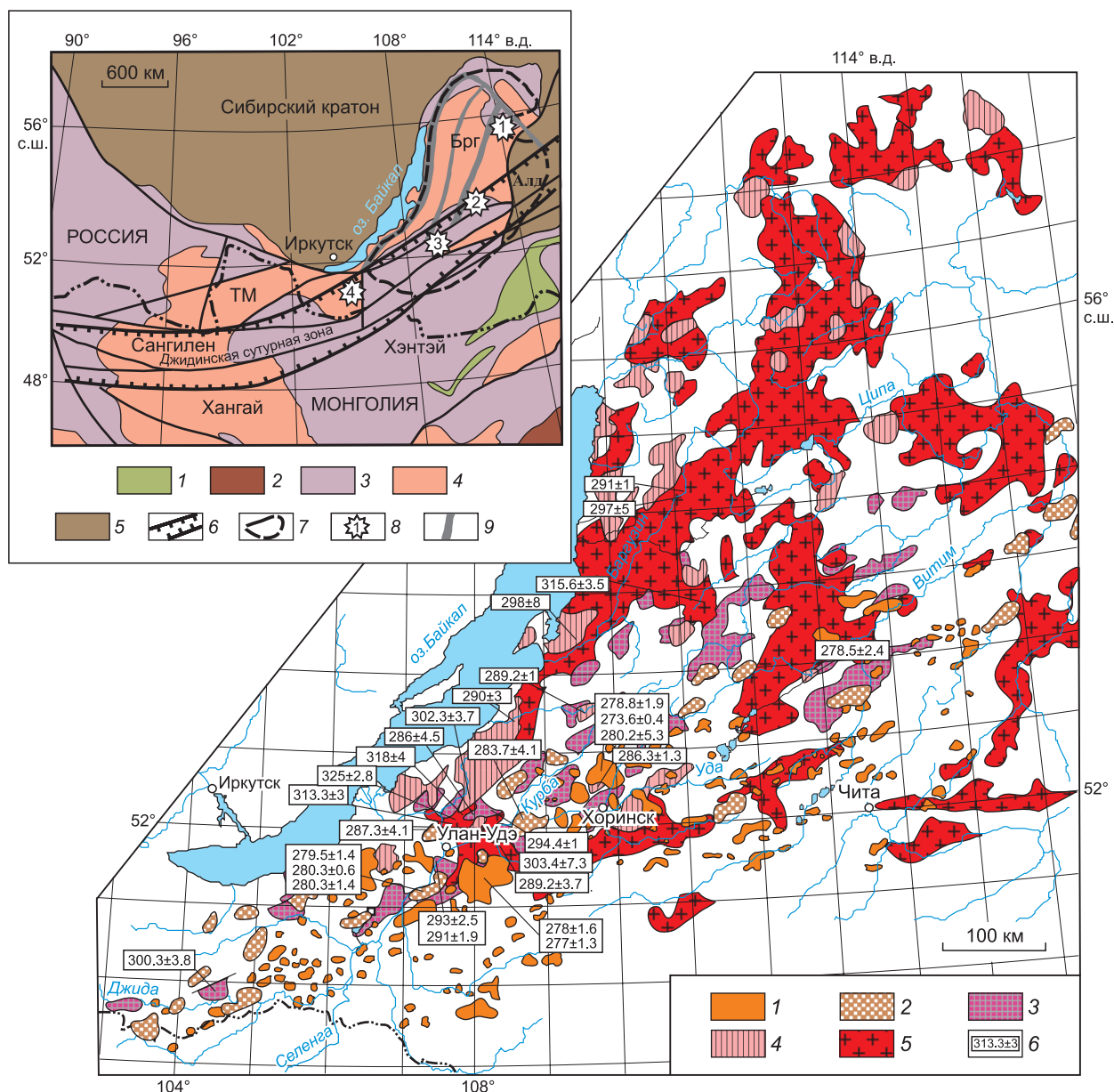


Рис. 2. Схема расположения позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья.

Составлена на основе [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011]. На врезке показано тектоническое положение изучаемого региона. 1 — щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса (раннекуналейский (280—273 млн лет) и позднекуналейский (230—210 млн лет) комплексы) без разделения; 2 — шононитовая интрузивная серия (монцит—сиенит—кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс, 285—278 млн лет); 3 — переходные от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (засинский комплекс, 305—285 млн лет); 4 — высококальциевые известково-щелочные кварцевые монциты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс, 305—285 млн лет); 5 — известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит, 325—290 млн лет); 6 — U-Pb изотопный возраст (млн лет), по данным, приведенным в [Цыганков и др., 2010; Ковач и др., 2012; Litvinovsky et al., 2011].

На врезке: складчатые зоны индосинийского — 1, герцинского — 2, каледонского — 3 возраста; 4 — докембрийские блоки (микроконтиненты): ТМ — Тувино-Монгольский, Брг — Баргузинский; 5 — Сибирский кратон (Алд — Алданский блок); 6 — Монголо-Забайкальский вулканоплутонический пояс; 7 — контуры Баргузинской крупной изверженной провинции; 8 — фрагменты девон-раннекаменноугольных осадочных бассейнов (1 — Уакитский, 2 — Багдаринский, 3 — Ульзутуй-Химгильденский, 4 — Урминский); 9 — линейные сутурные зоны в верхней коре, установленные на основе геофизических данных.

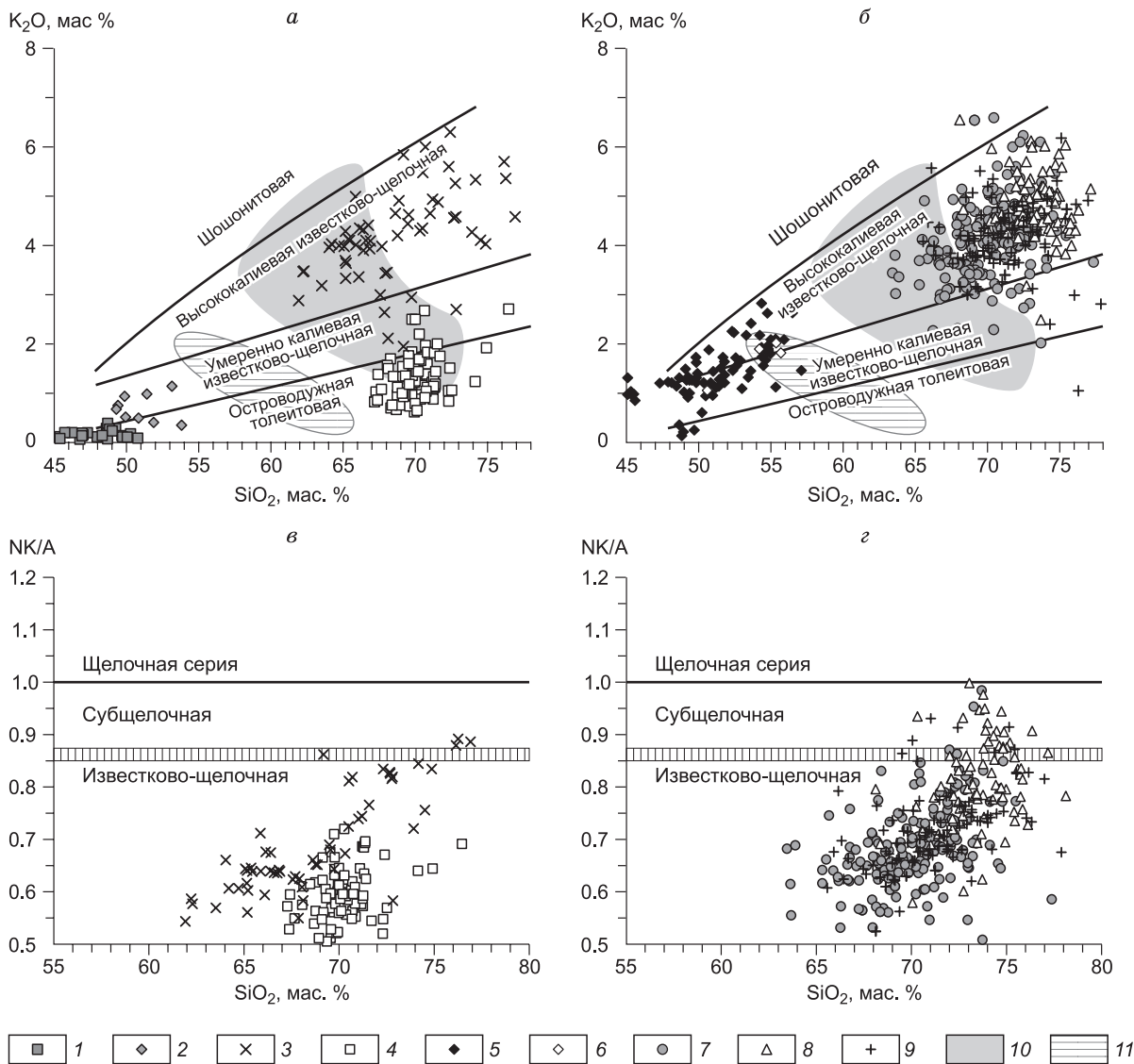


Рис. 3. Классификационные диаграммы K_2O-SiO_2 (границные линии, по [Rickwood, 1989]) (а, б); агпайтовый индекс $NK/A-SiO_2$ (границы полей, по [Liégeois, Black, 1987]) (в, з) для позднепалеозойских гранитоидов и мафических пород Восточного Казахстана.

