



INTERACTIONS BETWEEN GABBROID AND GRANITOID MAGMAS DURING FORMATION OF THE PREOBRAZHENSKY INTRUSION, EAST KAZAKHSTAN

S. V. Khromykh^{1,2}, G. N. Burmakina³, A. A. Tsygankov^{3,4},
P. D. Kotler¹, A. G. Vladimirov^{1,2,5}

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

³ Geological Institute, Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia

⁴ Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

⁵ Tomsk State University, Tomsk, Russia

Abstract: The paper reports on studies of the Preobrazhensky gabbro-granitoid intrusion, East Kazakhstan, composed of the rocks that belong to four phases of intrusion, from quartz monzonites and gabbroids to granite-leucogranites. Specific relationships between basite and granitoid rocks are usually classified as the result of interactions and mixing of liquid magmas, i.e. magma mingling and mixing. Basite rocks are represented by a series from biotite gabbros to monzodiorites. Granitoids rocks are biotite-amphibole granites. Porphyric granosyenites, combining the features of both granites and monzodiorites, are also involved in mingling. It is established that the primary granitoid magmas contained granosyenite/quartz-monzonite and occurred in the lower-medium-crust conditions in equilibrium with the garnet-rich restite enriched with plagioclase. Monzodiorites formed during fractionation of the parent gabbroid magma that originated from the enriched mantle source. We propose a magma interaction model describing penetration of the basite magma into the lower horizons of the granitoid source, which ceased below the viscoplastic horizon of granitoids. The initial interaction assumes the thermal effect of basites on the almost crystallized granitic magma and saturation of the boundary horizons of the basite magma with volatile elements, which can change the composition of the crystallizing melt from gabbroid to monzodiorite. A 'boundary' layer of monzodiorite melt is formed at the boundary of the gabbroid and granitoid magmas, and interacts with granitoids. Due to chemical interactions, hybrid rocks – porphyric granosyenites – are formed. The heterogeneous mixture of monzodiorites and granosyenites is more mobile in comparison with the overlying almost crystallized granites. Due to contraction fracturing in the crystallized granites, the heterogeneous mixture of monzodiorites and granosyenites penetrate into the upper rock levels. Examples of the magma interaction causing the formation of mingling structures at the middle and upper crust levels can be viewed as indicative of 'fast', active processes of the mantle-crust interaction, when the mantle magmas actively drain the lithosphere and melt the substance of the lower-middle crust. An important role is played by the temperature gradient in the sublithospheric mantle. It directly affects the degree of its melting and the volumes of basite magmas. Nonetheless, the permeability of the lithosphere is also important – the above-described

RESEARCH ARTICLE

Recommended by E.V. Sklyarov

Received: November 23, 2016

Revised: January 10, 2017

Accepted: January 26, 2017

For citation: Khromykh S.V., Burmakina G.N., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Vladimirov A.G., 2017. Interactions between gabbroid and granitoid magmas during formation of the Preobrazhensky intrusion, East Kazakhstan. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 311–330. doi:10.5800/GT-2017-8-2-0243.

Для цитирования: Хромых С.В., Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Владимиров А.Г. Взаимодействие габброидной и гранитоидной магм при формировании Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 2. С. 311–330. doi:10.5800/GT-2017-8-2-0243.

scenario is possible if the lithosphere is either thin or easily permeable due to the development of strike-slip and extension fractures. In the Late Paleozoic, the territory of East Kazakhstan was part of the Altai collision system of hercinides. The late stages of its evolution (300–280 Ma) were accompanied by large-scale mantle and crustal magmatism corresponding to the formation of the Late Palaeozoic large igneous province related to the activity of the Tarim mantle plume. The influence of the mantle plume on the lithospheric mantle led to an increase in the temperature gradient, and the lithosphere weakened by shear movements of the collapsing orogenic structure was permeable to mantle magmas, which caused the processes of mantle-crustal interaction.

Key words: gabbro-granitoid intrusions; interaction of magmas; mingling; mixing; Central Asia; accretion-collision systems; Late Paleozoic

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГАББРОИДНОЙ И ГРАНИТОИДНОЙ МАГМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПРЕОБРАЖЕННОГО ИНТРУЗИВА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

С. В. Хромых^{1, 2}, Г. Н. Бурмакина³, А. А. Цыганков^{3, 4},
П. Д. Котлер¹, А. Г. Владимиров^{1, 2, 5}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁴ Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

⁵ Томский государственный университет, Томск, Россия

Аннотация: Приведены результаты исследования Преображенского габбро-гранитоидного интрузива в Восточном Казахстане. В его строении участвуют породы четырех интрузивных фаз, от кварцевых монцонитов и габброидов до гранит-лейкогранитов. Между базитовыми и гранитоидными породами наблюдаются специфические взаимоотношения, которые принято классифицировать как результат взаимодействия в жидком состоянии и смешения магм (процессы минглинга и миксинга). Базитовые породы представлены рядом от биотитовых габбро до монцодиоритов, гранитоидные – биотит-амфиболовыми гранитами. В минглинг-взаимодействии определены также порфиroidные граносиениты, сочетающие в себе черты как гранитов, так и монцодиоритов. Установлено, что первичные гранитоидные магмы имели граносиенитовый/кварцево-монцонитовый состав и были сформированы в ниже-среднекоровых условиях в равновесии с обогащенным плагиоклазом гранатсодержащим реститом. Формирование монцодиоритов происходило при фракционировании родоначальной габброидной магмы, которая произошла из обогащенного мантийного источника. Предложена модель взаимодействия магм, описывающая внедрение в нижние горизонты гранитоидного очага базитовой магмы, которая остановилась под вязкопластичным горизонтом гранитоидов. Начавшееся взаимодействие предполагало тепловое воздействие базитов на почти закристаллизованную гранитную магму и насыщение пограничных горизонтов базитовой магмы летучими, что могло привести к изменению состава кристаллизующегося расплава от габброидного до монцодиоритового. На границе габброидной и гранитоидной магм возник «пограничный» слой монцодиоритового расплава, который вступил во взаимодействие с гранитоидами. Результатом химического взаимодействия явилось образование гибридных пород – порфиroidных граносиенитов. Сформированная гетерогенная смесь монцодиоритов и граносиенитов оказалась более подвижной по сравнению с вышележащими практически закристаллизованными гранитами, а возникновение в последних контракционных трещин обусловило проникновение и подъем гетерогенной смеси граносиенитов и монцодиоритов на более верхние уровни. Примеры взаимодействия магм с формированием минглинг-структур на средне- и верхнекоровых уровнях могут рассматриваться как индикатор «быстрых», активных процессов мантийно-корового взаимодействия, когда мантийные магмы активно дренируют литосферу и плавят вещество нижней-средней коры. Определяющее значение имеет температурный градиент в подлитосферной мантии, который напрямую влияет на степени ее плавления и объемы базитовых магм, однако немаловажную роль играет и проницаемость литосферы: для реализации рассмотренного сценария литосфера должна быть либо маломощна, либо хорошо проницаема вследствие сдвигово-раздвиговых движений. Территория Восточного Казахстана в позднем палеозое являлась частью Алтайской коллизионной системы герцинид, поздние стадии эволюции которой (300–280 млн лет назад) сопровождалась проявлением масштабного мантийного и корового магматизма, отвечающего формированию поднепалеозойской крупной изверженной провинции, связанной с активностью Таримского мантийного плюма. Воздействие мантийного плюма на литосферную мантию привело к повышению температурного градиента, а ослабленная сдвиговыми движениями литосфера коллапсирующего орогенного сооружения оказалась проницаемой для мантийных магм, что вызвало процессы мантийно-корового взаимодействия.

Ключевые слова: габбро-гранитоидные интрузии; взаимодействие магм; минглинг; миксинг; Центральная Азия; аккреционно-коллизонные системы; поздний палеозой

1. ВВЕДЕНИЕ

Процессы мантийно-корового взаимодействия играют существенную роль в преобразовании литосферы, формировании и эволюции континентальной коры, определяют закономерности размещения и специфику месторождений полезных ископаемых. Исследование процессов мантийно-корового взаимодействия особенно актуально в пределах аккреционно-коллизонных складчатых поясов, где разнообразие геодинамических обстановок и магмообразующих субстратов, наблюдающееся как для мантийных, так и для коровых магм, может приводить к совмещению различных механизмов такого взаимодействия. Одним из прямых индикаторов процессов мантийно-корового взаимодействия являются габбро-гранитоидные интрузивы, имеющие обычно сложное многофазное строение. В последние десятилетия установлено, что их формирование связывается с воздействием базитовых магм мантийной природы на коровые субстраты, а разнообразие пород в значительной степени определяется процессами дифференциации первичных магм, их контаминации и смешения с вновь образованными выплавками из коровых субстратов [Huppert, Sparks, 1988; Litvinovsky et al., 1992; Sklyarov, Fedorovskii, 2006; Konopelko et al., 2011; Li et al., 2012]. Главным индикатором процесса мантийно-корового взаимодействия в таких интрузиях являются случаи прямого сосуществования контрастных по составу базитовых и кремнекислых магм. Одним из примеров описанных процессов является Преображенский габбро-гранитоидный массив (Восточный Казахстан).

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРЕОБРАЖЕННОГО МАССИВА

На современном эрозионном срезе массив представляет собой вытянутый в северо-западном направлении овал размерами 15×8 км (рис. 1). Породы массива прорывают толщи песчаников и алевролитов раннего карбона (буконьская свита C_1) и ороговиковывают их вблизи контакта. Значительная часть коренных пород перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями Зайсанской впадины, однако северная и центральная части массива

достаточно обнажены. В строении массива участвуют породы четырех интрузивных фаз. Первой фазой являются средне- и крупнозернистые монцониты и кварцевые монцониты, развитые по всей периферии массива. В северо-восточной части массива монцониты прорываются небольшим телом средне-мелкозернистых габбро-норитов второй фазы. Наибольшее распространение на современном эрозионном срезе имеют породы третьей фазы – среднезернистые биотит-амфиболовые граниты с фацией лейкогранитов и лейкограносиенитов. Четвертой интрузивной фазой являются монцодиориты (габбро-монцодиориты) – темно-серые мелкозернистые породы, прорывающие биотит-амфиболовые гранитоиды третьей фазы с резкими контактами и присутствием ксенолитов (рис. 2, а).

