

<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0240>

MECHANISMS OF MANTLE-CRUST INTERACTION AT DEEP LEVELS OF COLLISION OROGENS (CASE OF THE OLGHON REGION, WEST PRIBAIKALIE)

A. G. Vladimirov^{1,2,3}, A. S. Mekhonoshin^{4,5}, S. V. Khromykh^{1,2}, E. I. Mikheev^{1,2,3},
A. V. Travin^{1,2,3}, N. I. Volkova^{1,2,3}, T. B. Kolotilina^{4,5}, Yu. A. Davydenko⁵,
E. V. Borodina¹, V. V. Khlestov^{1,2}

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

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

³ Tomsk State University, Tomsk, Russia

⁴ A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

⁵ Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Abstract: In the Chernorud granulite zone in the Olkhon region of West Pribaikalie, we studied gabbro-pyroxenites composing tectonic plates (Chernorud, Tonta) and synmetamorphic intrusive bodies (Ulan-Khargana), as well as numerous disintegrated boudins and inclusions embedded in the metamorphic matrix. Based on the results of comparative analysis of the chemical compositions, the gabbro-pyroxenites are classified into a single island-arc tholeiitic series. The COMAGMAT software was used to simulate this series and to estimate the initial composition of the parent magma (magnesian basalt: SiO₂=46.0 wt. %, TiO₂=0.8 wt. %, Al₂O₃=15.3 wt. %, ΣFeO=9.0 wt. %, MnO=0.15 wt. %, MgO=10.5 wt. %, CaO=17.0 wt. %, Na₂O=1.0 wt. %, K₂O=0.2 wt. %, P₂O₅=0.05 wt. %, total = 100.0 %, Mg# = 67.5 %). It is concluded that the granulite metamorphism (P=7.7 to 8.6 kbar, T=770 to 820 °C) was due not only to dipping of the initial sedimentary-volcanic series to a depth of 25–28 km, but also to the presence of a deep chamber of magnesian basalt magma. In our estimations, garnet-pyroxenites (i.e. mafic rocks of the top facies in the above-mentioned chamber) originated at P=8.0–8.3 kbar and T=900–930 °C. Considering petrology, the deep mafic chamber under the layer of granulite facies is evidenced by metamorphic magma mingling, as well as pipe-shaped intrusions characterized by the specific morphology, internal structure and bulk rock compositions. Based on the data on the Ulan-Khargana massif and gabbro-pyroxenite bodies involved in the structure of the marble melange, we propose a petrological model showing two stages of mafic injection – Stage 1: hydraulic fracturing of granulite series and the emergence of tubular structures and bodies, which are similar to kimberlite pipes or channels of different shapes; Stage 2: rising of the fluidized residual alkaline melt through the emerging 'pipes' and fractures armored by hardened zones, which is followed by metamorphic magma mingling under viscous deformation conditions. The mafic magmas intruding to the

RESEARCH ARTICLE

Recommended by E.V. Sklyarov

Received: December 9, 2016

Revised: February 3, 2017

Accepted: February 24, 2017

For citation: Vladimirov A.G., Mekhonoshin A.S., Khromykh S.V., Mikheev E.I., Travin A.V., Volkova N.I., Kolotilina T.B., Davydenko Yu.A., Borodina E.V., Khlestov V.V., 2017. Mechanisms of mantle-crust interaction at deep levels of collision orogens (case of the Olkhon region, West Pribaikalie). *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 223–268. doi:10.5800/GT-2017-8-2-0240.

Для цитирования: Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Михеев Е.И., Травин А.В., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Давыденко Ю.А., Бородин Е.В., Хлестов В.В. Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 2. С. 223–268. doi:10.5800/GT-2017-8-2-0240.

level of the granulite facies facilitated the deep anatexis and formation of synmetamorphic hypersthene plagiogranites (U-Pb isotope dating: 500–490 Ma) and high-K stress granites. In the Chernorud granulite zone, intense ductile-plastic and brittle-plastic deformations accompanied the processes of metamorphism, intrusion and formation of gabbro-pyroxenites and the anatexis of the crustal substance. As a result, the intrusive bodies were fragmented, and specific tectonic structures termed ‘metamorphic magma-mingling’ were formed. All the tectonic and magmatic structures were subsequently ‘sealed up’ by K-Na synkinematic granites at the regressive stage under conditions of the amphibolite-facies metamorphism (U-Pb and Ar-Ar isotope dating: 470–460 Ma).

Key words: granulite metamorphism; synmetamorphic gabbro-pyroxenite; hypersthene plagiogranite; stress granite; mantle-crust interaction; metamorphic magma-mingling; Chernorud granulite zone; Olknon region; West Pribaikalie

ДИНАМИКА МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НА ГЛУБИННЫХ УРОВНЯХ КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ (НА ПРИМЕРЕ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А. Г. Владимиров^{1, 2, 3}, А. С. Мехоношин^{4, 5}, С. В. Хромых^{1, 2}, Е. И. Михеев^{1, 2, 3}, А. В. Травин^{1, 2, 3}, Н. И. Волкова^{1, 2, 3}, Т. Б. Колотилина^{4, 5}, Ю. А. Давыденко⁵, Е. В. Бородина¹, В. В. Хлестов^{1, 2}

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Томский государственный университет, Томск, Россия

⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

⁵ Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

Аннотация: В пределах Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) изучены габбро-пироксениты, слагающие тектонические пластины (Черноруд, Тонта), синметаморфические интрузивные тела (Улан-Харгана), а также многочисленные дезинтегрированные будины и включения, погруженные в метаморфический матрикс. Сравнительный анализ вещественного состава габбро-пироксенитов позволяет объединить их в единую островодужно-толеитовую серию, для которой проведены модельные оценки состава родоначальной магмы по программе КОМАГМАТ (магнезиальный базальт: SiO₂=46.0 мас. %, TiO₂=0.8 мас. %, Al₂O₃=15.3 мас. %, ΣFeO=9.0 мас. %, MnO=0.15 мас. %, MgO=10.5 мас. %, CaO=17.0 мас. %, Na₂O=1.0 мас. %, K₂O=0.2 мас. %, P₂O₅=0.05 мас. %, сумма 100.0 %, Mg#=67.5 %). Сделан вывод, что гранулитовый метаморфизм (P=7.7–8.6 кбар, T=770–820 °C) обусловлен не только погружением первичных осадочно-вулканогенных толщ на глубину 25–28 км, но и присутствием глубинного магматического очага магнезиальных базальтов. Оценки P-T параметров условий образования гранатовых пироксенитов, представляющих собой базитовые породы прикровельной фации этого очага, составляют P=8.0–8.3 кбар, T=900–930 °C. Петрологическими индикаторами существования глубинного базитового очага под гранулитовым слоем являются также специфические по морфологии, внутреннему строению и вещественному составу трубообразные интрузии и метаморфический магма-минглинг. На примере массива Улан-Харгана и габбро-пироксенитовых тел, участвующих в строении мраморного меланжа, предложена двухстадийная петрологическая модель базитовых инъекций. Первая стадия отвечает гидроразрыву гранулитовой толщи и возникновению трубообразных или иных тел, по аналогии с кимберлитовыми трубками или подводными к траппам каналами различной формы. Вторая стадия отвечает подъему флюидизированного остаточного щелочного расплава сквозь возникающие трубы и разрывы, бронированные зонами закалки, и, как следствие, формированию метаморфического магма-минглинга в условиях вязких деформаций. Внедрение базитовых магм на уровень гранулитовой фации способствовало глубинному анатексису, формированию синметаморфических гиперстенсодержащих плагиогранитов (500–490 млн лет, U/Pb изотопное датирование) и высококальциевых стрессгранитов. Спецификой Чернорудской гранулитовой зоны являются интенсивные сдвиговые вязкопластичные и хрупкопластичные деформации, сопровождавшие процессы метаморфизма, внедрения и становления габбро-пироксенитов и анатексиса корового субстрата, что привело к фрагментации интрузивных тел и формированию особого класса тектонических структур – метаморфического магма-минглинга. Все тектонические и магматические структуры были впоследствии «запечатаны» K-Na синкинematическими гранитами на регрессивной стадии в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, 470–460 млн лет (U-Pb/Ar-Ar изотопное датирование).

Ключевые слова: гранулитовый метаморфизм; синметаморфический габбро-пироксенит; гиперстеновый плагиогранит; стресс-гранит; мантийно-коровое взаимодействие; метаморфический магма-минглинг; Чернорудская гранулитовая зона; Ольхонский регион; Западное Прибайкалье

1. ВВЕДЕНИЕ

Под геологическим термином «мантийно-коровое взаимодействие» сейчас понимается широкий круг физических и физико-химических процессов, обеспечивающих тепломассоперенос между глобальными мантийным и коровым резервуарами – источниками базитовых и гранитоидных расплавов. В качестве основного инструмента при доказательстве синхронности этих процессов используются геологические, изотопно-геохимические и геохронологические критерии, позволяющие охарактеризовать бимодальные вулканические ассоциации и габбро-гранитные интрузивные серии как парные петрологические индикаторы, отражающие мантийно-коровое взаимодействие на разноглубинных уровнях земной коры [Vladimirov et al., 2012, 2013]. Прямыми парными петрологическими индикаторами являются также комбинированные дайки, минглинг-дайки и сетчатые интрузии [Wiebe, 1973; Ermolov et al., 1977; Gamble, 1979; Didier, Barbarin, 1991; Litvinovsky et al., 1995; Dokukina, Vladimirov, 2005; Sklyarov, Fedorovskii, 2006; Karmysheva et al., 2015; см. также настоящий выпуск журнала *Geodynamics & Tectonophysics*]. Во всех рассмотренных случаях «a priori» предполагается, что субсинхронное внедрение и становление базит-ультрабазитовых расплавов мантийного генезиса и вторичных по отношению к ним гранитных расплавов корового генезиса обусловлены существованием глубинных магматических очагов на границе «кора – мантия» (модели андерплейтинга и вертикальной миграции фронта магмообразования).

Вместе с тем конкретные физические механизмы мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях земной коры до сих пор остаются остро дискуссионными, поскольку подъем горячего мантийного материала требует решения вопроса о «прорыве» вязкопластичного слоя, отвечающего гранулитовой фации метаморфизма. Для аккреционно-коллизионных орогенных горно-складчатых сооружений сейчас активно обсуждается диапировый механизм подъема магм основного/ультраосновного состава и их последующего взаимодействия с гранулитами, амфиболитами и вторичными кислыми расплавами [Polyansky et al., 2015, 2016]. Диапировый механизм реалистичен в случае подъ-

ема крупных объемов аномально разогретого мантийного вещества, включая расплавы основного/ультраосновного состава, однако до сих пор нет единого мнения о механизмах транспорта мантийного вещества, представленного в гранулитовых толщах тектоническими пластинами, будинами и малыми интрузивными телами. В первую очередь это связано с отсутствием детальных исследований, позволяющих реконструировать инъекции базитовых магм в гранулитовые толщи, где происходит вязкопластичное течение горных масс. Традиционно считалось, что многочисленные метабазитовые будины и пластины представляют собой дезинтегрированные фрагменты первичных осадочно-вулканогенных толщ и(или) интрузивных пород, подверженных высокоградному метаморфизму (см. обзор [Melnikov, 2011]). Первые идеи «о метаморфическом магма-минглинге» были высказаны на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье, где были обнаружены синметаморфические минглинг-дайки [Sklyarov et al., 2001; Sklyarov, Fedorovskii, 2006], дана характеристика мраморного меланжа с включениями метабазитов [Fedorovsky et al., 2014], а также изучены синметаморфические габбро-пироксенитовые массивы Улан-Харгана и Черноруд, для которых предполагается тесная пространственно-временная связь с гранулитами [Mekhonoshin et al., 2001, 2005; Khromykh, 2006; Vladimirov et al., 2016a].

В настоящей статье предпринята попытка обобщить имеющиеся геологические, петрологические и термохронологические данные по Чернорудской гранулитовой зоне Ольхонского метаморфического террейна, позволяющие ответить на следующие вопросы: 1) какие геолого-петрографические черты имеют мантийные породы, внедрение которых происходило в условиях разогретых толщ, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма? 2) каким образом внедряются мантийные расплавы на нижние уровни земной коры в условиях коллизионного сжатия? 3) каким образом происходит взаимодействие базит-ультрабазитовых пород с гранулитами и анатектическими коровыми выплавками? 4) можно ли рассматривать мантийный магматизм в Чернорудской зоне как тепловой источник для высокоградного гранулитового метаморфизма?

2. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЧЕРНОРУДСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЫ

Тектоническая позиция. Центральнo-Азиатский складчатый пояс является примером субдукционных и коллизионных событий, происходивших на протяжении позднего венда – раннего палеозоя между Сибирским кратоном, островными дугами и микроконтинентами. На южной окраине Сибирского кратона (в современных координатах) в этот период времени был сформирован Саяно-Байкальский складчатый пояс ранних каледонид, включающий гранулитовые комплексы, которые представляют собой глубоко эродированные фрагменты микроконтинентов и(или) корневых частей аккреционно-коллизионных орогенов венд-раннепалеозойского возраста, то есть являются индикаторами ранних стадий закрытия Палеоазиатского океана [Kozakov et al., 2002, 2012; Dobretsov, Buslov, 2007; Volkova et al., 2008, 2010; Vladimirov et al., 2008, 2011a, 2011b; Gladkochub et al., 2010, 2013; Donskaya et al., 2017].

Ольхонский метаморфический террейн (рис. 1) является фрагментом Саяно-Байкальского складчатого пояса ранних каледонид и издавна привлекает внимание геологов с точки зрения взаимодействия структур Сибирского палеоконтинента и Палеоазиатского океана [Fedorovsky et al., 1995; Rosen, Fedorovsky, 2001; Sklyarov et al., 2001; Travin et al., 2009; Volkova et al., 2008, 2010; Gladkochub et al., 2010, 2013; Fedorovsky, Sklyarov, 2010; Vladimirov et al., 2011a, 2011b, 2016a; Travin, 2016a, 2016b; Donskaya et al., 2017].

На современном эрозионном срезе Ольхонского метаморфического террейна с северо-запада на юго-восток выделяются следующие тектонические мегапластины (рис. 1): *Чернорудская зона*, характеризующаяся гранулитовым метаморфизмом и отвечающая по набору протолитовых структурно-вещественных комплексов аккреционной призме (V–E₁); *зона Анга-Сахюрты*, сложенная гнейсами и гранитогнейсами амфиболитовой фации (E–O₂₋₃); *комплекс Орсо* и *Ангинская зона* островодужной природы (эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма).

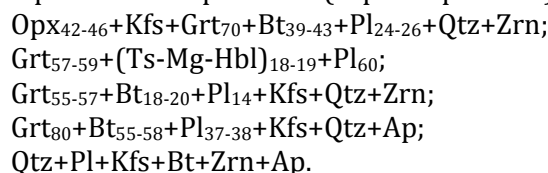
Чернорудская зона (рис. 1) является наиболее глубоинной в аккреционно-коллизионной системе ранних палеозойских Ольхонского террейна и характеризуется максимальной степенью метаморфизма. Она протягивается узкой полосой шириной до 2 км вдоль края Сибирского кратона и отделена от протерозойских пород фундамента мощной зоной бластомилонитов по протерозойским и раннепалеозойским породам [Fedorovsky et al., 2005; Sukhoburov et al., 2005].

В строении Чернорудской зоны главную роль играют породы, метаморфизованные в условиях

гранулитовой фации, – пироксеновые и двупироксеновые гнейсы (основные гранулиты), мраморы и мраморные меланжи, гранат-силлиманит-биотитовые мигматизированные гнейсы с линзами графитовых кварцитов (рис. 2). В совокупности этот породный ансамбль сейчас может быть интерпретирован как аккреционная призма неопротерозойского возраста, преобразованная в условиях гранулитовой фации метаморфизма, а затем испытывавшая многократные импульсы тектономагматической активизации в условиях сдвиговых деформаций с вязко- и хрупкопластичным течением горных масс [Rosen, Fedorovsky, 2001; Travin et al., 2009; Volkova et al., 2008, 2010; Gladkochub et al., 2010; Fedorovsky et al., 2014; Vladimirov et al., 2011a, 2011b, 2016a; Travin, 2016a, 2016b].

Оценка РТ условий метаморфизма. В основных гранулитах и гнейсах Чернорудской зоны широко распространены гиперстенсодержащие парагенезисы, в том числе критические «гранулитовые» ассоциации: двупироксен-двуполевошпатовая, гиперстен-гранат-ортоклазовая [Korikovskiy, Fedorovsky, 1981; Rosen, Fedorovsky, 2001]. Минеральные парагенезисы двупироксеновых и гранат-ортопироксеновых гнейсов, отобранных на северо-востоке Чернорудской зоны, приведены в табл. 1, микрофотографии метаморфических пород – на рисунке 3.

В центральной части Чернорудской зоны, кроме двупироксеновых гранулитов, встречаются гранат-ортопироксеновые, гранат-амфиболовые и гранат-биотитовые гнейсы, а также бластомилониты по гиперстенновым гранитам (стресс-граниты):



По данным С.П. Кориковского [Korikovskiy, Fedorovsky, 1981], здесь также отмечаются силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовые кинцититы.

Оценки Р-Т параметров метаморфизма для гранулитов Чернорудской зоны, полученные с использованием программы THERMOCALC 3.21 [Holland, Powell, 1998], составляют 770–820 °С, 7.7–8.6 кбар (табл. 1). Близкие значения температур и давлений для этих пород дают гранат-клинопироксеновый геотермометр и гранат-ортопироксеновый геобарометр. Температуры формирования гранат-биотитовых гнейсов, протолитом для которых являлись пелиты и/или граувакки, несколько ниже – 710–780 °С [Volkova et al., 2008, 2010].

Геохимия и геохронология метаморфических пород. Состав представительных проб двупироксеновых основных гнейсов и метапелитов Чернорудской гранулитовой зоны приведен в таблице 2. В общей геохимической выборке проанализирован-

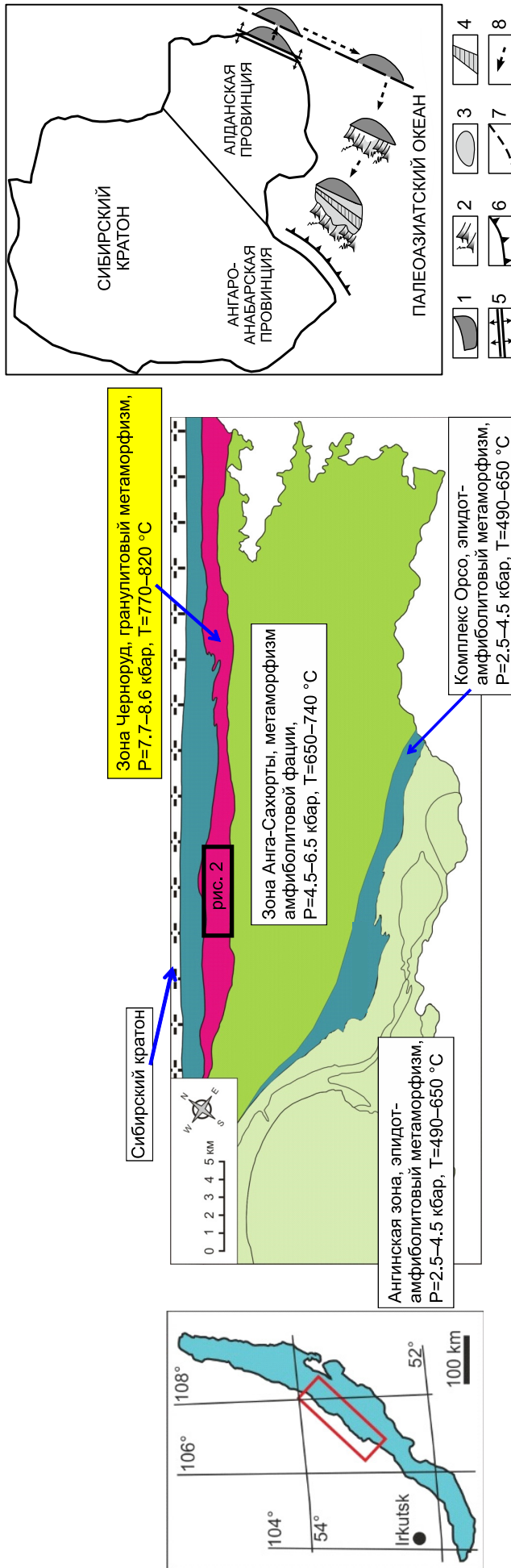


Рис. 1. Генерализованная тектоническая схема Ольхонского метаморфического террейна, Западное Прибайкалье [Fedorovsky, 2004].

На врезке приведена палеотектоническая реконструкция взаимодействия Сибирского кратона и Ольхонской окраинноморской островоудужной системы, венд – ранний палеозой [Gladkochub et al, 2010]. 1 – Баргузинский микроконтинент; 2 – задуговый бассейн; 3 – островная дуга; 4 – задуговый бассейн; 5 – зона задугового спрединга; 6 – неопротерозойская рифтовая зона на юго-востоке Сибирского кратона; 7 – предполагаемый трансформный разлом; 8 – направление возможной миграции Баргузинского микроконтинента в неопротерозое – раннем кембрии.

Fig. 1. Generalized tectonic scheme of the Olkhon metamorphic terrane, West Pribaikalie [Fedorovsky, 2004].

Inset – reconstructed paleotectonic interaction between the Siberian craton and the Olkhon marginal-sea island-arc system in the Vendian – Early Paleozoic [Gladkochub et al., 2010]. 1 – Barguzin microcontinent; 2 – back arc basin; 3 – island arc; 4 – back arc spreading zone; 5 – Neoproterozoic rift zone in the southeastern part of the Siberian craton; 6 – paleosubduction zone; 7 – assumed transform fault; 8 – possible migration direction of the Barguzin microcontinent in the Neoproterozoic – Early Cambrian.

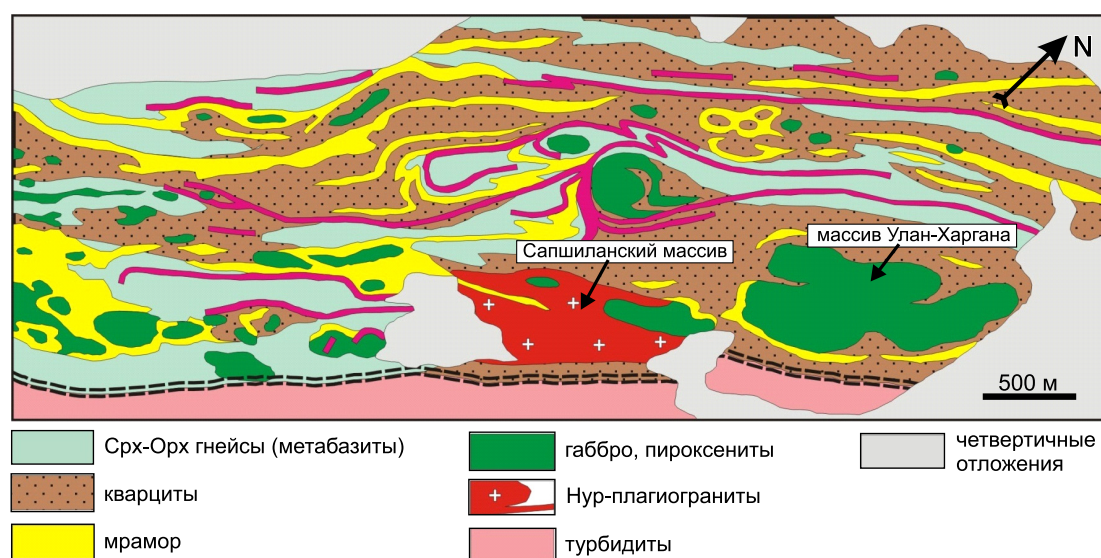


Рис. 2. Фрагмент тектонической карты Чернорудской гранулитовой зоны, составленный В.С. Федоровским, с участием С.В. Хромых, А.Г. Владимирова, Д.П. Гладкочуба и А.М. Мазукабзова [Fedorovsky, 2004; Fedorovsky et al., 2005, 2014].

Fig. 2. Fragment of the tectonic map of the Chernorud granulite zone. The zone was mapped by V.S. Fedorovsky, with the participation of S.V. Khromykh, A.G. Vladimirov, D.P. Gladkochub and A.M. Mazukabzov [Fedorovsky, 2004; Fedorovsky et al., 2005, 2014].

ные пробы содержат от 45 до 71 мас. % SiO_2 , недосыщены глиноземом и соответствуют ряду пород нормальной щелочности (от 2 до 8 мас. % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$). Двупироксеновые ортогнейсы соответствуют метабазитам, а гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы – метапелитам. Данные о составе изученных гранулитов согласуются с ранее полученными [Makrygina et al., 1993, 2008; Gladkochub et

al., 2008, 2010] и свидетельствуют, что они близки к андезибазальтовым вулканическим сериям пониженной щелочности, а также кремням и глинам, которые характерны для островодужно-окраинно-морских геодинамических обстановок.