1 — добатолитовые габброиды Калба-Нарымского террейна; 2 — добатолитовые субщелочные $Bt-Amf$ габброиды Калба-Нарымского террейна; 3 — гранодиориты и граниты калгутинского комплекса; 4 — плагиогранитоиды кунушского комплекса; 5 — синбатолитовые субщелочные габброиды и пикритоиды Чарской зоны [Хромых и др., 2013]; 6 — постбатолитовые габброиды дайковых роев миролюбовского комплекса; 7 — гранодиориты и граниты калбинского комплекса; 8 — граниты и лейкограниты монастырского комплекса; 9 — граниты кайндинского комплекса; 10 — составы осадочных пород такырской серии D_3-C_1 [Котлер и др., 2015б]; 11 — составы осадочных пород кыставкурчумской свиты D_2gv [Котлер и др., 2015б].

надлежат к высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 3, а); агпайтовый индекс NK/A составляет 0.55—0.89 (см. рис. 3, в), индекс глиноземистости A/CNK в среднем 1.1 (по 59 анализам). В редкоземельном спектре пород калгутинского комплекса (рис. 4, а) LREE преобладают над HREE, в большинстве изученных проб наблюдается отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^* от 0.6 до 0.1). Относительно среднего состава континентальной коры [Rudnik, Gao, 2003] гранитоиды калгутинского комплекса обеднены Ba , Sr , Eu , Ti .

Гранитоиды кунушского комплекса представлены тоналитами и плагиогранитами, они отличаются от пород других комплексов преобладанием натрия над калием, содержат 67—76 мас. % SiO_2 , 0.6—2.7 мас. % K_2O (см. рис. 3, а); агпайтовый индекс NK/A составляет 0.5—0.7 (см. рис. 3, в), индекс глиноземистости A/CNK в среднем 1.1 (по 86 анализам). В редкоземельном спектре пород кунушского

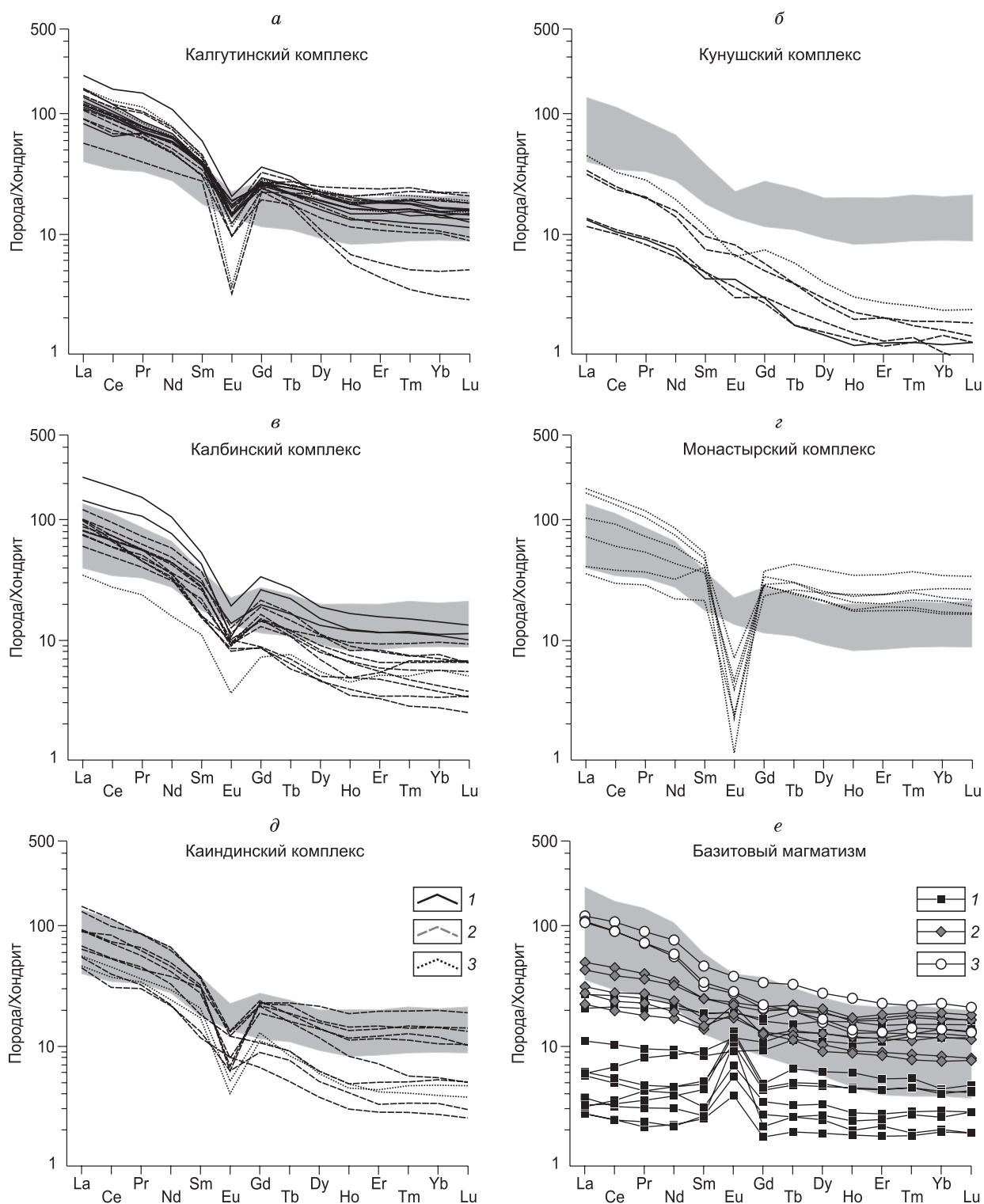


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в позднепалеозойских гранитоидах и мафических породах Восточного Казахстана.

Концентрации элементов нормированы по хондриту CI [Boynnton, 1984]. *a—д* — гранитоидные комплексы Калба-Нарымского батолита; серым фоном показан редкоземельный состав осадочных пород такырской серии D_3-C_1 : 1 — гранодиориты, 2 — граниты, 3 — лейкограниты; *e* — мафические породы: 1 — добатолитовые габброиды КНТТ, 2 — добатолитовые субщелочные Bt-Amf габброиды КНТТ, 3 — постбатолитовые габброиды дайковых роев миролюбовского комплекса; серым фоном показан редкоземельный состав синбатолитовых субщелочных габброидов и пикрититоидов Чарской зоны [Хромых и др., 2013].

комплекса (см. рис. 4, б) LREE преобладают над HREE, в большинстве изученных проб отсутствует значимая Eu аномалия (Eu/Eu* от 1.1 до 0.8). Относительно среднего состава континентальной коры [Rudnik, Gao, 2003] гранитоиды кунушского комплекса обеднены Th, Nb, Nd, обогащены U и Sr.

Гранитоиды калбинского комплекса представлены гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами, содержат 63—77 мас. % SiO₂, 2—7 мас. % K₂O, принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии (см. рис. 3, б); агпайтовый индекс NK/A составляет 0.56—0.83 (см. рис. 3, з), индекс глиноземистости A/CNK в среднем 1.15 (по 185 анализам). В редкоземельном спектре пород (см. рис. 4, в) LREE преобладают над HREE, в большинстве изученных проб наблюдается отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* от 0.7 до 0.3). Относительно среднего состава континентальной коры [Rudnik, Gao, 2003] гранитоиды калбинского комплекса обеднены Ba, Sr, Eu, Ti, обогащены Th и P.

Породы монастырского комплекса представлены гранитами и лейкогранитами с преобладанием последних, содержат 68—78 мас. % SiO₂, 2.5—6.5 мас. % K₂O, принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии (см. рис. 3, б); агпайтовый индекс NK/A составляет 0.78—0.87 (см. рис. 3, з), индекс глиноземистости A/CNK в среднем 1.07 (по 80 анализам). В редкоземельном спектре пород (см. рис. 4, з) LREE слабо преобладают над HREE, во всех изученных пробах ярко выражена отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* от 0.4 до 0.03). Относительно среднего состава континентальной коры [Rudnik, Gao, 2003] гранитоиды монастырского комплекса обеднены Ba, Sr, P, Eu, Ti.

Гранитоиды каиндинского комплекса представлены биотитовыми гранитами и лейкогранитами, содержат 66—77 мас. % SiO₂, 1—6 мас. % K₂O, принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии (см. рис. 3, б); агпайтовый индекс NK/A составляет 0.68—0.83 (см. рис. 3, з), индекс глиноземистости A/CNK в среднем 1.1 (по 109 анализам). В редкоземельном спектре пород (см. рис. 4, д) LREE преобладают над HREE, отношение (La/Yb)_N варьирует в интервале 3—26, в большинстве изученных проб наблюдается отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* от 0.9 до 0.3). Относительно среднего состава континентальной коры [Rudnik, Gao, 2003] гранитоиды каиндинского комплекса обеднены Ba, Sr, Eu, Ti, обогащены Th и Ta.

На основании петрогеохимических данных породы калгутинского, калбинского, монастырского и каиндинского комплексов можно считать близкими к гранитоидам S-типа. Их источниками являлись субстраты метатерригенного состава, представленные в пределах Калба-Нарымского террейна метаморфизованными алевропесчаниками, алевролитами и черными сланцами такырской серии D₃-C₁ (см. рис. 3, а, б; рис. 4, а, в—д). Породы кунушского комплекса отличаются по составу и могут быть отнесены к плагиигранитоидам высокоглиноземистого ряда.