В центральной, северо-западной и северо-восточной частях массива (см. рис. 1) монцодиориты четвертой фазы повсеместно сопровождаются порфиroidными граносиенитами. Это мелкозернистые породы, также прорывающие биотит-амфиболовые граниты главной фазы. Между диоритами и порфиroidными граносиенитами наблюдаются специфические взаимоотношения (рис. 2), которые принято классифицировать как результат взаимодействия в жидком состоянии и/или смешения магм (процессы минглинга и миксинга). Как монцодиориты, так и порфиroidные граносиениты встречаются в форме округлых нодулей в гранитах размерами до десятков сантиметров (рис. 2, б, г); нодули монцодиоритов могут достигать 1–2 м, при этом крупные тела диоритов практически повсеместно окружены ореолом более мелких нодулей, иногда наблюдаются вытянутые рои меланократовых включений (рис. 2, в). Форма контакта диоритов с граносиенитами – фестончатая, характерная для пограничных поверхностей двух жидкостей с разной вязкостью (рис. 2, г, д, е, ж). Диоритовые нодули характеризуются средне-мелкозернистой структурой, причем на контакте с гранитоидами размерность зерен заметно уменьшается (рис. 2, е, ж), свидетельствуя о быстром остывании магмы в контакте с относительно низкотемпературным гранитным расплавом. В порфиroidных граносиенитах уменьшение зернистости не отмечается даже в контакте с диоритами. Как диориты, так и граносиенит-порфиры сохраняют на всех участках первичные магматические структуры и массивные

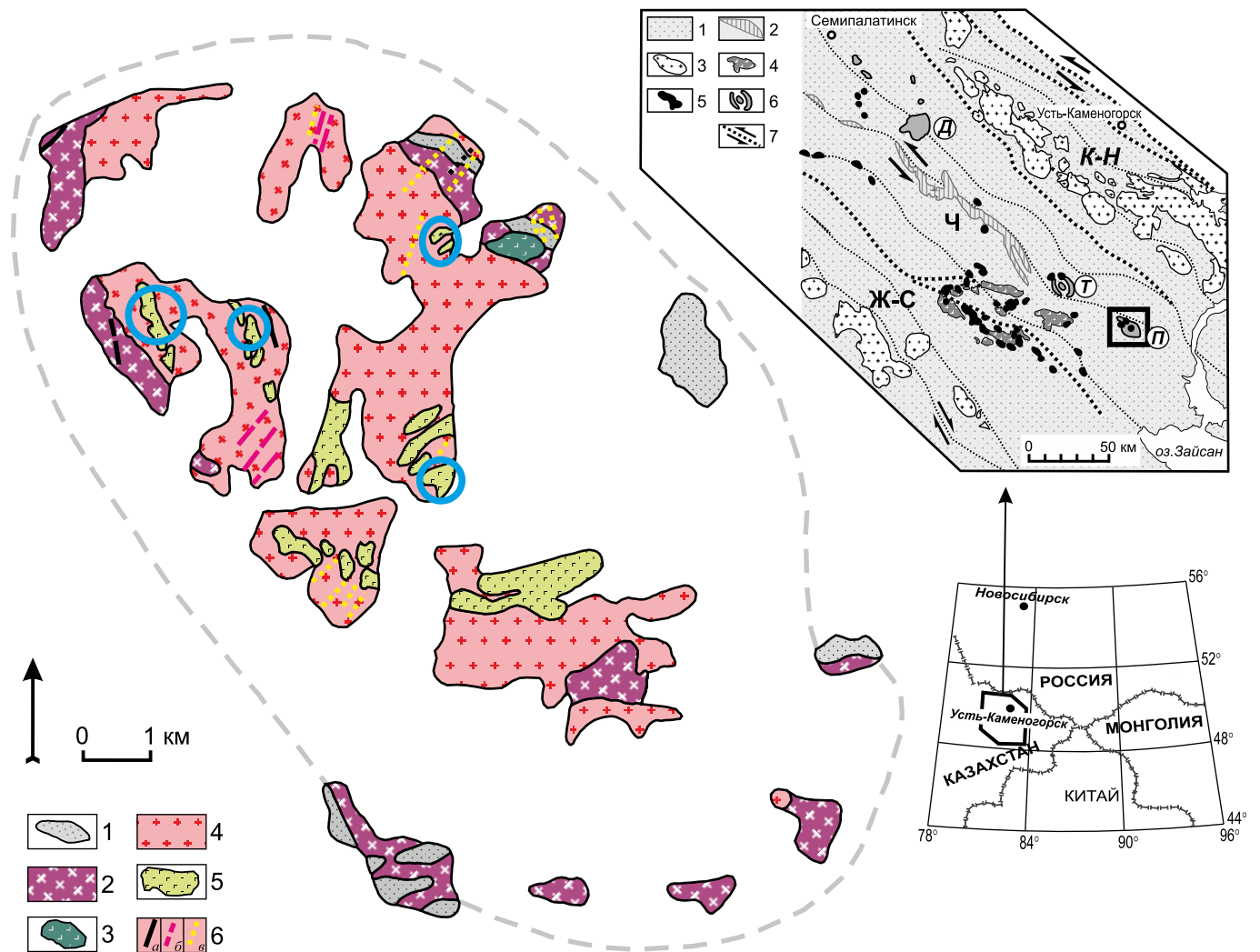


Рис. 1. Схема геологического строения Преображенского интрузива. Составлена по [Ermolov et al., 1983] с авторскими уточнениями.

1 – вмещающие породы (роговики по песчаникам и алевролитам C_1 , вулканические породы C_{2-3}); 2 – монзониты и кварцевые монзониты 1-й фазы; 3 – габбро 2-й фазы; 4 – граносиениты и граниты 3-й фазы; 5 – диориты 4-й фазы; 6 – послегранитовые дайки долеритов (а), граносиенит-порфиров (б), гранит-порфиров и аплитов (в). Кружками обведены обнаруженные проявления минглинг-взаимоотношений диоритов и порфировидных граносиенитов. На врезке – схема центральной части Алтайской коллизионной системы (модифицировано по [Vladimirov et al., 2008]). 1 – осадочные и метаморфические структурно-вещественные комплексы Алтайской коллизионной системы в террейнах: Ж-С – Жарма-Саурском, Ч – Чарском, К-Н – Калба-Нарымском; 2 – фрагменты океанических структурно-вещественных комплексов в Чарском офиолитовом поясе; 3 – массивы гранитоидов C_3-P_1 , нерасчлененные; 4 – субщелочные андезит-базальтовые серии посторогенной природы (C_3-P_1); 5 – массивы субщелочных габброидов и пикритоидов P_1 ; 6 – габбро-гранитоидные интрузии (П – Преображенский, Т – Тастауский, Д – Дельбегетейский массивы); 7 – главные разломы и направления смещений по ним.

Fig. 1. Schematic geological structure of the Preobrazhensky intrusion. After [Ermolov et al., 1983], modified by the authors.

1 – host rock (hornfelse on sandstone and aleurolite C_1 , volcanic rock C_{2-3}); 2 – monzonite and quartz monzonite (phase 1); 3 – gabbro (phase 2); 4 – granosyenite and granite (phase 3); 5 – diorite (phase 4); 6 – post-granite dykes of dolerite (a), granosyenite-porphyre (б), granite-porphyre aplite (в). Circles – areas with revealed mingling relations between diorite and porphyritic granosyenite. Inset – scheme of the central part of the Altai collision system (modified after [Vladimirov et al., 2008]). 1 – sedimentary and metamorphic structural-material complexes of the Altai collision system in terranes: Ж-С – Zharma-Saur, Ч – Chara, К-Н – Kalba-Narym; 2 – fragments of oceanic structural-material complexes in the Char ophiolite belt; 3 – granitoid C_3-P_1 , non-dissected; 4 – post-orogenic subalkali andesite-basalt series (C_3-P_1); 5 – subalkali gabbroid and picritoide P_1 ; 6 – gabbro-granitoid intrusion (П – Preobrazhensky, Т – Tastau, Д – Delbegetey massifs); 7 – main fault and its displacement direction.

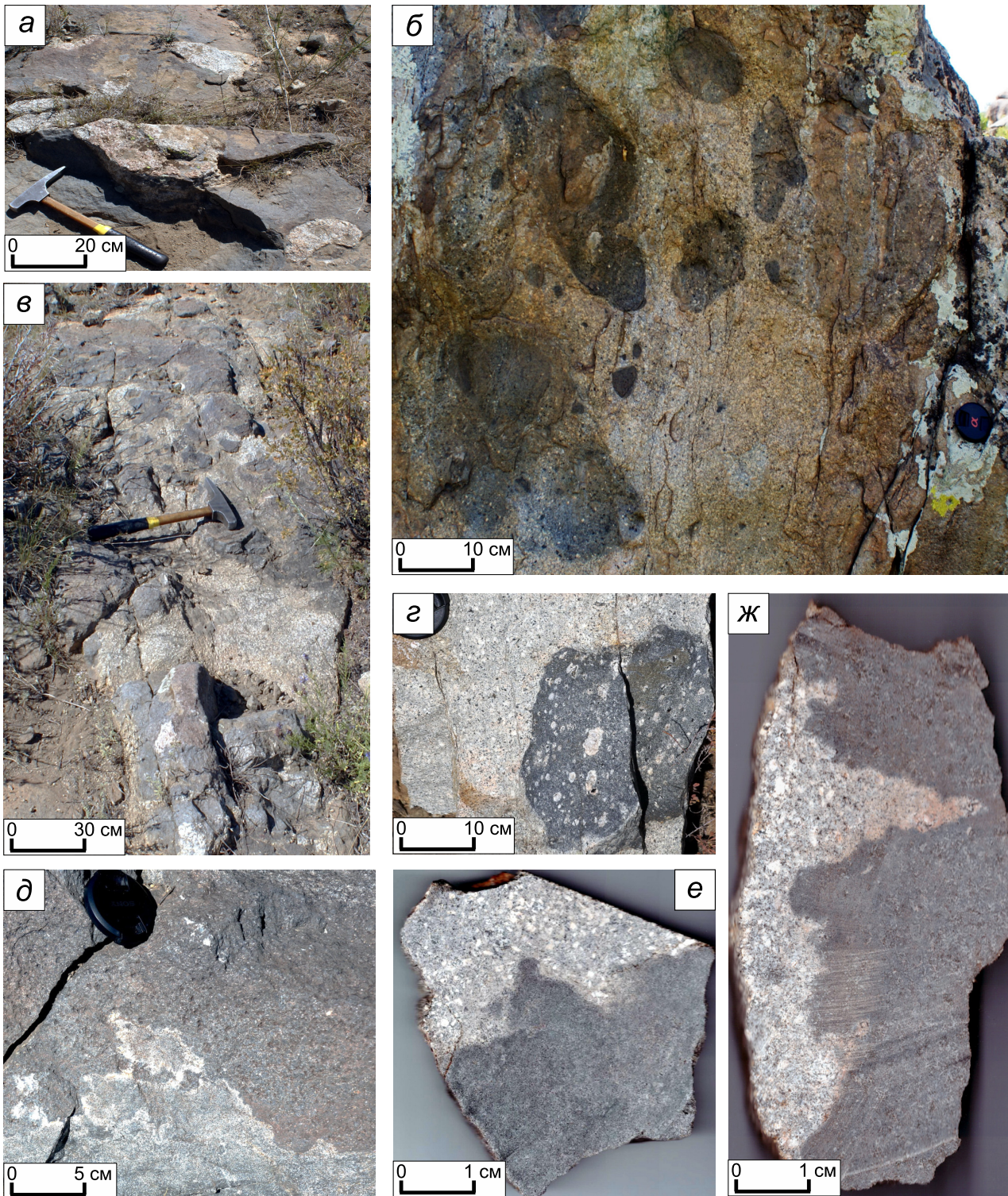


Рис. 2. Характер взаимодействия магматических пород в Преображенском интрузиве.

a – ксенолиты граносиенитов 3-й фазы в диоритах 4-й фазы; *б* – нодулы монцодиоритов (темно-серые) и порфиридных граносиенитов (светло-серые) в гранитах 3-й фазы; *в* – вытянутый «рой» диоритовых нодул среди гранитов 3-й фазы; *г* – нодулу монцодиорита в порфиридном граносиените, в диорите присутствуют лейкократовые кварц-полевошпатовые включения, свидетельствующие об активном взаимодействии магм; *д* – контакт монцодиоритов и порфиридных граносиенитов, обнажение; *е, ж* – контакт монцодиоритов и порфиридных граносиенитов, скан среза образца.