В двупироксеновых ортогнейсах были продатированы U-Pb изотопным методом (SHRIMP-II) цирконы, содержащие магматогенные ядра и метамор-

Т а б л и ц а 1. Минеральные ассоциации и P-T условия образования метаморфических пород Чернорудской гранулитовой зоны

Table 1. Mineral associations and P-T conditions for formation of metamorphic rocks in the Chernorud granulite zone

№ п/п	№ обр.	Ассоциация	T, °C	P, кбар
1	04-14	Grt ₈₂ +Opx ₅₆ +Cpx ₄₁ +Pl ₄₅ +Mg-Hbl ₄₉	715	7.1
2	04-24	Sp ₄₉ +Cpx ₁₆ +Pl ₉₈ +Ts ₁₃	850	7.8
3	04-25	Grt ₇₃ +Opx ₅₆ +Cpx ₃₆ +Pl ₄₆ +Mg-Hbl ₄₅	705	8.3
4	04-27	Grt ₈₁ +Opx ₅₄ +Cpx ₄₀ +Pl ₄₉ +(Ts-Mg-Hbl) ₄₅	820	8.6
5	04-28	Grt ₈₅ +Opx ₆₀ +Cpx ₄₅ +Pl ₃₈ +Qtz+Ilm	745	8.1
6	04-136	Grt ₈₀ +Cpx ₃₇ +Opx ₅₅ +Pl ₄₈ +Bt ₅₀	825	8.2
7	V-25	Opx ₄₉ +Cpx ₄₃ +Pl ₄₁ +Qtz+Ilm	820	8.6
8	V-26	Opx ₄₄ +Cpx ₆₁ +Pl ₄₇ +Bt ₄₄ +Ilm+Sc+Ttn±Qtz	800	8.7
9	X-434	Grt ₈₃ +Cpx ₄₆ +Opx ₆₀ +Pl ₄₅ +Bt ₆₃ +Qtz+Ap	795	7.7
10	X-671	Grt ₇₉ +Opx ₅₂ +Pl ₃₂ +Bt ₄₇ +Qtz	770	7.8
11	X-710	Opx ₅₀ +Cpx ₃₈ +Pl ₄₉ +Bt ₄₇ +Qtz	740	8.6

П р и м е ч а н и е. Индексы внизу – значения железистости $[\text{F}=\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})\times 100\ %]$ для железомagneзиальных минералов и содержание анортитового компонента в плагиоклазе.

N o t e. Indices show iron contents $[\text{F}=\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})\times 100\ %]$ for ferromagnesian minerals and anorthite contents in plagioclase.

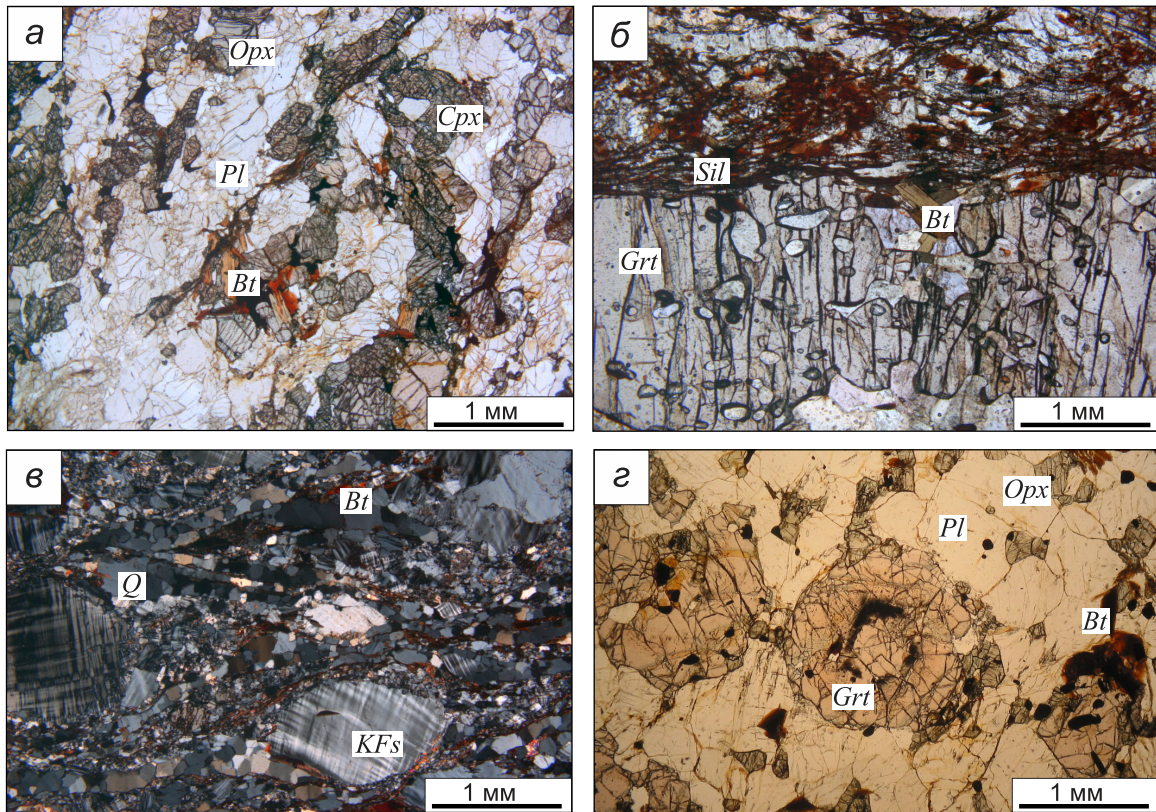


Рис. 3. Микрофотографии метаморфических пород Чернорудской гранулитовой зоны. *а* – дупироксеновый ортогнейс; *б* – Grt-Bt-Sil гнейс; *в* – бластомилонит; *з* – Grt-Opx-Cpx гнейс.

Fig. 3. Photomicrographs of metamorphic rocks sampled from the Chernorud granulite zone. *a* – bipyroxene orthogneisses; *б* – Grt-Bt-Sil gneiss; *в* – blastomylonite; *з* – Grt-Opx-Cpx gneiss.

фогенные краевые части. Возраст ядерных частей цирконов был определен в 624 ± 11 млн лет, что было интерпретировано как время формирования магматического протолита, то есть излияния андезибазальтовых и базальтовых лав в окраинно-морско-островодужной обстановке, а затем погружения их в составе аккреционной призмы под островную дугу [Gladkochub et al., 2008, 2010; Volkova et al., 2008, 2010; Vladimirov et al., 2011a, 2011b, 2016a]. Датирование метаморфогенных оболочек цирконов показало интервал возрастных значений в 530–470 млн лет. Это согласуется в первом приближении с имеющимися результатами датирования цирконов из метаморфических пород Чернорудской гранулитовой зоны в разных ее участках: 490 ± 10 млн лет [Bibikova et al., 1990], 509 ± 20 млн лет [Letnikov et al., 1990], 505 ± 10 млн лет и 494 ± 16 млн лет [Gladkochub et al., 2008]. Таким образом, возраст метаморфизма гранулитовой фации в Чернорудской зоне, основываясь на перекрытии аналитической погрешности U-Pb изотопных данных, можно достоверно принять в интервале 530–490 млн лет, возраст протолита – в интервале 635–610 млн лет [Volkova et al., 2010; Vladimirov et al., 2011a, 2011b; Donskaya et al., 2017].

3. СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГАББРОИДЫ И ПИРОКСЕНИТЫ

Характерной особенностью Чернорудской гранулитовой зоны является ее насыщенность на современном эрозионном срезе многочисленными телами, сложенными габброидами и пироксенитами [Mekhonoshin et al., 2001, 2013; Fedorovsky et al., 2005, 2014; Khromykh, 2006; Vladimirov et al., 2016a], которых насчитывается более 150 на всем протяжении зоны (рис. 4). Большинство массивов и более мелких тел, а также будин в метаморфическом матрице сложены в разной степени амфиболизированными габброидами и(или) пироксенитами. Непосредственные контакты между базитами и гранулитами имеют тектонический характер, часто контактовые зоны сложены бластомилонитами, каких-либо приконтактных изменений во вмещающих породах, а также в габбро-пироксенитовых телах не наблюдается. Исключением являются высокотемпературные скарноиды, переходящие в гранатиты (в гнездах – до 80 % граната от общего объема породы). Эти специфические породы постоянно присутствуют в контактах тектонизированных габбро-пироксенитовых тел с мраморами

Т а б л и ц а 2. Состав представительных проб двупироксеновых гнейсов (основные гранулиты) и гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов Чернорудской гранулитовой зоны

Table 2. Composition of representative samples of bipyroxene gneisses (basic granulites) and garnet-sillimanite-biotite gneisses from the Chernorud granulite zone

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр	X-749-1	V-22	V-26	V-25	X-711	X-677	T-52	Em16-04	Em16-01	Em16-37	Em16-02
SiO ₂	49.79	61.82	59.51	61.02	65.66	65.66	65.90	64.95	66.78	66.95	73.64
TiO ₂	1.22	0.91	0.97	0.91	1.00	1.06	0.79	0.48	0.54	0.61	0.34
Al ₂ O ₃	15.16	13.17	14.61	14.06	11.91	12.39	11.55	14.41	14.81	15.34	13.19
Fe ₂ O ₃	14.50	6.91	6.83	7.27	8.10	11.11	9.33	9.55	6.42	5.71	5.08
MnO	0.18	0.14	0.19	0.14	0.12	0.06	0.14	0.12	0.16	0.10	0.12
MgO	5.80	4.37	4.26	3.77	3.48	2.14	5.43	5.72	1.73	1.88	1.03
CaO	10.55	8.38	10.47	8.09	4.53	2.01	2.58	0.87	2.19	2.27	1.68
Na ₂ O	2.01	2.43	1.76	3.10	3.04	1.28	3.58	2.43	4.12	3.84	3.98
K ₂ O	0.63	0.77	0.35	0.84	1.31	2.89	0.56	0.86	1.57	1.73	1.65
P ₂ O ₅	0.08	0.15	0.23	0.19	0.14	0.10	0.02	0.06	0.12	0.13	0.06
П.п.п.	0.30	0.54	0.79	0.49	0.56	0.83	0.18	0.14	0.58	1.25	1.33
Summa	100.21	99.52	99.98	99.87	99.85	99.52	100.06	99.69	99.13	99.98	99.54
A/CNK	0.65	0.66	0.65	0.68	0.81	1.39	1.03	2.21	1.19	1.25	1.16
Rb	2	5	1	10	16	73	4	6.9	37	51	24
Sr	152	361	487	389	238	77	318	135	206	282	158
Y	28	17	31	35	22	23	154	250	26	23	33
Zr	54	120	216	145	190	222	1573	1130	158	166	174
Nb	0.8	4.8	5.9	8.2	6.3	11.1	10.8	61	6.2	6.6	5.6
Ba	56	389	222	311	321	672	286	190	440	470	385
La	5	12	21	20	19	18	16.3	69	27	25	31
Ce	11	23	43	43	38	36	28	167	53	45	61
Pr	1.8	3.2	6.4	6.4	5.3	5.0	3.3	23	6.9	5.7	8.1
Nd	8.6	13.0	24.5	25.5	19.4	17.9	12.3	91	24	20	28
Sm	2.7	2.8	5.7	5.9	3.8	3.7	2.3	25	4.6	4.1	5.4
Eu	1.0	0.9	1.3	1.2	1.2	0.9	3.4	5.8	1.05	1.04	0.99
Gd	3.8	3.0	5.9	6.1	4.0	3.9	5.3	32	5.3	4.2	6.4
Tb	0.75	0.48	0.85	0.98	0.62	0.72	1.99	6.1	0.81	0.67	0.96
Dy	4.6	3.0	5.3	6.1	3.8	4.3	23	42	4.8	3.9	6.0
Ho	1.02	0.62	1.13	1.30	0.82	0.92	6.5	8.9	1.02	0.75	1.29
Er	3.1	1.8	3.2	3.7	2.3	2.6	23	27	3.0	2.2	4.2
Tm	0.48	0.27	0.50	0.59	0.34	0.39	4.2	4.0	0.51	0.32	0.66
Yb	3.1	1.9	3.3	3.8	2.4	2.6	28	25	3.2	2.2	4.1
Lu	0.48	0.31	0.50	0.59	0.34	0.45	4.1	3.6	0.48	0.34	0.60
Hf	1.7	3.5	4.9	4.4	5.3	5.9	47	33	5.2	4.8	6.2
Ta	0.1	0.34	0.6	0.7	0.4	0.7	0.41	3.8	0.42	0.42	0.18
Th	0.4	1.2	3.9	2.2	4.1	6.0	0.54	3.9	3.8	5.3	4.2
U	0.1	0.41	1.2	0.5	0.5	0.5	0.61	1.19	0.78	1.10	0.60
ΣREE	47.43	66.28	122.58	125.16	101.32	97.38	161.69	530.05	136.1	116.03	159.44
La/Yb _N	1.09	4.26	4.29	3.55	5.34	4.67	0.39	1.91	5.77	7.73	5.13

П р и м е ч а н и е. Содержание петрогенных компонентов определено методом РФА, концентрации редких элементов – методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT Finnigan Mat 262. 1 – двупироксен-гранатовый гнейс; 2–4 – двупироксеновые гнейсы; 5 – гранат-двупироксеновый гнейс; 6–11 – гранат-биотитовый гнейс. A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), мол. %. La/Yb_N=La_N/Yb_N, для нормировки использованы концентрации элементов в хондрите C1 [Boynnton, 1984]: La=0.31; Yb=0.209.

N o t e. The XRD method was used to estimate the contents of petrogenic components. The concentrations of trace elements were estimated by the ICP-MS method using an ELEMENT Finnigan Mat 262 mass spectrometer. 1 – bipyroxene garnet gneiss; 2–4 – bipyroxene gneisses; 5 – garnet-bipyroxene gneiss; 6–11 – garnet-biotite gneiss. A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), mol. %. La/Yb_N=La_N/Yb_N. Normalization to C1 chondrite [Boynnton, 1984]: La=0.31; Yb=0.209.

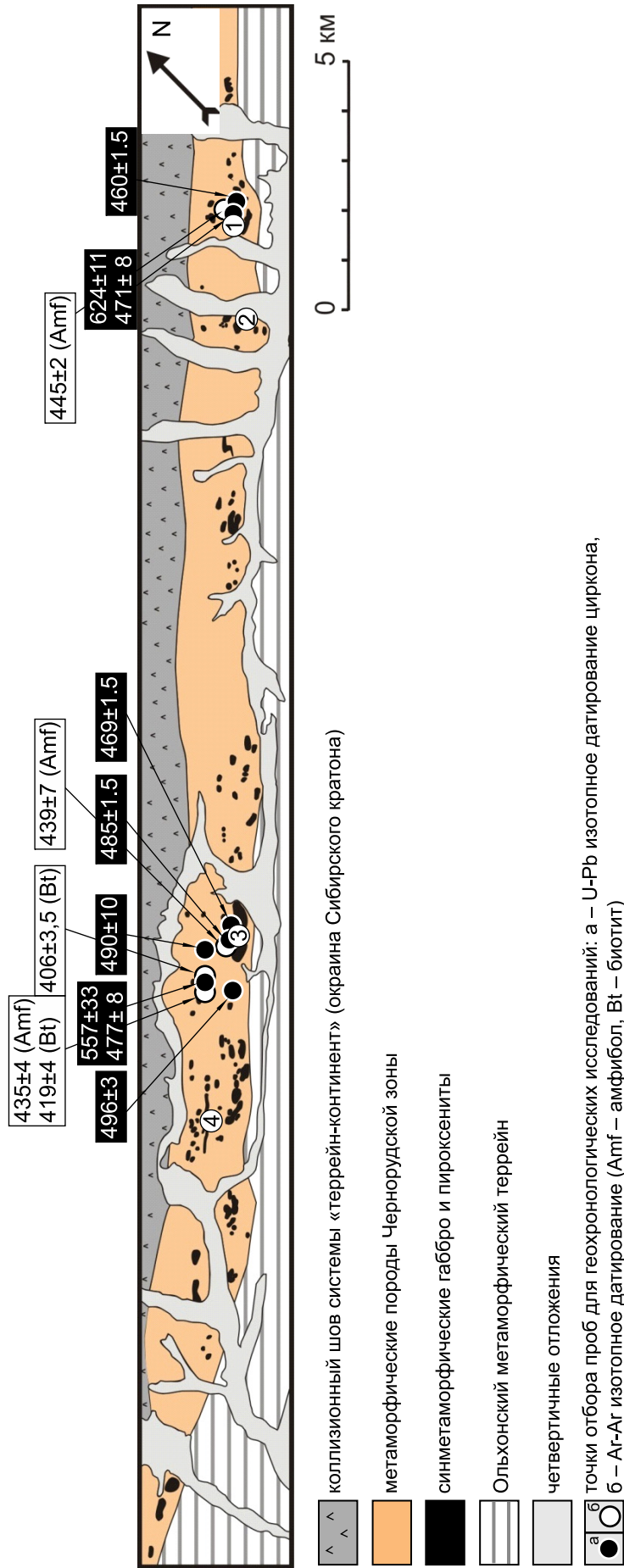


Рис. 4. Геологическая позиция габбро-пироксенитовых массивов и метаморфизованных включений основного/ультраосновного состава в Черноурдской гранулитовой зоне [Khromykh, 2006]. Цифрами указаны габбро-пироксенитовые массивы: 1 – Черноурд, 2 – Кучелга, 3 – Улан-Харгана, 4 – Тонта.

Fig. 4. Geological positions of gabbro-pyroxenite massifs (1 – Chernourud, 2 – Kuchelga, 3 – Ulan-Khargana, 4 – Tonta) and metamorphosed inclusions of the mafic/ultramafic composition in the Chernourud granulite zone [Khromykh, 2006].

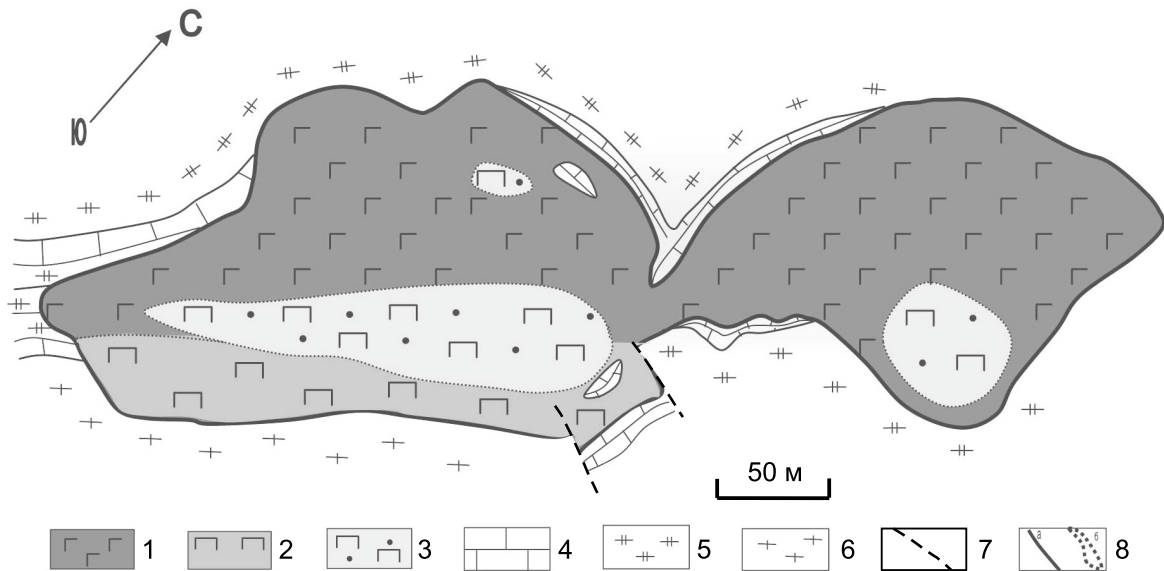


Рис. 5. Схема геологического строения Чернорудского габбро-пироксенитового массива. Составлена А.С. Мехоношиным и др. [Mekhonoshin et al., 2001].

1-3 – породы Чернорудского массива: 1 – габбро, 2 – пироксениты, 3 – гранатовые пироксениты; 4-6 – метаморфические породы гранулитовой фации: 4 – мраморы, 5 – двупироксеновые ортогнейсы, 6 – бластомилониты; 7 – разрывные нарушения; 8 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые.

Fig. 5. Geological scheme of the Chernorud gabbro-pyroxenite massif [Mekhonoshin et al., 2001].

1-3 – rocks of the Chernorud massif: 1 – gabbro, 2 – pyroxenite, 3 – garnet pyroxenite; 4-6 – metamorphic rocks of granulite facies: 4 – marble, 5 – bipyroxene orthogneiss, 6 – blastomylonite; 7 – faults; 8 – geological boundaries: a – confirmed, б – assumed.

и(или) участвуют вместе с ними в мраморном меланже [Fedorovsky et al., 2014].

3.1. МАССИВ ЧЕРНОРУД

На северном окончании Чернорудской гранулитовой зоны расположен габбро-пироксенитовый массив Черноруд. Этот массив представляет собой линзообразную пластину, размер 500×200 м, пережатую в центральной части и локализованную среди двупироксеновых ортогнейсов, кальцитовых мраморов и графитовых кварцитов, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма (рис. 5). Массив сложен серией пород, меняющей состав от габбро до плагиоипироксенитов. В центральной части массива присутствуют участки, сложенные гранатовыми пироксенитами, которые имеют постепенные переходы с безгранатовыми пироксенитами и габброидами (см. рис. 4). Все разновидности пород интенсивно амфиболизированы.

Породы Чернорудского массива прорваны дайками и жилами мелко- и среднезернистых биотит±мусковитовых пегматоидных лейкогранитов, гиперстеновых плагиогранитов не обнаружено. Контакты массива с вмещающими гранулитовыми толщами – тектонические, только мраморы, вследствие пластичности в условиях высоких температур

гранулитового метаморфизма, обтекают и затекают в габброиды.

Микроструктуры пород преимущественно порфиристо- и гранобластовые, с реликтами габбровой и офитовой (рис. 6). В гранатовых пироксенитах присутствуют крупные, до 4 см, порфиробласты граната.

Составы породообразующих и акцессорных минералов габбро, пироксенитов и гранатовых пироксенитов приведены в таблицах 3–7. Первичный минеральный парагенезис в габбро представлен плагиоклазом (анортит) и клинопироксеном (диопсид-авгит с $f=18-20\%$), в пироксенитах – клинопироксеном (диопсид-авгит с $f=20-22\%$). В гранатовых пироксенитах клинопироксен представлен диопсидом ($f=25\%$), плагиоклаз – анортитом, гранат содержит до 40% пиропового и до 20% грюсслярного минала, что указывает на относительно высокие РТ-условия кристаллизации этих пород.

Химический состав магматических пород Чернорудского массива отражен в таблице 8. Габбро и пироксениты характеризуются пониженной кремнекислотностью ($SiO_2=40-46$ мас. %), низкими содержаниями щелочей ($K_2O+Na_2O=0.4-1.4$ мас. %) и соответствуют породам островодужно-толеитовой серии (рис. 7). Этот вывод подтверждается их редкоэлементным и редкоземельным составом (табл. 8),

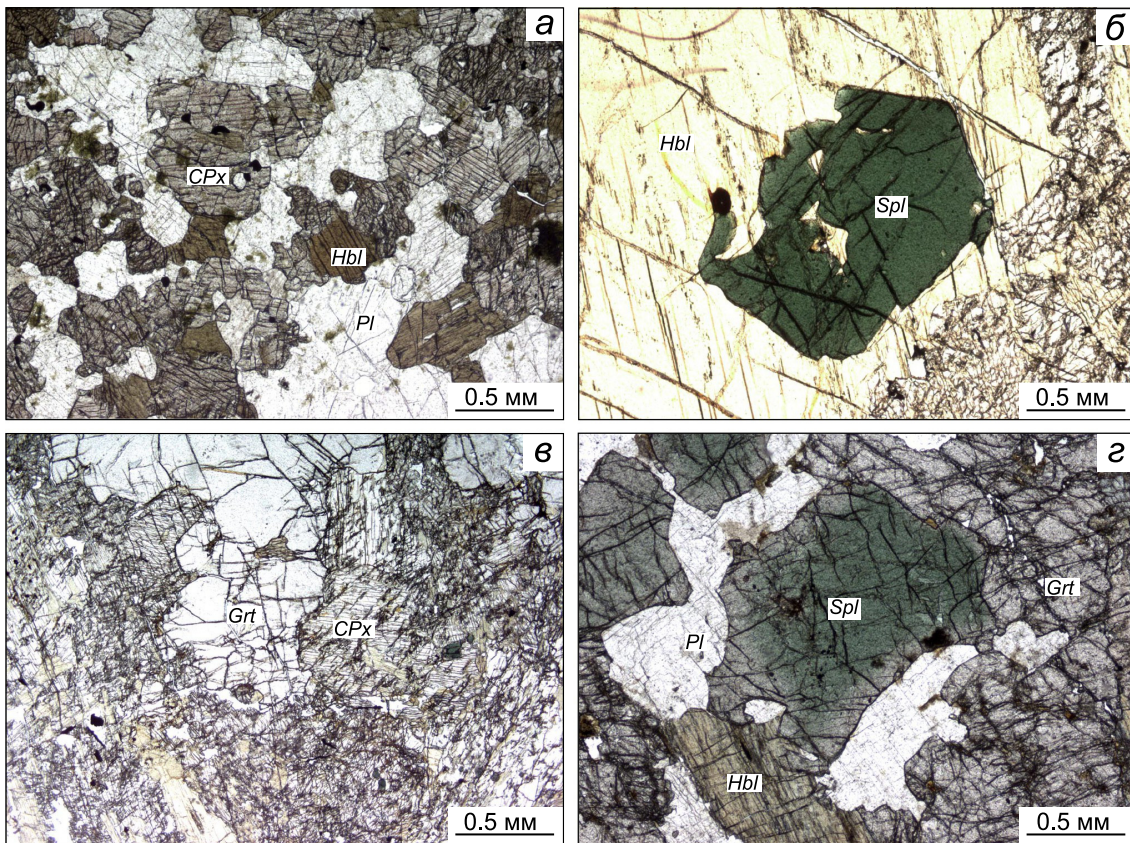


Рис. 6. Микрофотографии пород массива Черноруд. Авторы: А.С. Мехоношин, Т.Б. Колотилина.

a – амфиболизированное габбро, структура габбровая; *б-з* – гранатовые пироксениты: *б* – зеленая шпинель в роговой обманке, замещающей клинопироксен, *в* – взаимоотношения граната и клинопироксена, *з* – взаимоотношения граната, шпинели и плагиоклаза. В шпинели наблюдается обратная зональность.