Базитовые комплексы Восточного Казахстана различаются по петрогеохимическим характеристикам. Среди ранних базитов, предшествовавших гранитоидному магматизму, можно выделить две группы: 1) низкощелочные оливин-пироксен-плагноклазовые габброиды, соответствующие низкокальциевой толеитовой серии (см. рис. 3, а), и 2) субщелочные амфибол-биотитовые габбронориты, соответствующие умеренно калиевой известково-щелочной серии (см. рис. 3, а). Первые характеризуются высокой магнезиальностью (Mg# = 100·[MgO/(MgO + FeO*)], в среднем 69 % по 28 анализам), пониженными содержаниями титана (TiO₂ в среднем 0.5 мас. %), калия (K₂O в среднем 0.17 мас. %), фосфора (P₂O₅ в среднем 0.04 мас. %), редкоземельных элементов (сумма REE в среднем 20 г/т по 13 анализам, см. рис. 4, е). Для габброидов второго типа типичны пониженная магнезиальность (Mg# в среднем 55 % по 9 анализам), повышенное содержание титана (TiO₂ в среднем 1.2 мас. %), калия (K₂O в среднем 0.7 мас. %) и редких земель (сумма REE в среднем 75 г/т по 5 анализам, см. рис. 4, е) при близких концентрациях фосфора (P₂O₅ в среднем 0.14 мас. %). Базитовые комплексы Чарской зоны [Хромых и др., 2013] принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии (см. рис. 3, б), имеют низкую магнезиальность (Mg# в среднем 46 % по 86 анализам), высокие содержания титана (TiO₂ в среднем 1.5 мас. %), калия (K₂O в среднем 1.3 мас. %), фосфора (P₂O₅ в среднем 0.5 мас. %) и редких земель (сумма REE в среднем 182 г/т по 17 анализам, см. рис. 4, е). Постбатолитовые базиты дайковых роев миролюбовского комплекса близки к габброидам и пикритоидам Чарской зоны, также принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии, имеют низкую магнезиальность (Mg# от 38 до 40 %), высокие содержания титана (TiO₂ от 0.9 до 2.2 мас. %), калия (K₂O от 1.1 до 2.3 мас. %), фосфора (P₂O₅ от 0.5 до 0.75 мас. %) и редких земель (сумма REE от 171 до 219 г/т, см. рис. 4, е).

Западное Забайкалье. Наиболее ранние и доминирующие по объему гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс) содержат 68—76 мас. % SiO₂, от 3 до 6 мас. % K₂O и принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 5, а). Агпайтовый индекс NK/A составляет 0.7—0.83 (рис. 5, б), A/CNK ≈ 1 (0.97—1.08). В редкоземельном спектре гранитов баргузинского комплекса LREE преобладают над HREE (рис. 6, а), отношение (La/Yb)_N варьирует в интервале 18—40. Отрицательная Eu аномалия наблюдается в большинстве изученных проб (Eu/Eu* до 0.45). Относительно среднего состава континентальной коры [Rudnik, Gao, 2003] гранитоиды баргузинского комплекса обеднены Ba, Ta, P, Eu и Ti, обогащены Th, K и Pb.

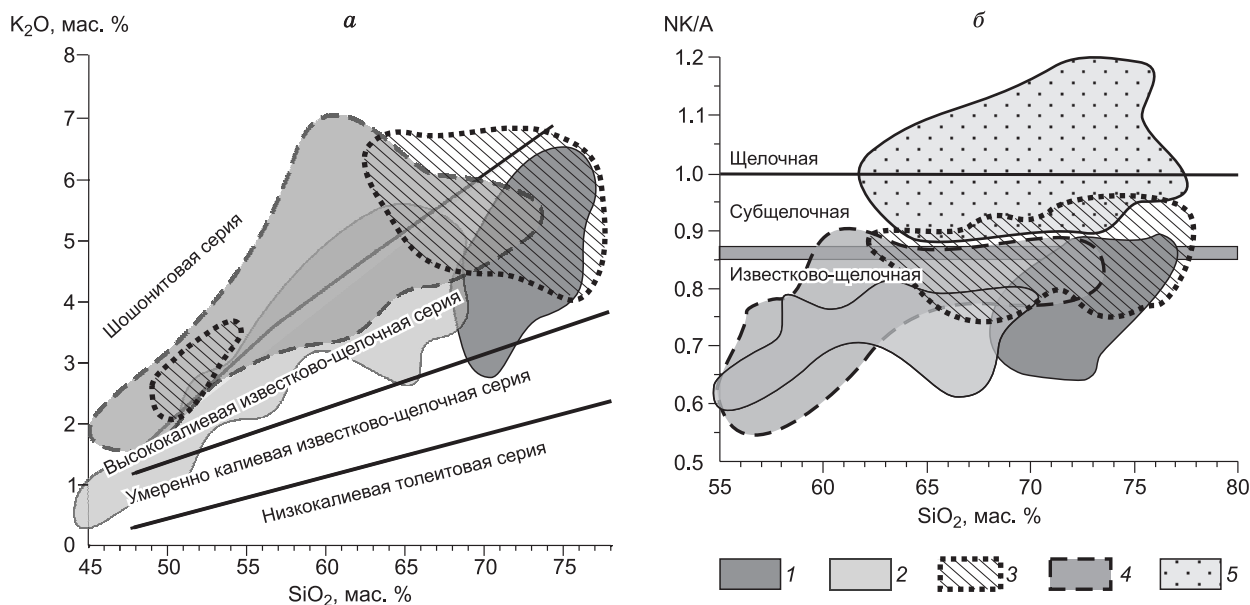


Рис. 5. Поля составов позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья на классификационных диаграммах $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (а) и $\text{SiO}_2\text{—(NK/A)}$ (б), здесь и на рис. 7—9, по [Цыганков и др., 2010].

1 — известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит), 330—310 млн лет; 2 — высококальциевые известково-щелочные кварцевые монзониты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс), 305—285 млн лет; 3 — переходные от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (зазинский комплекс), 305—285 млн лет; 4 — шохонитовая монзонит—сиенит—кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами интрузивная серия (нижнеселенгинский комплекс), 285—278 млн лет; 5 — щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Брянского и Хоринского плутонов (раннекуналейский комплекс, на рис. а не показаны), 280—273 млн лет. На рис. б не показаны породы основного состава.

Известково-щелочные низкремниевые гранитоиды чивыркуйского комплекса и переходные от известково-щелочных к субщелочным граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса в основном принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии (см. рис. 5). Состав пород варьирует от монзонитов и кварцевых сиенитов до гранитов и лейкогранитов, охватывая диапазон кремнекислотности от 55 до 70 мас. % SiO_2 в чивыркуйских и 65—77 мас. % SiO_2 в зазинских гранитоидах, при содержании $\text{K}_2\text{O} = 2.5\text{—}5.5$ и 4—6.5 мас. % соответственно. Агпайтовый индекс NK/A составляет 0.6—0.82 и 0.72—0.93 в чивыркуйских и зазинских гранитоидах соответственно (см. рис. 5, б); $\text{A/CNK} \approx 0.75\text{—}1.06$ и 0.91—1.9. Редкоземельные спектры пород обоих комплексов характеризуются резким преобладанием LREE над HREE (см. рис. 6, б, в): $(\text{La/Yb})_N = 9\text{—}34$ и 14—34 в чивыркуйских и зазинских гранитоидах соответственно. Зазинские граниты характеризуются более выраженной отрицательной Eu аномалией, $\text{Eu/Eu}^* = 0.35\text{—}0.57$ против 0.62—0.75 в большинстве чивыркуйских. В большинстве проб чивыркуйских гранитоидов отчетливо проявлены максимумы Ba и Pb относительно среднего состава континентальной коры и Nb-Ta минимум. Зазинские гранитоиды по сравнению с чивыркуйскими содержат больше Rb, что коррелирует с повышенной калиевой щелочностью; имеют отчетливо выраженный максимум Th и обеднены Sr, P, Eu, Ti, Ta.

Раннепермские высококальциевые монзонитоиды и сиениты нижнеселенгинского и щелочные граниты и щелочно-полевошпатовые, а также сиениты раннекуналейского комплексов характеризуются максимально высокой общей (раннекуналейский) и калиевой (нижнеселенгинский) щелочностью (см. рис. 5, а). На классификационной диаграмме (см. рис. 5, б) фигуративные точки монзонитов и сиенитов нижнеселенгинского комплекса почти полностью располагаются в поле пород шохонитовой серии, однако их агпайтовый индекс обычно не превышает 0.85, что определяет их известково-щелочной характер. Щелочные граниты и щелочно-полевошпатовые сиениты раннекуналейского комплекса являются типичными представителями пород металюминиевой ($\text{A/CNK} < 1$) субщелочной и щелочной серий. Им свойственны предельно низкие содержания Sr (Ba) и максимально высокие Rb, Zr, Nb. Нижнеселенгинские сиениты и монзониты отличаются на порядок более высоким Sr (Ba) и, соответственно, более низким Nb и Zr. Спектр распределения REE в сиенитах и монзонитах нижнеселенгинского комплекса во многом напоминает раннекуналейские граниты и сиениты (см. рис. 6, з—е), что отражается как в

суммарном содержании лантаноидов, так и в величине $(La/Yb)_N$ (10—27 и 9—24 соответственно). Главное отличие заключается в меньшей величине отрицательной Eu аномалии или ее отсутствии в породах нижнеселенгинского комплекса ($Eu/Eu^* = 0.59—1.00$) против 0.23—0.60 в раннекуналейских гранитах и сиенитах.

