

Оригинальная статья / Original article

УДК 553.461

<http://dx.doi.org/10.21285/2541-9455-2017-40-4-9-29>

ХРОМШПИНЕЛИДЫ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВ И ХРОМИТИТОВ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

© А.А. Каримов^а, М.А. Горнова^б, В.А. Беляев^с, Д. Энхбат^д

^{а-с}Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
Российская Федерация, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а.

^дИркутский государственный университет,
Российская Федерация, 664003, г. Иркутск, ул. Ленина 3.

РЕЗЮМЕ. Цель исследования – изучение состава хромшпинелидов в породах Эгийнгольского массива для реставрации условий и геодинамической обстановки формирования перидотитов, выявления особенностей процесса взаимодействия гарцбургит – расплав при формировании пироксенитов, определения типа хромитового оруденения и его родоначального расплава. **Методы.** Состав хромшпинелидов исследовался методом электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа на микроанализаторе JXA8200 (JEOL, Япония). Определение содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в породе проводилось методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием. **Результаты.** Хромшпинелиды имеют неправильную форму в перидотитах и пироксенитах и гипидиоморфную в хромититах. Их размер и количество уменьшаются в ряду перидотит – ортопироксенит – вебстерит. Во всех типах пород в краевой части хромшпинелидов развиты более высокохромистые дискретные области и магнетитовые каймы. Основная часть зерна хромшпинели в перидотитах однородна по Cr# и зональна по Mg# (уменьшение к краю), в пироксенитах почти однородна по Mg# и зональна по Cr# (уменьшение к краю). Центры хромшпинелидов контактирующих перидотитов и ортопироксенитов имеют близкий состав. Центры хромшпинелидов мощных ортопироксенитовых и вебстеритовых жил имеют близкую Cr# (хромистость) и более низкую Mg# (магнезиальность) относительно контактовых перидотитов. Cr# центра хромшпинели варьирует от 0,51 до 0,79 в перидотитах, от 0,5 до 0,77 в пироксенитах и от 0,68 до 0,77 в хромититах. Содержание TiO₂ в хромшпинелидах растёт от перидотитов (< 0,1 мас. %) к вебстеритам (до 0,25 мас. %) и хромититам (0,15–0,3 мас. %). В хромшпинелидах хромититов обнаружены минералы платиновой группы, а также сульфиды и сульфоарсениды Ni (миллерит и вожминит). Спектр распределения ЭПГ в хромититах характеризуется обогащением тугоплавкими ЭПГ над легкоплавкими. **Выводы.** Хромшпинелиды перидотитов центрального блока Эгийнгольского массива имеют высокую первичную хромистость (0,51–0,79), что отражает высокие степени плавления мантийного вещества при образовании пород в надсубдукционной зоне. Присутствие в западном блоке массива перидотитов с низкохромистыми хромшпинелидами (0,35–0,48) свидетельствует о смене режима плавления (безводное – с участием воды). Хромшпинелиды пироксенитов наследуются от вмещающих гарцбургитов. Под воздействием просачивающихся бонинитоподобных расплавов происходит их растворение с изменением вначале Cr/Al, а затем и Mg/Fe отношений в остаточной хромшпинели. Хромшпинелиды перидотитов, пироксенитов и хромититов преобразованы регрессивным метаморфозом. Участки с повышенной хромистостью на краю зерен формируются при T ~ 680–640 °C, P ~ 6–16 кбар, магнетитовые каймы – во время низкотемпературной серпентинизации (< 250 °C). Центры зерен хромшпинелидов сохраняют первичный состав. Хромититы соответствуют высокохромистому подиформному типу. Их родоначальный расплав имеет бонинитовый состав.

Ключевые слова: хромшпинелиды, хромититы, пироксениты, мантия, субдукция.

^аКаримов Анас Александрович, младший научный сотрудник, e-mail: anas@igc.irk.ru
Anas A. Karimov, Junior Researcher, e-mail: anas@igc.irk.ru

^бГорнова Марина Аркадьевна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, e-mail: mgorn@igc.irk.ru

Marina A. Gornova, Doctor of Geology and Mineralogy, Leading Researcher, e-mail: mgorn@igc.irk.ru

^сБеляев Василий Анатольевич, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, e-mail: belyaev_vasya@mail.ru

Vasily A. Belyaev, Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher, e-mail: belyaev_vasya@mail.ru

^дЭнхбат Далай-Эрдэнэ, аспирант, e-mail: enkhbat.geo@gmail.com

Dalaj-Erdene Enkhbat, Postgraduate student, e-mail: enkhbat.geo@gmail.com

Формат цитирования: Каримов А.А., Горнова М.А., Беляев В.А., Энхбат Д. Хромшпинелиды из ультрамафитов и хромититов Эгийнгольского массива (Северная Монголия) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 4. С. 9–29. DOI: 10.21285/2541-9455-2017-40-4-9-29