Fig. 6. Micrographs of the rocks from the Chernorud massif. Authors: A.S. Mekhonoshin and T.B. Kolotilina.

a – amphibolized gabbro, gabbro structure; *б-з* – garnet pyroxenite: *б* – green spinel in hornblende replacing clinopyroxene, *в* – relationships between garnet and clinopyroxene, *з* – relationships between garnet, spinel and plagioclase. Reverse zoning in spinel.

для которого отмечаются высокие содержания Sr (300–400 г/т) и Zr (до 100 г/т), низкие концентрации РЗЭ (Σ РЗЭ=30–35 г/т), Cr (25–30 г/т), Co (25–40 г/т), Ni (15–50 г/т) и Nb (1.0–1.3 г/т) (рис. 8).

Вещественный состав гранатовых пироксенитов относительно габбро и пироксенитов (табл. 8) характеризуется пониженной кремнекислотностью ($\text{SiO}_2=38\text{--}42$ мас. %) и щелочностью ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=0.4\text{--}0.8$ мас. %), обеднен Sr (80–100 г/т), Ba (до 20 г/т) и редкоземельными элементами (Σ РЗЭ=15–20 г/т), обогащен Cr (до 100 г/т) и Co (до 50 г/т). Однако характер распределения РЭ и РЗЭ в гранатовых и безгранатовых пироксенитах на редкоземельных и мультиэлементных диаграммах идентичен, что, очевидно, свидетельствует о едином мантийном источнике (см. рис. 7, 8).

Р-Т параметры образования гранатовых пироксенитов массива Черноруд были определены методом мультиравновесной термобарометрии с помощью компьютерного программного комплекса

TWQ 2.02, при этом использовалась база взаимосогласованных термодинамических данных Р.Г. Бермана и Л.Я. Арановича [Berman, 1991; Aranovich, Berman, 1996; Berman, Aranovich, 1996]. Для расчетов использовались составы гранатов, клинопироксенов, плагиоклазов и шпинелей. Максимальные оценки температур и давлений составили $T=918\text{--}927$ °С и $P=8.1\text{--}8.3$ кбар для образца 99-51 и $T=884\text{--}901$ °С и $P=7.9\text{--}8.3$ кбар для образца 2000-217 (рис. 9). Близкие оценки давления (~7.8 кбар при 900 °С) были получены с использованием клинопироксенового геобарометра П. Нимица [Nimis, 1995] (см. табл. 4, обр. 2000-217).

Таким образом, полученные геологические и петрологические данные свидетельствуют о том, что массивы габбро и пироксенитов Чернорудской тектонической пластины, вероятнее всего, представляют собой фрагмент прикровельной части глубинного магматического очага. В его формировании следует выделить несколько этапов: а) маг-

Т а б л и ц а 3. Представительные анализы плагиоклазов из пород массивов Черноруд и Улан-Харгана

Table 3. Representative analysis of plagioclases in the rocks sampled from the Chernorud and Ulan-Khargana massifs

Компонент	99-23-3	99_23_5	99-51_9	99-51_10	99-199	04160-2	04160-3	04160-7
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ , мас. %	44.37	43.67	42.57	42.74	43.81	45.33	45.42	45.33
Al ₂ O ₃	34.92	35.08	35.26	35.92	35.07	34.84	34.96	34.9
FeO	н/об.	н/об.	н/об.	0.09	0.17	н/об.	н/об.	н/об.
MnO	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.
MgO	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.
CaO	18.66	18.55	19.54	19.48	19.50	18.93	18.71	18.92
Na ₂ O	0.64	0.66	0.18	0.10	0.15	0.85	0.89	0.84
K ₂ O	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Сумма	98.59	97.96	97.62	98.34	98.70	99.96	99.98	99.99
# An	94	94	98	98	98	94	92	93

П р и м е ч а н и е. 1-2 – габбро массива Черноруд, 3-5 – гранатовый пироксенит массива Черноруд, 6-8 – массив Улан-Харгана. # An – содержание анортитового компонента; н/об. – элемент не обнаружен.

N o t e. 1-2 – gabbro of the Chernorud massif, 3-5 – garnet pyroxenite of the Chernorud massif, 6-8 – Ulan-Khargana massif. # An – content of the anorthite component; н/об. – none.

матический, б) прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации (начальный этап эклогитизации), в) регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, г) поздние стадии охлаждения, установленные при термохронологических исследованиях [Travin et al., 2009; Travin, 2016a, 2016b].

3.2. МАССИВ УЛАН-ХАРГАНА

В центральной части Чернорудской зоны расположен наиболее крупный (0.5×1.3 км) массив Улан-Харгана (см. рис. 2, 4). На аэрофотоснимке этот мас-

сив выглядит как три сближенных продолговатых овальных тела (рис. 10).

В результате геологического картирования установлено, что массив состоит из двух совмещенных в пространстве тел – протяженных пластообразных останцов (юго-восточных) и одного овального (северо-западного). Здесь и далее по тексту будем называть эти тела, учитывая их петрографию, собственными именами: «Харгана-1», «Харгана-2» и «Харгана-3», соответственно (рис. 10, б).

Юго-восточные тела («Харгана-1», «Харгана-2») представляют собой изолированные останцы в

Т а б л и ц а 4. Представительные анализы амфиболов из пород массивов Черноруд и Улан-Харгана

Table 4. Representative analysis of amphiboles in the rocks sampled from the Chernorud and Ulan-Khargana massifs

Компонент	99-51		99-199		04160-1	04160-8	04166-4
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ , мас. %	48.96	42.40	43.45	42.96	41.9	41.21	40.03
TiO ₂	0.71	1.43	1.32	1.14	0.07	0.08	0.033
Al ₂ O ₃	9.87	15.87	16.43	16.62	14.03	14.46	14.77
ΣFeO	8.68	9.47	10.41	10.26	10.79	9.97	18.29
MnO	0.10	0.00	0.00	0.00	0.14	0.19	0.161
MgO	15.47	13.64	12.71	12.71	11.98	12.1	7.98
CaO	12.19	11.70	12.03	12.35	12.18	11.7	11.91
Na ₂ O	0.24	1.71	1.83	1.74	2.3	2.34	1.69
K ₂ O	0.00	1.02	0.57	0.45	0.51	0.7	1.03
Сумма	96.22	97.23	98.74	98.22	93.9	92.76	95.87
#Mg	0.86	0.83	0.75	0.75	0.66	0.70	0.49

П р и м е ч а н и е. 1-4 – массив Черноруд, 5-7 – массив Улан-Харгана. #Mg (магнезиальность) = Mg/(Mg+Fe²⁺).

N o t e. 1-4 – Chernorud massif, 5-7 – Ulan-Khargana massif. #Mg (Mg content) = Mg/(Mg+Fe²⁺).

Т а б л и ц а 5. Представительные анализы пироксенов из пород массивов Черноруд и Улан-Харгана
 Table 5. Representative analysis of pyroxenes in the rocks sampled from the Chernorud and Ulan-Khargana massifs

Компонент	99-51	99-51	2000-217	2000-217	2000-217	2000-217	M-0001	M-0002	04160-4	04160-5	04160-6	04166-2a	04166-5	04166-6	04166-7
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14
SiO ₂ , мас. %	52.32	51.86	50.87	50.25	50.02	50.02	49.96	51.93	52	51.99	49.93	49.25	49.15	50.97	50.97
TiO ₂	0.59	0.51	0.28	0.55	0.61	0.79	0.68	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	4.46	2.37	2.12	3.86	4.80	5.15	4.73	3.99	4.23	5.06	4.75	5.43	5.39	3.12	3.12
Cr ₂ O ₃	н/об.	н/об.	0.07	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	н/об.	0.01	н/об.	0.01	н/об.	0.01	0.01	0.01
ΣFeO	5.36	5.68	4.12	4.98	5.62	5.81	6.03	5.94	5.94	6.09	10.84	10.99	11.11	10.67	10.67
MnO	0.20	0.13	0.00	0.11	0.17	0.12	0.10	0.19	0.2	0.17	0.19	0.2	0.18	0.2	0.2
MgO	13.72	14.62	16.07	14.56	14.28	14.05	13.67	13.52	13.26	13.28	10.32	10.01	10.07	10.95	10.95
CaO	24.17	23.88	23.95	24.29	24.11	23.85	23.13	24.07	23.86	22.95	23.45	23.63	23.64	23.75	23.75
Na ₂ O	0.15	0.06	0.07	0.07	0.18	н/об.	н/об.	0.35	0.47	0.42	0.45	0.46	0.41	0.32	0.32
Сумма	100.96	99.12	97.62	98.67	99.78	99.96	98.40	100.01	100	99.99	99.98	100	100	100	100
f, %	18.52	18.22	12.76	15.28	18.48	17.63	20.04	20.3	20.7	21	37.6	38.6	38.7	35.8	35.8

П р и м е ч а н и е. 1–7 – массив Черноруд, 8–14 – клинопироксены массива Улан-Харгана. $f(\text{железистость, \%}) = 100 \times (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr}) / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr} + \text{Mg})$; н/об – не обнаружено.
 Note. 1–7 – Chernorud massif, 8–14 – clinopyroxenes of the Ulan Khargana massif. $f(\text{iron content, \%}) = 100 \times (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr}) / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr} + \text{Mg})$; н/об – none.

Т а б л и ц а 6. Представительные анализы гранатов из гранатовых пироксенитов массива Черноруд

Table 6. Representative analysis of garnets from the garnet pyroxenites of the Chernorud massif

Компонент	99-51		99-217-1		99-217-2	99-217	99-57
SiO ₂ , мас. %	38.95	38.07	39.17	38.77	38.84	39.41	36.45
Al ₂ O ₃	21.85	21.76	22.31	22.33	21.79	20.97	20.73
Fe ₂ O ₃ *	2.00	3.93	2.93	1.24	2.64	2.12	3.72
FeO	18.76	17.22	16.30	16.77	17.84	17.14	29.48
MnO	1.02	1.26	1.08	1.09	1.05	0.84	1.06
MgO	8.85	9.32	10.86	10.95	9.87	10.60	6.40
CaO	8.59	8.13	7.33	7.00	7.76	7.85	1.10
Сумма	100.02	99.68	99.98	98.14	99.79	98.93	98.94
f, %	71.1	70.6	65.2	63.6	68.6	65.5	84.3

П р и м е ч а н и е. * – рассчитано по стехиометрии минерала; f (железистость, %) = $100 \times (\text{Fe} + \text{Mn}) / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$.

N o t e. * – calculated from the mineral stoichiometries; f (iron content, %) = $100 \times (\text{Fe} + \text{Mn}) / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$.

составе единой частично эродированной тектонической пластины размером 250×1300 м, ее центральная часть с юго-востока перекрыта надвигом кварцитов (см. рис. 10, б). Они сложены породами дифференцированной серии – от пироксенитов и меланократовых габбро до лейкократовых габбро и анортозитов. Породы преимущественно средне- и крупнозернистые, все разновидности в той или иной степени подвержены постмагматическим изменениям. Среднезернистые габбро (от мезократовых до меланократовых) сложены клинопироксеном и плагиоклазом, имеют габбровую структуру (рис. 11). Среднезернистые пироксениты сложены клинопироксеном и небольшим количеством плагиоклаза (не более 5 об. %).

Северо-западное тело «Харгана-3» имеет форму вытянутого овала размерами 250×800 м (см. рис. 10). Границы четко выражены в рельефе в виде скальной кольцевой гряды шириной от 3 до 5 м, которая сложена мелкозернистыми роговообманковыми габбро. Авторами был выполнен детальный петрографический разрез с интервальным шагом 10–30 м, который позволяет утверждать, что в

данном случае зафиксирована закалочная эндоконтактовая фация габброидов (рис. 11).

«Зона закалки» (скалистая гряда, окаймляющая северо-западное тело «Харгана-3», см. рис. 10) сложена слабо дифференцированными по минеральному составу породами. Наиболее свежие породы в этой эндоконтактовой закалочной зоне представлены мелкозернистыми роговообманковыми габбро с полностью сохранившимся магматическим парагенезисом, включающим плагиоклаз, магматическую роговую обманку и клинопироксен, ортопироксен встречается в единичных зернах. Текстура пород массивная, структура габбро-офитовая – плагиоклаз образует удлиненные таблитчатые индивиды, идиоморфные по отношению к зернам роговой обманки и пироксена (рис. 11). По химическому составу плагиоклаз соответствует лабрадор-битовниту, клинопироксен представлен диопсидом с низкой железистостью ($f=17-22\%$), магматическая роговая обманка соответствует паргаситу или эдениту с # Mg=0.7–0.8 (см. табл. 3–5).

На современном эрозионном срезе центральная часть «трубообразного» интрузивного тела «Хар-

Т а б л и ц а 7. Представительные анализы шпинелей из гранатовых пироксенитов массива Черноруд

Table 7. Representative analysis of spinels from the garnet pyroxenites of the Chernorud massif

Компонент	99-51		99-217-2
SiO ₂ , мас. %	1.15	н/об.	н/об.
Al ₂ O ₃	59.74	60.54	60.99
FeO*	26.27	25.86	25.22
MnO	0.13	0.21	0.15
MgO	11.74	11.46	12.66
Сумма	99.04	98.07	99.02
Mg#	0.46	0.47	0.51

П р и м е ч а н и е. * – суммарное содержание железа приведено в форме FeO; н/об. – не обнаружено.

N o t e. * – the total amount of iron is given in the form of FeO; н/об. – none.

Т а б л и ц а 8. Представительные анализы состава габброидов и пироксенитов массивов Черноруд, Кучелга, Тонга
 Table 8. Representative analysis of gabbroids and pyroxenites of the Chernorud, Kuchelga and Tonta massifs

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
№ обр.	99-34	99-35	99-33	99-51	99-217	99-217-1	99-25	99-27	99-26	99-28	99-31	99-23	99-29	99-22	X-437	X-435	X-436	X-446	X-451
SiO ₂	44.28	37.45	39.42	38.97	44.76	44.36	45.63	45.86	44.96	45.91	43.30	45.33	45.08	44.18	48.69	44.87	46.70	44.21	42.16
TiO ₂	0.60	0.67	0.62	0.75	0.59	0.67	1.02	1.00	1.05	1.02	0.92	1.17	1.17	1.10	0.48	1.05	0.55	1.09	1.46
Al ₂ O ₃	13.23	20.21	18.97	19.8	13.00	14.62	11.28	10.39	10.92	11.16	13.73	12.83	12.17	15.45	6.04	11.51	15.94	14.22	15.98
FeO*	10.19	11.73	11.25	11.27	10.43	8.90	9.49	9.41	9.40	9.57	9.88	10.77	9.82	8.77	11.29	15.54	7.74	9.39	9.63
MnO	0.18	0.16	0.19	0.14	0.23	0.12	0.17	0.15	0.15	0.14	0.17	0.15	0.17	0.13	0.22	0.21	0.13	0.15	0.13
MgO	13.47	13.33	12.96	12.10	12.08	12.20	12.79	12.91	13.30	12.43	13.23	6.55	10.15	6.60	11.81	7.49	10.17	11.84	10.57
CaO	15.55	13.50	13.77	15.10	17.28	16.40	15.90	15.82	16.17	15.45	15.27	20.28	17.46	20.18	22.04	20.46	17.34	17.46	18.37
Na ₂ O	0.56	0.56	0.56	0.75	0.44	0.51	1.21	1.28	1.28	1.33	1.02	0.44	1.11	0.65	0.30	0.30	1.08	0.69	0.68
K ₂ O	0.12	0.13	0.13	0.22	0.09	0.09	0.54	0.60	0.54	0.65	0.30	0.04	0.41	0.13	0.18	0.27	0.28	0.19	0.18
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.03	0.08	0.04	0.06	0.04	0.12	0.03	0.04	0.03
П.п.л.	1.27	1.49	1.33	0.48	0.57	0.51	1.21	1.82	1.89	1.59	1.52	0.48	1.94	1.95	0.36	0.22	0.70	1.26	1.78
Сумма	99.47	99.27	99.26	99.62	99.53	98.42	99.29	99.29	99.70	99.31	99.37	99.64	99.52	99.20	100.02	100.21	99.86	99.62	99.99
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	2	4	3	2	2
Sr	140	140	160	200	100	130	330	350	330	380	230	430	390	550	187	554	479	173	218
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60	-	-	95	119	86	59	32
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	71	85	33	61	68
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26	-	-	5	2	7	28	12
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	55	18	43	74	51
Cr	112	27	35	10	96	72	1900	1500	1700	1300	47	28	21	34	1710	44	151	755	118
Co	42	46	16	60	46	61	37	34	49	29	38	25	20	32	35	39	36	61	54
Ni	56	29	33	20	31	7	73	52	66	71	26	7	12	17	51	9	31	43	26
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	215	-	-	364	66	217	501	276
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12	-	-	20	18	13	27	23

О к о н ч а н и е т а б л и ц ы 8

E n d o f T a b l e 8

№ обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	99-34	99-35	99-33	99-51	99-217	99-217-1	99-25	99-27	99-26	99-28	99-31	99-23	99-29	99-22	X-437	X-435	X-436	X-446	X-451
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	59	118	19	60	58
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.3	-	-	0.7	1.1	0.8	0.8	0.7
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.5	-	-	4.5	4.9	1.6	2.6	2.2
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.5	-	-	12.5	12	4	7.5	6.2
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.5	-	-	2	2	0.7	1.4	1.2
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.8	-	-	9.1	9.1	3.7	8	6.7
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	2.7	1.3	3	3	2.6
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7	-	-	0.7	0.85	0.58	1.1	0.98
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.1	-	-	3	3	1.8	4.1	3.6
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4	-	-	0.6	0.6	0.4	0.8	0.7
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.1	-	-	3.7	3.5	2.3	5.1	4.4
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4	-	-	0.8	0.7	0.5	1	0.9
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2	-	-	2.18	1.96	1.36	2.93	2.47
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	0.33	0.29	0.2	0.4	0.34
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2	-	-	2.11	2	1.22	2.54	2.14
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	0.3	0.3	0.17	0.34	0.29
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.8	-	-	1.01	2.23	0.6	1.39	1.45
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.04	0.09	0.18	0.25	0.1
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	-	0.28	0.84	0.25	0.23	0.14
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.9	-	-	0.44	1.1	0.27	0.2	0.15

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН. Содержание петрогенных компонентов определено методом РФА, концентрации редких элементов – методом ICP-MS на масс-спектрометрах Element Finnigan и Element 2. Прочерк – содержание не определялось. Массив Черноруд: 1–6 – гранатовые пироксениты и высокоглиноземистые габброиды, 7–10 – пироксенит, 11–14 – габбро. Массив Кучелга: 15 – пироксенит, 16–17 – габбро. Массив Тонта: 18–19 – габбро.

N o t e. The analyses were performed in IGM SB RAS and IGC SB RAS. The X-ray fluorescence analysis method was used to estimate the contents of petrogenic components. The concentrations of rare elements were estimated by the ICP-MS method using Element Finnigan and Element 2 mass spectrometers. Dash – the content was not estimated. Chernorud massif: 1–6 – garnet pyroxenites and high-alumina gabbroids, 7–10 – pyroxenite, 11–14 – gabbro. Kuchelga massif: 15 – pyroxenite, 16–17 – gabbro. Tonta massif: 18–19 – gabbro.

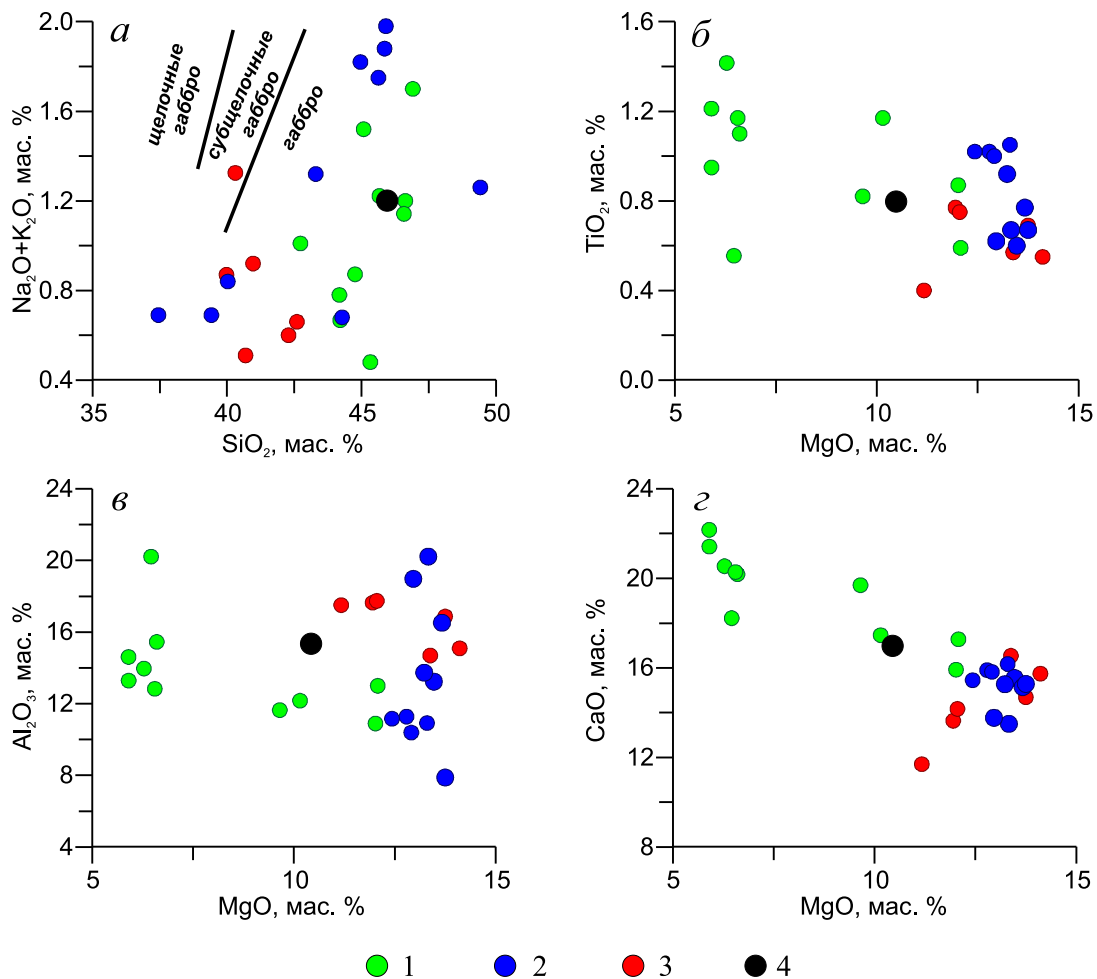


Рис. 7. Составы габбро и пироксенитов Чернорудского массива на петрохимических диаграммах.

1 – габбро; 2 – пироксениты; 3 – гранатовые пироксениты; 4 – состав родоначального расплава, отвечающего высокомагнезильному базальту. Программа COMAGMAT [Ariskin et al., 1993].

Fig. 7. Compositions of gabbro and pyroxenites from the Chernorud massif in the petrochemical diagrams.

1 – gabbro; 2 – pyroxenite; 3 – garnet pyroxenite; 4 – composition of the parent melt corresponding to high-magnesian basalt. COMAGMAT software [Ariskin et al., 1993].