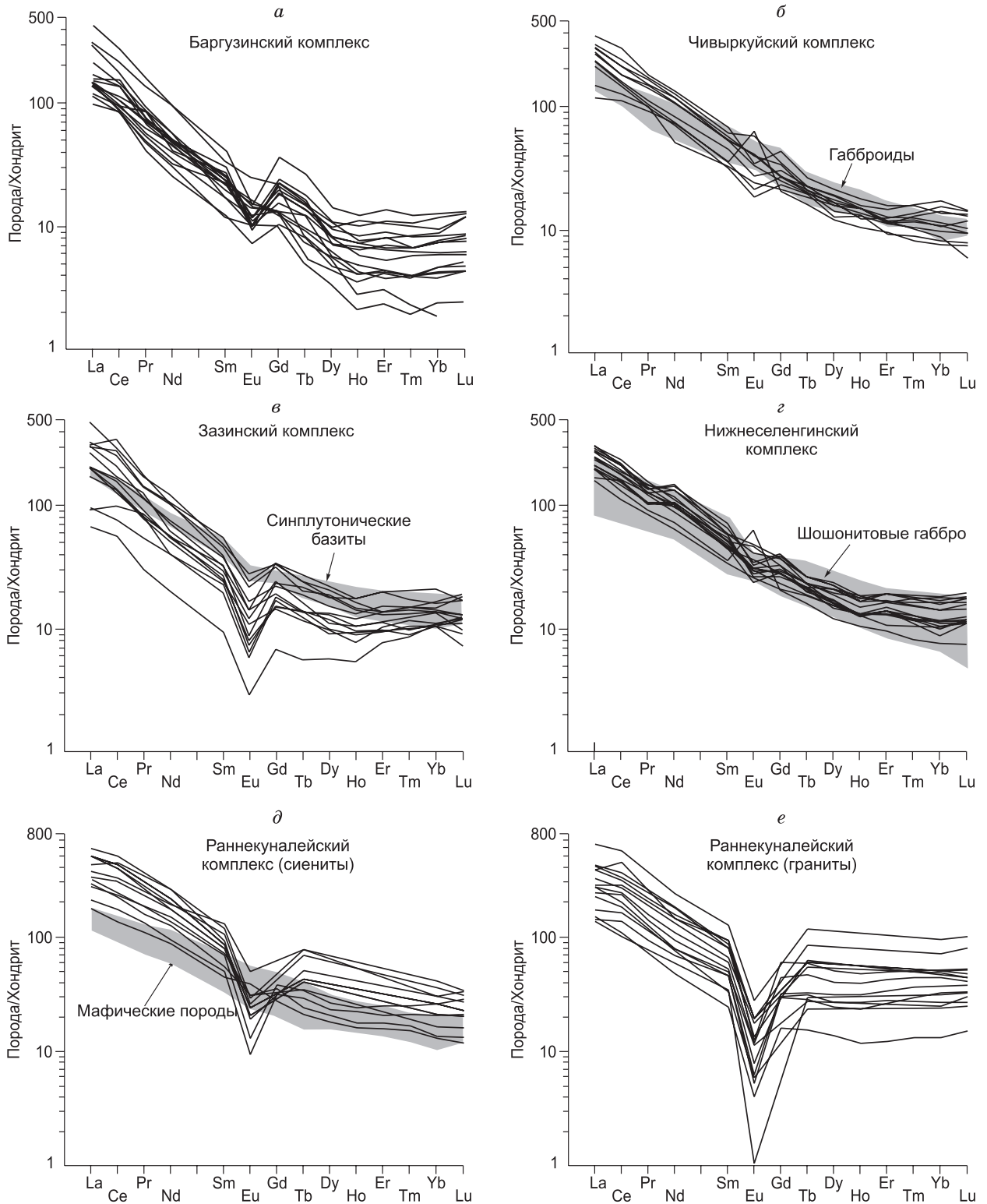


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья и связанных с ними мафических породах.

a—e — описание см. в тексте.

Каждый из гранитоидных комплексов, за исключением самого раннего баргузинского, сопровождается породами основного (трахибазальтового) состава. При всем разнообразии форм их проявления химический состав мафических пород независимо от принадлежности к тому или иному комплексу почти не меняется [Litvinovsky et al., 2011] — они характеризуются низкой магнезиальностью (Mg #), варьирующей в диапазоне 52—40 мол. %, умеренным содержанием TiO_2 (0.8—1.5 мас. %, до 2.4 мас. % в базитах нижнеселенгинского комплекса), повышенной глиноземистостью (15—20 мас. % Al_2O_3), высокой калиевой щелочностью, частично соответствующей умеренно калиевой и в основном высококалийевой известково-щелочной и шощонитовой сериям (см. рис. 5).

Сходство мафических пород, связанных с разнотипными гранитоидами, иллюстрируют графики распределения REE (см. рис. 6), на которых хорошо видно практически полное перекрытие редкоземельных спектров. В целом для них характерно умеренное обогащение LREE относительно HREE ($(La/Yb)_N = 8—23$), слабовыраженная или вовсе отсутствующая отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.67—1.11$). Кроме того, базиты всех комплексов демонстрируют одинаковые или близкие геохимические «метки», отражающие сходный состав источника магм: резкая деплетированность Nb (в меньшей мере Ti, Zr, Hf), обогащенность LILE, положительные Pb и Sr аномалии.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В результате предшествующих геологических исследований и результатов K-Ar изотопного датирования время формирования Калба-Нарымского батолита было оценено в интервале почти 100 млн лет (от раннего карбона до поздней перми [Лопатников и др., 1982]) или 50—60 млн лет (от позднего карбона до поздней перми—триаса [Навозов и др., 2011]). В последние годы нами проведен большой объем U-Pb и Ar-Ar [Котлер и др., 2015a] изотопно-геохронологических исследований, результаты которых приводятся ниже.

При геохронологических исследованиях был применен мультисистемный подход, включающий использование U-Pb и Ar-Ar изотопных методов для одних и тех же проб. $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологическое датирование проводилось по монофракциям магматических амфиболов и слюд в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева, по [Травин и др., 2009]. U-Pb геохронологические исследования выполнены методом LA-SF-ICP-MS: на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research) в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), согласно [Хубанов и др., 2016]. Датирование выполнено по единичным зернам цирконов близкой морфологии и размера (от 20 до 50 зерен для каждой пробы).

Положение изученных U-Pb и Ar-Ar методами проб указано на рис. 1. Результаты U-Pb датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита представлены на рис. 7, а обобщение геохронологических данных о возрасте приведено на рис. 8. Эти результаты позволяют определить максимальный интервал формирования гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита в ~ 30 млн лет (310—280 млн лет — от начала позднего карбона до конца ранней перми). При этом, основываясь на U-Pb изотопных данных, можно выделить три этапа формирования батолита: 1) 310—300 млн лет: калгутинский и куношский комплексы; 2) 297—292 млн лет: гранодиориты 1-й фазы калбинского комплекса; 3) 288—281 млн лет: граниты 2-й фазы калбинского комплекса, каиндинский и монастырский комплексы. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования в целом подтверждают выделение данных этапов, а более молодые значения $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастов (до 270 млн лет) могут быть интерпретированы как результат более позднего закрытия K-Ar изотопной системы в биотите ($T = 350—300$ °C) при подъеме батолита с глубины формирования к поверхности. По всей видимости, подъем батолита происходил синхронно с тектоническими событиями в ходе реактиваций Иртышской сдвиговой зоны (280—275 и 270—265 млн лет [Травин и др., 2001]). Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования редкометалльных пегматитов подтверждают их связь с гранитоидами калбинского комплекса. Для габброидных и гранитоидных комплексов сопряженной Чарской структурно-формационной зоны U-Pb (SHRIMP-II) и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методами установлен возраст в интервале 293—280 млн лет [Хромых и др., 2013], что синхронно формированию основного объема гранитоидов Калба-Нарымского батолита.

Геохронологические данные по магматическим комплексам Восточного Казахстана совпадают с данными о возрасте магматизма Северо-Западного Китая — 320—270 млн лет для гранитоидов [Chen et al., 2010], габброидов и пикродолеритов с Cu-Ni оруденением [Pirajno et al., 2009] и трапповых базальтов Таримского и Джунгарского микроконтинентов, формирование которых отвечает Таримской крупной изверженной провинции [Добрецов и др., 2010; Xu et al., 2014].

Время формирования Ангаро-Витимского батолита и в целом магматической провинции Западного Забайкалья в последние годы привлекает повышенное внимание исследователей [Ярмолук и др., 1997; Цыганков и др., 2007, 2010; Donskaya et al., 2013]. В цитированных работах приведены обзоры ранее опубликованных и оригинальных изотопно-геохронологических данных, полученных различны-