CHROMOSPINELIDES FROM ULTRAMAFITES AND CHROMITITES OF EGIINGOL MASSIF (NORTH MONGOLIA)

A.A. Karimov, M.A. Gornova, V.A. Belyaev, D. Enkhbat

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS,
1A Favorsky St., Irkutsk 664033, Russian Federation
Irkutsk State University,
3 Lenin St., Irkutsk 664003, Russian Federation

ABSTRACT. The **Purpose** of the research is to study the composition of chromospinelides of the Egiingol massif rocks in order to reconstruct the conditions and geodynamic situation of peridotite formation, identification of the reaction features of harzburgite and the melt under pyroxenites formation, determination of the type of chromite mineralization and its parental melt. **Methods.** The composition of chromospinelides was studied by the microprobe analyzer JXA8200 (JEOL, Japan) using an electron probe X-ray spectral microanalysis. The concentrations of platinum group elements (PGE) were determined by the ICP-MS method. **Results.** The shape of chromospinelides is irregular in peridotites and pyroxenites and hypidiomorphic in chromitites. Their size and quantity decrease from peridotite to orthopyroxenite and then to websterite. High-Cr# discrete domains and magnetite rims are developed on the edges of chromospinelides in all types of rocks. The main part of peridotite cr-spinel grain is homogeneous by Cr# and zonal by Mg# (with decrease to the edge), in pyroxenites it is almost homogeneous by Mg# and zonal by Cr# (with decrease to the edge). The centres of contacting peridotites and orthopyroxenites are similar in composition. The central parts of chromospinelides in thick orthopyroxenite and websterite veins have similar Cr# (content) and lower Mg# (content) as compared with the contact peridotites. Cr# of the central parts of cr-spinel grains varies from 0.51 to 0.79 in peridotites, from 0.5 to 0.77 in pyroxenites, from 0.68 to 0.77 in chromitites. The content of TiO₂ in chromospinelides grows from peridotites (< 0.1 wt. %) to websterites (up to 0.25 wt. %) and then to chromitites (0.15-0.3 wt. %). Platinum group minerals as well as sulfides and sulfarsenides of Ni (millerite and vozminite) have been found in chromitite chromospinelides. PGE spectra of chromitites is characterized by the prevalence of refractory PGE over fusible PGE. **Conclusions.** Peridotite chromospinelides of the central block of the Egiingol massif have high primary Cr# content (0.51-0.79). This is indicative of high melting degrees of the mantle under rock formation in the oversubduction zone. The presence of low-Cr# (0.35-0.48) chromospinelides in the West block of the peridotite massif suggests the change in the melting mode from anhydrous to hydrous. Pyroxenite chromospinelides are inherited from the enclosing harzburgites. Infiltration of boninite-like melts leads to cr-spinel dissolution resulting in the alteration of Cr/Al and Mg/Fe ratio in the cr-spinel residuals. Chromospinelides of peridotites, pyroxenites and chromitites have been transformed by the regressive metamorphism. Some edge parts of cr-spinel grains with high Cr# content are formed at T~ 680-640°C, P ~ 6-16 kbar. Magnetite rims are the result of low-temperature serpentinization (< 250 °C). The central parts of chromospinelides preserve their primary composition. Chromitites correspond to the high-Cr podiform type. Their parental melt is of boninite composition. *Keywords: chromospinelides, chromitites, pyroxenites, mantle, subduction*

For citation: Karimov A.A., Gornova M.A., Belyaev V.A., Enkhbat D. Chromospinelides from ultramafites and chromitites of Egiingol massif (North Mongolia). Proceedings of the Siberian Department of the Section of Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, Exploration and Development of Mineral Deposits, 2017, vol. 40, no. 4, pp. 9–29. (In Russian). DOI: 10.21285/2541-9455-2017-40-4-9-29

Введение

Состав хромшпинелидов (Spl) может служить в качестве инструмента для реставрации условий и геодинамической обстановки формирования перидотитов, выявления особенностей процессов взаимодействия перидотит – расплав, опре-

деления состава родоначальных расплавов и генезиса хромитового оруденения. В Эгийнгольском массиве хромшпинелиды являются сквозным акцессорным минералом в разных типах пород, а также образуют скопления в виде вкрапленных и массивных руд.

Эгийгольский массив относится к «надсубдукционным мантийным перидотитам», которые были образованы в результате высоких степеней плавления над зонами субдукции [1], чем отличаются от «абиссальных перидотитов», формирующихся при более низких степенях плавления в центрах спрединга срединно-океанических хребтов. Присутствие в составе массива пироксенитовых жил и хромитовых руд позволяет рассматривать его в качестве эталонного для проверки модели магматической модификации мантии в результате взаимодействия перидотитов с островодужными бонинитовыми и базальтовыми расплавами [2, 3]. Полученные данные по составу хромшпинелидов и распределению элементов платиновой группы в хромититах Эгийгольского массива позволили выявить особенности процесса образования пироксенитовых жил и определить тип хромитового оруденения.