гана-3» сложена реликтами среднезернистых роговообманковых габбро. Структура пород, минеральные парагенезисы и соотношение плагиоклаза и темноцветных минералов, по сравнению с породами зоны закалки, сохраняются, увеличивается зернистость и степень метасоматических преобразований. Признаки постмагматических (автометасоматических ?) изменений выражены в появлении ферропаргасита, замещающего магматические кристаллы клинопироксена и роговой обманки (рис. 11). Плагиоклаз же практически не подвержен изменениям. По мере приближения к центральной части северо-западного тела «Харгана-3» количество новообразованных минералов возрастает. В центральной части закартированы практически полностью измененные габбро – основной объем породы сложен ферропаргаситом и скаполитом,

первичная магматическая роговая обманка полностью замещена, а плагиоклаз и клинопироксен сохраняются лишь в виде реликтовых зерен. При этом плагиоклаз обладает андезиновым составом, а клинопироксен – более высокой железистостью ($f=50-60\%$) и соответствует салит-авгиту (см. табл. 3, 4). Крайняя степень автоматоматических изменений габброидов выражается в появлении гигантозернистых скаполит-паргасит-титанфассаитовых пород. Вероятнее всего, в данном случае мы имеем дело с особым типом флюидонасыщенных магм (породы сложены фассаитом, паргаситом, мейонитовым скаполитом, анортитом (во всех содержание SiO_2 – около 40 мас. %), а темноцветные минералы резко преобладают, вплоть до мономинеральных, Е.В. Скляр, устное сообщение). Для расшифровки их генезиса необходимы дополни-

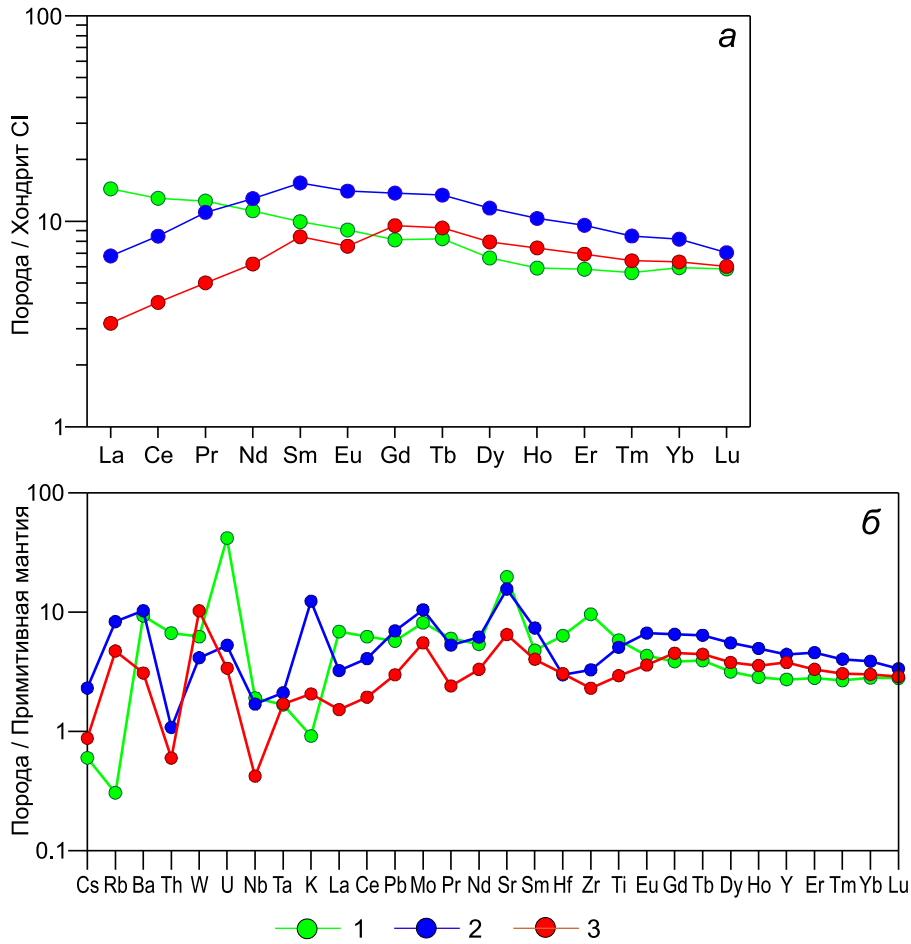


Рис. 8. Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементный спектр для пород Чернорудского массива: *a* – содержания нормированы по составу хондрита C1 [Boynton, 1984]; *б* – содержания нормированы по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]. 1 – габбро; 2 – пироксениты; 3 – гранатовые пироксениты.

Fig. 8. Spectra of rare-earth elements, and the multi-element spectrum for the rocks from the Chernorud massif: *a* – concentrations normalized to chondrite C1 [Boynton, 1984]; *б* – concentrations normalized to the primitive mantle [Taylor, McLennan, 1985]. 1 – gabbro; 2 – pyroxenite; 3 – garnet pyroxenite.

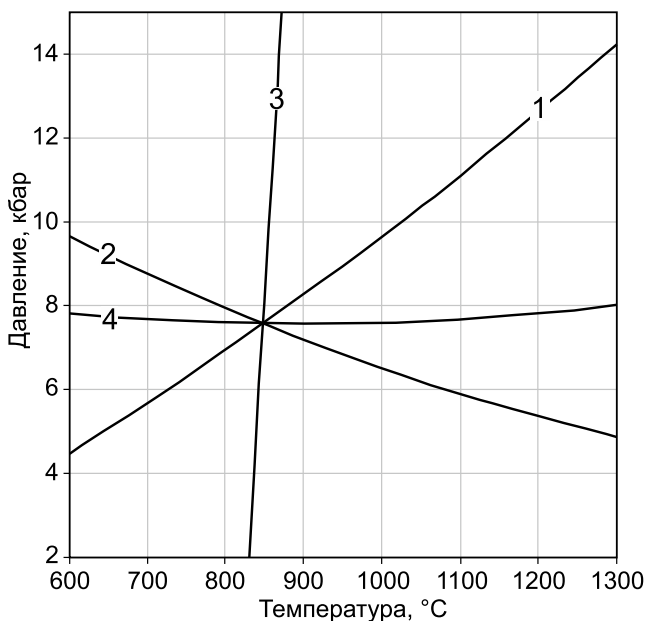


Рис. 9. РТ-параметры образования гранатовых пироксенитов массива Черноруд. Линиями обозначены реакции: 1 – $\text{Alm} + \text{Grs} = \text{Hc} + 2\text{Hd} + \text{An}$; 2 – $\text{Grs} + \text{Hd} + \text{Prp} = \text{Hc} + 3\text{Di} + \text{An}$; 3 – $\text{Alm} + 3\text{Di} = \text{Prp} + 3\text{Hd}$; 4 – $\text{Alm} + 3\text{Grs} + 2\text{Prp} = 3\text{Hc} + 6\text{Di} + 3\text{An}$. Обозначения минералов: Alm – альмандин, Grs – гроссуляр, Hc – герцинит, Hd – геденбергит, An – анортит, Prp – пироп, Di – диопсид.

Fig. 9. P-T-parameters for formation of garnet pyroxenite in the Chernorud massif. The reactions are shown by lines: 1 – $\text{Alm} + \text{Grs} = \text{Hc} + 2\text{Hd} + \text{An}$; 2 – $\text{Grs} + \text{Hd} + \text{Prp} = \text{Hc} + 3\text{Di} + \text{An}$; 3 – $\text{Alm} + 3\text{Di} = \text{Prp} + 3\text{Hd}$; 4 – $\text{Alm} + 3\text{Grs} + 2\text{Prp} = 3\text{Hc} + 6\text{Di} + 3\text{An}$. Minerals: Alm – almandine, Grs – grossular, Hc – hercynite, Hd – hedenbergite, An – anorthite, Prp – pyrope, Di – diopside.

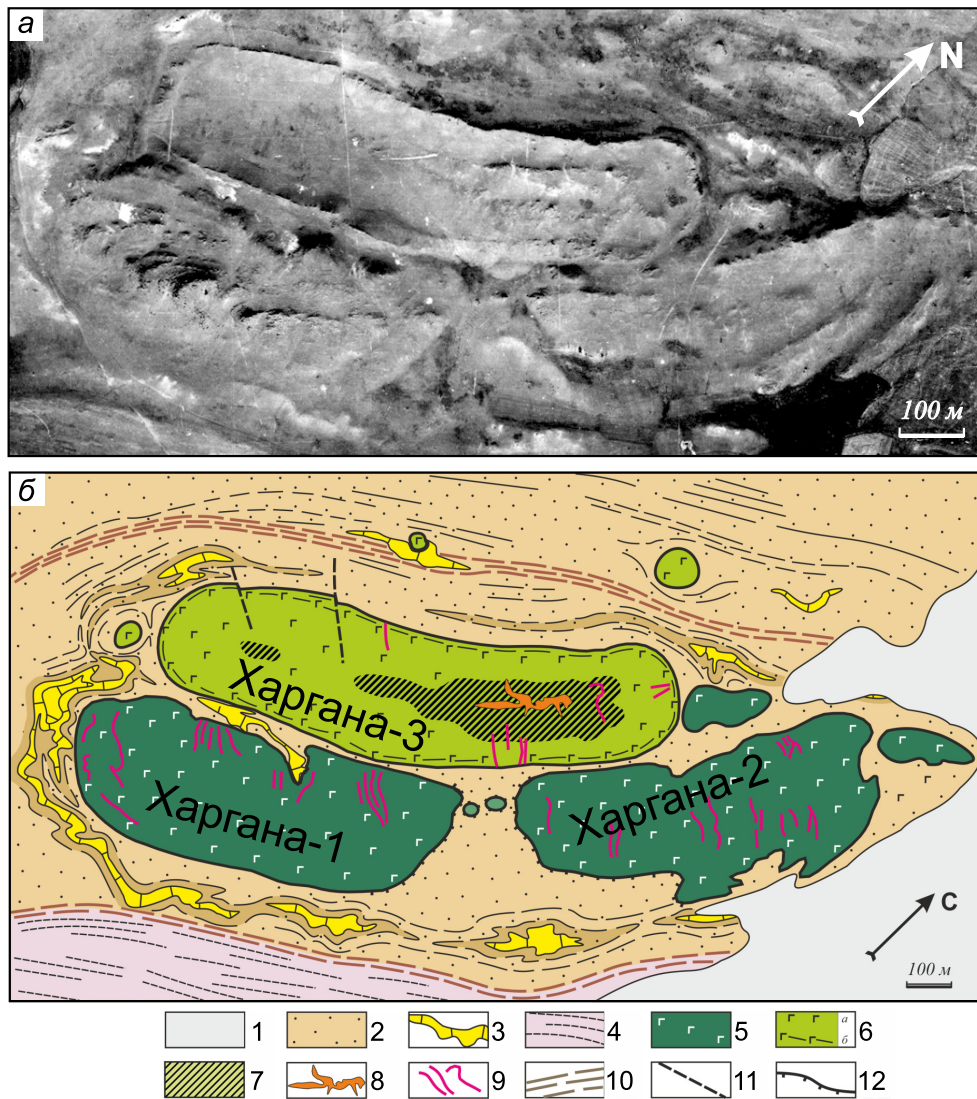


Рис. 10. Массив габбро-пироксенитов Улан-Харгана.

a – аэрофотоснимок (автор интерпретации – В.С. Федоровский); *б* – схема геологического строения массива Улан-Харгана. Составлена: В.С. Федоровским и С.В. Хромых [Khromykh, 2006]. 1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – кварциты с прослоями двупироксеновых гнейсов; 3 – мраморы с форстеритом; 4 – гнейсы, мигматиты бластомилонитизированные; 5–8 – породы массива Улан-Харгана: 5 – габбро и пироксениты чернорудского комплекса (Харгана-1, Харгана-2), 6 – мелкозернистые габбро эндоконтактовой фации Харгана-3, 7 – ареалы распространения гигантозернистых скаполит-роговообманковых пород в центральной части тела Харгана-3, 8 – сиениты; 9 – жилы гранитов, нерасчлененные; 10 – бластомилониты зон вязких (синметаморфических) сдвигов; 11 – разломы; 12 – надвиги.

Fig. 10. The Ulan-Khargana gabbro-pyroxenite massif.

a – aerial photograph (interpreted by V.S. Fedorovsky). *б* – schematic geological structure of the Ulan-Khargana massif (authors: V.S. Fedorovsky and S.V. Khromykh [Khromykh, 2006]). 1 – Cenozoic loose deposits; 2 – quartzite with interlayers of bipyroxene gneiss; 3 – marble with forsterite; 4 – gneiss, blastomylonitized migmatite; 5–8 – rock of the Ulan-Khargana massif: 5 – gabbro and pyroxenite of the Chernorud complex (Khargana-1, Khargana-2), 6 – fine-grained gabbro of the Khargana-3 endocontact facies, 7 – areas of giant-grained scapolite-hornblende rocks in the central part of Khargana-3, 8 – syenite; 9 – non-dissected granite veins, 10 – blastomylonites of the zone of viscous (synmetamorphic) strike-slip faults; 11 – faults; 12 – thrusts.

тельные минералогические, изотопно-геохимические и термобарогеохимические исследования.

Представительные химические анализы габбро-пироксенитов массива Улан-Харгана приведены в таблице 9. Породы характеризуются низкой кремнекислотностью ($\text{SiO}_2 < 50$ мас. %) и щелочно-

стью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 4.4$ мас. %), относительно низкими содержаниями титана (до 1.5 мас. % TiO_2). Содержания FeO , MgO , CaO , Al_2O_3 варьируются в широких пределах и свидетельствуют о метасоматических преобразованиях первично-магматических пород.

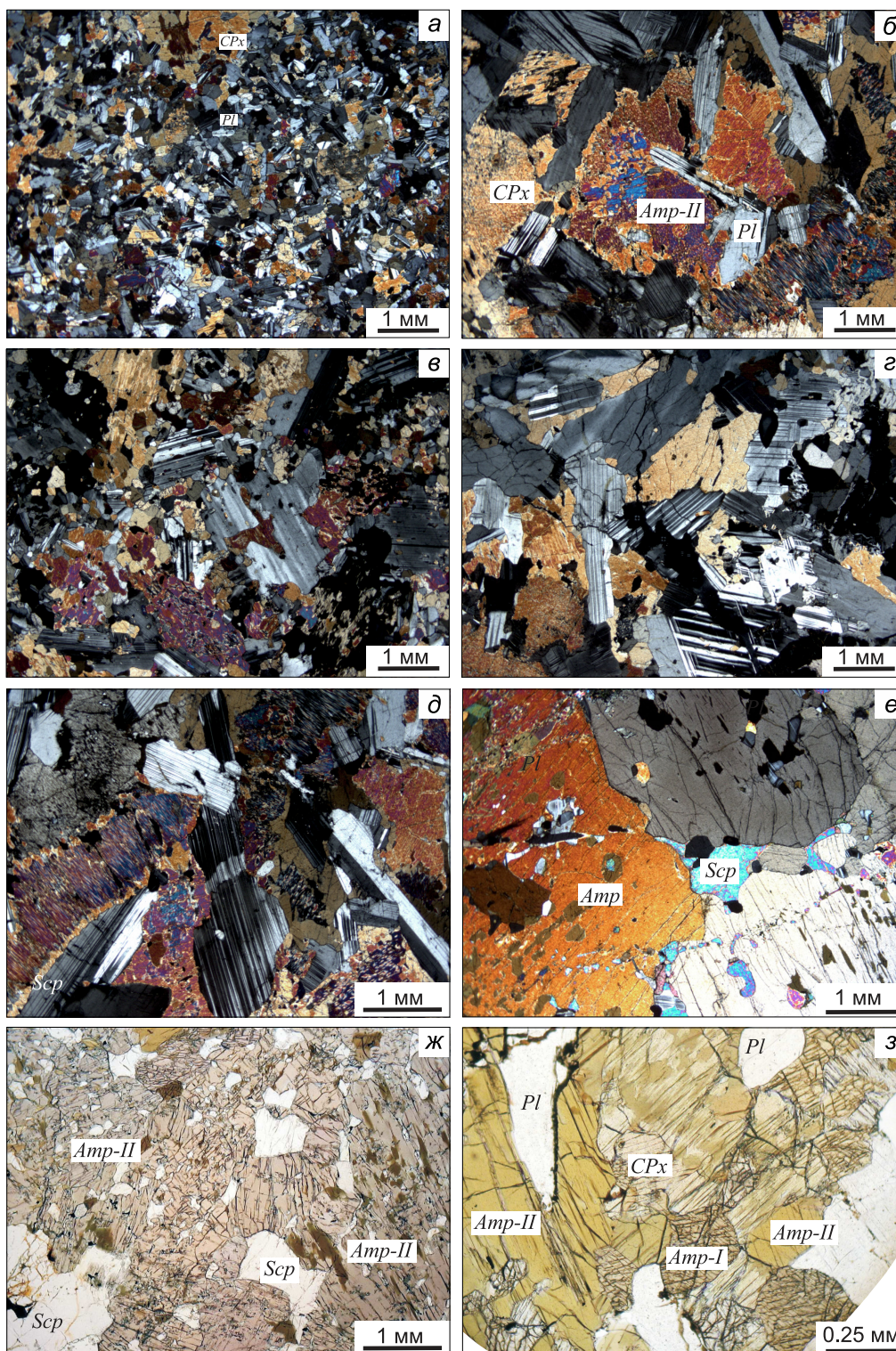


Рис. 11. Микрофотографии структурных разновидностей габбро массива Улан-Харгана.

a – мелкозернистое габбро из «зоны закалки», микроструктура офитовая; *б* – порфировидное габбро; *в, з* – среднезернистое габбро, микроструктура офитовая; *д* – крупнозернистое габбро, микроструктура габбро-офитовая; *е* – пегматоидное габбро из центральной части массива; *ж, з* – крупнозернистое габбро, с реликтовой габбровой микроструктурой. *a–e* – поляризаторы скрещены, *ж, з* – поляризаторы параллельны. Обозначения минералов: CPx – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Amp-I – первично-магматический амфибол (роговая обманка), Amp-II – постмагматический наложенный амфибол.

Fig. 11. Micrographs of structural variations of gabbro from the Ulan-Khargana massif.

a – fine-grained gabbro from the 'hardening zone', ophitic microstructure; *б* – porphyritic gabbro; *в, з* – medium-grained gabbro, ophitic microstructure; *д* – coarse-grained gabbro, gabbro-ophitic microstructure; *е* – pegmatoid gabbro from the central part of the massif; *ж, з* – coarse-grained gabbro, relic gabbro microstructure. *a–e* – crossed polarizers, *ж, з* – parallel polarizers. Minerals: CPx – clinopyroxene, Pl – plagioclase, Amp-I – primary magmatic amphibole (hornblende), Amp-II – postmagmatic superimposed amphibole.

Т а б л и ц а 9. Состав представительных проб габброидов и щелочных сиенитов массива Улан-Харгана

Table 9. Composition of representative samples of gabbros and alkali syenites from the Ulan-Khargana massif

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ обр.	X-411	X-410	X-413	AB-32/4	X-419	X-414	Em16-29	AB-30/1	Em16-28	X-400	X-401	Ол-24	Ол-23	Ол-26	Em16-26
SiO ₂	46.05	46.12	47.54	46.66	47.16	46.88	46.48	46.97	47.46	47.61	47.60	47.86	61.66	63.29	64.43
TiO ₂	0.86	0.89	0.68	0.64	0.51	0.30	1.57	0.73	0.75	0.76	0.71	0.71	0.04	0.05	0.15
Al ₂ O ₃	8.94	9.96	16.61	15.65	20.82	23.66	15.60	17.19	16.80	16.80	15.16	17.58	20.14	20.31	19.27
FeO*	8.66	8.94	6.82	7.64	4.56	3.65	7.79	9.78	9.13	10.29	10.58	9.49	0.64	0.54	0.94
MnO	0.13	0.15	0.12	0.11	0.08	0.06	0.13	0.15	0.14	0.15	0.16	0.14	0.03	0.03	0.01
MgO	11.74	10.56	8.91	7.21	7.01	4.33	7.80	10.61	9.74	8.99	9.55	9.62	0.72	0.57	0.09
CaO	21.41	21.96	17.67	20.63	19.15	19.39	15.99	12.38	11.77	12.70	12.83	12.27	2.47	2.13	2.12
Na ₂ O	1.07	0.32	1.07	1.10	0.32	1.31	1.89	2.16	2.23	2.80	4.14	2.04	9.07	7.25	5.55
K ₂ O	0.21	0.32	0.27	0.13	0.24	0.36	0.15	0.14	0.28	0.22	0.25	0.16	4.60	4.55	5.27
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.03	0.06	0.03	0.08	0.05	0.03	0.04	0.03	0.05	0.07	0.07	0.20	0.02
П.л.п.	1.92	1.66	1.16	0.60	0.54	0.46	1.51	0.72	1.01	0.62	0.56	0.96	0.63	0.50	1.06
Сумма	100.18	100.04	100.17	100.43	99.97	100.12	99.10	100.86	99.48	99.92	100.54	100.90	100.07	99.42	99.10
Rb	3	5	3	4	2	4	1.74	1	1.25	2	3	1	12	22	94
Sr	262	251	749	827	1646	1835	353	478	407	552	411	350	1747	3280	1197
Ba	47	47	65	68	75	166	58	48	44	112	55	30	2920	3250	1080
Zn	37	46	20	45	16	34	-	51	-	65	43	-	-	-	-
Cu	8	4	2	30	13	13	-	16	-	16	17	-	-	-	-
Sc	41	31	50	29	29	9	-	40	-	39	39	30	0.2	0.4	-
Cr	74	57	23	50	21	19	-	252	-	126	125	56	104	9	-
Co	45	40	29	30	22	12	-	56	-	57	50	44	1	1	-
Ni	34	23	10	19	15	11	-	45	-	48	54	-	-	-	-
V	229	180	318	175	179	57	-	279	-	262	240	-	-	-	-
Y	26	21	18	11	13	8	32	17	17.3	19	17	11	-	5	5.9

О к о н ч а н и е т а б л и ц ы 9

E n d o f T a b l e 9

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ обр.	X-411	X-410	X-413	AB-32/4	X-419	X-414	Em16-29	AB-30/1	Em16-28	X-400	X-401	Ол-24	Ол-23	Ол-26	Em16-26
Zr	109	135	42	110	43	50	79	43	38	55	53	35	19	57	85
Nb	2.5	3	2.2	2.1	1	5	1.29	0.7	0.39	1.0	1.5	0.9	-	0.4	4.4
La	5.2	4.9	3.3	4.6	2.8	8.3	3.4	2.0	1.97	2.6	3.0	2.5	4.6	10.5	6.1
Ce	13.2	13.5	6.4	10.1	7.2	16.6	10.7	6.3	6.0	8.2	8.6	6.7	6.1	18.0	13.3
Pr	2.3	2.2	1.3	1.6	1.2	2.1	2.1	1.3	1.16	1.5	1.5	-	-	-	1.24
Nd	11.3	10.3	6.4	6.5	5.6	8	12.4	6.7	7.3	7.9	6.9	5.1	2.2	8.6	4.7
Sm	3.3	3.1	2.1	1.7	1.7	1.7	4.0	2.3	2.2	2.6	2.2	1.7	0.4	1.9	1.02
Eu	1.12	0.94	0.93	0.65	0.98	0.73	1.37	1.10	0.99	1.22	1.02	0.80	1.80	2.10	0.53
Gd	4.2	3.5	2.6	1.9	2.2	1.6	5.4	2.8	3.0	3.2	2.6	2.3	0.5	2.2	0.99
Tb	0.8	0.7	0.5	0.3	0.4	0.3	0.89	0.6	0.48	0.6	0.5	0.4	0.1	0.3	0.16
Dy	4.3	3.8	3.2	1.9	2.4	1.4	5.5	3.4	3.1	3.5	3.1	-	-	-	1.08
Ho	0.9	0.8	0.7	0.4	0.5	0.3	1.16	0.7	0.65	0.7	0.6	-	-	-	0.23
Er	2.55	2.2	1.8	1.06	1.38	0.77	3.3	1.85	1.76	2.00	1.75	-	-	-	0.74
Tm	0.35	0.31	0.26	0.16	0.19	0.12	0.48	0.27	0.31	0.29	0.25	-	-	-	0.11
Yb	2.33	2.08	1.69	1.15	1.21	0.78	2.7	1.69	1.48	1.86	1.59	1.24	0.17	0.53	0.71
Lu	0.34	0.3	0.24	0.18	0.16	0.11	0.37	0.23	0.23	0.26	0.22	0.18	0.02	0.07	0.11
Hf	1.8	2.22	1.11	1.93	0.95	1.17	3.0	1.28	1.51	1.71	1.33	1.10	0.08	0.30	1.88
Ta	0.18	0.21	0.18	0.16	0.09	0.33	0.11	0.12	0.054	0.16	0.17	0.07	0.02	0.08	0.46
Th	0.61	0.61	0.32	0.51	0.24	1.16	0.12	0.27	0.12	0.42	0.34	0.40	0.10	0.50	4.4
U	0.89	0.76	0.37	0.49	0.25	1.14	0.060	0.07	0.030	0.08	0.09	0.20	0.20	0.30	4.5

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН. Содержания петрогенных компонентов определены методом РФА, концентрации редких элементов – методом ICP-MS на масс-спектрометрах Element Finnigan и Element 2. Прочерк – содержание не определялось. 1–6 – дифференцированная серия ЮВ тела м-ва Улан-Харгана: 1–2 – меланогаббро, 3–4 – габбро, 5 – лейкогаббро, 6 – анортозит; 7–12 – роговообманковые габбро СЗ тела м-ва Улан-Харгана; 13–15 – смениты в СЗ тела м-ва Улан-Харгана.

N o t e. The analyses were performed in IGM SB RAS and IGC SB RAS. The X-ray fluorescence analysis method was used to estimate the contents of petrogenic components. The concentrations of rare elements were estimated by the ICP-MS method using Element Finnigan and Element 2 mass spectrometers. Dash – the content was not estimated. 1–6 – differentiated series in the south-eastern part of the Ulan-Khargana massif; 1–2 – melanogabbro, 3–4 – gabbro, 5 – leucogabbro, 6 – anorthosite; 7–12 – hornblende gabbro of the north-western part of the Ulan-Khargana massif; 13–15 – syenites in the north-western part of the Ulan-Khargana massif.

На рисунке 12 отмечены все имеющиеся в нашем распоряжении фигуративные точки, отражающие состав габбро, пироксенитов и гранатовых пироксенитов Чернорудской гранулитовой зоны. Отчетливо видно, что на двойных вариационных диаграммах составы пород образуют два самостоятельных тренда, положение которых позволяет заключить, что при формировании пироксенитов и габбро Чернорудского и большинства других массивов (Тонта, Кучелга) определяющим являлось фракционирование клинопироксена, а при формировании габброидов массива Улан-Харгана большее влияние оказывало фракционирование плагиоклаза. Судя по вариационным трендам петрогенных компонентов, изученные габбро и пироксениты близки к островодужным образованиям. По содержанию редких элементов они также близки друг к другу и характеризуются относительно низкими содержаниями редкоземельных элементов (от 20 до 50 г/т), спектры распределения РЗЭ субгоризонтальны (рис. 13). На мультиэлементных диаграммах (рис. 13) отчетливо выделяются максимумы в концентрациях Ba, Sr и U, минимумы по Th, Nb, Ta, что подчеркивает принадлежность всех габбро-пироксенитовых массивов Чернорудской гранулитовой зоны к толеитовым базальтам островных дуг (см. подробнее раздел «Обсуждение результатов» в настоящей статье).