Fig. 2. Interactions of igneous rocks in the Preobrazhensky intrusion.

a – xenolithe of granosyenite (phase 3) in diorite (phase 4); *б* – monzodiorite nodule (dark gray) and porphyritic granosyenite (light grey) in granite (phase 3); *в* – elongated 'swarm' of diorite nodules among granites (phase 3); *г* – monzodiorite nodule in porphyritic granosyenite; there are leucocratic quartz-feldspar inclusions in diorite, which is indicative of active interactions of magmas. Contact of monzodiorite and porphyritic granosyenite: *д* – image of the outcrop; *е, ж* – scanned image of the sample cut.

текстуры. Наблюдаемые взаимоотношения соответствуют признакам внедрения базитовой магмы в магму кислого состава или слабоконсолидированные гранитоиды, сформулированным для случаев взаимодействия магм в различных геодинамических обстановках [Litvinovsky et al., 1992; Sklyarov, Fedorovskii, 2006; Burmakina, Tsygankov, 2013]. Для понимания причин и построения модели взаимодействия базитовой и кислой магм при формировании Преображенского интрузива нами были проведены петрографические, минералогические, петрогеохимические исследования пород, участвующих в специфических взаимодействиях: а) монцодиоритов (как тел со сложной морфологией, так и нодулей), б) порфирированных граносиенитов, сопровождающих монцодиориты и участвующих в минглинг-структурах; в) вмещающих гранитов главной фазы массива.

3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографическое описание шлифов проводилось при помощи оптического поляризационного микроскопа Carl Zeiss Axio Scope.A1 с фотокамерой Canon EOS 650D. Основным методом определения химического состава минералов был рентгено-спектральный микроанализ в варианте энергодисперсионной спектроскопии (ЭДС) на сканирующих электронных микроскопах (СЭМ) LEO-1430VP (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск; ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Анализ методом ЭДС проводился при силе тока зонда 1 нА, диаметр зонда 10 нм, анализ проводился сканированием площадки 5×5 мкм. Стабильность параметров съемки контролировалась периодическим измерением кобальта. Пределы обнаружения по главным и петрогенным элементам составляли 0.1 мас. %. Определение содержаний петрогенных элементов в породах выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием установки СРМ-25; определение концентраций редких и редкоземельных элементов (Y, Zr, Nb, Ta, Hf, TR, Th, U) выполнено методом ICP-MS на масс-спектрометре «ELEMENT» фирмы Finnigan по стандартной методике (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

4. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ

Петрографические особенности пород приведены на рисунке 3, составы минералов приведены на рисунке 4. Граниты главной фазы массива – среднезернистые равномерно-зернистые породы с аллотриоморфно-зернистой структурой (рис. 3, а). Главными минералами являются плагиоклаз и калие-

вый полевой шпат, находящиеся приблизительно в равных соотношениях (суммарное их количество варьируется в пределах 40–60 об. %). Полевые шпаты образуют в целом более крупные идиоморфные зерна (особенно калиевый полевой шпат), чем кварц, который представлен ксеноморфными зернами меньшего размера. Количество кварца варьируется от 20 до 40 об. %, что определяет разнообразие гранитоидных пород – от граносиенитов до монцогранитов и монцолейкогранитов. Темноцветные минералы занимают от 5 до 15 об. % и представлены бурозеленым амфиболом (обычно преобладает) и биотитом. Плагиоклаз соответствует олигоклазу, калиевый полевой шпат содержит от 5 до 30 % альбитового минала. Амфибол представлен ферроэденимом с #Mg=22–34, биотит характеризуется высокой железистостью ($f=68-74$). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом.

Монцодиориты четвертой фазы, прорывающие граниты, – мелкозернистые темно-серые породы, обладающие массивной текстурой и первично-магматической структурой (рис. 3, б). Главными минералами являются плагиоклаз (от 40 до 60 %), образующий субидиоморфные лейсты, идиоморфный бурозеленый амфибол (от 20 до 30 %), биотит (от 10 до 15 %); также повсеместно присутствует калиевый полевой шпат (от 10 до 15 %), кварц (до 5 %), встречается клинопироксен (до 10 %). Соотношения минералов могут варьироваться, наиболее меланократовые образцы содержат большие количества плагиоклаза, амфибола и клинопироксена и могут быть отнесены к диоритам. Кроме того, в северо-западной части массива обнаружен небольшой выход меланократовых биотитовых габбро (среднезернистые породы с офитовой структурой, содержащие 60 % плагиоклаза, 30 % клинопироксена, 10 % биотита, рис. 3, в) являющихся, по-видимому, наиболее основной породой в этой группе. Характерная петрографическая особенность этой группы пород – почти повсеместное зональное строение плагиоклаза, ядра представлены лабрадор-битовнитом (#An=60–74), средние части зерен – андезином (#An=37–49), а краевые части и поздние мелкие зерна – олигоклазом (#An=16–31). Амфибол по составу отвечает эдениту с #Mg=56–77, биотит имеет пониженную железистость ($f=40-48$ в диоритах и $f=23-49$ в биотитовых габбро). Клинопироксен с железистостью $f=26-32$ соответствует в диоритах салиту, а в габбро – высококальциевому авгиту. Акцессорные минералы этих пород представлены апатитом, ильменитом, сфеном. Необходимо отметить, что вблизи контакта диоритов с граносиенитами в диоритах наблюдается повышение количества кварца и калиевого полевого шпата.

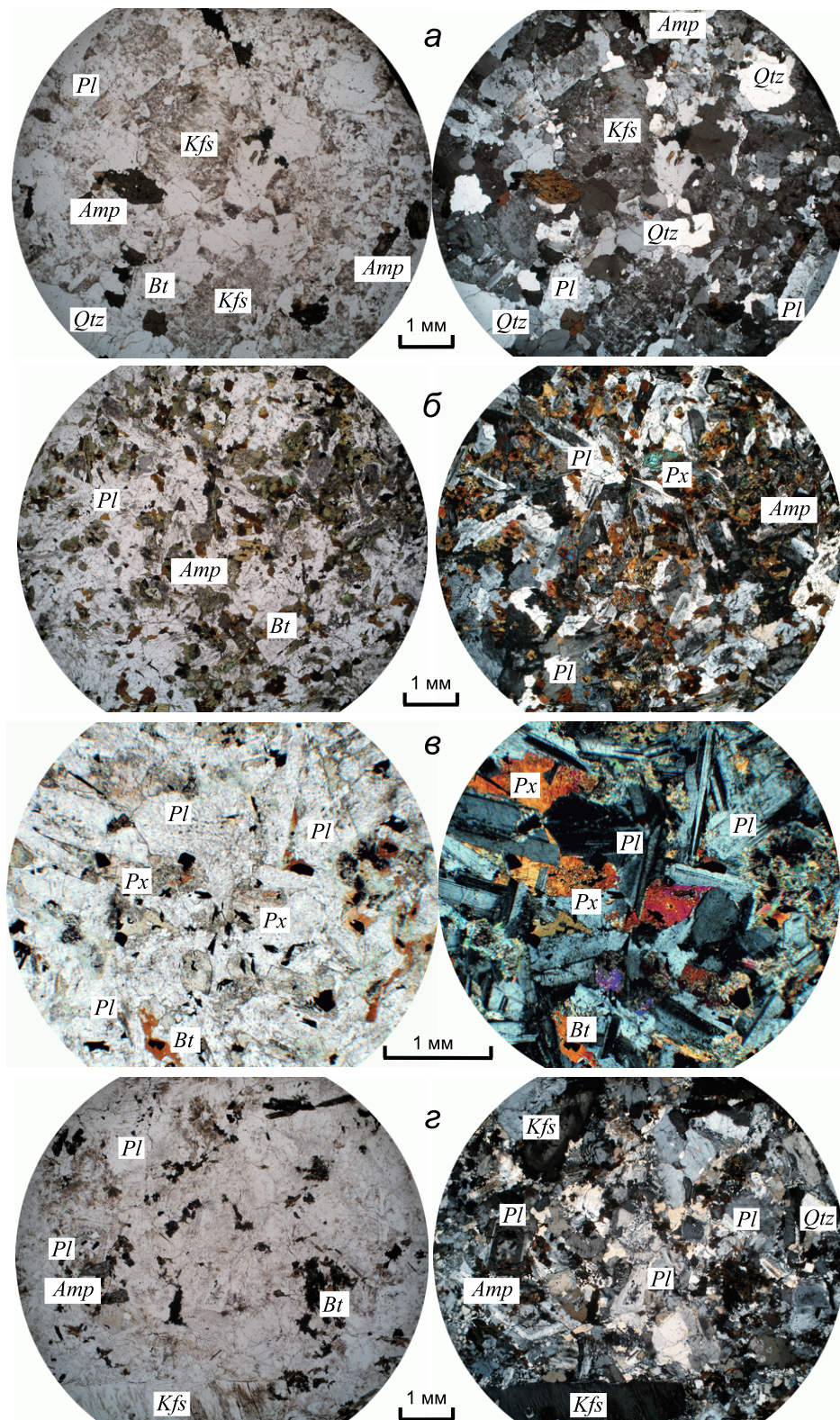


Рис. 3. Петрография пород Преображенского интрузива. Микрофотографии шлифов.

a – среднезернистый гранит 3-й фазы, обр. X-274; *б* – мелкозернистый диорит 4-й фазы, обр. X-263; *в* – мелкозернистое габбро 4-й фазы, обр. X-1313; *г* – мелкозернистый порфировидный граносиенит 4-й фазы, обр. X-251. Обозначения минералов: *Px* – пироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Amp* – амфибол, *Bt* – биотит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Qtz* – кварц.

Fig. 3. Petrography of the rocks sampled from the Preobrazhensky intrusion. Photomicrographs of polished sections.

a – medium-grained granite (phase 3), sample X-274; *б* – fine-grained diorite (phase 4), sample X-263; *в* – fine-grained gabbro (phase 4), sample X-1313; *г* – fine-grained porphyritic granosyenite (phase 4), sample X-251. Minerals: *Px* – pyroxene, *Pl* – plagioclase, *Amp* – amphibole, *Bt* – biotite, *Kfs* – potassium feldspar, *Qtz* – quartz.