Методы исследований

Изучались хромшпинелиды и ассоциирующие с ними акцессорные минералы из перидотитов, пироксенитов и хромититов. Зерна минералов анализировались из полированных шлифов пород. Состав определялся методом электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа на микроанализаторе JXA8200 (JEOL, Япония) и энергодисперсионном спектрометре (ЭДС) EX-84055 MU (JEOL Ltd, Япония). В хромшпинелидах измерения интенсивностей рентгеновского излучения выполнялись при напряжении 20 кВ и силе тока 20 нА с диаметром зонда 1 мкм, длительность измерения составляла 10 с. Для минералов платиновой группы (МПГ) напряжение, сила тока и диаметр луча были теми же, а время измерения было увеличено до 30–60 с. Спектры обработаны по программе полуколичественного анализа Programme of Semiquantitative Analysis программного обеспечения ЭДС микроанализатора. Аналитик – Белозерова

О.Ю. Рентгеноструктурный анализ гипербазитов с целью диагностирования минералов группы серпентина проводился на дифрактометре Bruker D8 Advance, оснащенном позиционно-чувствительным детектором VANTEC-1, при автоматическом режиме сбора данных. Аналитик – Канева Е.В. Количественно-минеральное соотношение в породах было рассчитано в программном комплексе MS методом наименьших квадратов, где соотношение минералов в породе представляется как функция от валового состава породы и состава каждого минерала [4]. Составы пород и реликтов первичных силикатных минералов определялись рентгено-спектральными методами (данные их составы в статье не приводятся). Исследования состава минералов проводились в центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

Содержание элементов платиновой группы (ЭПГ) – Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Os и Re – в хромитите определялось методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием (Element-2). Разложение исследуемых образцов с добавлением изотопных меток проводилось в микроволновой системе MARS-5 с использованием герметичных тefлоновых автоклавов [5]. Исследования выполнены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск).

Геологическое положение, строение и состав эгийгольского массива

Эгийгольский массив находится в Джидинской зоне Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП). Изучение состава вулканических формаций региона [6] показало наличие пород, типичных для коры современных океанов и их окраинных зон. Выделены вулканические серии толеитовых базальтов N-MORB типа, характеризующих спрединговые зоны палеоокеана, известково-щелочных

базальтов и бонинитов, типичных для островодужных систем, и субщелочных высокотитанистых базальтов, свойственных внутриплитовому океаническому магматизму. Островодужный этап развития Джидинской зоны по данным U-Pb датирования цирконов из габброидов происходил на уровне 560–570 млн лет назад [7].

Эгийнольский массив расположен в бассейне верхнего течения р. Эгийноль, в области сопряжения Армакгольского и Эгийнольского разломов, ориентирован в широтном направлении (рис. 1). По простиранию прослежен на 22 км

при ширине 4–5 км. Общая площадь массива – около 90 км². Первоначальные размеры, вероятно, были значительно больше, поскольку рядом с ним закартирован ряд выходов гипербазитов, сохранившихся в виде ксенолитов среди гранитоидных и сиенитовых интрузивных комплексов, обрамляющих массив с западной, южной и северной сторон.

В 1961 г. в связи с поисками хризотил-асбеста массив изучали И.И. Волчек и Н.Т. Рягузов. Они составили геологическую карту масштаба 1:100000 и выявили несколько пунктов хризотил-асбестовой минерализации. В 1970-х гг. массив