Щелочные сиениты «Харгана-3». В центральной части апогабброидного «трубообразного» тела закартированы дайки щелочных сиенитов. Эти сиениты сложены кислым плагиоклазом (70 об. %) и калиевым полевым шпатом (30 об. %). Структура породы гипидиоморфно-зернистая – крупные таблитчатые кристаллы плагиоклаза формируют каркас, интерстиции между зернами плагиоклаза заполнены калиевым полевым шпатом и скаполитом, темноцветные минералы представлены редкими зернами амфибола. Судя по вещественному составу, эти породы обогащены щелочами, прежде всего Na_2O , и, как следствие, их редкоэлементный состав характеризуется аномально высокими содержаниями Sr и Ba (табл. 9). В сравнении с габброидами эти породы обогащены несовместимыми элементами (Rb, Ba, Th, U, K, La, Ce, Sr), существенно обеднены высокозарядными элементами (Hf, Zr, Ti), а также тяжелыми лантаноидами (табл. 9). Высокая глиноземистость и натриевая специфика щелочных сиенитов, наряду с пространственной совмещенностью, позволяют предположить, что эти породы генетически родственны с гигантскозернистыми апогабброидами, слагающими центральную часть трубообразного тела «Харгана-3». Их формирование можно объяснить фракционированием плагиоклаза в расплаве с накоплением натрия, а незакономерное поведение редких элементов сви-

детельствует о том, что существенную роль при фракционировании могли играть хлорсодержащие флюиды, отделяющиеся от габброидного расплава. Таким образом, щелочные сиениты можно достаточно уверенно считать продуктами кристаллизации остаточных флюидонасыщенных расплавов – предельных дифференциатов родоначальной базитовой магмы в глубинном магматическом очаге.

4. СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ ЧЕРНОРУДСКОЙ ЗОНЫ

В Чернорудской гранулитовой зоне широкое распространение имеют синметаморфические гранитоиды трех структурных типов, ниже приводится их геолого-петрографическая характеристика, представительные анализы пород приведены в таблице 10.

Первому типу отвечают синметаморфические пластообразные интрузивные тела, субавтохтонные и параавтохтонные дайки и жилы, сложенные лейкократовыми гиперстеновыми плагиогранитами (сапшиланский гранитный комплекс, γ_1 [Khromykh, 2006]). Гиперстеновые плагиограниты (γ_1) наиболее детально изучены на примере Сапшиланского массива (см. рис. 2). Этот массив, размерами 0.5×1.0 км, представляет собой серию пологозалегающих пластообразных тел небольшой мощности (40–50 м). Во вмещающих породах отсутствуют признаки ороговикования, а в плагиогранитах не наблюдается закалочных фаций, конформность с бластомилонитами указывает на их внедрение, субсинхронное с вязкопластичными сдвиговыми деформациями в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Гиперстеновые плагиограниты (γ_1) прорывают метагабброиды, сохранившиеся в виде ксеноблоков в северной части Сапшиланского массива; в свою очередь, они прорваны жилами более поздних гранат-биотитовых лейкогранитов шаранурского комплекса (γ_3).

Плагиогранитные породы (γ_1) сложены кварцем (45–50 об. %), плагиоклазом андезин-олигоклазового состава (40–45 об. %) и калиевым полевым шпатом (5–10 об. %). Структуры – гипидиоморфно-зернистые, текстуры – массивные (рис. 14). Повсеместно наблюдаются признаки катаклаза, выражающиеся в образовании мелкозернистого гранулированного матрикса, сложенного преимущественно кварцем, заключающим в себе относительно крупные зерна плагиоклаза. Сохраняются и недеформированные участки пород с микрографической структурой, образованной вростками кварца в калиевом полево шпате. Темноцветный минерал представлен только гиперстеном (1–2 об. %), слагающим единичные идиоморфные крупные зерна,

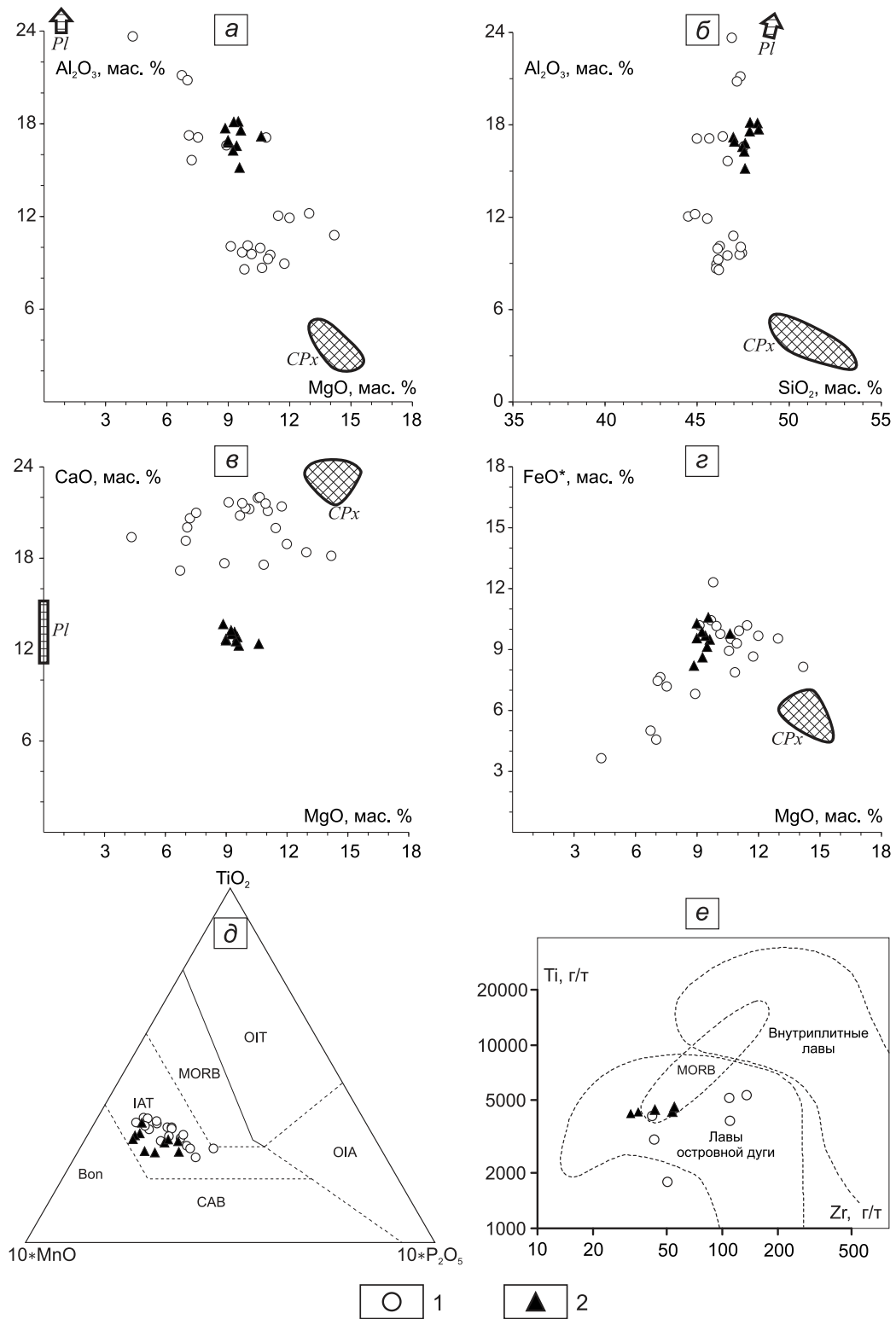


Рис. 12. Химический состав габбро-пироксенитов Чернорудской гранулитовой зоны на диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (а), $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (б), CaO-MgO (в), $\text{FeO}^*\text{-MgO}$ (г), классификационных диаграммах $10^*\text{MnO-TiO}_2\text{-}10^*\text{P}_2\text{O}_5$ [Mullen, 1983] (д) и Zr-Ti [Pearce, 1982] (е).

1 – габбро дифференцированной серии массива «Харгана-1»; 2 – роговообманковые габбро в зоне закалки «Харгана-3». Показаны поля составов первично-магматических пироксенов и плагиоклазов.

Fig. 12. Chemical composition of gabbro-pyroxenites from the Chernorud granulite zone in $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (a), $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (b), CaO-MgO (c), and $\text{FeO}^*\text{-MgO}$ (d) diagrams, and $10^*\text{MnO-TiO}_2\text{-}10^*\text{P}_2\text{O}_5$ [Mullen, 1983] (e) and Zr-Ti [Pearce, 1982] (f) classification diagrams.

1 – gabbro of the Khargana-1 differentiated series; 2 – hornblende gabbro in the Khargana-3 exocontact. Marked are the primary-magmatic pyroxenes and plagioclases.

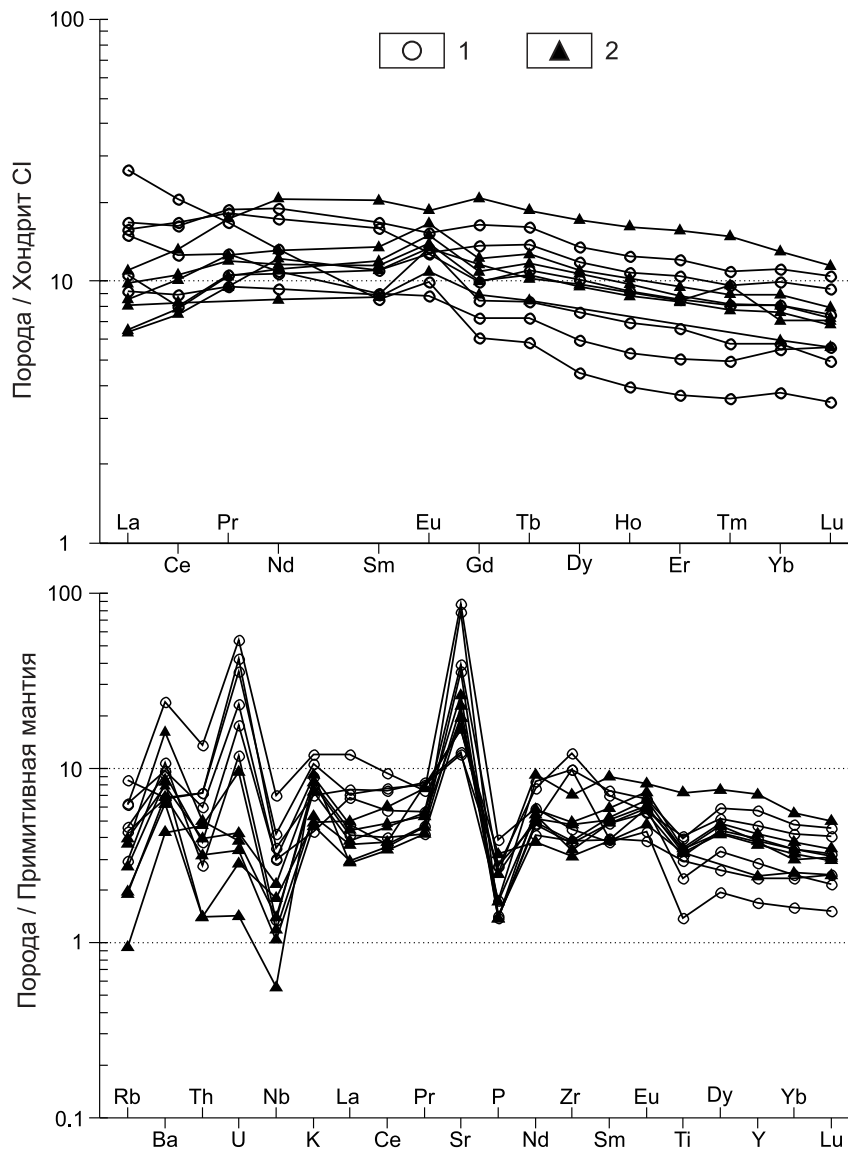


Рис. 13. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в габбро и пироксенитах. Условные обозначения см. рис. 12. Содержание редкоземельных элементов нормировано по хондриту [Boynnton, 1984], редких элементов – по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

Fig. 13. Spectra of rare and rare-earth elements in the gabbro and pyroxenites. See the legend in Fig. 12. The normalized concentrations: rare-earth elements to chondrite [Boynnton, 1984], trace elements to the primitive mantle [Taylor, McLennan, 1985].

в значительной степени резорбированные и замещенные постмагматическим куммингтонитом (рис. 14). Гиперстеновые плагиограниты характеризуются высокой кремнекислотностью ($\text{SiO}_2 > 76$ мас. %), преобладанием кальция и натрия над калием, крайне низкими содержаниями мафических компонентов (см. табл. 9, рис. 15).

Второму типу отвечает особая петрографическая разновидность пород, в составе которой преобладают ультракалийевые лейкограниты, повсеместно подверженные милонитизации и бластомилонитизации (γ_2 , табл. 10). При полевом картировании им был присвоен собственный термин –

«дощатики» – маркеры сдвиговых деформаций. Необходимо отметить, что в этих субкомформных линейных телах ($L \sim 10\text{--}50$ м, $M \sim 1\text{--}5$ м) также наблюдаются реликты растащенных куммингтонитовых псевдоморфоз по гиперстену, а следовательно, эти породы были сформированы в условиях гранулитовой фации и, вероятнее всего, на регрессивной стадии метаморфизма подвержены интенсивной милонитизации.

Необходимо особо подчеркнуть, что эти породы (γ_2) имеют чрезвычайно необычный химический состав, в котором содержание K_2O достигает 9 мас. %, а редкоэлементный и редкоземельный

Т а б л и ц а 10. Состав синметаморфических гранитов Чернорудской гранулитовой зоны, включая «слепые» внутрибазитовые жилы и дайки

T a b l e 10. Composition of synmetamorphic granites of the Chernorud granulite zone, including the 'blind' intra-basite veins and dykes

№ обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	AB-34	AB-34/1	X-656	Ол-32	X-654	X-647	Ол-30	AB-35	Ол-28	AB-31
SiO ₂	76.15	77.16	77.38	73.01	73.71	73.88	72.39	72.56	73.72	74.06
TiO ₂	0.07	0.04	0.03	0.07	0.05	0.06	0.06	0.03	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	14.57	13.63	13.78	14.92	14.96	14.53	14.19	14.27	13.76	13.78
FeO*	0.48	0.49	0.53	1.19	1.04	0.72	0.52	0.54	0.36	0.49
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.12	0.17	0.42	0.57	0.43	0.69	0.6	0.1	0.41	0.1
CaO	3.3	3.62	3.47	2.14	2.05	3.23	0.53	0.43	0.78	0.48
Na ₂ O	4	3.73	3.4	3.99	3.23	2.9	1.67	2.07	2.97	2.85
K ₂ O	0.86	0.69	0.75	3.57	3.54	3.19	9.34	9.14	6.83	7.87
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03
П.п.п.	0.28	0.48	0.24	0.68	0.42	0.83	0.43	0.44	0.42	0.38
Сумма	99.84	100.02	99.93	100.09	99.47	100.04	99.75	99.59	99.3	100.05
Cs	0.2	0.04	–	0.1	–	–	3.4	0.4	0.3	15.1
Rb	2	–	3	53	58	67	309	144	53	388
Sr	420	540	428	241	290	575	406	950	835	270
Ba	308	192	96	1580	1186	781	2480	4000	8550	692
Y	4.6	–	0.2	1.5	1.8	4.1	6.3	–	–	15
Zr	25	40	5	38	55	409	20	37	14	20
Nb	–	–	0.1	1.3	1.8	1.5	–	–	–	–
La	7.4	6.7	3.2	3.2	2.5	9.5	9.4	0.6	1.2	30.2
Ce	11.5	7.7	3.6	5	3.5	14.6	6.9	0.8	1.7	25.1
Pr	–	–	0.3	–	0.4	1.4	–	–	–	–
Nd	5	2.4	0.8	2.2	1.4	4.1	2.4	0.3	0.7	6
Sm	1.1	0.4	0.1	0.5	0.3	0.6	0.6	0.1	0.1	1.4
Eu	0.77	0.41	0.31	0.5	0.43	0.5	1.5	0.52	0.52	0.26
Gd	0.77	0.32	0.09	0.29	0.38	0.64	0.21	0.09	0.16	1.3
Tb	0.128	0.05	0.009	0.05	0.063	0.071	0.035	0.02	0.027	0.19
Dy	–	–	0.028	–	0.307	0.642	–	–	–	–
Ho	–	–	0.007	–	0.063	0.143	–	–	–	–
Er	–	–	0.028	–	0.153	0.5	–	–	–	–
Tm	–	–	0.004	–	0.03	0.071	–	–	–	–
Yb	0.35	0.16	0.028	0.18	0.153	0.714	0.1	0.02	0.09	0.23
Lu	0.05	0.023	0.003	0.027	0.03	0.143	0.015	0.003	0.013	0.029
Hf	0.3	1.2	0.141	1	1.997	8.849	0.2	0.02	0.2	0.7
Ta	0.05	0.01	0.028	0.07	0.071	0.143	0.04	0.006	0.03	0.02
Th	0.48	0.6	0.028	0.1	0.071	3.14	1.7	0.06	0.3	2.5
U	–	–	0.028	0.3	0.499	2.569	3.2	–	0.1	–

П р и м е ч а н и е. Содержание петрогенных компонентов определено методом РФА, концентрации редких элементов – методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT Finnigan Mat 262. 1–3 – гиперстеновые лейкограниты (γ_1); 4–6 – биотитовые калинатровые граниты (γ_2); 7–10 – биотитовые высококальциевые граниты (γ_2). Прочерк – содержание элемента не определялось.

N o t e. The X-ray fluorescence analysis method was used to estimate the contents of petrogenic components. The concentrations of rare elements were estimated by the ICP-MS method using an Element Finnigan Mat 262 mass spectrometer. Dash – the content was not estimated. 1–3 – hypersthene leucogranite (γ_1); 4–6 – biotite K-Na granite (γ_2); 7–10 – biotite high-K granite (γ_2).

спектр выходит за пределы достоверно узнаваемых магматических пород (табл. 10, рис. 15). Это позволило в свое время предположить, что их происхождение связано с глубокой дифференциацией гранитоидных расплавов на фоне интенсивных сдвиговых деформаций, как это было показано для стресс-гранитов зоны Анга-Сахюрты в Ольхонском метаморфическом террейне [Makrygina, Petrova, 1996; Vladimirov et al., 2004]. Однако сейчас по-

явились новые геохимические данные о подплавлении метапелитовых ксенолитов в базальтовом расплаве [Khubanov et al., 2017], где тонкие пленки кремнекислого расплава, образующегося на границе кварца и калиевого полевого шпата, имеют химический состав, очень близкий к стресс-гранитам Чернорудской зоны. Эти «природные эксперименты» прямо указывают на то, что под чернорудскими гранулитовыми толщами существовал

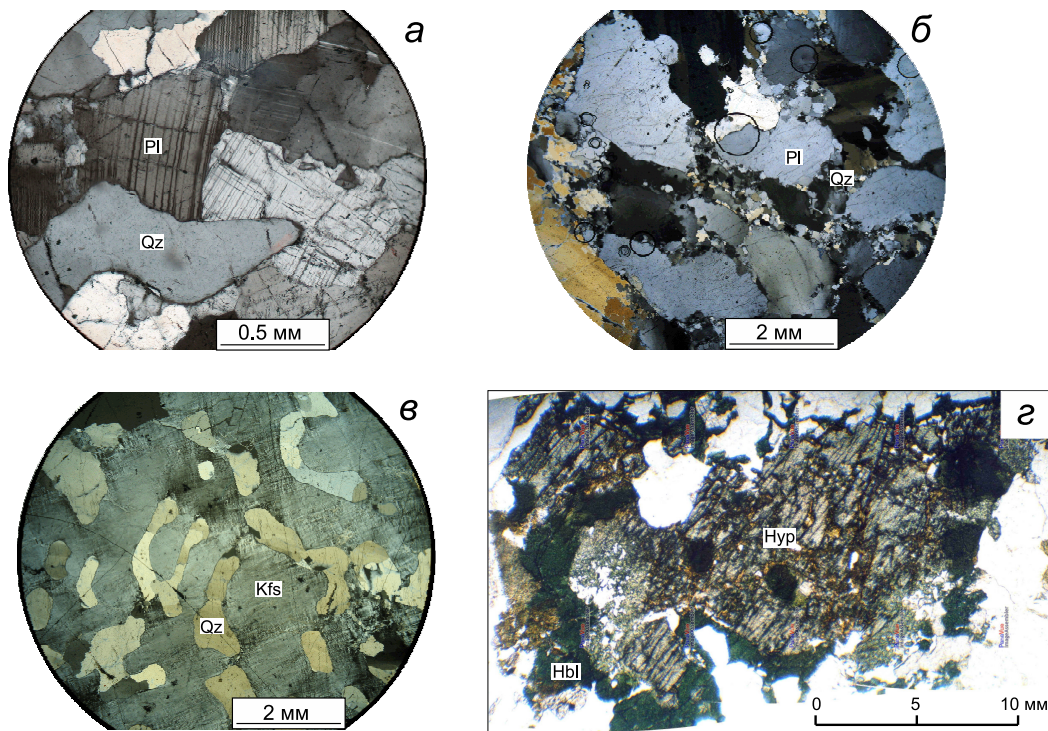


Рис. 14. Микрофотографии гиперстеновых плагиигранитов сапшиланского комплекса (γ_1).

a – гипидиоморфно-зернистая структура, сложенная плагноклазом и кварцем (шлиф № АВ-34); *б* – катаклазированная структура плагиигранита. Зерна плагноклаза находятся в матрице из гранулированного кварца (шлиф № X-656); *в* – микрографическая структура плагиигранита (вросстки кварца в калиевом полевом шпате) (шлиф № X-459); *з* – крупное зерно гиперстена в плагииграните. Гиперстен интенсивно резорбирован и замещен сине-зеленой роговой обманкой (шлиф № X-655).

Fig. 14. Micrographs of hypersthene plagiogranites from the Sapshilan complex (γ_1).

a – hypidiomorphic-grain structure composed of quartz and plagioclase (section AB-34); *б* – cataclastic structure of plagiogranite; the grains of plagioclase are in the matrix of granular quartz (section X-656); *в* – micrographic structure of plagiogranite (quartz grown into K-feldspar) (section X-459); *з* – large grain of hypersthene in plagiogranite. Hypersthene is intensely resorbed and replaced with blue-green hornblende (section X-655).

глубинный магматический очаг базальтового состава, в кровле которого происходило неравновесное подплавление метапелитов.

Третьему типу отвечают субсогласные с метаморфическими породами жилы и дайки, сложенные преимущественно лейкократовыми калина-тровыми биотит±мусковитовыми гранитами, лейкогранитами и пегматоидными лейкогранитами (шаранурский гранит-лейкогранитный комплекс, γ_3 [Ivanov, Shmakin, 1980; Makrygina, Petrova, 1996; Vladimirov et al., 2004; Khromykh, 2006; Donskaya et al., 2013]).

Граниты шаранурского комплекса (γ_3) представлены биотитовыми (иногда – гранат-биотитовыми) разностями, которые проявлены в виде многочисленных маломощных (до 0.5 м) жил. Жилы биотитовых гранитов субсогласно прорывают гранулитовые метаморфические породы и конформны по отношению к бластомилонитам по гранулитам, что свидетельствует о их синсдвиговой природе и синхронности с регрессивным этапом метаморфиз-

ма амфиболитовой фации. Они прорывают массивы габбро-пироксенитов, заполняя в них хрупкие трещины.

Главными минералами шаранурских гранитов (γ_3) являются кварц, кислый плагноклаз и калиевый полевой шпат, соотношение последних примерно равное. Темноцветные минералы представлены биотитом (до 5 об. %), иногда гранатом (до 2 об. %). В редких случаях встречается мусковит (до 1 об. %), акцессорные минералы – циркон и апатит.