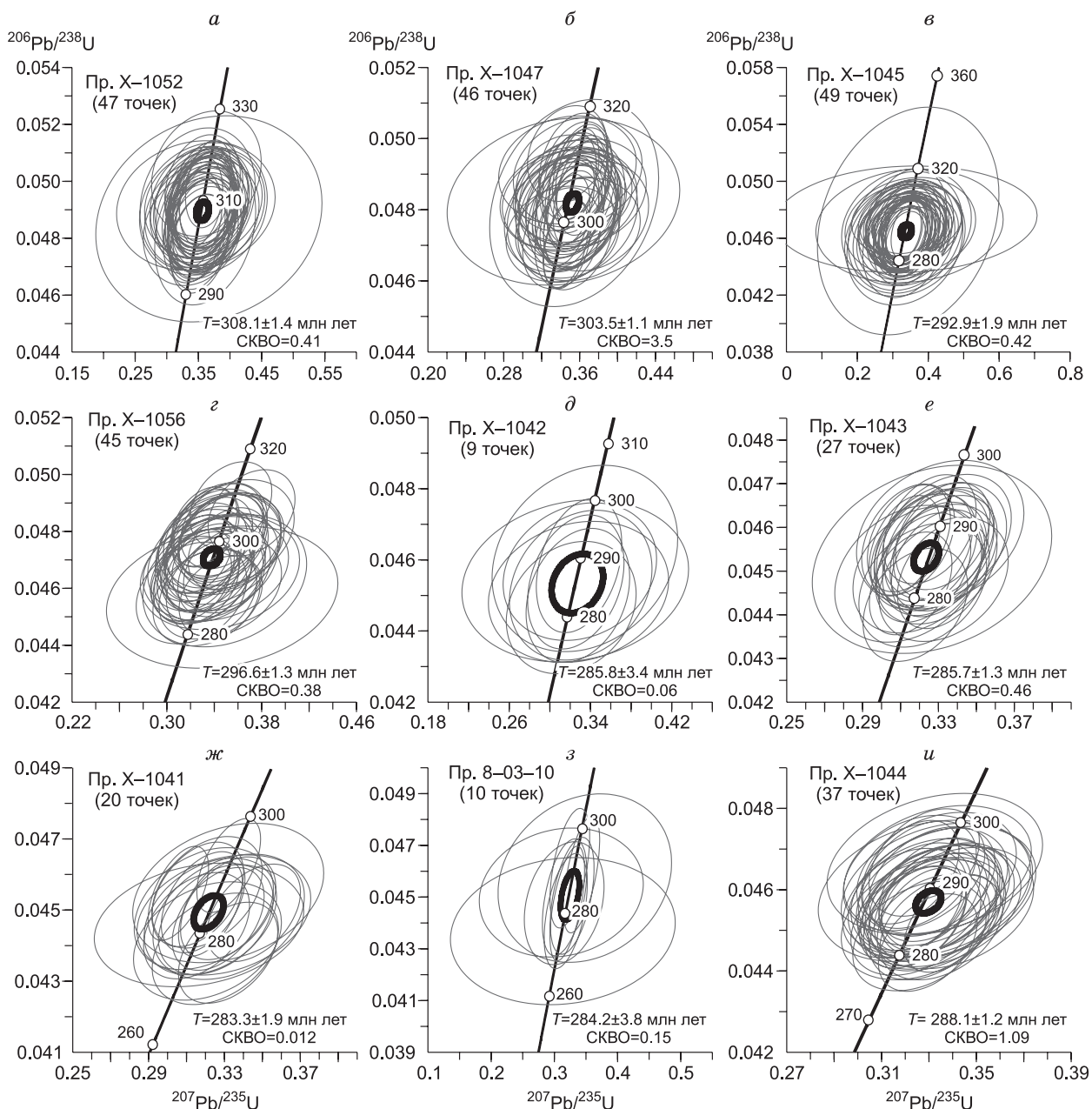


Рис. 7. Результаты U-Pb изотопного датирования позднепалеозойских гранитоидов Калба-Нарымского батолита.

Диаграммы с конкордией: *а, б* — для гранодиорита 1-й и 2-й фаз калгутинского комплекса, Курчумский массив; *в* — для гранодиорита 1-й фазы калбинского комплекса, Черновинский массив; *г* — для гранодиорита 1-й фазы калбинского комплекса, Асубулакский массив; *д* — для мелкозернистого гранита 2-й фазы калбинского комплекса, Черновинский массив; *е* — для среднезернистого гранита 2-й фазы калбинского комплекса, Черновинский массив; *ж* — для лейкогранита монастырского комплекса, Войлочевский массив; *з* — для лейкогранита монастырского комплекса, Сибинский массив; *и* — для гранита каиндинского комплекса, Черновинский массив.

ми методами (U-Pb (ID-TIMS, SIMS, SHRIMP), Rb-Sr) в разных лабораториях России и мира (Китай, Великобритания, США и др.). Совокупность этих данных не оставляет сомнений в том, что Ангаро-Витимский батолит сформировался в позднем карбоне—ранней перми. Вместе с тем представления о времени начала массового гранитообразования существенно отличаются. По одной версии [Цыганков и др., 2007, 2010; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014], это произошло примерно 325 млн л.н. (наиболее древняя датировка гнейсогранитов баргузинского комплекса [Цыганков и др., 2007]), по другой, —

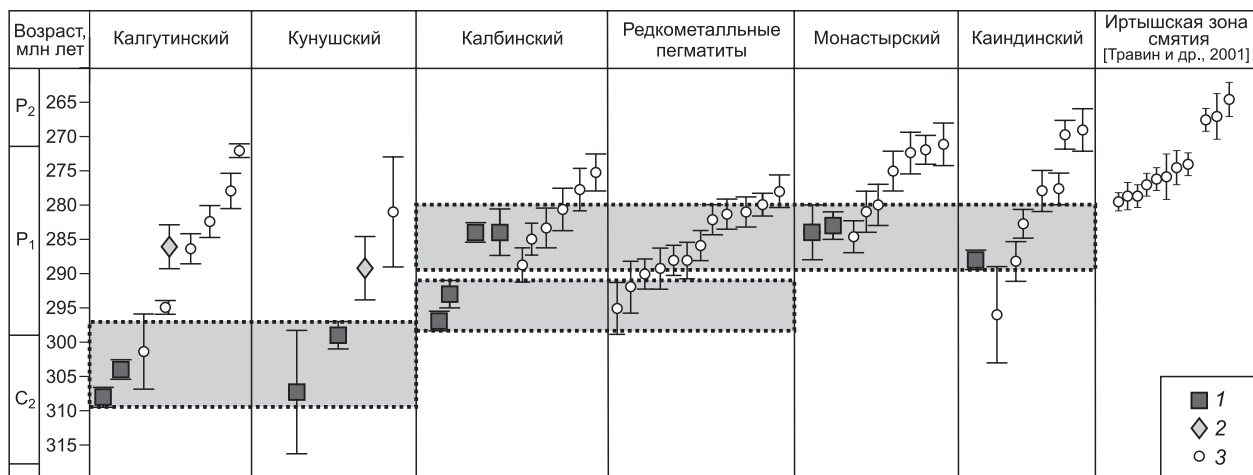


Рис. 8. Результаты геохронологических исследований (U-Pb и Ar-Ar методы) гранитоидов Калба-Нарымского батолита.

Серым фоном показаны вероятные этапы гранитоидного магматизма Калба-Нарымского батолита. Результаты U-Pb датирования (SHRIMP-II) гранитоидов кунушского комплекса приведены по [Куйбида и др., 2009]. 1 — цирконы (U-Pb), 2 — амфиболы (Ar-Ar), 3 — слюды (Ar-Ar).

не ранее 303 млн л.н. [Ярмолюк и др., 1997; Yarmolyuk et al., 2014]. Время завершения позднепалеозойского гранитоидного магматизма, ознаменовавшееся формированием первых щелочно-гранитоидных плутонов, оценивается примерно одинаково — около 280 млн л.н. В соответствии с этими представлениями общая продолжительность магматизма составляла 55—60 или 20—22 млн лет. Сами по себе эти различия, возможно, и не имеют принципиального значения, однако в первом случае предполагается некая эволюция магматизма во времени, кратко охарактеризованная выше и более подробно в цитированных работах, во втором же варианте предполагается одновременное формирование всех разновидностей гранитоидов. Решающие аргументы в пользу той или иной точки зрения пока не найдены. Вместе с тем в контексте настоящей статьи важно подчеркнуть, что какие-либо проявления базитового магматизма фиксируются только в постбаргузинских гранитоидных комплексах. Это следует из геологических наблюдений и подтверждается изотопно-геохронологическими данными, согласно которым формирование габброидов происходило с 291 до 279 млн л.н. [Цыганков и др., 2016].

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

Радиогенные и стабильные изотопы обычно используются как наиболее надежные трассеры источников магм. Нами выполнено обобщение опубликованных и новых данных по изотопному составу O, Sr и Nd позднепалеозойских гранитоидов Восточного Казахстана и Западного Забайкалья.

Для гранитоидов Калба-Нарымского батолита Sm-Nd изотопные исследования проводились по валовым пробам пород в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ). Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на принятое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860. Rb-Sr изотопные исследования проводились по валовым пробам пород в ИГМ СО РАН на твердофазном масс-спектрометре МИ-1201-АТ. Первичные изотопные отношения стронция рассчитаны с использованием константы распада ^{87}Rb , равной $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ [Steager, Jäger, 1977]. Определения изотопного состава кислорода в кварце выполнены в ГИН СО РАН на масс-спектрометре Finnigan-MAT 253 методом лазерной абляции. Результаты исследования Nd, Sr, O изотопных систем приведены в таблице.

Наибольшие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (рис. 9) и наименьшие $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ отношения (см. таблицу) установлены для плагиогранитов кунушского комплекса, что свидетельствует об их формировании за счет фрагментов океанической коры, залегающей в основании Калба-Нарымского террейна. Подобные позднедевонские базальты проявлены на современном эрозионном срезе в Чарской зоне, сопровождаются осадочными комплексами океанической стратиграфии и были причленены к активной окраине Сибирского континента в ходе коллизионных процессов [Safonova et al., 2012].

Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для пород калгутинского, калбинского и каиндинского комплексов (см. рис. 9) занимают промежуточное положение между породами metabазитового основания Калба-Нарымского

Изотопный состав Nd, Sr и O в гранитоидах Калба-Нарымского батолита

№ п/п	Проба	Возраст, млн лет	Sm		Nd		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{DM}}(2\text{-st})$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\delta^{18}\text{O}$ в кварце, ‰
			г/г		г/г											
1	X-1052	308	7.3	34.1	0.1291	0.512681 ± 15	3.50	795	142	212	1.9993	0.71339 ± 3	0.70463	9.3		
2	X-1047	304	7.3	34.5	0.1273	0.512672 ± 7	3.36	804	143	193	2.2138	0.71427 ± 6	0.70469	10.7		
3	7-236	306	1.6	8.2	0.1226	0.512834 ± 6	6.72	525	41	509	—	—	—	—		
4	mx-211	300	0.8	4.2	—	—	—	—	117	680	0.5115	0.70506 ± 5	0.70288	—		
5	X-1056	297	6.7	32.5	0.1243	0.512579 ± 14	1.60	945	187	135	4.1423	0.72232 ± 5	0.70481	14.9		
6	X-1045	293	7.5	35.4	0.1281	0.512591 ± 8	1.65	937	181	186	2.9005	0.71734 ± 6	0.70525	14.3		
7	X-1042	286	2.8	17.8	0.0952	0.512548 ± 4	1.96	906	119	324	1.0915	0.71033 ± 4	0.70589	12.4		
8	X-1043	286	3.1	18.4	0.1003	0.512499 ± 12	0.81	1001	149	357	1.2482	0.71004 ± 5	0.70496	11.7		
9	X-1041	283	8.1	35.2	0.1393	0.512754 ± 16	4.34	705	286	29	28.6998	0.82283 ± 4	0.70726	12.1		
10	1-205	284	7.1	33.2	0.1300	0.512695 ± 6	3.53	773	—	—	—	—	—	—		
11	X-1044	288	7.3	38.4	0.1151	0.512570 ± 10	1.68	931	226	247	2.7421	0.71525 ± 3	0.70401	13.8		
12	X-1111	288	3.4	14.7	—	—	—	—	278	61	13.0649	0.75783 ± 6	0.70429	—		

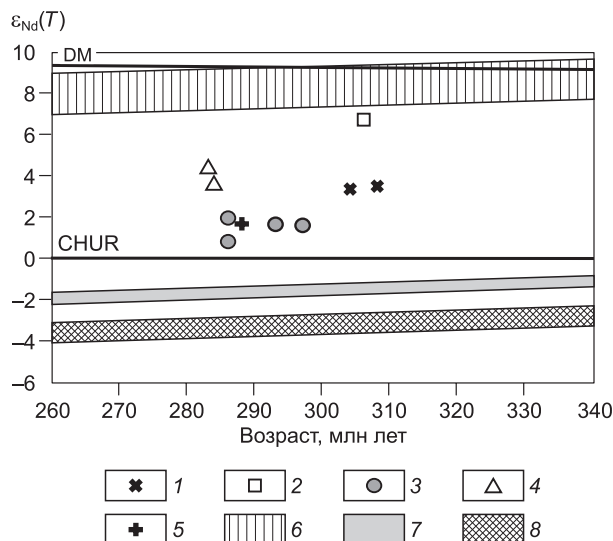
Примечание. Прочерк — исследования не проводились. 1, 2 — калгутинский комплекс, Курчумский массив, Вт гранодиориты 1-й и 2-й фаз; 3 — кунушский комплекс, Жиландинский массив, плагиогранит [Куйбидя и др., 2009]; 4 — кунушский комплекс, массив Точка, тоналит; 5 — калбинский комплекс, Асубулакский массив, гранодиорит 1-й фазы; 6 — калбинский комплекс, Черновинский массив, гранодиорит 1-й фазы; 7, 8 — калбинский комплекс, Черновинский массив, мелко- и среднезернистый граниты 2-й фазы; 9 — монастырский комплекс, Войлочевский массив, лейкогранит; 10 — монастырский комплекс, Сибинский массив, лейкогранит; 11 — каиндинский комплекс, Черновинский массив, порфириновый Вт гранит; 12 — каиндинский комплекс, Миролюбовский массив, порфириновый двуслюдяной гранит.

террейна и осадочными толщами такырской серии и метаморфическими породами литонов в Иртышской сдвиговой зоне (по данным [Плотников и др., 2003]). Изменение изотопных характеристик Nd от комплекса к комплексу позволяет сделать выводы о формировании этих гранитоидов в ходе постепенного подъема фронта гранитообразования. Породы монастырского комплекса оказались обогащены радиогенным Nd — значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от 3.5 до 4.3, что противоречит модели их образования в ходе развития единой «магматической колонны» — в этом случае их изотопные характеристики не превышали бы значения гранитоидов предшествующих комплексов. Учитывая некоторый разрыв во времени образования и то, что массивы монастырского комплекса слагают преимущественно крупные самостоятельные интрузии, можно предполагать, что их появление явилось результатом нового импульса плавления субстратов с повторным прогревом метабазитового основания Калба-Нарымского террейна. Формирование при этом преимущественно лейкогранитов может быть объяснено малыми степенями плавления субстратов (или реститов от первого эпизода плавления) в условиях присутствия значительного количества водного флюида. Проба лейкогранитов монастырского комплекса оказалась обогащена радиогенным стронцием $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70726$, что связано с высоким Rb/Sr отношением в ней. Очевидно, что корректное установление изотопных характеристик пород монастырского комплекса требует дальнейших исследований минеральных монофракций.

Изотопный состав кислорода в изученных пробах гранитоидов демонстрирует в целом коровые значения: от 9.3 до 14.9 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ в кварце (см. таблицу), наименьшие типичны для гранодиоритов калгутинского комплекса со смешанными мантий-

Рис. 9. Диаграмма зависимости $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от возраста для гранитоидов Калба-Нарымского батолита.

1 — гранодиориты калгутинского комплекса; 2 — плагиограниты кунушского комплекса; 3 — гранодиориты и граниты калбинского комплекса; 4 — лейкограниты монастырского комплекса; 5 — гранит каиндинского комплекса; 6 — изотопный состав позднедевонских океанических базальтов Чарской зоны, по [Safonova et al., 2012]; 7 — изотопный состав алевролитов и алевропесчаников такырской свиты, по [Плотников и др., 2003]; 8 — изотопный состав метаморфических пород блоков Иртышской сдвиговой зоны [Плотников и др., 2003].



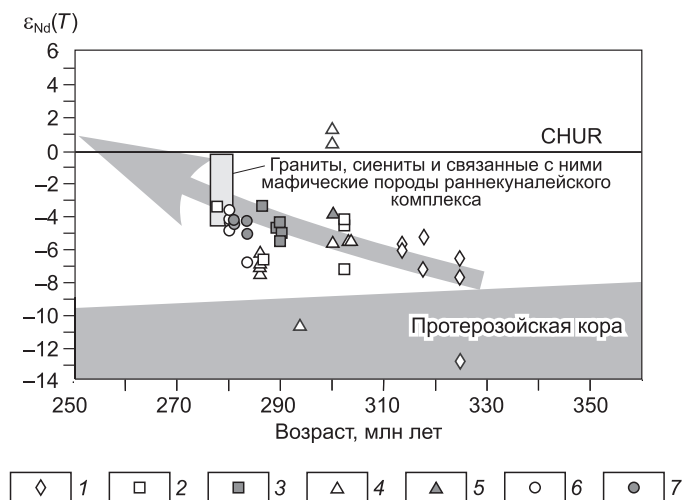


Рис. 10. Диаграмма зависимости $\epsilon_{Nd}(T)$ от возраста для позднепалеозойских гранитоидов и связанных с ними мафических пород Западного Забайкалья.

1 — известково-щелочные граниты баргузинского комплекса; 2 — гранитоиды (монзониты, кварцевые монзониты, кварцевые сиениты) и 3 — габброиды чивыркуйского комплекса; 4 — субщелочные кварцевые сиениты, лейкограниты и 5 — синплутонические габбро зазинского комплекса; 6 — высококальциевые (шошонитовые) монзониты, сиениты и 7 — связанные с ними мафические породы нижнеселенгинского комплекса.

но-коровыми Sr и Nd изотопными характеристиками.

Изотопные данные подтверждают выделение определенных этапов формирования

Калба-Нарымского батолита: 1) 310—300 млн лет — плавление метабазитового основания террейна и смешение с выплавками из верхнекоровых субстратов (калгутинский и кунушский комплексы), 2) 297—288(?) млн лет — подъем фронта магмообразования и массовое плавление коровых субстратов, 3) 285(?)—280 млн лет — новый импульс плавления коровых субстратов (реститов от первого плавления) с влиянием мантийных источников. Вместе с тем несовпадение изотопных (Nd, Sr) и геохронологических (U-Pb) данных по гранитоидам монастырского и каиндинского комплексов требует дальнейших дополнительных исследований и детального анализа.

Данные по радиогенным и стабильным изотопам в гранитоидах и сопутствующих базитах Западного Забайкалья [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014] демонстрируют постепенные изменения $\epsilon_{Nd}(T)$, I_{Sr} и $\delta^{18}O$ значений в фельзических (гранитоиды) и мафических породах (рис. 10). Эти изменения можно интерпретировать как систематическое изменение в пропорциях мантийного и корового компонентов в источниках гранитоидных магм. При этом следует иметь в виду, что позднепалеозойские мафические породы (обогащенные калием габброиды и базальты) характеризуются слабоотрицательными или близкими к нулевым значениями $\epsilon_{Nd}(T) = -5 \dots 0$ [Litvinovsky et al., 2011], что подтверждается нашими новыми определениями по базитам чивыркуйского и нижнеселенгинского комплексов ($-5 \dots -4.3$). Изотопный состав мафических пород Забайкалья характеризует состав литосферной мантии, которая, вероятно, была обогащена коровыми компонентами на субдукционном этапе конвергенции литосферных плит в раннем палеозое. Этот вывод подтверждается повышенными значениями I_{Sr} (0.7050—0.7060), а также резкими отрицательными Nb и положительными Pb аномалиями на графиках распределения элементов-примесей, нормированных по OIB, в синплутонических габброидах, мафических включениях и базитах комбинированных даек [Litvinovsky et al., 2011; Бурмакина, Цыганков, 2013]. Еще одна особенность изотопных данных — это почти полное перекрытие значений $\epsilon_{Nd}(T)$ в мафических породах и гранитоидах. Так, согласно новым определениям, $\epsilon_{Nd}(T)$ в гранитах Шараталинского массива (зазинский комплекс) варьирует в очень узком диапазоне: $-6.19 \dots -7.69$, что почти полностью перекрывается с приведенными выше значениями по близковозрастным базитам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ представленных выше геологических, петролого-геохимических и изотопно-геохронологических данных позволяет наметить некоторые общие черты и выявить различия в развитии магматизма рассматриваемых регионов.