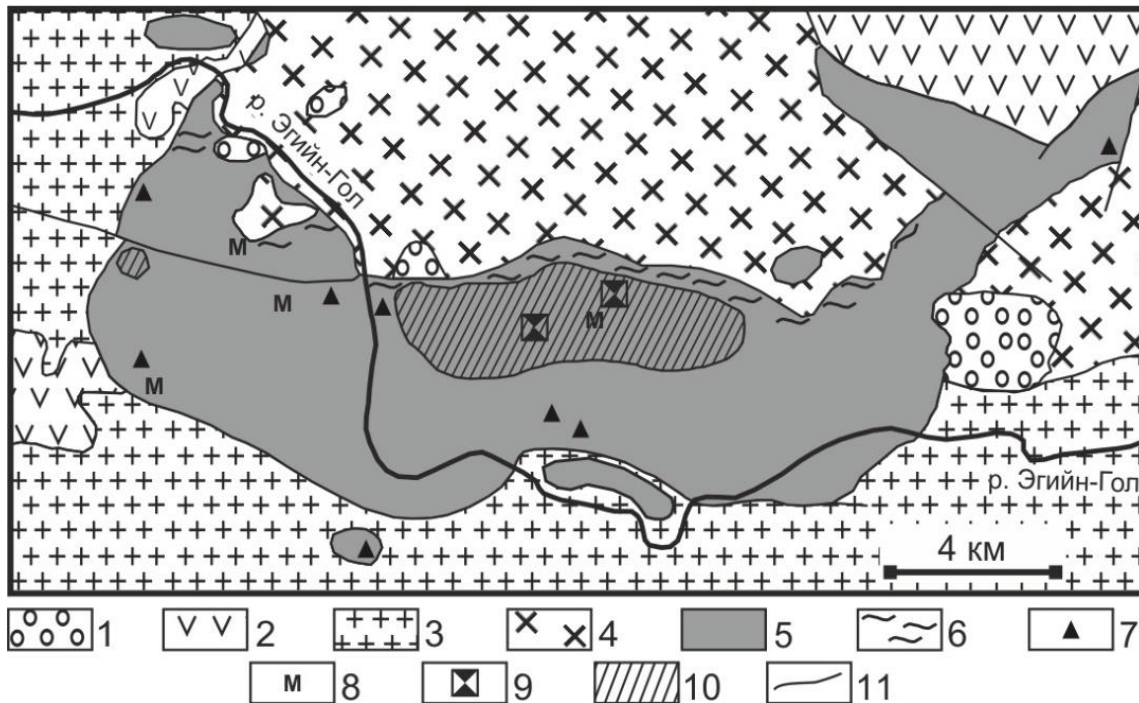


Рис. 1. Геологическая схема Эгийнольского перидотитового массива по источнику [8] с дополнениями авторов статьи:

- 1 – конгломераты, песчаники, алевриты, аргиллиты, прослои каменного угля (средняя юра);
 2 – осадочно-вулканогенные отложения (венд-нижний кембрий); 3 – субщелочные лейкократовые граниты; 4 – сиениты; 5 – серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты;
 6 – апогипербазитовые кварц-карбонатные и тальк-карбонатные породы;
 7 – хризотил-асбестовая минерализация; 8 – магнезитовая минерализация; 9 – делювиальные выходы хромититов; 10 – область проявления пироксенитовых жил; 11 – разломы

Fig. 1. Geologic scheme of the Egiingol peridotite massif by the source [8] with authors' additions:

- 1 – conglomerates, sandstones, siltstones, argillites, coal interlayers (middle Jurassic);
 2 – sedimentary-volcanic deposits (Vendian-Lower Cambrian); 3 – sub-alkaline leucocratic granites;
 4 – syenites; 5 – serpentinites and serpentized harzburgites; 6 – apoultrabasic quartz-carbonate and talc-carbonate rocks; 7 – chrysotile-asbestos mineralization; 8 – magnesite mineralization;
 9 – deluvial outcrops of chromitites; 10 – pyroxenite vein manifestation area; 11 – faults

изучался Г.В. Пинусом, Л.В. Агафоновым, Ф.П. Лесновым. Они установили реститовую природу перидотитов и классифицировали их как альпинотипные гипербазиты [8]. В результате петро-минералогического изучения части массива западнее р. Эгийнгол М.А. Горнова, М.И. Кузьмин, И.В. Гордиенко и другие пришли к выводу, что гарцбургиты вначале формировались в зонах спрединга срединно-океанических хребтов или преддуговых (задуговых) бассейнов, а затем подверглись преобразованию бонинитовым расплавом в надсубдукционной зоне [9].

Массив сложен серпентинитами и серпентинизированными перидотитами. Ранее отмечались редкие жильобразные тела энстатитов и вебстеритов [8]. Во время полевых исследований в 2011–2013 гг. в центральной части массива (восточнее р. Эгийнгол) нами был обнаружен блок серпентинитов площадью ~ 16 км² с интенсивным развитием пироксенитовых жил. Здесь же впервые были обнаружены делювиальные россыпи хромитов (см. рис. 1).

Гипербазиты представляют собой темные, темно-зеленые массивные породы. Степень серпентинизации пород варьирует от 60 до 80 мас. %. В части образцов сохраняются реликты первичных силикатных минералов – оливина и ортопироксена с клинопироксеновыми структурами распада. Из вторичных минералов преобладает хризотил; тремолит, тальк и хлорит присутствуют в небольших количествах. Реконструированный (без метаморфических минералов) состав перидотитов: оливин (56–85 об. %), ортопироксен (15–43 об. %), клинопироксен (до 2 об. %), хромшпинель (до 1–4 об. %) – соответствует гарцбургитам.

Пироксениты образуют рои жил мощностью от первых сантиметров до первых метров протяженностью до первых десятков метров. Имеют массивную текстуру и средне-крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру. Состав

пироксенитовых жил непрерывно изменяется в ряду ортопироксенит – вебстерит. Вебстериты имеют следующий минеральный состав: ортопироксен (20–90 об. %), клинопироксен (11–79 об. %), оливин (0–5 об. %), хромшпинель (0–1 об. %). В ортопироксенитах преобладающая минеральная фаза – ортопироксен (> 90 об. %), остальные: клинопироксен (0–10 об. %), оливин (0–5 об. %) и хромшпинель (0–2 об. %) находятся в подчиненном количестве. В ортопироксенах присутствуют клинопироксеновые, а в клинопироксенах – ортопироксеновые структуры распада. Породы слабо изменены, потери при прокаливании варьируют от 0,4 до 2,5 мас. %. По трещинам и краевым частям ортопироксенов развиваются тремолит, тальк и вторичный оливин, в клинопироксенах – тремолит. Первичный оливин замещается хризотилом.