На классификационных диаграммах (рис. 15) составы гиперстеновых плагиигранитов соответствуют толеитовой серии, биотитовых лейкогранитов – известково-щелочной серии, по индексу насыщенности глиноземом все граниты являются перглиноземистыми [Frost et al., 2001]. Содержание редкоземельных элементов находится на низком для гранитоидов уровне, для всех разновидностей характерен европиевый максимум (рис. 15). Геохимические данные и модельные численные рас-

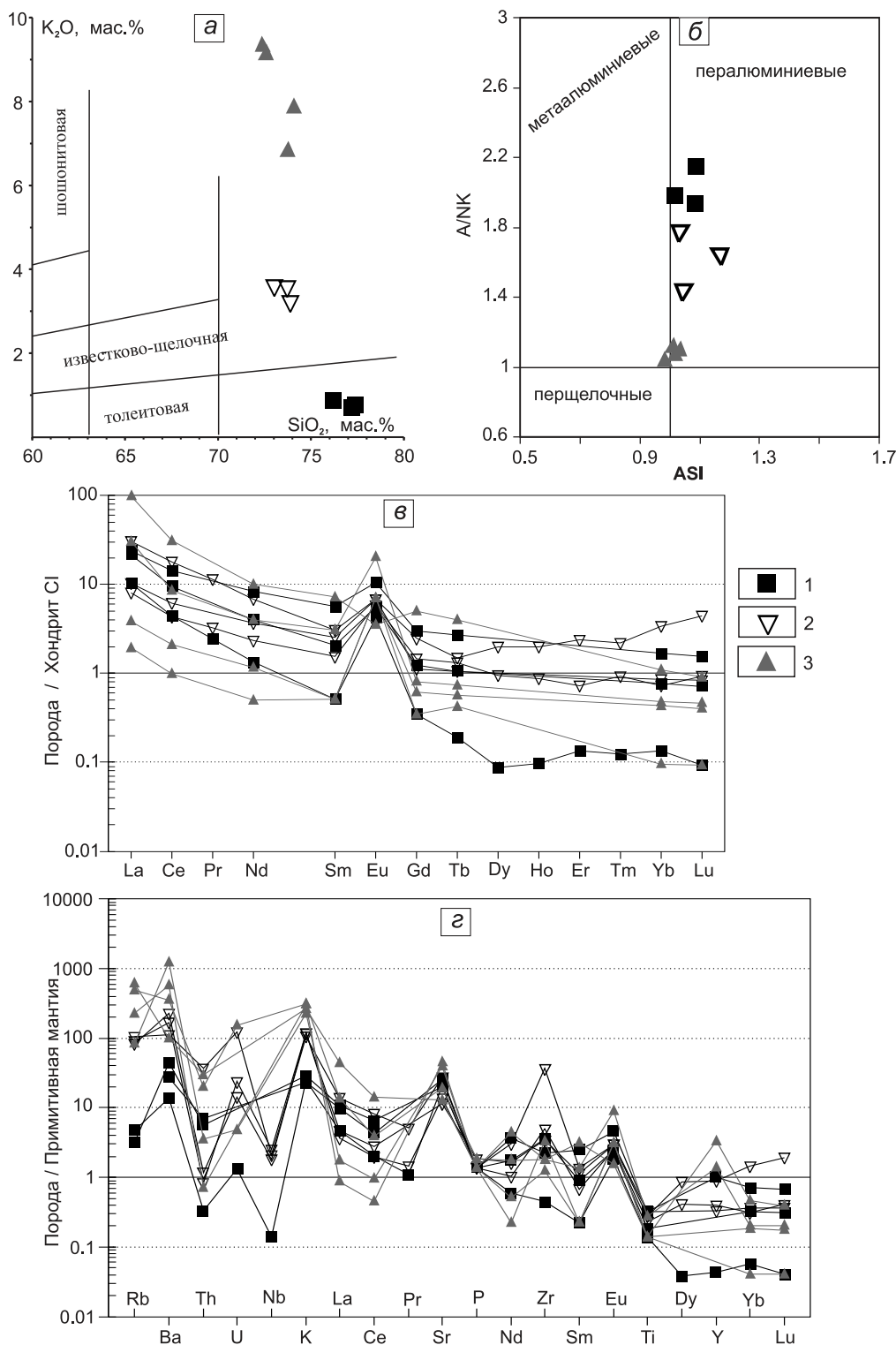


Рис. 15. Состав гранитов Чернорудской гранулитовой зоны на диаграммах SiO_2 - K_2O (а), A/NK – ASI [Frost et al., 2001] (б), спектры распределения редкоземельных (в) и редких (г) элементов.

1 – гиперстеновые лейкограниты (γ_1); 2 – биотитовые каликатровые граниты (γ_2); 3 – биотитовые высококальциевые граниты (γ_2). A/NK (индекс щелочности) = $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$, мол. кол.; ASI (Aluminum saturation index, индекс глиноземистости) = $Al / (Ca - 1.67P + Na + K)$, мол. кол. Содержание редкоземельных элементов нормировано по хондриту [Boynnton, 1984], редких элементов – по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

Fig. 15. Compositions of granites from the Chernorud granulite zone in SiO_2 - K_2O (a), A/NK – ASI diagrams [Frost et al., 2001] (б), and the spectra of rare-earth (в) and rare (г) elements.

1 – hypersthene leucogranite (γ_1); 2 – biotite K-Na granite (γ_2); 3 – high-K biotite granites (γ_2). A/NK (alkalinity index) = $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$, mol. number; ASI (Aluminum saturation index) = $Al / (Ca - 1.67P + Na + K)$, mol. number. Normalized concentrations: rare-earth elements to chondrite [Boynnton, 1984], trace elements to the primitive mantle [Taylor, McLennan, 1985].

четы однозначно свидетельствуют, что гиперстеновые плагиограниты были сформированы за счет метабазитовых субстратов – дупироксеновых ортогнейсов Чернорудской зоны, биотитовые калинатровые лейкограниты – за счет плавления метапелитовых субстратов [Khromykh, 2006]. Ультракалиевые стресс-граниты («дощатики») требуют дополнительного изучения, как прямые петрологические индикаторы мантийно-корового взаимодействия в кровле глубинных магматических камер базитового состава.

5. U-Pb/Ar-Ar ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Определение возраста габбро-пироксенитов по первично-магматическим минералам-геохронометрам оказалось затруднительным в силу отсутствия в них цирконов и значительной степени измененности пород. Неизмененные разновидности роговообманковых габбро из зоны закалки «трубообразного» тела «Харгана-3» оказались мелкозернистыми, что не позволило выделить монофракции роговой обманки. В конечном итоге U-Pb и Ar-Ag изотопные данные были получены для щелочных сиенитов массива Улан-Харгана, гиперстеновых плагиогранитов Сапшиланского массива (γ_1), биотитовых гранитов шаранурского комплекса (γ_3), жилы и дайки которых секут массивы Улан-Харгана и Чернорудский, а также для постмагматических измененных амфиболитовых габброидов названных выше массивов (рис. 16).

U-Pb изотопное датирование проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Методика исследования применительно к проанализированным пробам подробно изложена в [Khromykh, 2006; Yudin, 2008; Travin, 2016a, 2016b], доступна на интернет-сайтах ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (<http://vsegei.ru/ru/structure/labanalytics/cir/cir-pribor/shrimp-ii.php>) и ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (http://www.igm.nsc.ru/images/diss/travin/dis_travin.pdf). Выполнено датирование цирконов, обладающих изометричной формой и магматической зональностью. Первичные уран-свинцовые изотопные данные для проанализированных проб представлены в диссертационных работах [Khromykh, 2006; Yudin, 2008; Travin, 2016b]. На рисунке 16 приведены окончательные результаты U-Pb/Ar-Ag геохронологических исследований. Датирование цирконов из «слепой» дайки щелочных сиенитов массива «Харгана-3» показало значение возраста $T=485\pm 1.5$ млн лет (обр. X-778, рис. 16, а). Датирование цирконов из гиперстеновых плагиогранитов Сапшиланского массива показало

значение возраста $T=496\pm 3$ млн лет (обр. X-656, рис. 16, б). Датирование цирконов из жилы биотитовых гранитов (γ_3), прорывающей мелкозернистые роговообманковые габбро зоны закалки тела «Харгана-3», показало значение возраста $T=469.7\pm 1.6$ млн лет (обр. X-783, рис. 16, в), а для биотитовых гранитов, прорывающих габбро-пироксениты Чернорудского массива, – $T=459.6\pm 1.4$ млн лет (обр. 20-Т, рис. 16, г).

Ar-Ag изотопное датирование было выполнено методом ступенчатого прогрева с использованием масс-спектрометра Noble gas 5400 фирмы Микро-масс (Англия) в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Методика исследований подробно изложена в работах [Yudin, 2008; Travin et al., 2009; Travin, 2016a, 2016b]. Для аналитических исследований были выбраны монофракции амфиболов из амфиболитовых пироксенитов Чернорудского массива и амфибол-содержащих апогабброидных пород, слагающих центральную часть трубообразного тела «Харгана-3». Изотопное датирование показало значения возраста для амфиболов из пироксенитов Чернорудского массива $T=445\pm 2$ млн лет (обр. 02-99, рис. 16, д), а для амфиболов из апогабброидов тела «Харгана-3» $T=440\pm 7$ млн лет (обр. X-404, рис. 16, е).

Общая сводка геохронологических данных, полученных для пород гранулитовой фации метаморфизма Чернорудской зоны, синметаморфических пород мантийного (габбро-пироксениты) и корового (граниты) генезиса, приведена в таблице 11. Полученные значения возраста для гиперстеновых плагиогранитов Сапшиланского массива соответствуют возрасту гранулитового метаморфизма 500–490 млн лет [Bibikova et al., 1990; Letnikov et al., 1990; Gladkochub et al., 2008], а значения возраста для биотитовых гранитов – возрасту амфиболитового метаморфизма (регрессивная стадия) и времени формирования большинства инъекционных K-Na гранитов, $T=470$ – 460 млн лет [Bibikova et al., 1990; Fedorovsky et al., 2005; Khromykh, 2006; Yudin, 2008; Vladimirov et al., 2008, 2011a, 2011b; Travin et al., 2009; Travin, 2016a, 2016b]. Значения возраста, полученные Ar-Ag методом по амфиболам и слюдам, соответствуют более поздним этапам сдвигового тектогенеза в Ольхонском регионе, $T=440$ – 430 млн лет [Yudin, 2008; Volkova et al., 2008; Travin et al., 2009; Vladimirov et al., 2011a, 2011b; Travin, 2016a, 2016b]. Учитывая вторичную метасоматическую природу использованного для датирования амфибола (паргасита), можно предположить, что датировка $T=440\pm 7$ млн лет соответствует проявлению наложенных метасоматических процессов и имеет «сквозное» региональное значение для Ольхонского метаморфического террейна в целом [Travin, 2016a, 2016b; Vladimirov et al., 2016a].

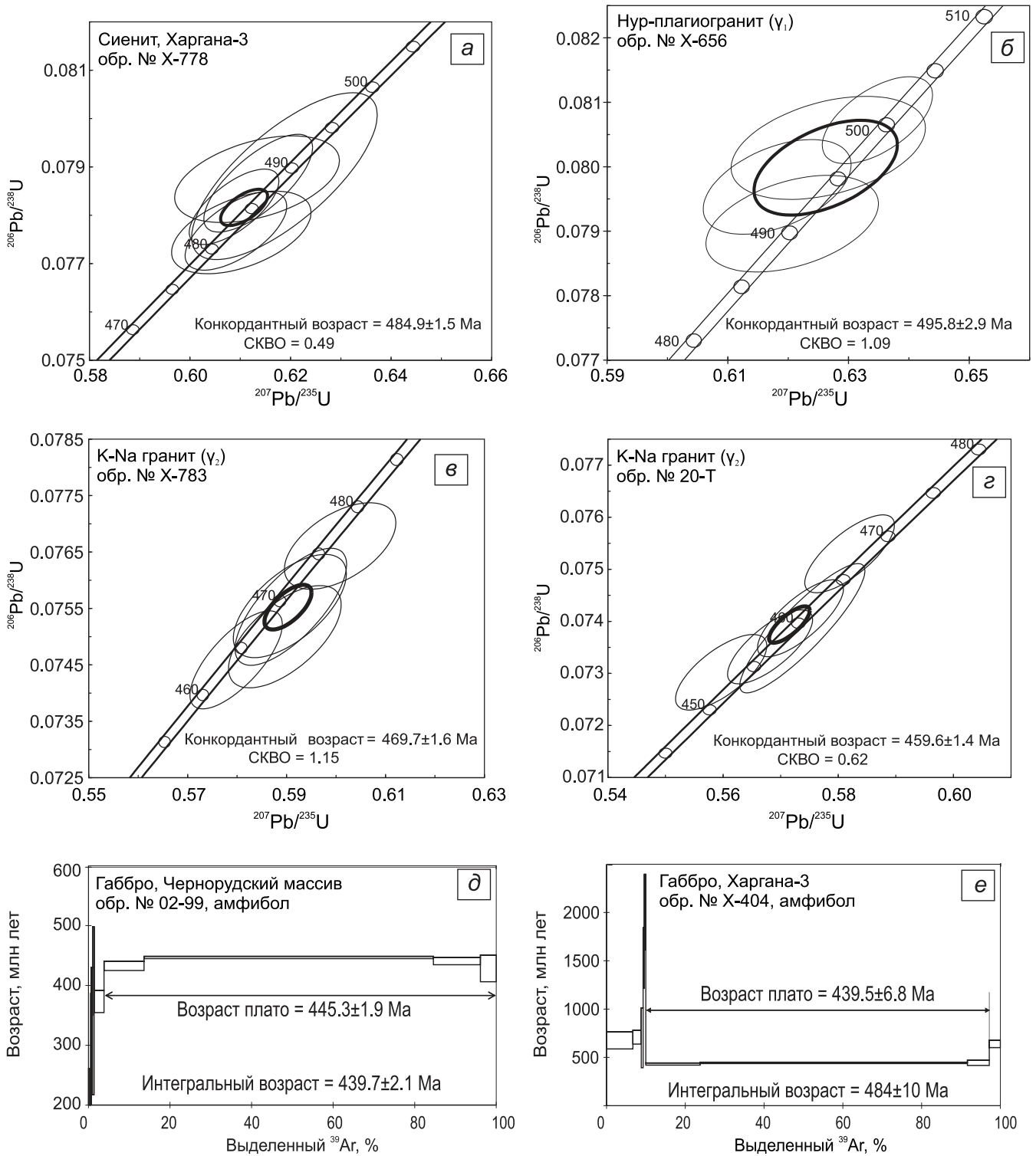


Рис. 16. U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов и Ar-Ar возрастные спектры для амфиболов из магматических пород Чернорудской гранулитовой зоны.

a-d – U-Pb диаграммы с конкордией, построенные по экспериментальным точкам измерений магматогенных цирконов из сиенитов массива Улан-Харгана (*a*), гиперстеновых лейкогранитов Сапшиланского массива (*б*), жилы биотитовых гранитов, секущих массив Улан-Харгана (*в*), Чернорудский массив (*г*); *d-e* – Ar-Ar возрастные спектры для амфиболов из Чернорудского массива (*д*) и массива Улан-Харгана (*е*).

Fig. 16. U-Pb diagrams with concordia for zircons, and Ar-Ar age spectra for amphiboles from the igneous rocks of the Chernorud granulite zone.

a-d – U-Pb diagrams with concordia based on the experiment measurement points of magmatogenic zircons from syenites of the Ulan-Khargana massif (*a*), hypersthene leucogranites of the Sapshilan massif (*б*), biotite granite veins across the Ulan-Khargana (*в*) and Chernorud (*г*) massifs; *d-e* – Ar-Ar age spectra for amphiboles of the Chernorud (*д*) and Ulan-Khargana (*е*) massifs.

Т а б л и ц а 11. Сводка изотопно-геохронологических данных для Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский метаморфический террейн)
 Table 11. Summary table of the isotope-geochronological data on the Chernorud granulite zone (Olkhonsky metamorphic terrane)

Объект	n/h	Порода	Минерал	Возраст, млн лет	Изотопный метод	Литературный источник
Чернорудская зона	1	Grt-Orx-Срх гнейс	Amp	435.1±3.9	Ag-Ar, ИГМ СО РАН, Новосибирск	[Volkova et al., 2008]
	2	Grt-Bt гнейс	Bt	405.9±3.4		
мыс Хадарта мыс Хобой	3	Orx-Срх гранулит	Zrn	507±8	U-Pb, SHRIMP-II, Research School of Earth Sciences at the Australian National University, Canberra, and the John de Laeter Centre for Mass Spectrometry at Curtin University of Technology, Perth, Australia	[Gladkochub et al., 2008, 2010]
	4	Срх гранулит,	Zrn	498±7		
Сапилянский массив жила в пределах массива Улан-Харгана	5	Нур плагиогранит	Zrn	496±3	U-Pb, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ,	[Vladimirov et al., 2008]
	6	Nph-нормативный сиенит	Zrn	485±1.5	Санкт-Петербург	
синкинематическая жила, прорывающая массив Улан-Харгана	7	Bt гранит-лейкогранит	Zrn	469±1.5		
	8		Zrn	460±1.5		
Чернорудская зона	9	Grt-Bt гнейс	Zrn	500±4	U-Pb, LA-ICP-MS, Nanjing University, China	[Li et al., 2009]
	10			479±2		
Чернорудская зона, район массива Улан-Харгана	11	Orx-Срх гнейс	Amp	435.1±3.9	Ag-Ar, ИГМ СО РАН, Новосибирск	[Travin et al., 2009, 2016]
	12		Bt	395.7±3.8		
	13	Grt-Bt гнейс	Bt	405±3.4		
	14	Срх-Hbl метасоматит	Amp	439.5±6.8		
	15	Габбро	Hbl	445.3±1.9		
	16	Лейкогранит	Bt	390.6±3.2		
	17		Kfs	402.9±3.8		
Чернорудская зона	18	Orx-Срх гнейс	Zrn	624±11	U-Pb, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург	[Volkova et al., 2010]
	19			470.5±8.3		
	20	Grt-Bt гнейс	Zrn	557±33		
	21			477±7.9		
Чернорудская зона, левобережье р. Тонга	22	Grt-Px основной гранулит	Zrn	479±5	U-Pb, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург	[Donskaya et al., 2017]
	23			545 (ядро)		

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Роль мантии в формировании гранулитовых комплексов при коллизионном орогенезе. С позиции классической плейт-тектоники при коллизионном орогенезе мантия ведет себя пассивно и формирование орогенных горно-складчатых сооружений осуществляется за счет скучивания и утолщения континентальной коры, что сопровождается масштабным гранитообразованием [Yin, Harrison, 1996; Rosen, Fedorovsky, 2001; Vladimirov et al., 2003]. Вместе с тем в последние два десятилетия накоплен большой объем геологических, изотопно-геохимических и геохронологических данных, свидетельствующих об активном участии мантии в процессах орогенеза и проявлении базит-ультрабазитового магматизма на разных стадиях развития складчатых систем. Для объяснения повышенного теплового потока и внедрения мантийных магм в аккреционно-коллизионные зоны предложен ряд геодинамических моделей.

Первая группа моделей предполагает возникновение астеносферных окон вследствие движения и взаимодействия тектонических плит: а) отрыв субдуцированной океанической литосферной плиты в зонах коллизии [Davies, Blanckenburg, 1995; Khain et al., 1996; Tychkov, Vladimirov, 1997; Vladimirov et al., 2003], б) деламинация утолщенных литосферных корней коллизионного орогенного сооружения [Houseman, Molnar, 1997; Gordienko, 2003], в) разрыв сплошности субдуцирующей плиты вследствие сдвиговых трансформных движений и сопряженных с ними деформаций [Martynov, Khanchuk, 2013; Khanchuk et al., 2015; Martynov et al., 2016].

Вторая группа моделей отводит ведущую роль мантийным плюмам, воздействие которых на аккреционно-коллизионные орогены вызывает повышение геотермического градиента и масштабный мантийно-коровый магматизм, проявившийся за относительно короткое время (Large Igneous Provinces, LIP, $\Delta T \leq 5-10$ млн лет) [Dobretsov et al., 2010; Yarmolyuk et al., 2013, 2014; Khromykh et al., 2013; Ernst, 2014; Xu et al., 2014; Ernst et al., 2016].

Третья модель, выдвинутая в период заложения основ плейт-тектоники, предполагала механическое выдавливание надсубдукционных мантийных магм в основание орогенного горно-складчатого сооружения в ходе реализации коллизии «островная дуга – континент»; тем самым снималось противоречие между коллизионными геодинамическими обстановками и мантийными магмами, участвующими в их композите и имеющими явные надсубдукционные геохимические «метки» [Dobretsov, 1980].

Важно подчеркнуть, что критерием выбора вышеперечисленных геодинамических моделей явля-

ется не только состав магматических продуктов, но и конфигурация очаговых ореалов, автономная по отношению к коллизионным структурам (модель 2 – LIP) или конформная с ними (модели 1, 3). Для Центрально-Азиатского складчатого пояса сейчас обоснованы различные комбинации геологических сценариев, обсуждение которых выходит за рамки предпринятого исследования (см., например, обзорные статьи [Vladimirov et al., 2003, 2008, 2013; Khromykh et al., 2016; Travin, 2016a; Donskaya et al., 2017]). Для Чернорудской гранулитовой зоны, входящей в состав Ольхонского метаморфического террейна, модель выдавливания остаточных надсубдукционных базальтовых расплавов с формированием крупных очагов на границе «кора – мантия» (андерплейтинг) представляется наиболее вероятной. В пользу этого вывода свидетельствуют оценки первичного состава магмы, отвечающие за формирование габбро-пироксенитовых массивов.

Для моделирования условий формирования габбро-пироксенитов (\pm анортозитов) и оценки состава родоначального расплава использовалась программа КОМАГМАТ 3.57 [Ariskin et al., 1993]. Модельные расчеты проводились в режиме формирования расслоенного интрузива при давлении 8 кбар, буфере QFM, содержании воды в расплаве 0.5 %. Максимальная степень кристаллизации родоначального расплава 80 %, шаг кристаллизации 1 мол. %.

Согласно расчетам, родоначальный расплав массива Улан-Харгана имеет состав: $\text{SiO}_2=46$ вес. %, $\text{TiO}_2=0.8$ вес. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=14.5$ вес. %, $\text{FeO}=9$ вес. %, $\text{MnO}=0.15$ вес. %, $\text{MgO}=11.8$ вес. %, $\text{CaO}=16.5$ вес. %, $\text{Na}_2\text{O}=1.0$ вес. %, $\text{K}_2\text{O}=0.2$ вес. %, $\text{P}_2\text{O}_5=0.05$ вес. %, Mg\# ($100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$)= 70 %. CIPW: плагиоклаз – 36.45, ортоклаз – 1.18, нефелин – 3.52, диопсид – 38.13, оливин – 18.94, ильменит – 1.52, апатит – 0.12. Кристаллизация родоначального расплава массива начинается при температуре 1282 °C. Порядок образования ликвидусных минералов: клинопироксен ($T=1282$ °C, $\text{En}_{47.2}\text{Fs}_{3.9}\text{Wo}_{49.0}\text{Al}_2\text{O}_{3.0}$) \Rightarrow плагиоклаз ($T=1254$ °C, An-90.8) \Rightarrow оливин ($T=1252$ °C, Fo-87.6). Формирование расслоенной серии массива предполагает следующую смену кумулятивных парагенезисов: $\text{Crx} \Rightarrow \text{Crx}+\text{Pl} \Rightarrow \text{Crx}+\text{Pl}+\text{Ol} \Rightarrow \text{Crx}+\text{Pl}$. Магнезиальность модельных кумулятов в процессе кристаллизационной дифференциации уменьшается от 88.0 до 35.8, содержание MgO – от 15.8 до 5.9 мас. %. Магнезиальность пород массива Улан-Харгана варьируется от 80.5 до 60.9, содержание MgO – от 15.8 до 4.3 мас. %.

Эти численные расчеты позволяют утверждать, что родоначальный расплав для массива Улан-Харгана отвечал магнезиальному базальту, наиболее близкому по составу к зоне закалки трубообразного тела «Харгана-3», весь спектр изученных

пород (габбро – пироксениты – анортозиты) может быть выведен из одного и того же расплава. Сравнивая имеющиеся химические анализы пород для всех крупных габбро-пироксенитовых тел «Харгана-1», «Харгана-2», Кучелга, Тонта (см. рис. 12, 13) [Khromykh, 2006] и метаморфического магма-минглинга [Fedorovsky et al., 2014], несмотря на их существенную постмагматическую измененность, можно сделать однозначный вывод о их генетическом родстве.

В качестве модельного родоначального расплава для массива Черноруд использован расплав, близкий по составу к родоначальному расплаву массива Улан-Харгана: $\text{SiO}_2=46$ вес. %, $\text{TiO}_2=0.8$ вес. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=15.3$ вес. %, $\text{FeO}=9$ вес. %, $\text{MnO}=0.15$ вес. %, $\text{MgO}=10.5$ вес. %, $\text{CaO}=17.0$ вес. %, $\text{Na}_2\text{O}=1.0$ вес. %, $\text{K}_2\text{O}=0.2$ вес. %, $\text{P}_2\text{O}_5=0.05$ вес. %, $\text{Mg\#}=67.5$ %. CIPW: плагиоклаз – 38.48, ортоклаз – 1.18, нефелин – 3.6, диопсид – 38.5, оливин – 16.45, ильменит – 1.52, апатит – 0.12. Кристаллизация расплава начинается при температуре 1273 °C. Первым ликвидусным минералом является клинопироксен состава $\text{En}_{44.1}\text{Fs}_{4.1}\text{Wo}_{51.8}\text{Al}_2\text{O}_3_{3.4}$. Затем следует кристаллизация плагиоклаза ($T=1260$ °C, $\text{An}-91.3$) и оливина ($T=1239$ °C, $\text{Fo}-85.1$).

Таким образом, согласно проведенному численному моделированию, при формировании массива Черноруд происходила следующая смена кумулятивных парагенезисов: $\text{Crx} \Rightarrow \text{Crx}+\text{Pl} \Rightarrow \text{Crx}+\text{Pl}+\text{Ol} \Rightarrow \text{Crx}+\text{Pl}$. Магнезиальность (Mg#) модельных кумулятов в процессе кристаллизационной дифференциации уменьшается от 86.8 до 35.6, содержание MgO – от 14.5 до 5.8 мас. %. Содержание MgO в породах массива Черноруд варьируется от 14.1 до 5.1 мас. %; $\text{Mg\#}=71.6-46.2$. На вариационных диаграммах (рис. 17) породы массива Черноруд образуют широкие поля составов. Однако для основных петрогенных элементов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O) тренд изменения составов пород соответствует тренду составов модельных кумулятов.