Прежде всего следует подчеркнуть, что в обоих случаях магматизм начался непосредственно вслед за орогеническими процессами, приведшими к формированию складчато-надвиговой структуры осадочно-метаморфических субстратов. В Восточном Казахстане в результате коллизионного взаимодействия Казахстанского и Сибирского континентов была сформирована складчатая сдвигово-надвиговая структура, разделенная на отдельные террейны крупными трансрегиональными сдвиговыми разломами (Иртышский, Теректинский, Чарский и др.). Расположение окраинно-континентального бассейна, в котором происходило накопление терригенных толщ, и определило линейную морфологию Калба-Нарымского батолита. В Западном Забайкалье гранитообразованию также непосредственно предшествовали складчато-надвиговые деформации, однако природа этих процессов не имеет однозначного толкования. Герцинские орогенические события фиксируются лишь по девон-раннекаменноугольным осадочным толщам, испытавшим в среднем карбоне складчатость и низкоградный метаморфизм [Ру-

женцев и др., 2012]. Складчатые структуры герцинского этапа не были ни магмообразующими, ни магмоконтролирующими для гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Магматизм развивался на гетерогенном байкальско-каледонском фундаменте, а герцинские складчато-надвиговые структуры лишь несколько осложняют геологическую ситуацию. Вероятно, поэтому магматизм в Западном Забайкалье имеет ареальный, а не линейный, как в КНТТ, характер. Тем не менее в обоих регионах герцинские деформации привели к утолщению и разогреву коры, т. е. подготовили условия для массового гранитообразования.

Природа осадочно-метаморфических субстратов, очевидно, определяла особенности вещественного и изотопного составов гранитоидов. Сопоставление петрогеохимических данных показывает, что для гранитоидов Западного Забайкалья в целом характерна более высокая щелочность и калиевоств, в то время как гранитоиды Калба-Нарымского батолита менее щелочные. Для гранитоидов Забайкалья типичны в целом повышенные концентрации редкоземельных элементов и большая степень дифференцированности легких и тяжелых REE. Это свидетельствует о различной степени зрелости гранитообразующих субстратов.

И в Восточном Казахстане, и в Западном Забайкалье гранитоиды так или иначе сопровождаются проявлениями базитового магматизма. В пределах развития гранитоидов Калба-Нарымского террейна синхронные базиты не отмечены — они либо предшествуют гранитоидам, формируя отдельные массивы, либо проявлены в составе постбатолитовых дискордантных дайковых роев. Базиты, предшествующие гранитоидам, — низкощелочные, низкотитанистые, высококальциевые, соответствуют островодужно-толеитовой или умеренно калиевой известково-щелочной серии, близки к ОИТ- или САВ-базальтам. Базиты, синхронные гранитоидам (в Чарской зоне), и постбатолитовые базиты дайковых роев — высокощелочные, высокотитанистые, высокофосфористые, соответствуют высоко-К известково-щелочной серии, близки к ОИВ-базальтам. Состав ранних базитовых комплексов позволяет предполагать их формирование за счет деплетированных мантийных источников или субстратов, близких к субдукционным; а более поздних — за счет обогащенного мантийного источника, появление которого совпадает по времени с формированием Калба-Нарымского гранитоидного батолита.

В Западном Забайкалье базиты, как отмечалось, присутствуют в составе всех постбаргузинских комплексов. Формы их проявления различны: это отдельные небольшие плутоны, как правило, габбро-монцитонитовидного состава, синплутонические базитовые интрузии, комбинированные дайки, мафические включения в гранитоидах. Базиты, так же как и ассоциирующие гранитоиды, характеризуются повышенной калиевой щелочностью, возрастающей во времени (до шошонитовых составов) и имеют отрицательные значения ϵ_{Nd} , перекрывающиеся с гранитоидами. Геохимически они наиболее близки базальтам ОИВ-типа. Геохимическое сходство разновозрастных, но пространственно тесно связанных базитов объясняется тем, что на протяжении всего позднепалеозойского этапа магматизма образование базитовых магм происходило в одной и той же мантийной области магмогенерации.

Исходя из совокупности имеющихся данных, можно предположить, что триггером, запустившим процесс плавления коры в обоих регионах, стали именно внедрения базитовых интрузий в пластичную разогретую кору молодых орогенных сооружений.

Разные формы проявления базитового магматизма вызывают закономерный вопрос — в чем причина присутствия синхронных базитов среди гранитоидов Западного Забайкалья и отсутствия их среди гранитоидов Калба-Нарымского батолита? Для Восточного Казахстана тепловое воздействие базитовых магм могло привести к формированию среди водонасыщенных осадочных или слабометаморфизованных толщ мощных вязкопластичных линз из мигматитов и автохтонных гранитоидов со слабой сегрегацией гранитоидных выплавок. Базитовые расплавы, как более плотные, не могли преодолеть эти вязкопластичные толщи и оставались на нижних горизонтах. Только в условиях хрупкопластичной литосферы (в сопряженной Чарской зоне) эти базитовые расплавы смогли достигнуть средне- и верхнекоровых уровней, а их проникновение, по-видимому, контролировалось разломами. Это привело к формированию интрузий габброидов и пикритоидов [Хромых и др., 2013], а также единичных габбро-монцитонит-гранитных интрузий с взаимодействием базитовых расплавов и кислых выплавок [Хромых и др., 2014б]. В пределах Калба-Нарымской зоны смешения базитовых магм с выплавками в чистом виде не было, однако Иртышская сдвиговая зона, представляющая собой систему разломов достаточно глубокого заложения, могла служить зоной тепловой разгрузки и проводником подвижных глубинных флюидов, что и приводило к массовому плавлению коры. Базитовые комплексы в пределах Калба-Нарымского террейна проявились перед массовым гранитообразованием, пока кора и литосфера были еще достаточно хрупкими (малые интрузии габброидов), и вслед за формированием батолита, когда кора и литосфера после остывания вновь стали проницаемыми (дайковые рои миролюбовского комплекса). В Западном Забайкалье гранитопродуцирующими являлись гетерогенные метаморфизованные байкальско-каледонские субстраты с меньшим водосодержанием и, вероятно, меньшей мощности. Если на ранних стадиях при формировании гранитоидов баргузинского комплекса можно предполагать наличие

мощных вязкопластичных мигматитовых линз, то в последующем стало возможным проникновение мантийных магм на более высокие уровни коры и активное проявление мантийно-корового взаимодействия, по-видимому, при усилении процессов растяжения. Все это привело к контаминации и смешению магм с образованием гранитоидов смешанного (мантийно-корового) типа [Цыганков, 2014]. Предположение о проницаемости литосферы подтверждается и тем, что в Забайкалье позднепалеозойский существенно гранитоидный магматизм сменился мезозойским рифтогенным, продолжавшимся почти до конца мела и имевшим в основном базитовый характер.

Особенности строения литосферы и возможности проникновения в среднекоровые горизонты базитовых магм, скорее всего, повлияли и на металлогению батолитов. Калба-Нарымский батолит известен полями редкометалльных пегматитов, образующих крупнейшую редкометалльную провинцию, в то время как в Западном Забайкалье подобное оруденение практически отсутствует. Эти различия, по-видимому, обусловлены различным водосодержанием в гранитообразующих субстратах и характером взаимодействия отделяющихся от базитовых магм флюидов с гранитно-мигматитовыми толщами и глубинными очагами гранитной магмы. Согласно моделям метамагматического вызревания [Абрамов, 2004; Загорский и др., 2014], процессы фильтрации высокофтористых флюидов через очаги гранитоидной магмы приводят к образованию высокофтористых магм с соответствующей геохимической специализацией и последующим образованием рудоносных редкометалльных кислых магм. Взаимодействие глубинных флюидов, проникших, вероятно, по системам разломов Иртышской сдвиговой зоны, с мигматитовыми толщами и автохтонными гранитами калбинского комплекса привело к формированию редкометалльных гранитно-пегматитовых магм и образованию редкометалльных месторождений Восточного Казахстана. В Западном Забайкалье, по-видимому, меньшее водосодержание метаморфизованных толщ, их реологические характеристики и общие тектонические условия растяжения делали литосферу более проницаемой, что позволяло базитовым магмам достаточно свободно проникать в области генерации гранитоидов, однако в силу наличия большого количества проникающих разломов и более значительного температурного градиента это могло вызывать рассеяние и улетучивание сопровождающих их флюидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фундаментальное сходство рассматриваемых регионов крупномасштабного гранитоидного магматизма заключается в том, что он развивался вслед за орогенными процессами, приведшими к утолщению и разогреву коры и инициировался мантийным магматизмом плюмовой природы. Интервалы массового гранитообразования и сопряженного базитового магматизма в Восточном Казахстане и Западном Забайкалье практически совпадают (320—310 — 280—270 млн лет) и фиксируют проявления позднепалеозойских крупных изверженных провинций — Таримской и Баргузинской [Ярмолюк и др., 2013; Yarmolyuk et al., 2014; Xu et al., 2014] с широким спектром гранитоидных (включая редкометалльные разновидности) и базитовых (включая трапповые базальты и кимберлиты в пределах Таримского кратона [Xu et al., 2014]) ассоциаций на обширной территории Западного и Северного Китая, Монголии, Забайкалья. Продолжительность формирования Ангаро-Витимского и Калба-Нарымского гранитоидных батолитов укладывается в интервал 30—40 (50) млн лет, при этом можно наметить определенные этапы магматических событий. Это соответствует моделям взаимодействия мантийных плюмов с литосферой, предложенным для Сибирского и Восточно-Африканского [Добрецов и др., 2010] и для Таримского [Xu et al., 2014] плюмов. Согласно этим моделям, выделяются несколько стадий плюм-литосферного взаимодействия, обусловленные продолжительностью реакции тугоплавкой литосферной мантии и литосферы на тепловое и химическое (флюидное) воздействие поднимающегося плюма. Начальный этап соответствует взаимодействию «головой» плюма с литосферной мантией и образованием при низких степенях ее плавления субщелочных и щелочных глубинных расплавов (субщелочные базиты, карбонатиты, кимберлиты). Основной этап соответствует растеканию плюма вдоль границ литосферы с формированием «шляпы», утонением и эрозией литосферной мантии и литосферы, что вызывает их масштабное плавление с образованием трапповых базальтов, последующим прогревом коры, активным мантийно-коровым взаимодействием, развитием габбро-гранитных серий, гранитоидных батолитов. Регрессивный этап фиксируется формированием дайковых поясов контрастного состава.