Хромититы представляют собой массивные и вкрапленные руды черного и черно-желтого цвета соответственно. Образуют делювиальные россыпи, географически приурочены к местонахождениям пироксенитовых жил. Суммарная площадь россыпей ~ 2–4 км² (см. рис. 1). Количество хромшпинелида варьирует от 30 об. % во вкрапленных до 80–95 об. % в массивных рудах. Структура вкрапленных разновидностей массивных руд сидеронитовая (рис. 2, А), гипидиоморфнозернистая (рис. 2, В). Силикатная часть пород нацело замещена серпентином, в меньшей степени развиты хлорит и тальк.

Хромшпинелиды

В серпентинизированных гарцбургитах хромшпинелиды образуют различного размера зерна от 0,5 до 1,5 мм неправильной, округлой, червеобразной формы (рис. 2, Г). Их окраска в шлифе изменяется от темно-коричневой до почти черной. Они располагаются в интерстициях более крупных зерен силикатов и не встречаются внутри реликтовых зерен оливина и ортопироксена, что

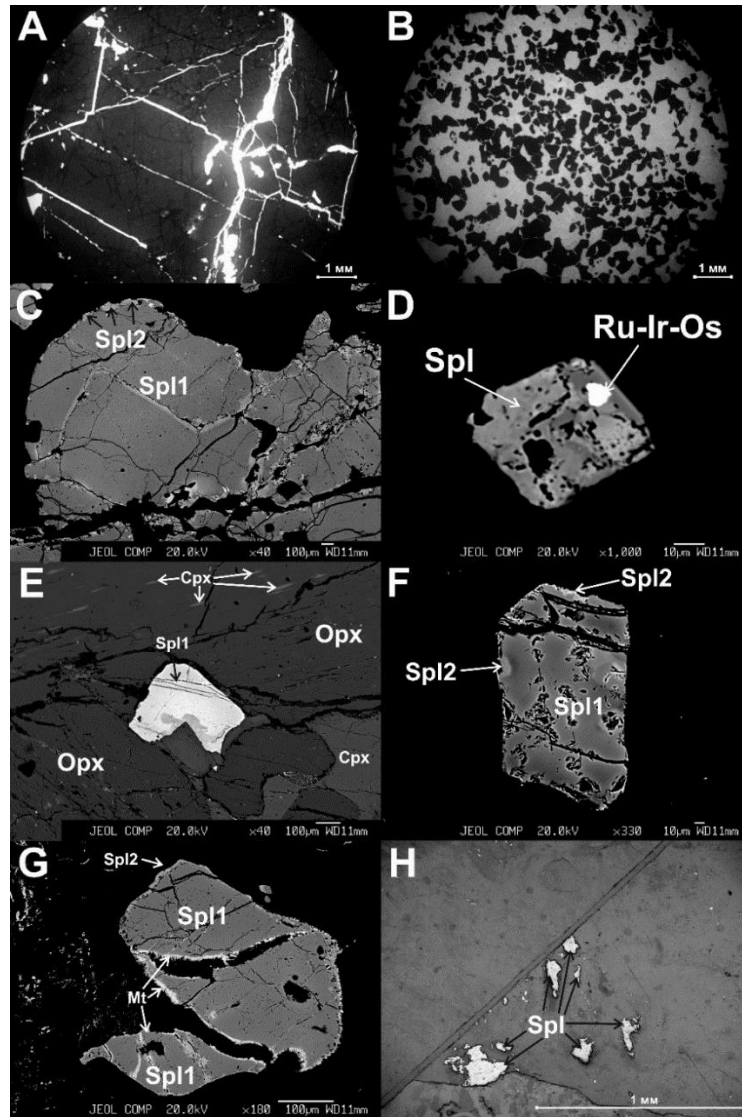


Рис. 2. Микроструктурные особенности выделений хромшпинелидов в породах Эгийнольского массива

A и B – массивные и вкрапленные руды соответственно в проходящем свете с сидеронитовой (A) и гипидиоморфнозернистой (B) структурами; C – метаморфические изменения (Spl2) по краям основной части (Spl1) хромшпинелидов в хромититах; D – включение Ru-Ir-Os сплава в хромшпинелиде из хромитита; E – облик хромшпинелидов в ортопироксенитах; F – метаморфические изменения (Spl2) по краям основной части (Spl1) хромшпинелидов в пироксенитах; G – метаморфические изменения (Spl2), а также оторочки магнетита (Mt) по краям основной части (Spl1) хромшпинелидов в гарцбургитах; H – облик хромшпинелидов в вебстеритах