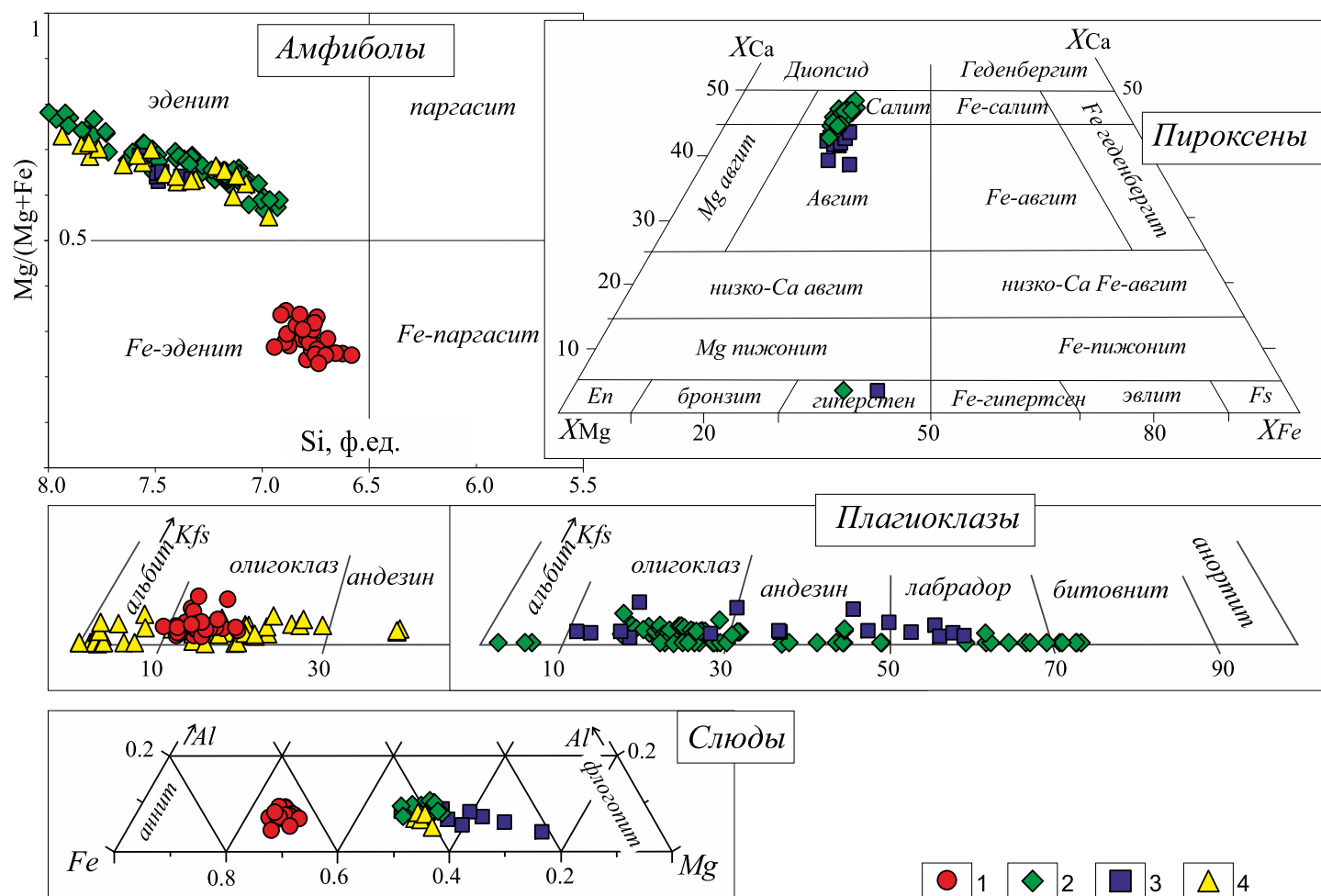


Рис. 4. Состав минералов пород Преображенского интрузива. Классификация минералов проведена в соответствии с [Morimoto et al., 1989; Leake et al., 1997; Rieder et al., 1998].

1 – минералы гранитов 3-й фазы: амфиболы, плагиоклазы, слюды; 2 – минералы диоритов 4-й фазы: амфиболы, пироксены, плагиоклазы, слюды; 3 – минералы габбро 4-й фазы: пироксены, плагиоклазы, слюды; 4 – минералы порфировидных граносиенитов 4-й фазы: амфиболы, плагиоклазы, слюды.

Fig. 4. Compositions of minerals in the rocks from the Preobrazhensky intrusion. The minerals are classified according to [Morimoto et al., 1989; Leake et al., 1997; Rieder et al., 1998].

1 – minerals of granite (phase 3): amphibole, plagioclase, mica; 2 – minerals of diorite (phase 4): amphibole, pyroxene, plagioclase, mica; 3 – minerals of gabbro (phase 4): pyroxene, plagioclase, mica; 4 – minerals of porphyritic granosyenite (phase 4): amphibole, plagioclase, mica.

Граносиениты, сопровождающие монцодиориты, имеют выраженную порфировидную структуру, которая обусловлена более крупными зернами плагиоклаза и калиевого полевого шпата на фоне мелкозернистого матрикса (рис. 3, з). Эти зерна могут иметь размеры от 2–3 до 7–8 мм, их количество может достигать 20–25 %. Остальной объем породы сложен плагиоклазом и калиевым полевым шпатом поздней генерации (в равных пропорциях, всего около 50 %), субидiomорфным мелким амфиболом (до 10 %), мелкими лейстами биотита (до 10 %), ксеноморфным кварцем (до 20 %). Акцессорные минералы – апатит и сфен. Плагиоклаз пер-

вой генерации имеет выраженное зональное строение, центральные части зерен соответствуют олигоклазу ($\#An=23-29$), иногда – андезину ($\#An=37-39$), а краевые, так же как и зерна поздней генерации, близки к альбиту ($\#An=11-20$). Калиевый полевой шпат первой генерации – пертитовый, содержит большое количество альбитовых ламелей. Амфибол соответствует эдениту с $\#Mg=54-72$, биотит имеет среднюю железистость ($f=42-46$) и низкие содержания титана (2.1–3.4 мас. % TiO_2). Состав темноцветных минералов в граносиенитах практически идентичен составу амфибола и биотита в монцодиоритах. Акцессорные минералы – апатит и

сфен. Вблизи контакта граносиенитов с диоритами в них уменьшается количество кварца, увеличивается содержание темноцветных минералов (амфибола и, в меньшей степени, биотита).

Сравнение составов минералов изученных пород приведено на рисунке 4. Пироксены присутствуют только в биотитовых габбро и диоритах и представлены салитом в диоритах и более магнезиальным авгитом в габбро, также встречены единичные мелкие зерна гиперстена. Амфиболы в диоритах, габбро и порфириовидных граносиенитах представлены эденитом, вариации их состава обнаруживают корреляцию между магнезиальностью и содержанием Si в формуле. Амфиболы в гранитах отличаются по составу и представлены ферроэденитом. Отчетливой корреляции между содержанием Si и магнезиальностью не наблюдается. Биотиты гранитов так же существенно отличаются от биотитов других изученных пород повышенной железистостью: $f=68-74$ против $f=23-49$. Плагиоклаз в гранитах 3-й фазы имеет сравнительно стабильный состав и отвечает олигоклазу с вариацией анортитового компонента от An_9 до An_{19} . Содержание калия достигает 1.2 мас. % K_2O . В порфириовидных граносиенитах состав плагиоклаза, напротив, варьируется достаточно широко. Практически чистый альбит (от An_1) проявлен в виде пертитовых вростков в калиевом полево шпате или мелких зерен в основной массе. Центральные части крупных зерен-вкрапленников сложены олигоклазом (до An_{29}), в трех случаях – андезином (An_{39}). Большинство этих зерен зональные, их краевые части соответствуют кислому олигоклазу (An_{10-15}). Содержание калия невелико (не более 0.7 мас. % K_2O). Наибольшие вариации состава характерны для плагиоклазов из диоритов. Именно в этих породах наибольшее количество зональных зерен, их центральные части отвечают лабрадор-битовниту (от An_{60} до An_{74}), средние части зерен представлены андезином (от An_{37} до An_{49}), а краевые, так же как и мелкие зерна поздней генерации, олигоклазом (от An_{16} до An_{31}). Пертитовые вростки в калиевом полево шпате – альбит с An_2-An_6 . Плагиоклазы в биотитовых габбро практически идентичны по особенностям внутреннего строения и состава плагиоклазам из диоритов (рис. 4).

Проведенное сравнение свидетельствует, что биотитовые габбро и диориты являются почти идентичными породами, отличаясь только количеством водосодержащих минералов (прежде всего амфибола). Учитывая повышенную магнезиальность темноцветных минералов, можно предположить, что биотитовые габбро – результат кристаллизации наиболее примитивных расплавов. Граносиениты также обнаруживают значительную близость к габбро-диоритовой серии, что подчеркива-

ется прежде всего составом темноцветных минералов, сходным зональным строением плагиоклаза и присутствием пертитового калиевого полевого шпата. Все эти породы могут быть отнесены к четвертой интрузивной фазе и произошли из одной родоначальной магмы. Предшествующие граниты третьей фазы отличаются по составу слагающих минералов (амфиболы, биотиты, плагиоклаз) и, очевидно, являются результатом дифференциации другой родоначальной кислой магмы.

5. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Проведено определение концентраций главных компонентов по 30 пробам, представительные анализы пород (16 проб) приведены в таблице. Содержание кремнезема варьируется в гранитоидах 3-й фазы от 67 до 74 мас. %, в габбро и монцодиоритах – от 51 до 61 мас. %, в порфириовидных граносиенитах – от 67 до 69 мас. %. Все изученные породы содержат повышенные количества щелочей и относятся к субщелочному петрохимическому ряду. Содержания калия высокие, что позволяет отнести диориты (монцодиориты) к высоко-К известково-щелочной серии, а граниты 3-й фазы – к шошонитовой серии (рис. 5). По классификации гранитоидных пород, предложенной в работе [Frost et al., 2001], составы гранитов третьей фазы отнесены к железистым породам щелочно-известковой и щелочной серий, в то время как составы диоритов занимают промежуточное положение между железистыми и магнезиальными породами и между известково-щелочной и щелочно-известковой сериями (рис. 5). Различия в составах гранитоидов 3-й фазы и диоритов подчеркиваются разными трендами дифференциации петрогенных компонентов, наибольшие различия демонстрирует поведение CaO , MgO , Al_2O_3 (рис. 6). Граниты 3-й фазы характеризуются низкими содержаниями CaO , MgO и заметной вариацией содержания Al_2O_3 , что обусловлено фракционированием плагиоклаза. Первичные гранитоидные магмы, очевидно, имели граносиенитовый/кварцево-монцонитовый состав. Монцодиориты 4-й фазы слабо дифференцированы по содержанию глинозема, однако демонстрируют заметные вариации в содержаниях MgO и CaO , что свидетельствует об интенсивном фракционировании клинопироксена. Вместе с тем некоторые анализы диоритов (рис. 6) демонстрируют с увеличением кремнекислотности не только снижение концентраций MgO и CaO , но также и Al_2O_3 , что обусловлено не фракционированием клинопироксена, а контаминацией диоритовых магм при взаимодействии с гранитоидами. Это подтверждено минералогическими наблюдениями – на контакте с