Таким образом, согласно геохимическим оценкам и численному моделированию, оба габбро-пироксенитовых массива, включая гранатовые пироксениты, вероятнее всего, были сформированы за счет кристаллизационной дифференциации единого родоначального расплава, соответствующего по химическому составу магнезиальному базальту, который наиболее близко отвечал островодужно-толеитовой серии.

Можно ли рассматривать остаточный «островодужный магматизм» в Чернорудской зоне как тепловой источник для гранулитового метаморфизма? Высокотемпературный метаморфизм на сравнительно малых глубинах (25–28 км) удалось оценить, применив независимые геотермобарометры для двупироксеновых ортогнейсов, мета-

пелитов и гранатовых пироксенитов. Полученные P-T-параметры оказались взаимосогласованными ($P=8.0-8.3$ кбар, $T=900-930$ °C, рис. 18), однако для их объяснения необходимо предполагать существование локального теплового источника, который обеспечивал аномальный температурный градиент в земной коре.

В качестве такого теплового источника могут выступать среднеглубинные магматические камеры (20–25 км), которые сейчас обнаружены в надсубдукционных и коллизионных геодинамических обстановках кайнозойского возраста. Для более древних глубокоэрозированных складчатых областей также реконструированы глубинные магматические камеры пикробазальтового состава [Egorova et al., 2006]. Для их объяснения предложено выделить автономный Алтае-Саянский плюм, с которым связана одноименная крупная изверженная провинция [Vladimirov et al., 2011a, 2011b, 2013]. В случае с Ольхонским метаморфическим террейном наиболее вероятным тепловым источником для гранулитового метаморфизма являлись остаточные островодужные расплавы, механически выдавленные под коллизионный ороген. Очевидно, что эти расплавы следует рассматривать лишь как дополнительный тепловой фактор, который необходимо учитывать на фоне регионального метаморфизма, связанного со скучиванием и погружением островодужных осадочно-вулканогенных толщ на глубину 25–28 км (рис. 18) [Travin, 2016a, 2016b; Vladimirov et al., 2016a, 2016c].

Петрологическая модель. Конкретные физические механизмы мантийно-корового взаимодействия, отвечавшие за «прорыв» границы Мохо (андерплейтинг) и становление каскада среднеглубинных базитовых магматических камер, до сих пор остаются дискуссионными, так как не были проведены основательные исследования, позволяющие реконструировать инъекции базитовых магм в гранулитовые толщи, для которых характерны вязкопластичные течения горных масс. Исключением являются результаты комплексных структурно-петрологических исследований габброидных массивов, минглинг-даек и глубинных мантийных ксенолитов, проведенных для Западно-Сангиленского фрагмента ранних каледонид Юго-Восточной Тувы [Egorova et al., 2006; Vladimirov A.G. et al., 2013; Vladimirov V.G. et al., 2005; Karmysheva et al., 2015]. Эти исследования позволили реконструировать динамику становления каскада разноглубинных пикробазитовых камер в условиях коллапса аккреционно-коллизионного горного сооружения и трансформных сдвигово-раздвиговых деформаций земной коры.

Явные признаки такого мантийно-корового взаимодействия подтверждаются также в деталь-

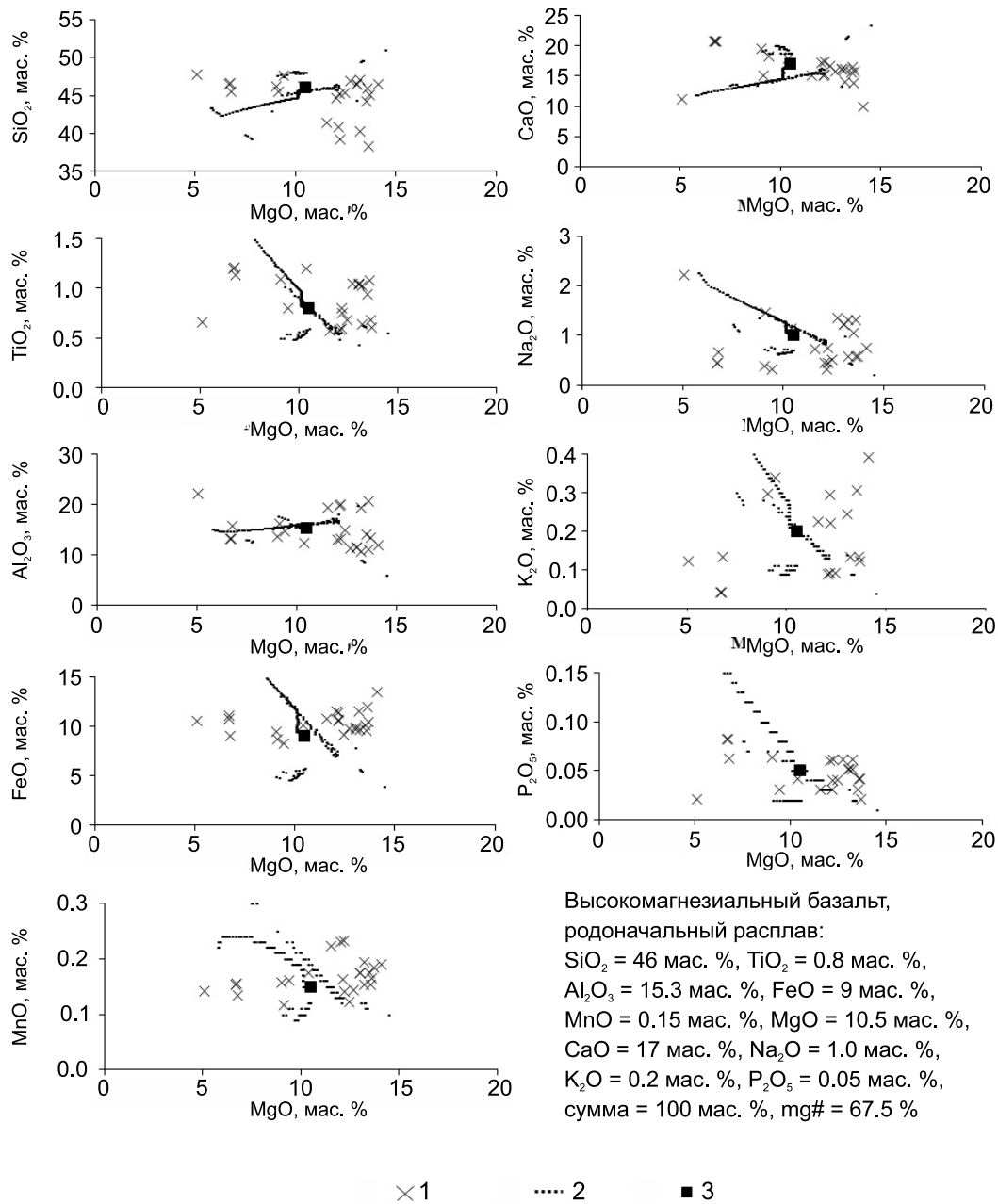


Рис. 17. Вариационные диаграммы распределения петрогенных элементов в породах массива Черноруд.

1 – породы массива Черноруд; 2 – составы кумулятивных фаз, полученные путём моделирования формирования расслоенного интрузива, исходя из состава модельного родоначального расплава по программе КОМАГМАТ 3.57 [Ariskin et al., 1993] при $P=8$ кбар 0.5 % H_2O , буфере QFM; 3 – состав модельного родоначального расплава массива Черноруд.

Fig. 17. Variation diagrams for petrogenetic elements in the rocks of the Chernorud massif.

1 – rock of the Chernorud massif; 2 – compositions of cumulative phases, according to the simulation of the layered intrusion structure, based on the composition of the model parent melt (COMAGMAT 3.57 software [Ariskin et al., 1993] at $P = 8$ kbar, 0.5 % H_2O , QFM buffer; 3 – composition of the model parent melt of the Chernorud massif.

ном представлении тектонической позиции мраморного меланжа и метаморфического магмаминглинга в Ольхонском регионе [Fedorovsky et al., 2012, 2014]. Основываясь на изложенных в этой работе структурно-геологических данных и учитывая, что подъем базит-ультрабазитовых магм в

гранулитовые толщи по диапировому механизму нереален ввиду их высокой плотности, что подкреплено первыми результатами численного математического моделирования [Gerya, Burg, 2007; Polyansky et al., 2016], можно предложить двухстадийную петрологическую модель магматических

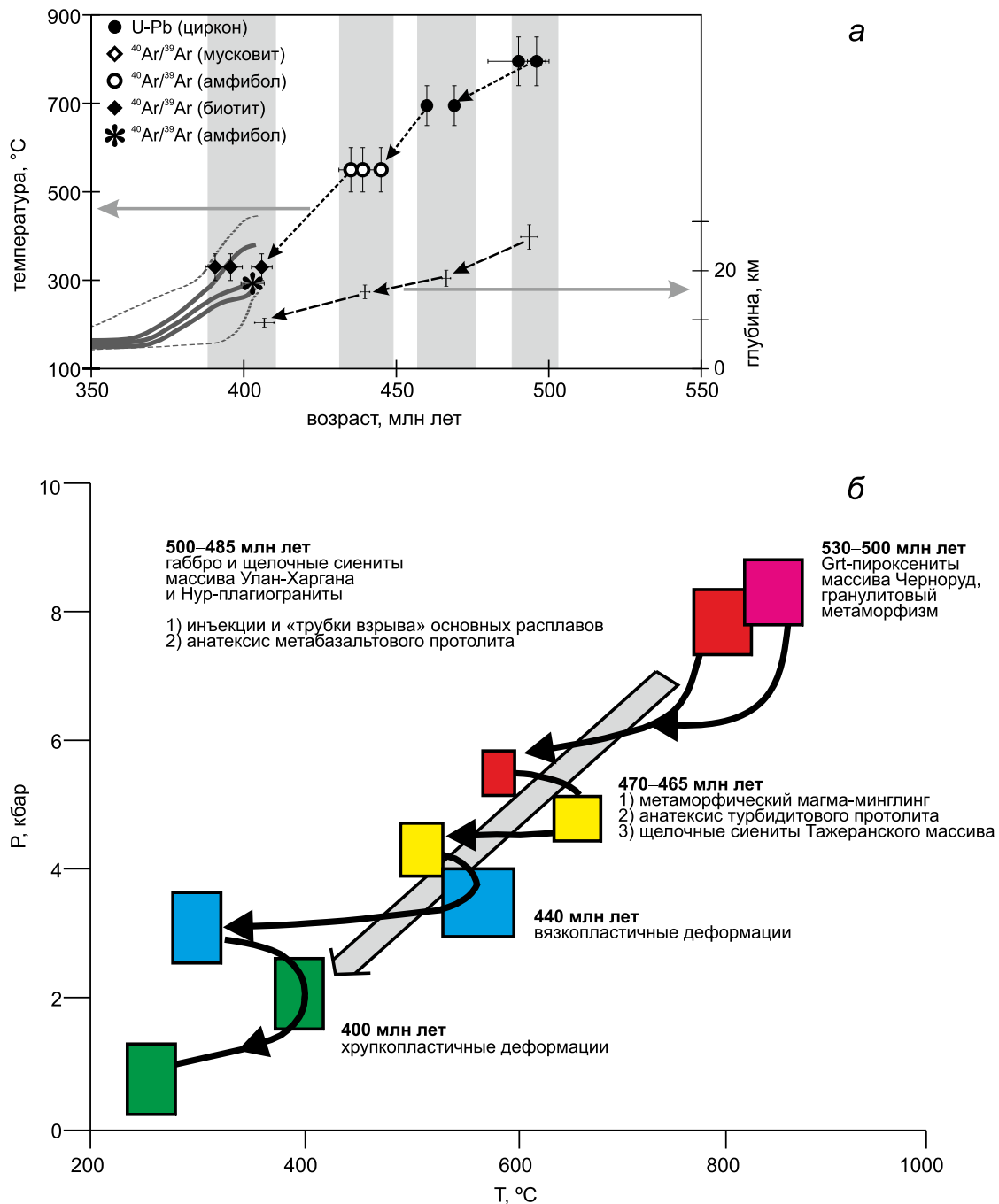


Рис. 18. Термическая история габбро-пироксенитовых тел, участвующих в строении Чернорудской гранулитовой зоны (по [Travin, 2016a, 2016b], с изменениями и дополнениями): а – геохронологические параметры метаморфических и магматических пород Чернорудской зоны; б – эволюция РТ-параметров метаморфических и магматических пород Чернорудской гранулитовой зоны.

Fig. 18. The thermal history of the gabbro-pyroxenite bodies involved in the structure of the Chernorud granulite zone (after [Travin, 2016a, 2016b], with modifications and additions): а – geochronological parameters of metamorphic and magmatic rocks from the Chernorud zone; б – evolution of the PT-parameters of the metamorphic and magmatic rocks from the Chernorud granulite zone.

инъекций [Vladimirov et al., 2016a, 2016b]. В графическом виде эта модель отражена на рисунках 19, 20, которые требуют особых комментариев.

На рисунке 19 представлена структурная схема юго-западной части зоны Черноруд и прогнозные

контуры не вскрытых в рельефе массивов габбро-пироксенитов, участвующих в мраморном меланже [Fedorovsky et al., 2014, рис. 20]. Завершая эту статью, авторы пишут: «...уже сейчас ясно, что синметаморфические мраморные меланжи – яркий и

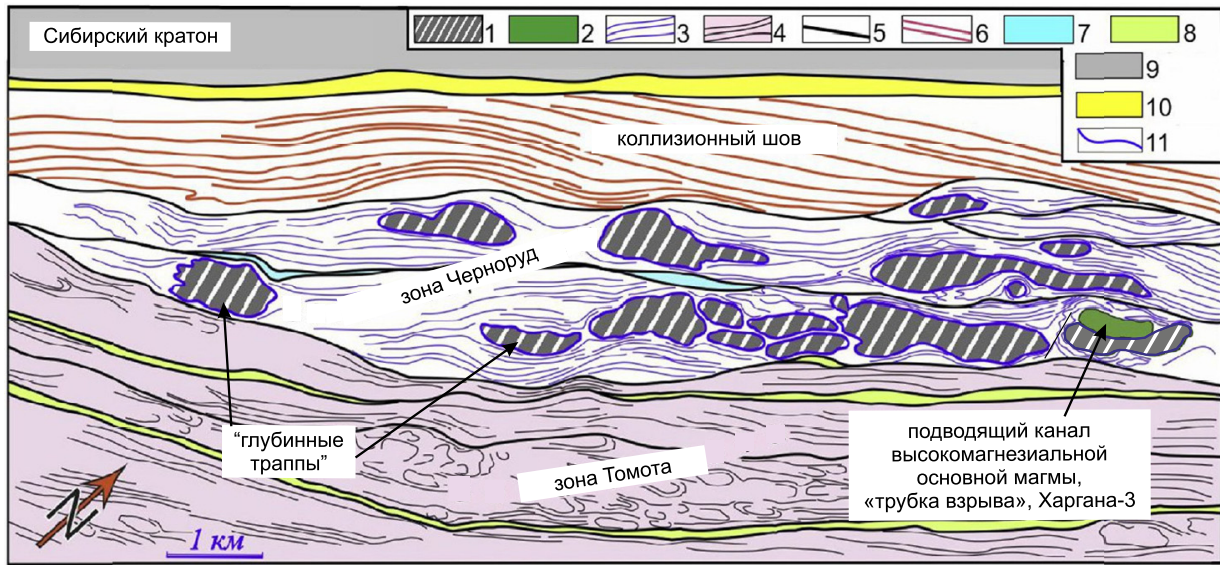


Рис. 19. Схема расположения в юго-западной части зоны Черноруд площадей развития складок покровного и сдвигового типа и прогноз не вскрытых в рельефе массивов габброидов [Fedorovsky et al., 2014].

1 – поля развития покровных складок и предполагаемые на небольшой глубине под ними массивы габбро и пироксенитов (зоны, защищенные от влияния сдвигов, окружающих массивы); 2 – вскрытый в рельефе массив Улан-Харгана (габбро и пироксениты), окруженный сдвигами; 3 – сдвиги в зоне Черноруд (структурные линии отдешифрованы на космоснимках и закартированы); 4 – сдвиги, покровные и купольные структуры в зоне Томота; 5 – бластомилонитовые швы – границы сдвиговых пластин; 6 – структурные линии в зоне коллизийного шва; 7 – дайковый пояс; 8 – шовный комплекс; 9 – Сибирский кратон; 10 – уступ Приморского разлома; 11 – зоны роллинга, «гасящие» эффект сдвиговой деформации.

Fig. 19. Schematic map of the southwestern part of the Chernorud zone. The map shows areas with nappe folding and shearing folds, and predicted gabbroid massifs that are not exposed in the relief [Fedorovsky et al., 2014].

1 – area of nappe folding and predicted shallow massifs of gabbro and pyroxenite (zones protected from the effects of strike-slip faults located around the massifs); 2 – Ulan-Khargana massif (gabbro and pyroxenite) surrounded by strike-slip faults and manifested in the relief; 3 – strike-slip faults in the Chernorud zone (structural lines are mapped as deciphered from satellite images); 4 – strike-slip faults, nappe and dome structures in the Tomota zone; 5 – blastomylonite sutures (boundaries of strike-slip fragments); 6 – structural lines in the collision suture zone; 7 – dyke belt; 8 – suture complex; 9 – Siberian craton; 10 – Primorsky fault scarp; 11 – zones of rolling which 'suppress' the effect of shearing.

экзотический компонент коллизийной геодинамики раннего палеозоя Ольхонского региона. Стечение самых разных по своей природе обстоятельств (весь хаос которых еще предстоит выяснить) привело к потере вязкости карбонатных пород, составлявших когда-то обычные стратиграфические разрезы. В условиях энергичной тектоники, сопровождавшей косую коллизию, эти пластифицированные мраморы становятся активным динамическим участником структурных комбинаций, невероятно запутывают и без того сверхсложные и генетически разнообразные композиции, картируемые в современном срезе. Если в будущем удастся доказать, что одна из причин появления меланжей связана с критическим изменением скорости деформаций (пока это – голая идея), то такие образования можно будет рассматривать как прямые индикаторы событий, которые пока не удастся измерить никакими изотопными методами» [Fedorovsky et al., 2014].

Необходимо согласиться с этими провидческими словами, если обратиться к экспериментальным данным и их математическому обоснованию при объяснении хорошо известного физического механизма гидроразрыва твердых тел [Panin V.E., Panin L.E., 2004]. В этом варианте базальтовый расплав «мгновенно» внедряется в сложный осадочно-вулканогенный разрез, обеспечивая пластификацию мраморов и, как следствие, специфический тип меланжа. Целесообразно присвоить этим геологическим образованиям новый петрологический термин «глубинные траппы», по аналогии с хорошо известными и детально изученными траппами на верхних уровнях земной коры [Ernst, 2014].

На рисунке 20 отражен каскад магматических камер базитового состава и даны первые предварительные оценки длительности магматических процессов – скоростных для инъекций и «глубинных траппов», средних – для промежуточных камер, вокруг которых появляются гранулитовые

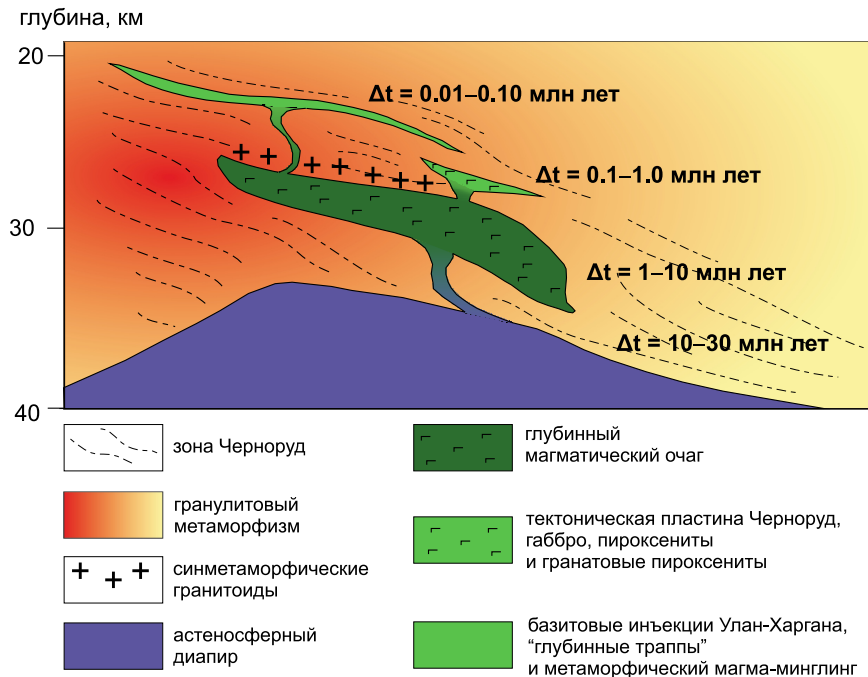


Рис. 20. Геологический сценарий, отражающий мантийно-короевое взаимодействие на глубинных уровнях Ольхонского метаморфического террейна (Чернорудская гранулитовая зона), и гипотетические оценки длительности метаморфических и магматических процессов.

Fig. 20. Geological scenario reflecting the mantle–crustal interaction at deep levels of the Olkhon metamorphic terrane (Chernorud granulite zone), and hypothetically estimated duration of metamorphic and igneous processes.

«пятна», и относительно медленных – для глубинного магматического очага (андерплейтинг). Подобные модели реалистичны и допускают возможность математического тестирования [Polyansky et al., 2015, 2016]. Перейдем к изложению модели.

Первая стадия отвечает гидроразрыву гранулитовой толщи и возникновению трубообразных или иных тел, по аналогии с кимберлитовыми трубками или подводными к траппам каналами различной формы [Sharapov et al., 1994]. Аналоговое моделирование процессов внедрений такого типа [Menand, 2008] продемонстрировало возможность гидроразрывов в пластических средах и выявило основные их предпосылки (высокие значения избыточного давления магм, наличие контрастных границ по упругим характеристикам субстрата). К этому необходимо добавить также обусловленные тектоническими движениями упругие сдвиговые и растягивающие напряжения, сопровождающиеся фрагментацией и «мозаичностью» реологии толщ [Panin V.E., Panin L.E., 2004; Vladimirov V. et al., 2005; Khlestov, Volkova, 2008]. Избыточные давления сублитосферных базитовых магм у нижнекоревой границы были обеспечены их положительной плавучестью по сравнению с окружающей более холодной мантийной литосферой, в то время как реология коровых пород контролирует конечное распо-

ложение и форму базит-ультрабазитовых магматических инъекций (см. статьи в настоящем спецвыпуске журнала *Geodynamics & Tectonophysics*).

Вторая стадия отвечает подъему флюидизированного остаточного базитового расплава сквозь возникающие трубы и разрывы, бронированные зонами закалки, и включает также последующую вязкую деформацию магматических тел вместе с вмещающими толщами в ходе масштабных коллизионных движений. В таких условиях можно объяснить подъемную силу базитовых расплавов, проникающих в гранулиты, тем, что вес столба расплава не компенсирует суммарного веса литосферного столба на том же интервале. Становятся также понятными причины появления «слепых» скаполит-содержащих апогабброидов и щелочных сиенитов в бронированной трубке «Харгана-3», флюидизированные остаточные расплавы которых, вероятнее всего, были выдавлены по уже имеющемуся транзитному каналу за счет избыточного внутрикамерного давления.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) изу-

чены габбро-пироксениты, слагающие синметаморфические интрузивные тела (Улан-Харгана), а также тектонические пластины (Черноруд) и многочисленные дезинтегрированные будины и включения, погруженные в метаморфический матрикс. Сравнительный анализ вещественного состава габбро-пироксенитов позволяет объединить их в единую островодужно-толеитовую серию, родоначальная магма которой отвечала магнезиальному базальту.

Гранулитовый метаморфизм ($P=7.7-8.6$ кбар, $T=770-820$ °С) был обусловлен не только погружением первичных осадочно-вулканогенных толщ на глубину 25–28 км, но также присутствием глубинного магматического очага магнезиальных базальтов. Оценки P - T параметров условий образования гранатовых пироксенитов, вероятнее всего, представляющих собой базиты и пироксениты прикровельной фации этого очага, составляют $P=8.0-8.3$ кбар, $T=900-930$ °С.

Петрологическими индикаторами существования глубинного базитового очага под гранулитовым слоем являются специфические по морфологии, внутреннему строению и вещественному составу трубообразные интрузии («диатремы»), «глубинные траппы» и «метаморфический магма-минглинг». Предложена двухстадийная петрологическая модель базитовых инъекций. Первая стадия отвечает гидроразрыву гранулитовой толщи и возникновению трубообразных или иных тел, по аналогии с кимберлитовыми трубками или подводными к траппам каналами различной формы. Вторая стадия отвечает подъему флюидизированного остаточного расплава сквозь возникающие трубы и разрывы, бронированные зонами закалки, и, как следствие, формированию метаморфического магма-минглинга в условиях вязких деформаций гранулитовых толщ.