A, B, H – микрофотографии шлифов в проходящем (A, B) и отраженном (H) свете

C–G – изображения в обратнорассеянных электронах

Fig. 2. Microstructural features of chromspinelide identification in Egiingol massif rocks

A and B – massive and disseminated ores respectively in transmitted light with sideronite (A) and hypidiomorphic-grained (B) structures; C – metamorphic changes (Spl2) at the edges of the main part of chromspinelides (Spl1) in chromitites; D – inclusion of Ru-Ir-Os alloy in the chromspinelide from chromitite; E – an image of chromspinelides in orthopyroxenites; F – metamorphic changes (Spl2) at the edges of the main part of chromspinelides (Spl1) in pyroxenites; G – metamorphic changes (Spl2) and magnetite rims (Mt) at the edges of the main part (Spl1) of chromspinelides in harzburgites;

H – an image of chromspinelides in websterites

A, B, H – microimages of thin sections in transmitted (A, B) and reflected (H) light

C-G – images in backscattered electrons

характерно для протогранулярной микро-структуры реститовых перидотитов.

В пироксенитах количество хромшпинелидов меньше, чем в серпентинизированных гарцбургитах. Также наблюдается уменьшение количества хромшпинелидов в ряду от ортопироксенитов к вебстеритам, в части вебстеритов она полностью отсутствует. Размеры зерен варьируют от десятков микрон до 1 мм (рис. 2, E, F) и явно меньше в вебстеритах, форма неправильная и округлая (рис. 2, H). Зерна хромшпинелидов расположены как в межзерновых пространствах, так и внутри зерен ортопироксена.

Во вкрапленных рудах гипидиоморфные зерна хромшпинели имеют размеры 0,5–1,5 мм (см. рис. 2, B), в массивных рудах форма и размеры зерен не

определяются (см. рис. 2, A). Хромшпинелиды разбиты трещинами, которые заполнены вторичными минералами – серпентином и хлоритом.

Представительные составы хромшпинелидов из пород Эгийгольского массива приведены в табл. 1–4. Хромшпинелиды гарцбургитов, пироксенитов и вкрапленных хромититов по краям и трещинам имеют 1–2 мкм каймы хроммагнетита (см. табл. 1–4). Мелкие зерна в пироксенитах могут быть полностью представлены хроммагнетитом. До каймы магнетита по краям основной части зерна хромшпинелидов (Spl1) во всех типах пород наблюдаются небольшого размера дискретные области другого состава (Spl2) (рис. 2, C, F, G).

Таблица 1
Состав хромшпинелидов из перидотитов Эгийгола
Table 1
Composition of chromspinelides from Egiingol peridotites

Порода / Rock	Перидотит / Peridotite							
	01 / 5	08		10	10 / 5	10 / 9	15 / 2	
Номер образца / Sample no.								
Положение / Position	Ц / С	Ц / С	К / R	Ц / С	Ц / С	Ц / С	Ц / С	К / R
TiO ₂	0,03	0,03	0,1	0,05	0,04	0,05	0,02	0,08
Al ₂ O ₃	14,94	17,01	11,36	27,50	28,76	19,43	13,03	2,99
Cr ₂ O ₃	55,13	52,17	54,55	43,24	40,25	49,04	55,59	55,95
V ₂ O ₃	0,30	0,34	0,42	0,11	0,12	0,15	0,29	0,36
Fe ₂ O ₃	1,35	1,56	3,85	1,55	2,44	2,70	2,98	11,10
FeO	17,81	19,88	23,31	14,24	14,08	17,84	19,01	25,19
MnO	0,56	0,58	0,70	0,41	0,38	0,53	0,57	0,79
MgO	10,70	9,49	6,49	13,60	14,61	11,10	9,77	4,31
ZnO	0,19	0,30	0,43	0,13	0,15	0,24	0,20	0,24
Сумма / Total	101,01	101,36	101,23	100,83	100,83	101,07	101,49	101,09
Mg#	0,52	0,46	0,33	0,62	0,65	0,53	0,48	0,23
Cr#	0,72	0,67	0,76	0,52	0,48	0,63	0,74	0,93

Примечание. Ц – центр, К – кайма зерна, Mg# – магнизиальность, $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, Cr# – хромистость, $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$. Содержания приведены в мас. %.

Note. C – centre, R – (grain) rim, Mg# – magnesium content, $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, Cr# – chromium content, $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$. Contents are in wt. %.