Представительные анализы пород Преображенского массива

Representative analysis of the rocks from the Preobrazhensky massif

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	X-1079	X-1090	X-1083	X-274	X-1070	X-261	X-1104	X-1094	X-1076	X-1095	X-936	X-1082	X-943	X-263	X-938	X-1100
SiO ₂	68.81	69.53	70.54	70.59	71.79	71.85	72.27	73.78	74.04	52.57	52.68	53.28	53.53	54.37	54.46	68.65
TiO ₂	0.37	0.31	0.31	0.26	0.24	0.25	0.14	0.13	0.16	1.99	2.08	1.79	2.02	1.92	1.91	0.47
Al ₂ O ₃	15.45	14.29	14.41	14.58	13.84	14.22	14.62	14.05	13.21	15.98	15.70	15.86	15.91	15.81	16.01	14.91
FeO*	3.86	5.56	3.95	3.15	2.96	2.79	2.58	2.18	2.78	11.48	11.54	11.17	11.00	11.05	10.57	4.72
MnO	0.07	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.02	0.14	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.07
MgO	0.49	0.29	0.37	0.38	0.31	0.34	0.18	0.18	0.05	3.95	5.02	4.51	4.31	4.09	4.30	0.53
CaO	1.66	0.94	1.24	1.23	1.09	1.08	1.09	1.08	0.20	6.00	6.83	6.47	6.55	6.26	6.49	1.70
Na ₂ O	4.24	4.18	4.18	3.99	4.02	4.21	4.12	3.53	4.18	3.88	3.67	3.79	4.12	3.93	3.86	3.98
K ₂ O	4.82	5.12	4.85	5.22	5.08	4.92	5.03	4.90	5.45	3.46	1.73	2.03	2.21	2.02	2.06	4.85
P ₂ O ₅	0.10	0.07	0.07	0.07	0.04	0.06	0.04	0.04	0.03	1.22	0.86	0.59	0.80	0.77	0.74	0.12
П.п.п.	0.42	0.31	0.45	0.50	0.66	0.30	0.24	0.54	0.29	0.61	1.27	1.68	0.79	1.21	1.04	0.51
Сумма	100.01	100.21	100.13	99.81	99.85	99.88	100.17	100.32	100.19	100.28	100.38	100.35	100.32	100.64	100.54	100.16
NK/A	0.79	0.87	0.84	0.84	0.88	0.86	0.84	0.79	0.97	0.63	0.50	0.53	0.58	0.55	0.54	0.79
A/CNK	1.01	1.01	1.00	1.01	0.98	1.00	1.03	1.07	1.00	0.76	0.77	0.78	0.75	0.79	0.78	1.00
Rb	108	98	90	98	94	110	123	149	105	99	27	49	47	31	36	87
Sr	202	91	142	99	89	110	158	128	11.5	632	613	573	589	583	543	227
Y	33	46	43	49	50	42	16.6	15.5	50	49	41	35	46	44	43	39
Zr	292	461	339	342	358	342	103	94	371	296	214	244	331	258	286	341
Nb	11.8	15.4	14.7	17.6	15.7	14.9	9.5	10.3	15.8	22	15.0	9.2	16.8	15.4	15.9	13.2
Cs	4.6	3.0	3.7	5.1	2.6	4.7	2.6	9.0	1.89	4.2	0.78	2.4	1.08	1.56	1.41	1.50
Ba	505	340	398	351	277	384	402	282	81	514	362	381	412	475	405	624

Окончание таблицы

End of Table

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	X-1079	X-1090	X-1083	X-274	X-1070	X-261	X-1104	X-1094	X-1076	X-1095	X-936	X-1082	X-943	X-263	X-938	X-1100
La	31	40	41	53	38	41	21	19.6	53	47	26	21	31	30	29	36
Ce	65	93	87	119	85	91	40	40	118	107	64	51	73	74	67	78
Pr	8.4	12.1	11.5	14.0	11.0	11.0	5.3	5.3	15.6	15.5	8.9	7.8	9.9	9.8	9.4	10.3
Nd	30	45	41	51	42	40	19.2	18.5	53	60	37	32	43	42	38	37
Sm	5.9	8.8	8.0	9.8	8.5	7.8	3.8	3.9	10.2	11.6	8.3	6.9	8.6	8.6	8.8	7.0
Eu	1.10	0.61	0.73	0.65	0.54	0.66	0.60	0.43	0.22	2.7	2.1	2.1	2.1	2.6	1.90	1.39
Gd	5.5	8.0	7.2	8.1	7.7	6.7	3.2	3.3	9.4	10.1	7.8	6.6	9.4	8.3	8.6	6.5
Tb	0.95	1.30	1.19	1.57	1.47	1.26	0.48	0.49	1.71	1.54	1.27	1.13	1.42	1.47	1.29	1.00
Dy	4.9	7.4	6.6	9.3	7.5	7.8	2.6	2.5	8.7	8.2	7.6	5.8	7.8	8.6	7.4	6.0
Ho	0.96	1.46	1.32	1.71	1.51	1.41	0.48	0.46	1.72	1.59	1.42	1.05	1.61	1.63	1.58	1.20
Er	2.9	4.4	3.8	5.0	4.4	4.3	1.42	1.18	4.8	4.4	4.0	3.2	4.8	4.5	4.6	3.6
Tm	0.46	0.67	0.60	0.87	0.70	0.70	0.21	0.19	0.75	0.68	0.66	0.49	0.67	0.71	0.63	0.58
Yb	2.8	4.3	3.9	6.3	4.5	5.0	1.45	1.26	4.7	4.2	3.8	3.0	4.3	4.7	4.0	3.7
Lu	0.40	0.62	0.56	0.93	0.65	0.75	0.21	0.19	0.65	0.62	0.61	0.43	0.66	0.69	0.60	0.56
Hf	7.6	11.9	9.2	12.1	9.9	11.8	3.7	3.5	11.2	6.9	5.0	5.6	7.9	7.5	7.0	9.2
Ta	0.98	0.96	1.14	1.96	0.93	1.39	1.25	1.43	0.93	1.16	0.96	0.63	1.04	1.07	0.98	1.36
Th	13.6	7.7	11.9	16.4	8.8	16.3	14.8	15.6	10.8	3.3	3.3	4.4	3.7	3.9	4.7	17.0
U	1.81	2.1	3.1	2.8	2.4	3.2	1.64	2.0	2.8	1.02	0.73	1.81	1.97	1.26	1.36	3.8
$\Sigma P39$	160	228	214	281	214	220	100	98	282	275	174	143	198	198	183	193
$(La/Yb)_N$	7.3	6.2	7.0	5.7	5.7	5.5	9.5	10.5	7.6	7.5	4.7	4.8	4.8	4.3	4.9	6.5
Eu/Eu^*	0.58	0.22	0.29	0.22	0.20	0.27	0.50	0.36	0.07	0.73	0.76	0.93	0.72	0.93	0.66	0.62

Примечание. 1–9 – биотит-амфиболовые граниты 3-й фазы (граносиениты, граниты, лейкограниты); 10–15 – габбро и монцодиориты 4-й фазы; 16 – порфиоровидный граносиенит 4-й фазы. $NK/A = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, мол. %; $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$, мол. %; $Eu/Eu^* = Eu_N/[(Sm_N + Gd_N)/2]$. Петрогенные компоненты – в мас. %, редкие элементы – в г/т.

Note. 1–9 – biotite-amphibole granite (phase 3) (granosyenite, granite, leucogranite); 10–15 – gabbro and monzodiorites (phase 4); 16 – porphyritic granosyenite (phase 4). $NK/A = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, mol. %; $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$, mol. %; $Eu/Eu^* = Eu_N/[(Sm_N + Gd_N)/2]$. Main components – in wt. %, rare elements – in ppm.

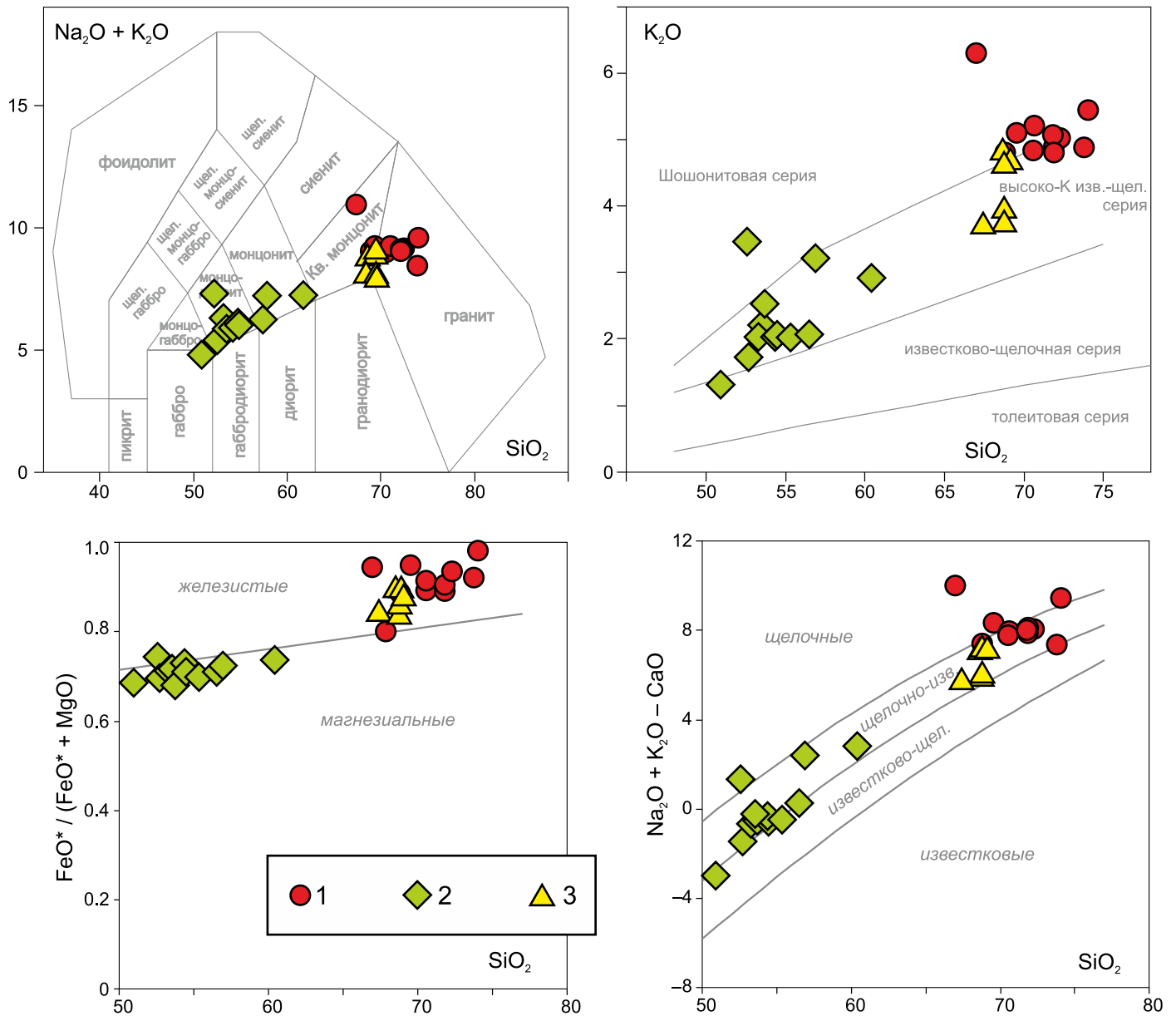


Рис. 5. Состав пород Преображенского интрузива на классификационных диаграммах «SiO₂ vs. сумма щелочей» [Middlemost, 1985]; «SiO₂ vs. K₂O» [Peccherillo, Taylor, 1976]; «SiO₂ vs. FeO*/(FeO*+MgO)», «SiO₂ vs. Na₂O+K₂O-CaO» [Frost et al., 2001]. 1 – составы гранитоидов 3-й фазы; 2 – составы диоритов 4-й фазы; 3 – составы порфировидных граносиенитов 4-й фазы.

Fig. 5. Composition of the rocks from the Preobrazhensky intrusion in classification diagrams: SiO₂ vs. total alkali [Middlemost, 1985]; SiO₂ vs. K₂O [Peccherillo, Taylor, 1976]; SiO₂ vs. FeO*/(FeO*+MgO), SiO₂ vs. Na₂O+K₂O-CaO [Frost et al., 2001]. Compositions: 1 – granitoid (phase 3); 2 – diorite (phase 4); 3 – porphyritic granosyenite (phase 4).

гранитоидами и граносиенитами в диоритах увеличивается количество калиевого полевого шпата, кварца и состав плагиоклаза становится более кислым. Порфировидные граносиениты по содержанию петрогенных компонентов близки к гранитам 3-й фазы, однако их составы явно смещены в сторону составов диоритов (см. рис. 5, 6).