Последовательность развития позднепалеозойского Восточного Казахстана и Западного Забайкалья в целом совпадает с выделенными этапами плюм-литосферного взаимодействия. В Восточном Казахстане магматизм начинается с проявления небольших объемов гранитоидов (калгутинский и кунушский комплексы) и субщелочных базитовых магм (вулканических и интрузивы аргимбайского комплекса в Чарской зоне), что отражает начальные стадии прогрева нижних частей литосферы. Дальнейший магматизм с образованием огромного объема гранитоидов (калбинский, затем монастырский и кайиндинский комплексы) соответствует наибольшему разогреву литосферы и коровых субстратов и их масштабному плавлению. Завершение этого этапа фиксируется внедрением в средне- и верхнекоровые горизонты

пикродолеритов максутского комплекса (~ 280 млн л.н.), которое стало возможным, по-видимому, в результате эрозии литосферы. Регрессивному этапу отвечает становление дайковых роев миролюбовского комплекса, произошедшее при растрескивании остывающей литосферы. В Западном Забайкалье начальный этап магматизма, соответствующий инициальным стадиям прогрева литосферы с небольшими степенями плавления, пока не установлен. Формирование больших объемов гранитоидов баргузинского комплекса отвечает, по-видимому, основному этапу воздействия плюма с растеканием его «шляпы» по площади и интенсивным прогревом. Дальнейший прогрев и эрозия литосферы привели к внедрению базитовых магм на ниже- и среднекоровые уровни и широкому проявлению мантийно-корового магматизма.

Необходимо обратить внимание и на объем базитового магматизма, который в Западном Забайкалье существенно больше, что свидетельствует о значительных степенях плавления подлитосферной мантии и интенсивном тепловом потоке. Объем базитового магматизма в Восточном Казахстане существенно меньше, что, возможно, связано с удаленностью региона от центра крупной магматической провинции, располагавшегося под Таримским кратоном [Xu et al., 2014].

Последовательность развития магматизма двух регионов может быть объяснена реализацией двух различных сценариев. В Западном Забайкалье базитовые магмы имеют в целом повышенную калиево-сть, а гранитообразующие субстраты метаморфизованы, что вместе с отсутствием сдвиговых тектонических движений привело к постепенно прогрессирующему мантийно-коровому взаимодействию и эволюции магматизма в направлении гранитов *A*-типа. В Восточном Казахстане базитовые магмы имеют относительно низкую калиево-сть, гранитообразующие субстраты слабо метаморфизованы и отличаются повышенным водосодержанием, а периодическая активация сдвиговых тектонических движений приводит к вскрыванию подлитосферных очагов. Процессы плавления в таких условиях приводят к эволюции магматизма в каждом комплексе в сторону умеренно щелочных лейкогранитов, флюидно-магматическое взаимодействие приводит к формированию пегматитов и редкометалльных гранитных магм, а непосредственно мантийно-коровое взаимодействие сведено к минимуму и проявляется только в отдельных случаях.

Подводя итоги, можно сформулировать основные принципы плюм-литосферного взаимодействия в аккреционно-коллизионных складчатых поясах.

1. Процессы плюм-литосферного взаимодействия приводят к масштабному плавлению подлитосферной мантии, нижней части литосферы и коровых субстратов, находившихся благодаря предшествующим орогеническим процессам в подготовленном (разогретом) состоянии.

2. Общая продолжительность процессов занимает от 30 до 50 млн лет, в течение которых появляются огромные объемы магматических пород, преимущественно гранитоидов. В эволюции магматизма, в том числе гранитоидного, можно выделить определенные этапы, соответствующие разным степеням прогрева и плавления субстратов.

3. Формы выражения плюм-литосферных взаимодействий и металлогеническая специализация (условия концентрирования рудных компонентов) могут быть различными и определяются особенностями строения литосферы и предшествующей истории геологического развития региона.

Авторы выражают благодарность за обсуждение работы, ценные замечания и содействие в проведенных исследованиях академиком Н.Л. Добрецову, М.И. Кузьмину, В.В. Ярмолуку, академику НАН РК Б.А. Дьячкову, д.г.-м.н. А.Э. Изоху, д.г.-м.н. Е.М. Сапаргалиеву. Авторы также благодарят д.г.-м.н. Т.Б. Баянову (ГИ КНЦ РАН) за изотопные исследования Nd и к.г.-м.н. В.Ю. Киселеву (ИГМ СО РАН) за изотопные исследования Sr.

Работа выполнена в рамках проектов фундаментальных исследований СО РАН (базовые проекты СО РАН № VIII.71.1.5, VIII.72.2.2; интеграционный проект партнерских исследований СО РАН № 17), при поддержке РФФИ (грант 15-35-20815-мол_a_вед), РНФ (грант 15-17-10010).

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов С.С. Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология, 2004, т. 12, № 1, с. 22—45.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 3, с. 230—240.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцево-сиенитовый массив): состав, петрогенезис // Петрология, 2013, т. 21, № 3, с. 309—334.

- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.** Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимир В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д.** Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.
- Гордиенко И.В.** Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 238 с.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермтриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.
- Дьячков Б.А.** Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск, ВКГТУ, 2012, 130 с.
- Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А.** Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы, Гылым, 1994, 208 с.
- Ермолов П.В.** Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда, Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского университета, 2013, 206 с.
- Ермолов П.В., Владимир А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д.** Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск, Наука, 1983, 207 с.
- Загорский В.Е., Владимир А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н.** Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 303—322.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 327 с.; кн. 2, 336 с.
- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеев А.М., Плоткина Ю.В.** Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb исследований // ДАН, 2012, т. 444, № 2, с. 184—189.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимир А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г.** Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // ДАН, 2015а, т. 462, № 5, с. 572—577.
- Котлер П.Д., Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В.** Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вестн. Том. ун-та, 2015б, вып. 400, с. 345—353.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимир А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В., Лепехина Е.Н.** U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // ДАН, 2009, т. 424, № 1, с. 84—88.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю.** Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 141 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А.** Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология, 1995, т. 3, № 2, с. 133—157.
- Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С.** Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М., Наука, 1982, 248 с.
- Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С.** Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы, КазГео, 2011, № 4, с. 66—72.
- Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимир А.Г., Ковач В.П., Журавлев Д.З., Мороз Е.Н.** Sm-Nd изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // ДАН, 2003, т. 388, № 2, с. 228—232.
- 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.
- Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимир В.Г., Тениссен К., Владимир А.Г., Мельников А.И., Титов А.В.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия, 2001, № 12, с. 1347—1351.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герциниды: свидетельства активности Таримского плюма // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (10), с. 1648—1667.

Хромых С.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Травин А.В., Анникова И.Ю. Геохимия и возраст редкометалльных дайковых поясов Восточного Казахстана // *ДАН*, 2014а, т. 459, № 5, с. 612—617.

Хромых С.В., Котлер П.Д., Мороз Е.Н. Габбро-гранитные интрузивные серии Восточного Казахстана: результат плюм-литосферного взаимодействия // *Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. Материалы II Международной геологической конференции. Новосибирск, Изд-во СО РАН*, 2014б, с. 223—225.

Хубанов В.Б. Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2009, 23 с.

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

Цыганков А.А. Ангаро-Витимский батолит: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные, петрогенетические следствия // *Отечественная геология*, 2009, № 3, с. 70—77.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (2), с. 197—227.

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., Преняков 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.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удуратина О.В. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ag-Ag изотопный возраст, состав, петрогенезис // *Геология и геофизика*, 2016, т. 57 (5), с. 1005—1027.

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

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // *Геология рудных месторождений*, 2012, т. 54, № 5, с. 375—399.

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

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

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh., He G.Q., Wang T. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // *Lithos*, 2010, v. 115, p. 137—152.

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.

Liégeois J.P., Black R. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adirondacks // *Alkaline igneous rocks* / Eds. J.G. Fitton, B.G.J. Upton. Geol. Soc. London, Special Publ., 1987, v. 30, p. 381—401.

Litvinovsky V.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 Paleozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia // *Lithos*, 2011, v. 125, p. 845—874.

Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // *Ore Geol. Rev.*, 2009, v. 35, iss. 2, p. 114—136.

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

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

Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 49, p. 20—39.

Steager R.H., Jäger E. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geocosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.

Xu Y.G., Wei X., Luo Z.Y., Liu H.Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // *Lithos*, 2014, v. 204, p. 20—35.

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.

*Поступила в редакцию
8 июля 2015 г.*