Таблица 2

Состав хромшпинелидов из перидотитов и ортопироксенитов Эгийнгола

Table 2

Composition of chromspinelides from Egiingol peridotites and orthopyroxenites

Порода / Rock	Перидотит / Peridotite							Ортопироксенит / Orthopyroxenite	
	22 / 1		23		25 / 1	29A		01 / 6-7	
Номер образца / Sample no.									
Положение / Position	Ц / С	К / R	Ц / С	К / R	Ц / С	Ц / С	К / R	Ц / С	К / R
TiO ₂	0,05	0,12	0,02	0,06	0,06	0,05	0,06	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	10,2	4,22	17,31	12,21	10,38	11,7	7,35	9,49	6,82
Cr ₂ O ₃	57,4	57,5	49,97	54,56	57,84	55,1	54,36	58,10	60,94
V ₂ O ₃	0,27	0,42	0,21	0,23	0,33	0,3	0,38	0,28	0,28
Fe ₂ O ₃	3,48	7,24	3,28	2,73	2,73	2,7	7,35	2,06	1,75
FeO	18,9	24,4	17,86	22,71	18,89	19,4	23,85	23,13	24,75
MnO	0,63	0,81	0,51	0,69	0,56	0,7	0,79	0,65	0,73
MgO	9,29	4,41	10,58	6,74	9,35	8,80	5,49	6,36	4,94
ZnO	0,12	0,30	0,21	0,00	0,15	0,21	0,23	0,28	0,34
Сумма / Total	100	99,9	100	100,3	100,3	99,2	100	100,41	100,55
Mg#	0,47	0,24	0,52	0,35	0,47	0,45	0,29	0,33	0,26
Cr#	0,79	0,90	0,66	0,75	0,79	0,76	0,83	0,80	0,86

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 1.
Note. For arbitrary notations refer to table 1.

Таблица 3

Состав хромшпинелидов из ортопироксенитов и вебстеритов Эгийнгола

Table 3

Composition of chromspinelides from Egiingol orthopyroxenites and websterites

Порода / Rock	Ортопироксенит / Orthopyroxenite						Вебстерит / Websterite		
	10		15 / 4	25 / 1	23	29A	08 / 1-3	22	15
Номер образца / Sample no.									
Положение / Position	Ц / С	К / R	Ц / С	Ц / С	Ц / С	Ц / С	Ц / С	Ц / С	Ц / С
TiO ₂	0,01	0,05	0,07	0,09	0,12	0,06	0,16	0,08	0,19
Al ₂ O ₃	27,52	6,59	10,97	8,58	19,9	13,42	14,29	10,44	14,08
Cr ₂ O ₃	43,40	63,37	55,40	59,61	45,3	55,11	49,53	52,08	46,92
V ₂ O ₃	0,09	0,06	0,26	0,33	0,52	0,27	0,40	0,34	0,77
Fe ₂ O ₃	1,01	1,32	2,93	2,77	4,00	1,68	3,34	5,36	5,91
FeO	13,90	21,13	24,91	19,65	18,6	21,21	27,57	25,54	26,38

MnO	0,37	0,74	0,70	0,63	0,47	0,61	0,84	0,72	0,66
MgO	14,66	7,51	5,42	8,71	10,4	8,14	3,65	4,58	4,58
ZnO	0,10	0,06	0,30	0,09	0,24	0,23	0,61	0,44	0,63
Сумма / Total	101,11	100,80	100,96	100,46	99,64	100,74	100,39	99,58	100,11
Mg#	0,65	0,39	0,28	0,44	0,50	0,41	0,19	0,24	0,24
Cr#	0,51	0,87	0,77	0,82	0,60	0,73	0,70	0,77	0,69

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 1.

Note. For arbitrary notations refer to table 1.

Таблица 4

Состав хромшпинелидов из хромититов Эгийнгола

Table 4

Composition of chromspinelides from Egiingol chromitites

Номер образца / Sample no.	X2	X2	X2	X6	X6	X8	X8	X10	X10	X14	X14
Положение / Position	Ц / С	Ц / С	К / R	Ц / С	Ц / С	Ц / С	К / R	Ц / С	К / R	Ц / С	К / R
TiO ₂	0,14	0,16	0,29	0,19	0,18	0,14	0,11	0,18	0,19	0,13	0,15
Al ₂ O ₃	16,73	14,74	7,23	14,91	15,97	16,21	10,14	16,15	2,66	12,6	5,85
Cr ₂ O ₃	52,70	53,9	61,98	55,06	54,19	53,60	60,45	53,74	60,09	56,44	62,10
V ₂ O ₃	0,13	0,09	0,13	0,14	0,14	0,13	0,11	0,09	0,12	0,13	0,17
Fe ₂ O ₃	2,36	2,00	0,95	1,80	0,97	1,39	0,93	1,87	8,74	2,26	2,89
FeO	12,06	15,71	17,89	14,77	14,58	13,52	15,38	12,73	18,49	15,50	18,24
MnO	0,25	0,32	0,35	0,29	0,27	0,28	0,34	0,23	0,43	0,26	0,41
MgO	14,33	11,76	9,56	12,77	12,69	13,33	11,56	13,93	8,76	11,74	8,90
ZnO	0,03	0,07	0,07	0,05	0,06	0,07	0,05	0,09	0,01	0,07	0,02
Сумма / Total	98,82	98,95	99,1	100,10	99,07	98,73	99,10	99,16	99,7	99,3	98,8
Mg#	0,68	0,57	0,49	0,61	0,60	0,64	0,57	0,66	0,46	0,57	0,46
Cr#	0,68	0,71	0,85	0,71	0,69	0,70	0,80	0,69	0,94	0,75	0,87
Al ₂ O ₃ (расплав / melt)	12,8	12,6	–	12,2	12,5	12,6	–	12,61	–	11,4	–
TiO ₂ (расплав / melt)	0,2	0,25	–	0,31	0,23	0,24	–	0,3	–	0,22	–
FeO/MgO (расплав / melt)	0,72	0,66	–	0,96	0,98	0,87	–	0,78	–	1,05	–