Редкоэлементный состав изученных пород продемонстрирован на спектрах распределения РЗЭ и

РЭ (рис. 7). В гранитах 3-й фазы наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми и ярко выраженные минимумы в концентрациях Ba, Sr, Eu, а также Ta, Nb и Ti, что может свидетельствовать о формировании их расплавов в равновесии с обогащенным плагиоклазом гранатсодержащим реститом. Углубление минимумов в содержаниях Ba, Sr, Eu от граносиенитов к лейкократовым гранитам связано с фракционированием плагио-

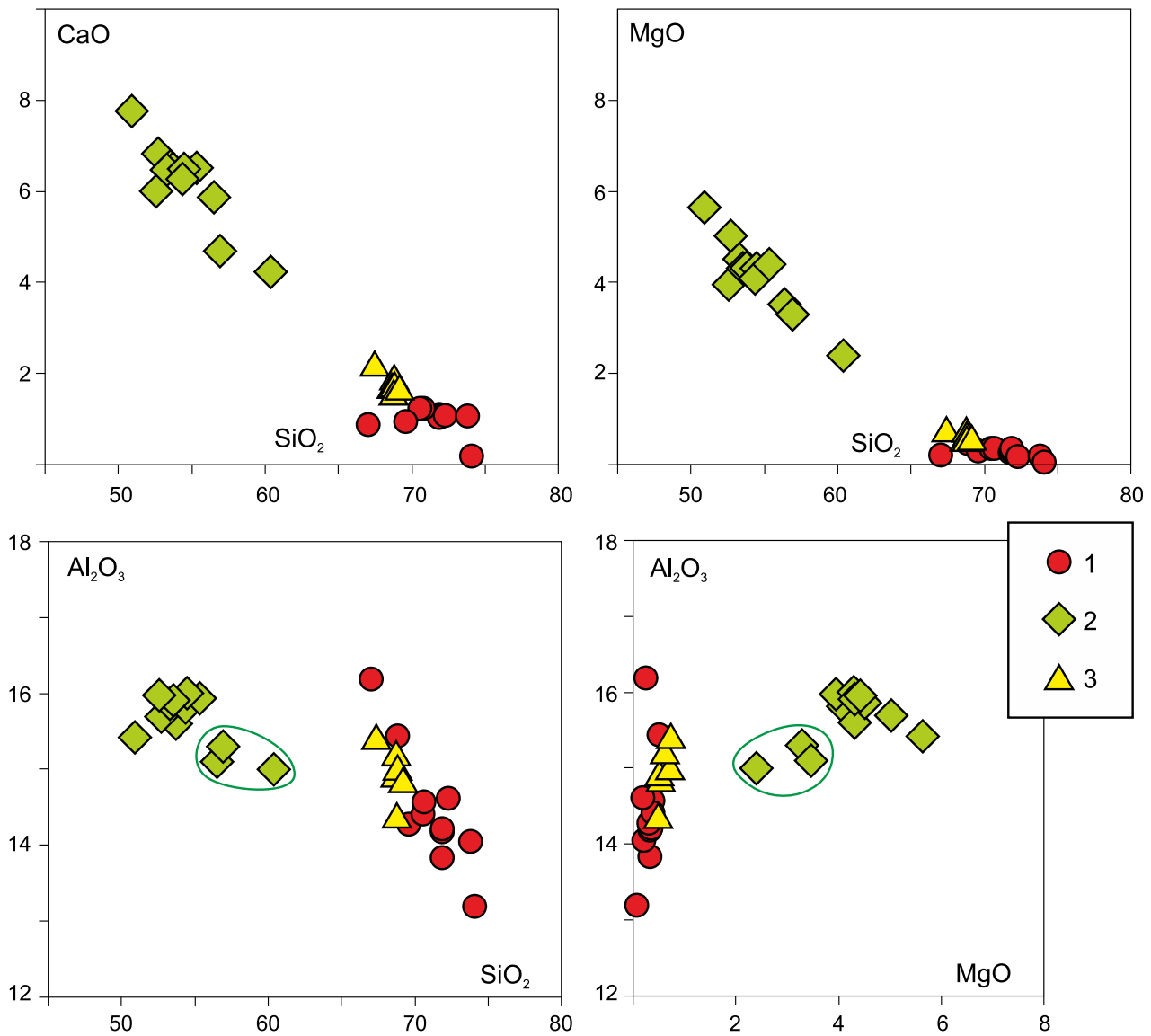


Рис. 6. Состав пород Преображенского интрузива на вариационных диаграммах « $\text{SiO}_2\text{-CaO}$ », « $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ », « $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ », « $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ ». 1 – состав гранитоидов 3-й фазы; 2 – состав диоритов 4-й фазы (обведены загрязненные разности, пояснения в тексте); 3 – состав порфировидных граносиенитов 4-й фазы.

Fig. 6. Compositions of the rocks from the Preobrazhensky intrusion in variation diagrams: $\text{SiO}_2\text{-CaO}$, $\text{SiO}_2\text{-MgO}$, $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$. 1 – granite (phase 3); 2 – diorite (phase 4) (contamination is marked, see explanations in the text); 3 – porphyritic granosyenite (phase 4).

клаза и, возможно, калиевого полевого шпата при эволюции магм, а углубление минимума в концентрации Ti – с фракционированием ильменита и биотита. Характерной особенностью гранитов (исключая дифференцированные лейкократовые разности) является повышенная концентрация высокозарядных элементов (Zr, Hf, Th, U) и легких лантаноидов (La, Ce), что наряду с повышенной железистостью и высокой щелочностью сближает граниты третьей фазы с гранитоидами A_2 -типа, формирование которых связывают с плавлением кислого материала континентальной коры под

воздействием мантийных магм [Grebennikov, 2014]. Диориты характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и отсутствием значительного Eu-минимума. Повышенные для базитовых пород концентрации крупноионных литофильных элементов и калия свидетельствуют о их формировании за счет обогащенного мантийного источника. По концентрациям и особенностям распределения редких и редкоземельных элементов составы диоритов и родоначальных габбро близки к составам базальтов океанических островов (OIB).

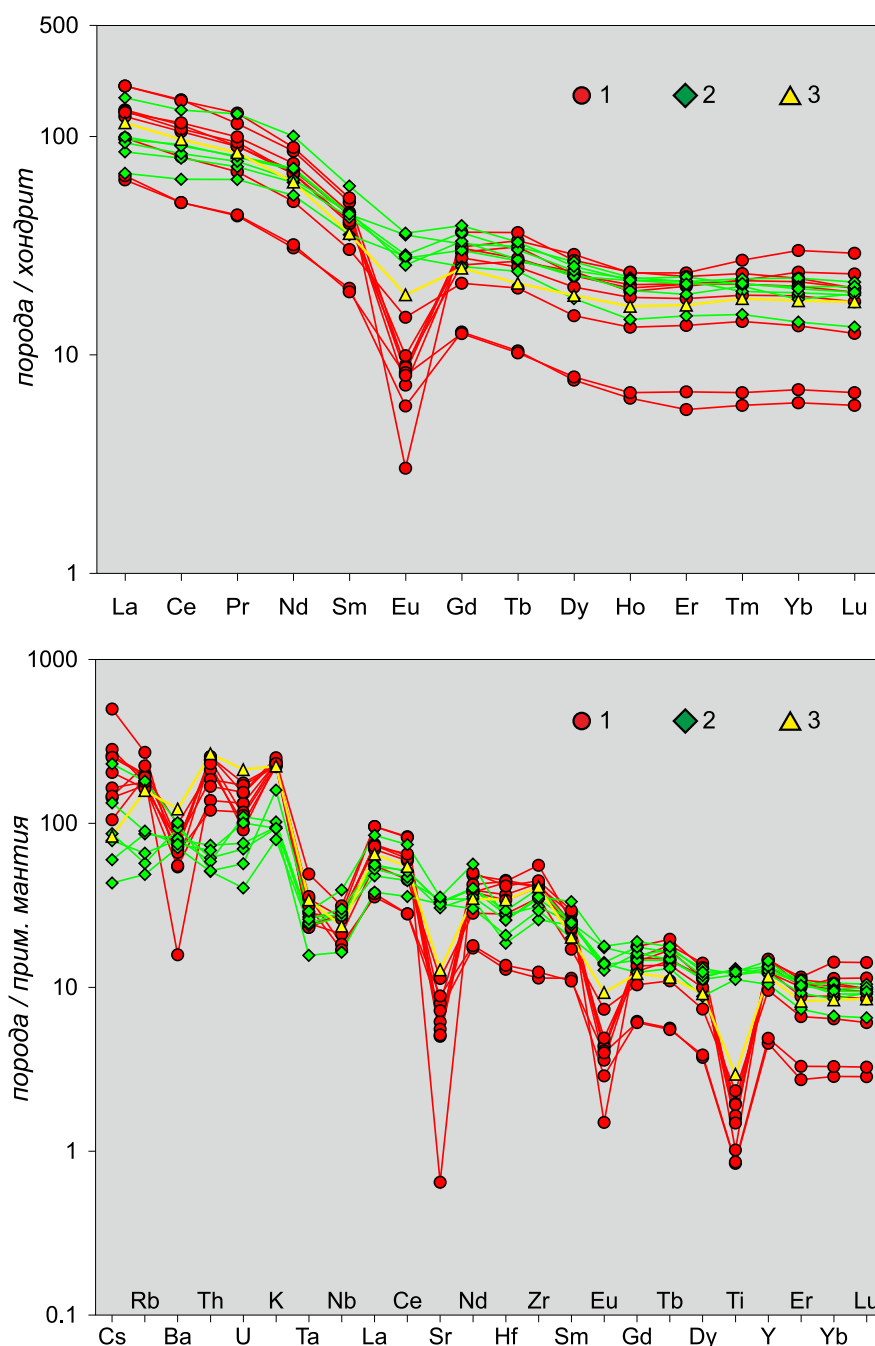


Рис. 7. Спектры распределения редкоземельных и редких элементов в породах Преображенского интрузива. Концентрации РЗЭ нормированы на углистый хондрит C_1 [Boynnton, 1984], концентрации РЭ – на примитивную мантию [Taylor, McLennan, 1985]. Условные обозначения – см. рис 6.

Fig. 7. Spectra of distributions of the rare-earth and rare elements in the rocks from the Preobrazhenskii intrusion. REE concentrations normalized to chondrite C_1 [Boynnton, 1984], ER concentrations – to the primitive mantle [Taylor, McLennan, 1985]. See the symbols in Fig. 6.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных минералогических и петролого-геохимических исследований позволяют перейти к обсуждению вопросов происхождения габброидной и гранитоидной магм и их взаимодействия при формировании Преображенского

интрузива. Минералогические и петрогеохимические данные свидетельствуют о существовании двух родоначальных магм – габброидной и гранитоидной. Как следует из геохимических данных, родоначальная гранитоидная (граносиенитовая) магма выплавлялась в равновесии с плагиоклазовым гранат(?) -содержащим реститом в результате

термального воздействия на нижнесреднекоровые субстраты мантийных магм. Процесс ее эволюции, сопровождавшийся фракционированием плагиоклаза и биотита, привел к формированию гранитоидов (от граносиенитов до лейкократовых гранитоидов) третьей – главной – интрузивной фазы Преображенского массива. Габброидная магма формировалась за счет обогащенного мантийного источника, имеющего «плюмовые» геохимические характеристики. В процессе ее эволюции определяющую роль играло фракционирование клинопироксена. Монцодиориты являются результатом этого фракционирования, однако определенное влияние на их состав могли иметь процессы контаминации габброидной магмы гранитным материалом. Наиболее сложные по структуре и составу породы – порфиридные граносиениты – несут в себе черты как габброидной, так и гранитоидной магмы: по составам породобразующих минералов (амфибол, биотит, плагиоклаз) они являются результатом дифференциации габброидной магмы, однако по вещественному, в том числе редкоэлементному, составу близки к гранитам третьей фазы. Это позволяет заключить, что граносиениты имеют гибридную природу и являются результатом смешения габброидной и гранитоидной магм.