Внедрение базитовых магм на уровень гранулитовой фации способствовало глубинному анатексису, формированию синметаморфических гиперстенсодержащих плагиогранитов (500–490 млн лет, U/Pb изотопное датирование) и высококалийных стресс-гранитов. Спецификой Ольхонского ме-

таморфического террейна, включая Чернорудскую гранулитовую зону, являются интенсивные сдвиговые вязкопластичные и хрупкопластичные деформации, сопровождавшие процессы метаморфизма, внедрения и становления габбро-пироксенитов и анатексиса корового субстрата, что привело к фрагментации интрузивных тел и формированию особого класса тектонических структур – метаморфического магма-минглинга.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

В разные годы вместе с авторами статьи в полевом изучении гранулитов, габбро-пироксенитов и синметаморфических гранитов Чернорудской зоны Ольхонского региона, а также в многочисленных дискуссиях участвовали коллеги из институтов Российской академии наук, расположенных в Москве, Иркутске, Улан-Удэ, преподаватели, аспиранты и студенты Новосибирского, Томского государственных университетов и Иркутского государственного технического университета. Такие обсуждения и споры были очень полезны. Особенно большое значение имели совместные экспедиции и постоянные дискуссии, неформальным руководителем которых являлся профессор, доктор геолого-минералогических наук В.С. Федоровский, заложивший геокартографические основы Ольхонского геодинамического полигона. Всем соавторам этой работы мы признательны в первую очередь.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 14-05-00747, 14-05-00712, 14-05-04156, 15-35-08843), а также при поддержке Программ повышения конкурентоспособности Новосибирского, Томского государственных университетов и Иркутского государственного технического университета. Обработка всех геологических и аналитических материалов была осуществлена в рамках выполнения Программы Минобрнауки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ) и Программы фундаментальных исследований СО РАН (проект ОНЗ 10.3).

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Aranovich L.Ya., Berman R.G., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126 (1–2), 25–37. <https://doi.org/10.1007/s004100050233>.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L., 1993. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processer. *Computers and Geosciences* 19 (8), 1155–1170. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6).
- Berman R.G., 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist* 29 (4), 833–855.

- Berman R.G., Aranovich L.Ya., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126 (1), 1–24. <https://doi.org/10.1007/s004100050232>.
- Bibikova E.V., Karpenko S.F., Sumin L.V., Bogdanovsky O.G., Kirnozova T.I., Lyalikova A.V., Makarova V.A., Arakelyants M.M., Korikovskiy S.P., Fedorovsky V.S., Petrova Z.I., Levitskiy V.I., 1990. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb, and K-Ar age of metamorphic and magmatic rocks of the Olkhon area (Western Baikal). In: V.M. Shemyakin (Ed.), *Geology and geochronology of the Precambrian of the Siberian platform and its framework*. Nauka, Leningrad, p. 170–183 (in Russian) [Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Киринозова Т.И., Ляликосова А.В., Макарова В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления / Ред. В.М. Шемякин. Л.: Наука, 1990. С. 170–183].
- Boynnton 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>.
- Davies J. Huw., von Blanckenburg F., 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 129 (1–4), 85–102. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00237-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-S).
- Didier J., Barbarin B., 1991. Enclaves and granite petrology. In: *Developments in Petrology*, vol. 13. Elsevier, Amsterdam – Oxford – New York – Tokio, p. 545–549.
- Dobretsov N.L., 1980. Introduction to the Global Petrology. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 200 p. [Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука. СО, 1980. 200 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>.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., 2007. Late Cambrian-Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.006>.
- Dokukina K.A., Vladimirov V.G., 2005. Tectonic fragmentation of basaltic melt. *Doklady Earth Sciences* 401 (2), 182–186.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Cho M., Cheong W., Kim J., 2013. Synmetamorphic granitoids (~490 Ma) as accretion indicators in the evolution of the Olkhon terrane (western Cisbaikalia). *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1205–1218. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.006>.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J., 2017. Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian orogenic belt. *Gondwana Research* 42, 243–263. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.016>.
- Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E., 2006. The lithosphere beneath the Sangilen plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts. *Mineralogy and Petrology* 88 (3), 419–441. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0121-0>.
- Ermolov P.V., Izokh E.P., Ponomareva A.P., Tyan V.D., 1977. Gabbro-Granite Intrusive Series of Western Zaisan Fold System. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 245 p. (in Russian) [Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тян В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука. СО, 1977. 245 с.].
- Ernst R.E., 2014. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, Cambridge, 653 p. <https://doi.org/10.1017/CB09781139025300>.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N., 2016. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience* 9 (6), 464–469. <https://doi.org/10.1038/ngeo2700>.
- Fedorovsky V.S., 2004. Geological Map of the Southwestern Part of Olkhon Region. GIN RAS, Moscow (in Russian) [Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М.: ГИН РАН, 2004].
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S., 2005. The Olkhon collision system (Baikal region) In: E.V. Sklyarov (Ed.), *Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment*. Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 5–76.
- Fedorovsky V.S., Khain E.V., Vladimirov A.G., Kargopolov S.A., Gibsher A.S., Izokh A.E., 1995. Tectonics, metamorphism and magmatism in early Caledonian collision zones of Central Asian fold belt. *Geotektonika (Geotectonics)* (3), 3–22 (in Russian) [Федоровский В.С., Хаин Е.В., Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22].

- Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Gladkochub D.P., 2014. Tectonic position of marble melanges in the Early Paleozoic accretion-collisional system of the Western Pribaikalie. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 595–624 (in Russian) [Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. Тектоническая позиция мраморного меланжа в аккреционно-коллизийной системе раннего палеозоя Западного Прибайкалья // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 3. С. 595–624]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0145>.
- Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Lavrenchuk A.V., Izokh A.E., Agatova A.R., Kotov A.B., 2012. Aerospace geological map of south-west part of the Chernorud and Tomota zones (Lake Baikal) of Ol'khon region. The Ol'khon geodynamic proving ground. A1 TIS, Moscow [Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изох А.Э., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). Ольхонский геодинамический полигон. М.: А1 ТИС, 2012].
- Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., 2010. The Olkhon geodynamic proving ground (Lake Baikal): high resolution satellite data and geological maps of new generation. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 331–418 (in Russian) [Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // *Геодинамика и тектонофизика*. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418]. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0026>.
- 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>.
- Gamble R.J.A., 1979. Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks in the Tertiary central complex of Slieve Gullion, Northeast Ireland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5 (3–4), 297–316. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90021-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90021-0).
- Gerya T.V., Burg J.-P., 2007. Intrusion of ultramafic magmatic bodies into the continental crust: Numerical simulation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 160 (2), 124–142. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.10.004>.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Larionov A.N., Sergeev S.A., 2010. The Olkhon metamorphic terrane in the Baikal region: An Early Paleozoic collage of Neoproterozoic active margin fragments. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 447–460. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.001>.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A., 2008. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia). *Journal of the Geological Society* 165 (1), 235–246. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-125>.
- Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Nicoll G., Motova Z.L., Kornilova T.A., 2013. Early evolution of the Paleoasian ocean: LA-ICP-MS dating of detrital zircon from Late Precambrian sequences of the southern margin of the Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1150–1163. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.002>.
- Gordienko I.V., 2003. Indicator igneous assemblages in the Central Asian fold belt: implications for geodynamic environments of the Paleoasian ocean. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (12), 1294–1304 (in Russian) [Гордиенко И.В. Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в геодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44. № 12. С. 1294–1304].
- Holland T.J.B., Powell R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16 (3), 309–343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>.
- Houseman G.A., Molnar P., 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere. *Geophysical Journal International* 128 (1), 125–150. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb04075.x>.
- Ivanov A.N., Shmakin B.M., 1980. Granites and Pegmatites of Western Pribaikalie. Nauka, Moscow, 219 p. (in Russian) [Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. 219 с.].
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A., 2015. Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system of Early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia). *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (3), 289–310. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-3-0183>.
- Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N., 2015. The Sikhote–Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data. *Journal of Asian Earth Sciences* 120, 117–138. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2015.10.023>.
- Khlestov V.V., Volkova N.I., 2008. Effects of irregular strike-slip deformations at deep levels of collision systems (by the example of the Ol'khon region). In: *Lithosphere Petrology and Origin of Diamond. Abstracts of International Symposium dedicated to the 100th birthday of Academician V.S. Sobolev (June 5–7, 2008, Novosibirsk)*. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, p. 148.
- Khromykh S.V., 2006. Petrology of Igneous Complexes of Deep Levels of Collision Systems (Example of West Baikal Region Early Caledonides). Author's PhD thesis (Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 20 p. (in Russian) [Хромых С.В. Петрология магматических комплексов глубинных уровней коллизийных систем (на примере ранних каледонид Ольхонского региона Западного Прибайкалья): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006. 20 с.].

- Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Navozov O.V., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Travin A.V., Yudin D.S., Burkina 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., Azimbaev E., Lobanov S.S., 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>.
- Khubanov V.B., Vrublevskaya T.T., Tsygankov A.A., Vladimirov A.G., Buyantuev M.D., Sokolova E.N., Posokhov V.F., Khromova E.A., 2017. Melting conditions of granitoid xenoliths in contact with alkaline mafic magma (Gusinozerskaya dyke, Western Transbaikalia): to the problem of the origin of ultrapotassic acid melts. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 347–368 (in Russian) [Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т., Цыганков А.А., Владимиров А.Г., Бунтуев М.Д., Соколова Е.Н., Посохов В.Ф., Хромова Е.А. Условия плавления гранитоидных ксенолитов в контакте со щелочно-базитовой магмой (Гусиноозерская дайка, Западное Забайкалье): к проблеме происхождения ультракалийевых кислых расплавов // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 2. С. 347–368]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0245>.
- Korikovskiy S.P., Fedorovskiy V.S., 1981. Petrology of metamorphic rocks in Priol'khonie. In: *Geology of granulites. Guidebook of Baikal International Symposium. Irkutsk*, p. 70–80 (in Russian) [Кориковский С.П., Федоровский В.С. Петрология метаморфических пород Приольхонья // *Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума. Иркутск*, 1981. С. 70–80].
- Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Khain E.V., Kovach V.P., Berezhnaya N.G., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., 2002. Early Caledonian crystalline rocks of the Lake Zone in Mongolia: formation history and tectonic settings as deduced from U–Pb and Sm–Nd datings. *Geotectonics* 36 (2), 156–166.
- Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Yarmolyuk V.V., Kozlovskiy A.M., Kovach V.P., Azimov P.Ya., Anisimova I.V., Lebedev V.I., Enjin G., Erdenejargal Ch., Plotkina Yu.V., Fedoseenko A.M., Yakovleva S.Z., 2012. Convergent boundaries and related igneous and metamorphic complexes in caledonides of Central Asia. *Geotectonics* 46 (1), 16–36. <https://doi.org/10.1134/S0016852112010037>.
- Letnikov F.A., Khalilov V.A., Savelyeva V.B., 1990. The isotopic age of igneous rocks in Priol'khonie. *Doklady AN SSSR* 313 (1), 171–174 (in Russian) [Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья // *Доклады АН СССР*. 1990. Т. 313. № 1. С. 171–174].
- Li X.C., Yu J.H., Sang L.Q., Luo L., Zhu G.R., 2009. Granulite facies metamorphism of the Olkhon terrane in southern Siberian craton and tectonic significance. *Acta Petrologica Sinica* 12, 3346–3356.
- Litvinovskiy B.A., Zanzvilevich A.N., Lyapunov S.M., Bindeman I.N., Davis A.M., Kalmanovich M.A., 1995. Model of composite basite-granitoid dike generation (Shaluta pluton, Transbaikalia). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 36 (7), 3–22 (in Russian) [Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М., Биндеман И.Н., Дэвис А.М., Калманович М.А. Условия образования комбинированных базит-гранитных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 7. С. 3–22].
- Makrygina V.A., Petrova Z.I., 1996. Geochemistry of migmatites and granitoids of Priol'khon'e and Ol'khon Island, Baikal region. *Geochemistry International* 34 (7), 574–585.
- Makrygina V.A., Petrova Z.I., Koneva A.A., 1993. Geochemistry of basic schists in the Olkhon area and on Olkhon Island, West Baikal Region. *Geochemistry International* 30 (1), 1–6 [Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // *Геохимия*. 1992. № 6. С. 771–786].
- Makrygina V.A., Petrova Z.I., Koneva A.A., Suvorova L.F., 2008. Composition, P–T parameters, and metasomatic transformations of mafic schists of the Svyatoi Nos Peninsula, Eastern Baikal area. *Geochemistry International* 46 (2), 140–155. <https://doi.org/10.1134/S0016702908020043>.
- Martynov Yu.A., Golozubov V.V., Khanchuk A.I., 2016. Mantle diapirism at convergent boundaries (Sea of Japan). *Russian Geology and Geophysics* 57 (5), 745–755. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.016>.
- Martynov Y.A., Khanchuk A.I., 2013. Cenozoic volcanism of the eastern Sikhote Alin: Petrological studies and outlooks. *Petrology* 21 (1), 85–99. <https://doi.org/10.1134/S0869591113010049>.
- Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Bukharov A.A., Goregliad A.V., 2001. Mafic intrusive complexes of Priol'khonie (Western Baikal region). In: *Petrology of igneous and metamorphic complexes. Proceedings of the scientific conference. Tomsk*, p. 165–170 (in Russian) [Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А., Горегляд А.В. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // *Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы совещания. Томск*, 2001. С. 165–170].
- Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Orsoev D.A., Vladimirov A.G., Travin A.V., Khromykh S.V., Yudin D.S., 2005. Indicator role of basic-ultrabasic complexes for the geodynamic interpretation of the tectonic blocks at the southern margin of the Siberian craton. In: *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 3. Institute of Earth's Crust, Irkutsk*, vol. 2, p. 49–52 (in Russian) [Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсов Д.А., Владимиров А.Г., Травин А.В., Хромых С.В., Юдин Д.С. Индикаторная роль базит-ультрабазитовых комплексов в интерпретации геодинамической природы тектонических блоков южного обрамления Сибирского кратона // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 3. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 2. С. 49–52].

- Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., Volkova N.I., Kolotilina T.B., Mikheev E.I., Travin A.V., Yudin D.S., Khlestov V.V., Khromykh S.V., 2013. Restitic ultramafic rocks in the Early Caledonian collisional system of western Cisbaikalia. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1219–1235. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.007>.
- Melnikov A.I., 2011. Structural Evolution of Metamorphic Complexes of Precambrian Crystalline Shields. Geo, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Мельников А.И. Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов. Новосибирск: Гео, 2011. 288 с.]
- Menand T., 2008. The mechanics and dynamics of sills in layered elastic rocks and their implications for the growth of laccoliths and other igneous complexes. *Earth and Planetary Science Letters* 267 (1–2), 93–99. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.043>.
- Mullen E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62 (1), 53–62. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5).
- Nimis P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121 (2), 115–125. <https://doi.org/10.1007/s004100050093>.
- Panin V.E., Panin L.E., 2004. Scale levels of homeostasis in deformable solids. *Physical Mesomechanics* 7 (3–4), 5–20 [Панин В.Е., Панин Л.Е. Масштабные уровни гомеостаза в деформируемом твердом теле // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № 4. С. 5–23].
- Pearce J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, p. 525–548.
- Polyansky O.P., Babichev A.V., Sukhorukov V.P., Zinoviev S.V., Reverdatto V.V., 2015. A thermotectonic numerical model of collisional metamorphism in the Mongolian Altai. *Doklady Earth Sciences* 465 (1), 1164–1167. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15110124>.
- Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Babichev A.V., Sverdlova V.G., 2016. The mechanism of magma ascent through the solid lithosphere and relation between mantle and crustal diapirism: numerical modeling and natural examples. *Russian Geology and Geophysics* 57 (6), 843–857. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.05.002>.
- Rosen O.M., Fedorovsky V.S., 2001. Collision granitoids and the Earth's crust layering (examples for Cenozoic, Paleozoic and Proterozoic collision systems). Nauchnyi Mir, Moscow, 188 p. (in Russian) [Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.]
- Sharapov V.N., Romensky E.I., Dorovsky V.N., 1994. Hydrodynamics of basic melt intrusion in stratified complexes of the Earth's crust. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (3), 20–28 (in Russian) [Шарапов В.Н., Роменский Е.И., Доровский В.Н. Гидрогеодинамика интрузии базитового расплава в стратифицированные толщи земной коры // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 3. С. 20–28].
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S., 2006. Magma mingling: Tectonic and geodynamic implications. *Geotectonics* 40 (2), 120–134. <https://doi.org/10.1134/S001685210602004X>.
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S., Gladkochub D.P., Vladimirov A.G., 2001. Synmetamorphic basic dikes as indicators of collision structure collapse in the Western Baikal region. *Doklady Earth Sciences* 381 (9), 1028–1033.
- Sukhorukov V.P., Travin A.V., Fedorovsky V.S., Yudin D.S., 2005. The age of shear deformations in the Ol'khon region, western Cisbaikalia (from results of ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (5), 579–583.
- Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Travin A.V., 2016a. Thermochronology of Early Paleozoic collisional and subduction-collisional structures of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 57 (3), 434–450. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.006>.
- Travin A.V., 2016b. Thermochronology of Subduction-Collision and Collision Events in Central Asia. DSc thesis (geology). Novosibirsk, 278 p. (in Russian) [Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизионных, коллизионных событий Центральной Азии: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2016. 278 с.]
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., 2009. Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon region, Western Baikal area. *Geochemistry International* 47 (11), 1107–1124. <https://doi.org/10.1134/S0016702909110068>.
- Tychkov S.A., Vladimirov A.G., 1997. Model of break-off of the subducted oceanic lithosphere in the Indo-Eurasian collision zone. *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences* 354 (4), 515–518.
- Vladimirov A.G., Balykin P.A., Phan Luu Anh, Kruk N.N., Ngo Thi Phuong, Travin A.V., Tran Trong Hoa, Annikova I.Yu., Kuybida M.L., Borodina E.V., Karmysheva I.V., Bui An Nien, 2012. The Khao Que-Tam Tao gabbro-granite massif, Northern Vietnam: A petrological indicator of the Emeishan plume. *Russian Journal of Pacific Geology* 6 (5), 395–411. <https://doi.org/10.1134/S1819714012050065>.
- Vladimirov A.G., Fedorovsky V.S., Khromykh S.V., Dokukina K.A., 2004. Synmetamorphic stress-granites in deep levels of the Early Caledonian collisional system in the Western Baikal region. *Doklady Earth Sciences* 397 (6), 771–777.
- Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V., Babin G.A., Kruk N.N., Khlestov V.V., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S., Shelepaev R.A., Karmysheva I.V., Mikheev E.I., 2013. Gabbro-granite intrusive series and their indicator importance for geodynamic reconstructions. *Petrology* 21 (2), 158–180. <https://doi.org/10.1134/S0869591113020070>.

- Vladimirov A., Khromykh S., Mekhonoshin A., Volkova N., Travin A., Mikheev E., Vladimirova A., 2016a. The main features of the interaction of mantle magmas with granulite complexes of the lower crust and their relationship with granitic melts (exemplified by the Early Caledonides of the West Baikal region, Russia). *Geophysical Research Abstracts* 18, EGU2016-14465-2 (EGU General Assembly 2016). Available from: <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2016/EGU2016-14465-2.pdf>.
- Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Mekhonoshin A.S., Volkova N.I., Travin A.V., Yudin D.S., Kruk N.N., 2008. U-Pb dating and Sm-Nd systematics of igneous rocks in the Ol'khon region (Western Baikal coast). *Doklady Earth Sciences* 423 (2), 1372–1375. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08090092>.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V., 2003. Geodynamics and granitoid magmatism of collisional orogens. *Geologia i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (12), 1321–1338.
- Vladimirov A.G., Mekhonoshin A.S., Davydenko Yu.A., Khlestov V.V., Volkova N.I., Khromykh S.V., Mikheev E.I., 2016b. Dynamics of basic-ultrabasic injections at the deep levels of accretion-collision system (Ol'khon region, lake Baikal). In: *Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Issue 8. CSTI Publishing House, Tomsk*, p. 47–53. (in Russian) [Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Давыденко Ю.А., Хлестов В.В., Волкова Н.И., Хромых С.В., Михеев Е.И. Динамика внедрения базит-ультрабазитовых тел на глубинных уровнях аккреционно-коллизийных систем (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. Томск: ЦНТИ, 2016. С. 47–53.]
- Vladimirov A.G., Mekhonoshin A.S., Volkova N.I., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S., 2006. Metamorphism and magmatism of the Chernorud Zone of the Olkhon region, West Pribaikalie. In: *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 4. Institute of Earth's Crust SB RAS, Irkutsk*, vol. 1, p. 57–61 (in Russian) [Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С. Метаморфизм и магматизм Чернорудской зоны Ольхонского региона, Западное Прибайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. Т. 1. С. 57–61].
- Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Babin G.A., Travin A.V., Kolotilina T.B., Khromykh S.V., Yudin D.S., Karmysheva I.V., Korneva I.B., Mikheev E.I., 2011a. Importance of plume tectonics and strike-slip deformations of the lithosphere for Central Asia early caledonides evolution. *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya Sektsii nauk o Zemle RAEN. Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorozhdeniy* (1), 105–119 (in Russian) [Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Бабин Г.А., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Корнева И.Б., Михеев Е.И. Роль плюм-тектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2011. № 1. С. 105–119].
- Vladimirov A.G., Volkova N.I., Travin A.V., Vladimirov V.G., Khromykh S.V., Yudin D.S., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., 2011b. The geodynamic model of formation of Early Caledonides in the Olkhon region (West Pribaikalie). *Doklady Earth Sciences* 436 (2), 203–209. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10901234>.
- Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Travin A.V., Rudnev S.N., Shemelina I.V., Barabash N.V., Savinykh Ya.V., 2005. Model of the tectonometamorphic evolution for the Sangilen block (Southeastern Tuva, Central Asia) as a reflection of the early Caledonian accretion-collision tectogenesis. *Doklady Earth Sciences* 405 (8), 1159–1165.
- Volkova N.I., Travin A.V., Yudin D.S., Khromykh S.V., Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., 2008. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of metamorphic rocks of the Ol'khon region (Western Baikal region). *Doklady Earth Sciences* 420 (1), 686–689. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08040363>.
- Volkova N.I., Vladimirov A.G., Travin A.V., Mekhonoshin A.S., Khromykh S.V., Yudin D.S., Rudnev S.N., 2010. U-Pb isotopic dating of zircons (SHRIMP-II) from granulites of the Ol'khon region of Western Baikal area. *Doklady Earth Sciences* 432 (2), 821–824. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10060243>.
- Wiebe R.A., 1973. Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. *American Journal of Science* 273 (2), 130–151. <https://doi.org/10.2475/ajs.273.2.130>.
- Xu Y., Wei X., Luo Z., Liu H., 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., Kozlovsky A.M., Kuzmin M.I., 2013. Late Paleozoic – Early Mesozoic within-plate magmatism in North Asia: traps, rifts, giant batholiths, and the geodynamics of their origin. *Petrology* 21 (2), 101–126. <https://doi.org/10.1134/S0869591113010062>.
- 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>.
- Yin A., Harrison M., 1996. *The Tectonic Evolution of Asia (World and Regional Geology)*. Cambridge University Press, Cambridge, 710 p.
- Yudin D.S., 2008. Thermochronological model of the Early Caledonides of Ol'khon region (West Baikal region). Author's PhD thesis (Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 16 p. (in Russian) [Юдин Д.С. Термохронологическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2008. 16 с.]



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



Мехоношин Алексей Сергеевич, канд. геол.-мин. наук
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия
Иркутский национальный исследовательский технический университет
664074, Иркутск, ул. Лермонтова 83, Россия
e-mail: mekhonos@igc.irk.ru

Mekhonoshin, Aleksei S., Candidate of Geology and Mineralogy
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS
1A Favorsky street, Irkutsk 664033, Russia
Irkutsk National Research Technical University
83 Lermontov street, Irkutsk 664074, Russia
e-mail: mekhonos@igc.irk.ru



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



Михеев Евгений Игоревич
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: mikheev@igm.nsc.ru

Mikheev, Evgenii I.
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: mikheev@igm.nsc.ru



Травин Алексей Валентинович, докт. геол.-мин. наук
 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: travin@igm.nsc.ru

Travin, Aleksei V., Doctor of Geology and Mineralogy
 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: travin@igm.nsc.ru



Волкова Нина Ивановна, канд. геол.-мин. наук
 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: nvolkova@igm.nsc.ru

Volkova, Nina I., Candidate of Geology and Mineralogy
 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: nvolkova@igm.nsc.ru



Колотилина Татьяна Борисовна, канд. геол.-мин. наук
 Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия
 Иркутский национальный исследовательский технический университет
 664074, Иркутск, ул. Лермонтова 83, Россия
 e-mail: tak@igc.irk.ru

Kolotilina, Tatiana B., Candidate of Geology and Mineralogy
 A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS
 1A Favorsky street, Irkutsk 664033, Russia
 Irkutsk National Research Technical University
 83 Lermontov street, Irkutsk 664074, Russia
 e-mail: tak@igc.irk.ru



Давыденко Юрий Александрович, канд. техн. наук
 Иркутский национальный исследовательский технический университет
 664074, Иркутск, ул. Лермонтова 83, Россия
 e-mail: davydenkoya@gmail.com

Davydenko, Yury A., Candidate of Technical Sciences
 Irkutsk National Research Technical University
 83 Lermontov street, Irkutsk 664074, Russia
 e-mail: davydenkoya@gmail.com



Бородина Евгения Викторовна, канд. геол.-мин. наук
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия
e-mail: borev@igm.nsc.ru

Borodina, Evgeniya V., Candidate of Geology and Mineralogy
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptyug ave, Novosibirsk 630090, Russia
e-mail: borev@igm.nsc.ru



Хлестов Владимир Васильевич, канд. геол.-мин. наук
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: vladkhl@mail.ru

khlestov, Vladimir V., Candidate of Geology and Mineralogy
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: vladkhl@mail.ru