Судя по низкой степени метаморфизма вмещающих пород, становление массива и процессы взаимодействия магм происходили в гипабиссальных условиях. Вышеописанные граничные условия позволяют предложить следующую модель взаимодействия габброидной и гранитоидной магм в Преображенском массиве (рис. 8). Сформированные в результате плавления нижнесреднекоровых субстратов гранитные магмы достигли гипабиссальных уровней, где образовался гранитоидный очаг Преображенского интрузива. В нижние горизонты гранитоидного очага произошло внедрение базитовой магмы (биотитовые габброиды). Очевидно, что гранитоиды находились в вязкопластичном неостывшем состоянии, поскольку в противном случае (остывший гранитоидный массив) при внедрении базитовой магмы возникли бы хрупкие трещины и образовалась бы серия габброидных даек. Таким образом, базитовая магма остановилась под вязкопластичным горизонтом гранитоидов и началось взаимодействие: со стороны маловязкой базитовой магмы происходило прежде всего тепловое воздействие на почти закристаллизованную гранитную магму. Можно предполагать, что в гранитоидном очаге оставалось некоторое количество остаточного расплава, обогащенного несовместимыми (в том числе летучими) компонентами. Из-за значительного градиента в содержаниях летучих компонентов (габброидная магма более сухая, что подтверждается несущественным

количеством биотита в них) началось насыщение пограничных горизонтов базитовой магмы летучими, что вместе с процессами фракционирования клинопироксена могло привести к изменению состава кристаллизующегося расплава от габброидного до монцодиоритового (рис. 8, а). Вероятно, на границе габброидной и гранитоидной магм возник «пограничный» слой монцодиоритового расплава, который и вступил во взаимодействие с гранитоидами.

Дальнейшее взаимодействие монцодиоритовой магмы с гранитоидным очагом сопровождалось активным переносом компонентов Ca, Al, Mg из диоритов в граниты, а K, Si, Na – из гранитов в диориты. Подтверждением активного химического взаимодействия являются наблюдаемые изменения состава и соотношений минералов вблизи контактов диоритов и гранитоидов. Результатом химического взаимодействия явилось образование гибридных пород – порфиридных граносиенитов (рис. 8, б). Диоритовая магма, содержащая ранние вкрапленники амфибола и биотита, химически взаимодействовала с гранитной, что привело к ее «раскислению». Вследствие этого амфибол в граносиенитах зачастую выглядит резорбированным – результат взаимодействия с кислой магмой. Появление порфиридных вкрапленников калиевого полевого шпата и плагиоклаза происходило уже из гибридной водонасыщенной магмы. Граносиенитовая и диоритовая магмы существовали одновременно, но не гомогенизировались в силу разной плотности, обусловленной разным составом и, по-видимому, температурой. Именно между двумя этими магмами и происходили процессы минглинг-взаимодействия (рис. 8, б), обусловившие фестончатые контакты, взаимопроникновения, нодулы диоритов в граносиенитах. Таким образом, процесс взаимодействия магм начался на уровне основания гранитного очага.

Сформированная гетерогенная смесь монцодиоритов и граносиенитов оставалась достаточно горячей и при этом значительно флюидонасыщенной, вследствие чего оказалась менее плотной по сравнению с нижележащей базитовой магмой и более подвижной по сравнению с вмещающими вышележащими практически закристаллизованными гранитами. В остывающих сверху гранитах рано или поздно возникали трещины, что и обусловило проникновение и подъем гетерогенной смеси граносиенитов и монцодиоритов на более верхние уровни, произошло внедрение, в виде четвертой интрузивной фазы, гетерогенной смеси из диоритовой и граносиенитовой магм (рис. 8, в). Диоритовая магма в гетерогенной смеси, как более высокотемпературная, кристаллизовалась раньше и сформировала мелкозернистые породы. Граносиенито-

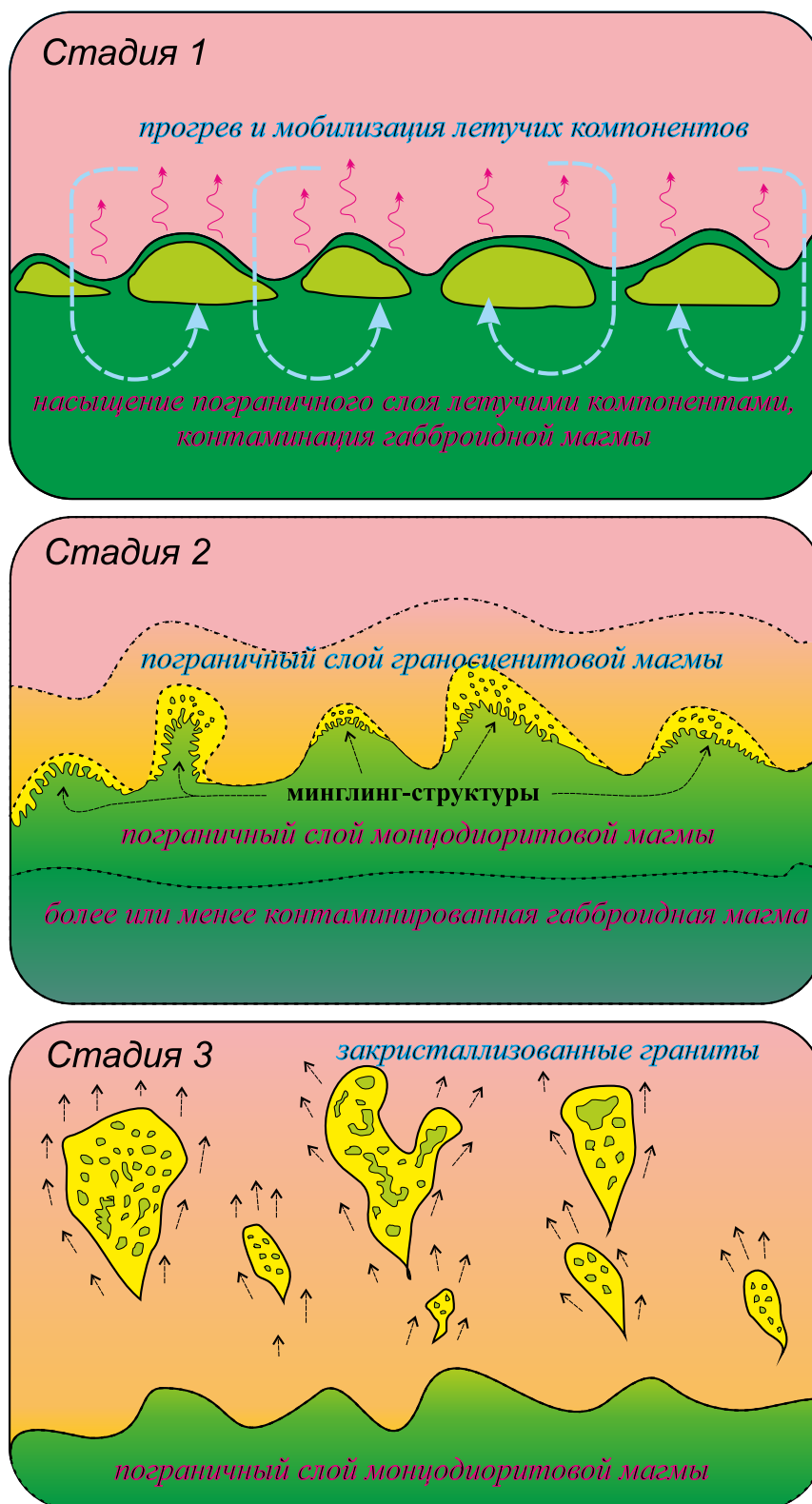


Рис. 8. Модель взаимодействия габброидной и гранитоидной магм в Преображенском интрузиве.

Стадия 1 – взаимодействие первичной габброидной магмы с гранитоидным очагом. Стадия 2 – активное взаимодействие контаминированных и гибридных магм, формирование минглинг-структур. Стадия 3 – подъем гетерогенной смеси граносиенитовой и диоритовой магм в более верхние уровни.

Fig. 8. The model showing interactions between gabbroid and granitic magmas in the Preobrazhensky intrusion.

Stage 1 – interaction of the primary gabbroid magma with the granitic chamber. Stage 2 – active interaction between contaminated and hybridized magmas, and formation of mingling structures. Stage 3 – uplifting of the heterogeneous mixture of granosyenite magma and diorite magma to the upper levels.

вая магма в гетерогенной смеси, уже содержащая кристаллы амфибола, биотита, ранних полевых шпатов, застыла с формированием порфиридной структуры. После остывания всей системы стало возможным развитие глубокопроникающих трещин через весь гранитный очаг, что привело к внедрению из нижнего очага родоначальной базитовой магмы в виде дайки биотитовых габбро.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие вышеописанных процессов взаимодействия родоначальной базитовой магмы с гранитоидным очагом было возможно только в случае незавершенной кристаллизации последнего (степень кристаллизации – не менее 70–80 %), когда гранитная масса находилась в вязкопластичном состоянии и при этом была уже весьма насыщена летучими компонентами. Именно наличие неостывшего гранитоидного очага и привело к развитию минглинг-структур. Это подчеркивает субсинхронность формирования главного гранитного очага (породы 3-й фазы) и внедрения в его основание базитовой магмы (4-я фаза). Таким образом, минглинг-проявления на примере средне- и верхнекорových уровней могут рассматриваться как индикатор «быстрых», активных процессов мантийно-корового взаимодействия, когда мантийные магмы активно дренируют литосферу и плавят вещество нижней коры. Безусловно, определяющую роль играет температурный градиент в подлитосферной мантии, который напрямую влияет на степени ее плавления и объемы базитовых магм, однако немаловажную роль играет и проницаемость литосферы для реализации рассмотренного сценария. Литосфера должна быть либо маломощна, либо хорошо проницаема вследствие сдвигово-раздвиговых движений.

Территория Восточного Казахстана в позднем палеозое являлась частью Алтайской коллизионной системы герцинид, сформированной при взаимодействии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов [Shcherba et al., 1998; Vladimirov et al., 2003]. Эволюция коллизионной системы началась с закрытия в раннем карбоне (турне – визе) Обь-Зайсанского океанического бассейна с формированием чешуйчатой системы покровов, а формирование собственно орогенного сооружения произошло в конце раннего карбона (серпухов), что фиксируется появлением континентальных молассовых отложений башкирского яруса с базальными конгломератами в отдельных межгорных впадинах [Shcherba et al., 1998]. Орогенез не затронул всей территории (вариант «мягкой» коллизии), благодаря чему реликты коры океанического бассейна

сохранились в осевой части Чарской палеоокеанической зоны [Vladimirov et al., 2003]. Индикатором утолщения коры в результате орогенеза и коллизионных процессов являются раннекаменноугольные плагиогранитоиды бугазского комплекса, проявленные в виде немногочисленных массивов в Жарма-Саурской зоне. На всех стадиях орогенеза существенную роль играли крупноамплитудные сдвиговые перемещения, обусловленные косым столкновением Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов [Sengör et al., 1993; Buslov et al., 2003; Ermolov, 2013]. На поздних стадиях эволюции Алтайской коллизионной системы крупноамплитудные левосторонние перемещения происходили вдоль Чарской офиолитовой зоны, Иртышской и Северо-Восточной зон смятий. Именно эти движения, сопровождавшиеся в том числе менее амплитудными перемещениями вдоль оперяющих разломов субширотной ориентировки, сформировали окончательную геологическую структуру этого региона [Buslov et al., 2003].

Поздние стадии эволюции Алтайской коллизионной системы сопровождались наиболее масштабным магматизмом. Как показали проведенные в последние годы петрологические и геохронологические исследования, в интервале 300–280 млн лет назад на территории проявился разнообразный по составу и формам проявления мантийный и коровый магматизм – вулканические бимодальные базальт-андезит-риолитовые серии; дацит-риодацит-риолитовые вулканоплутонические структуры; гипабиссальные массивы субщелочных габбро и пикритов с Ti и Cu-Ni-ЭПГ оруденением; интрузивные гранодиорит-плагиогранитные ассоциации, с которыми связывается Au оруденение; габбро-гранитоидные интрузивные массивы и, наконец, крупнейшие гранодиорит-гранит-лейкогранитные батолиты (Калбинский и Жарминский), сопровождаемые дайковыми роями долеритов, лампрофиров, диорит-порфиров, гранит-порфиров и онгонитов и редкометалльным (Li, Be, Ta, Nb, W, Sn) пегматитовым оруденением [Lopatnikov et al., 1982; Ermolov et al., 1983; Shcherba et al., 1998; Vladimirov et al., 2008; Khromykh et al., 2011, 2013, 2014, 2016; D'yachkov, 2012; Kotler et al., 2015; Sokolova et al., 2016]. Проявление масштабного магматизма в коротком временном интервале свидетельствует о существенном термическом градиенте в земной коре и литосферной мантии. В этот же возрастной интервал на значительной территории западной части Центрально Азиатского складчатого пояса (от Казахстана до СЗ Китая и Южной Монголии) зафиксирован масштабный мантийный, включая трапповые излияния, и коровый, включая формирование крупных гранитоидных батолитов, магматизм [Borisenko et al., 2006; Pirajno et al., 2009;

Dobretsov et al., 2010; Li et al., 2014; Xu et al., 2014; Yarmolyuk et al., 2014; и др.], проявления которого объединяются в позднепалеозойскую крупную изверженную провинцию, связанную с активностью Таримского мантийного плюма [Dobretsov et al., 2010; Xu et al., 2014; Yarmolyuk et al., 2014]. Именно воздействие мантийного плюма на литосферную мантию привело к повышению температурного градиента, а ослабленная сдвиговыми движениями литосфера коллапсирующего орогенного сооруже-

ния оказалась проницаемой для мантийных магм, что вызвало процессы мантийно-корового взаимодействия.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ), РФФИ (проект 15-35-20815-мол_а_вед).

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Borisenko A.S., Sotnikov V.I., Izokh A.E., Polyakov G.V., Obolensky A.A., 2006. Permo-Triassic mineralization in Asia and its relation to plume magmatism. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 47 (1), 170–186.
- Boynton W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.). *Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry*, vol. 2. Elsevier, Amsterdam, p. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Burmakina G.N., Tsygankov A.A., 2013. Mafic microgranular enclaves in Late Paleozoic granitoids in the Burgasy quartz syenite massif, western Transbaikalia: composition and petrogenesis. *Petrology* 21 (3), 280–303. <https://doi.org/10.1134/S086959111303003X>.
- Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L.V., Fujiwara I., Iwata K., de Grave I., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.A., 2003. Role of strike-slip faults in Late Paleozoic – Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan folded zone. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (1–2), 49–75.
- D'yachkov B.A., 2012. Genetic Types of Rare Metal Deposits of the Kalba-Narym Zone. VKTGU, Ust-Kamenogorsk, 130 p. (in Russian) [Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. 130 с.].
- Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M., 2010. A thermochemical model of Eurasian Permo-Triassic mantle plumes as a basis for prediction and exploration for Cu-Ni-PGE and rare-metal ore deposits. *Russian Geology and Geophysics* 51 (9), 903–924. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.08.002>.
- Ermolov P.V., 2013. Topical Issues of Isotope Geology and Metallogeny of Kazakhstan. Kazakh-Russian University, Karaganda, 206 p. (in Russian) [Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда: Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского университета, 2013. 206 с.].
- Ermolov P.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyanskii N.V., Kuzebnyi V.S., Revyakin P.S., Bortsov V.D., 1983. Orogenic Magmatism of Ophiolite Belts (Evidence from Eastern Kazakhstan). Nauka, Novosibirsk, 207 p. (in Russian) [Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузевный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 207 с.].
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Grebennikov A.V., 2014. A-type granites and related rocks: Petrogenesis and classification. *Russian Geology and Geophysics* 55 (9), 1074–1086. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.003>.
- Huppert H.E., Sparks S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* 29 (3), 599–624. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.599>.
- Khromykh S.V., Kuibida M.L., Kruk N.N., 2011. Petrogenesis of high-temperature siliceous melts in volcanic structures of the Altai collisional system of Hercynides (Eastern Kazakhstan). *Russian Geology and Geophysics* 52 (4), 411–420. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.03.004>.
- Khromykh S.V., Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Travin A.V., Annikova I.Y., 2014. Geochemistry and age of rare-metal dyke belts in eastern Kazakhstan. *Doklady Earth Sciences* 459 (2), 1587–1591. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14120174>.
- Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Navozov O.V., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Travin A.V., Yudin D.S., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Antsiferova T.N., Karavaeva G.S., 2016. Late Paleozoic granitoid magmatism of Eastern Kazakhstan and Western Transbaikalia: Plume model test. *Russian Geology and Geophysics* 57 (5), 773–789. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.018>.
- Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Travin A.V., Prokop'ev I.R., Lobanov S.S., Azimbaev E., 2013. Petrology and geochemistry of gabbro and picrites from the Altai collisional system of Hercynides: Evidence for the activity of the Tarim plume. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1288–1304. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.011>.
- Konopelko D.L., Biske Y.S., Kullerud K., Seltmann R., Divaev F.K., 2011. The Koshrabad granite massif in Uzbekistan: Petrogenesis, metallogeny, and geodynamic setting. *Russian Geology and Geophysics* 52 (12), 1563–1573. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.11.009>.

- Kotler P.D., Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Travin A.V., Kruk N.N., Murzintsev N.G., Navozov O.V., Karavaeva G.S., 2015. New data on the age and geodynamic interpretation of the Kalba-Narym granitic batholith, eastern Kazakhstan. *Doklady Earth Sciences* 462 (2), 565–569. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15060136>.
- Li Y.-Q., Li Z.-L., Yu X., Langmuir C.H., Santosh M., Yang S.-F., Chen H.-L., Tang Z.-L., Song B., Zou S.-Y., 2014. Origin of the Early Permian zircons in Keping basalts and magma evolution of the Tarim Large Igneous Province (northwestern China). *Lithos* 204, 47–58. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.021>.
- Li Zh., Qiu J.-Sh., Xu X.-Sh., 2012. Geochronological, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on petrogenesis of Late Mesozoic gabbro–granite complexes on the southeast coast of Fujian, South China: insights into a depleted mantle source region and crust–mantle interactions. *Geological Magazine* 149 (3), 459–482. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000793>.
- Litvinovsky B.A., Zanzilevich A.N., Kalmanovich M.A., Shadaev M.G., 1992. Synplutonic basic intrusions during the early evolution of the Angara–Vitim batholith (Baikal Region). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 33 (7), 70–81 (in Russian) [Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калмонович М.А., Шадаев М.Г. Синплутонические базитовые интрузии ранних стадий формирования Ангаро-Витимского батолита (Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 1992. Т. 33. № 7. С. 70–81].
- Lopatnikov V.V., Izokh E.P., Ermolov P.V., Ponomareva A.P., Stepanov A.S., 1982. Magmatism and Ore Content of the Kalba-Narym Zone of Eastern Kazakhstan. Nauka, Moscow, 248 p. (in Russian) [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.].
- Middlemost E.A.K., 1985. *Magmas and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology*. Longman Group, London, 266 p.
- Peccerillo A., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1), 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A., 2009. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny. *Ore Geology Reviews* 35 (2), 114–136. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.10.003>.
- Shcherba G.N., Bepayev Kh.A., D'yachkov B.A., Mysnik A.M., Ganzhenko G.D., Sapargaliyev E.M., 1998. Large Altai (Geology and Metallogeny). Gylym, Almaty, 395 p. (in Russian) [Щерба Г.Н., Беспаев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы: Гылым, 1998. 395 с.].
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S., 2006. Magma mingling: Tectonic and geodynamic implications. *Geotectonics* 40 (2), 120–134.
- Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Khromykh S.V., 2016. Conditions of crystallization, composition, and sources of rare-metal magmas forming ongonites in the Kalba–Narym zone, Eastern Kazakhstan. *Petrology* 24 (2), 153–177. <https://doi.org/10.1134/S0869591116020065>.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S., 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature* 364 (6435), 299–307. <https://doi.org/10.1038/364299a0>.
- Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Polyansky O.P., Chervov V.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Babin G.A., Kuibida M.L., Khomyakov V.D., 2008. Permian magmatism and lithospheric deformation in the Altai caused by crustal and mantle thermal processes. *Russian Geology and Geophysics* 49 (7), 468–479. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.006>.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V., 2003. Geodynamics and granitoid magmatism of collision orogens. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (12), 1321–1338.
- Xu Y.G., Wei X., Luo Z.Y., Liu H.Q., Cao J., 2014. The Early Permian Tarim large igneous province: main characteristics and a plume incubation model. *Lithos* 204, 20–35. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.015>.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E., 2014. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 93, 158–179. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.07.004>.



Хромых Сергей Владимирович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия
Новосибирский государственный университет
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия
e-mail: serkhrom@mail.ru

Khromykh, Sergei V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave, Novosibirsk 630090, Russia
Novosibirsk State University
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia
e-mail: serkhrom@mail.ru



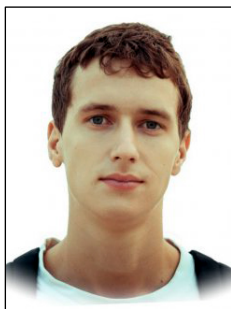
Бурмакина Галина Николаевна, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
e-mail: gerka_85@mail.ru

Burmakina, Galina N., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia
e-mail: gerka_85@mail.ru



Цыганков Андрей Александрович, докт. геол.-мин. наук, директор
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
Бурятский государственный университет
670000, Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а, Россия
e-mail: tsygan@gin.bscnet.ru

Tsyganov, Andrei A., Doctor of Geology and Mineralogy, Director
Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia
Buryat State University
24a Smolin street, Ulan-Ude 670000, Russia
e-mail: tsygan@gin.bscnet.ru



Котлер Павел Дмитриевич, м.н.с.
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия
e-mail: pkotler@yandex.ru

Kotler, Pavel D., Junior Researcher
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave, Novosibirsk 630090, Russia
e-mail: pkotler@yandex.ru



Владимиров Александр Геннадьевич, докт. геол.-мин. наук, г.н.с., профессор
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия
Новосибирский государственный университет
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия
Томский государственный университет
634050, Томск, просп. Ленина, 50, Россия
e-mail: vladimir@igm.nsc.ru

Vladimirov, Aleksander G., Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher, Professor
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave, Novosibirsk 630090, Russia
Novosibirsk State University
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia
Tomsk State University
50 Lenin ave, Tomsk 634050, Russia
e-mail: vladimir@igm.nsc.ru