Примечание. Ц – центр, К – кайма зерна, Mg# – магнезиальность, Cr# – хромистость. Содержания приведены в мас. %.

$$Al_2O_{3(spl)} = 0,035 \cdot Al_2O_{3(melt)}^{2,42} \quad (Spl - \text{хромшпинель, Melt} - \text{расплав}).$$

$$TiO_{2(melt)} = TiO_{2(spl)}^{0,82524} \cdot e^{0,020203}.$$

$$\ln\left(\frac{FeO}{MgO}\right)_{spl} = 0,47 - 1,07 \cdot Al\#_{spl} + 0,64 \cdot Fe^{3+} + \ln\left(\frac{FeO}{MgO}\right)_{melt} [10].$$

Note. C – centre, R – (grain) rim. Mg# – magnesium content, Cr# – chromium content. Contents are in wt. %. Contents are in wt. %.

$$\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{spl})} = 0,035 \cdot \text{Al}_2\text{O}_{3(\text{melt})}^{2,42} \quad (\text{Spl} - \text{Cr-spinel}, \text{Melt} - \text{melt}).$$

$$\text{TiO}_{2(\text{melt})} = \text{TiO}_{2(\text{spl})}^{0,82524} \cdot e^{0,020203}.$$

$$\ln\left(\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}\right)_{\text{spl}} = 0,47 - 1,07 \cdot \text{Al}\#_{\text{spl}} + 0,64 \cdot \text{Fe}^{3+} + \ln\left(\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}\right)_{\text{melt}} [10].$$

В гарцбургитах в Spl1 хромистость варьирует в диапазоне от 0,51 до 0,79, магнезиальность – от 0,4 до 0,59 (рис. 3, A), содержание TiO₂ не превышает 0,1 мас. % (рис. 3, D). От центра к краю зерна при постоянной хромистости происходит уменьшение магнезиальности (см. рис. 3, A) и рост содержания MnO. Центральные части зерен хромшпинелидов в гарцбургитах по соотношению хромистость – магнезиальность, низким концентрациям Fe₂O₃ (рис. 3, C), TiO₂ (см. рис. 3, D), MnO и ZnO (см. табл. 1–2) отвечают составу хромшпинелидов надсубдукционных перидотитов, при этом часть точек попадает в перекрестие полей надсубдукционных и абиссальных перидотитов (см. рис. 3, A).

В пироксенитах в Spl1 хромистость варьирует в диапазоне от 0,42 до 0,82; магнезиальность – от 0,3 до 0,6 (см. рис. 3, A). В хромшпинелидах ортопироксенитов содержание титана такое же, как во вмещающих перидотитах, т.е. не превышают 0,1 мас. %, тогда как в вебстеритах оно выше и составляет 0,1–0,25 мас. % (см. рис. 3, D). Содержания MnO и ZnO в пироксенитах выше, чем в гарцбургитах. В ортопироксенитах центры хромшпинелидов имеют близкие магнезиальность и хромистость к центральным частям хромшпинелидов контактирующих гарцбургитов. При этом в хромшпинелидах ортопироксенитов наблюдаются широкие вариации хромистости с тенденцией к уменьшению к краю зерен. В более мощных ортопироксенитовых и в вебстеритовых жилах размер хромшпинелидов уменьшается, и они характеризуются неоднородностью состава как в самом зерне, так и

между зернами в пределах образца. По сравнению с вмещающими гарцбургитами они имеют более низкую магнезиальность и широкие вариации хромистости с максимальными значениями такими же или более высокими, чем в хромшпинелидах гарцбургитов.

Составы основной части зерен хромшпинелидов из хромититов характеризуются высокой хромистостью (0,68–0,77) и магнезиальностью (0,50–0,70) (рис. 3, B), отрицательной корреляцией между Al₂O₃ и Cr₂O₃, повышенным содержанием TiO₂ (0,1–0,3 мас. %) (см. рис. 3, D).

Spl2 в краевых частях зерен хромшпинелидов во всех породах Эгийнгольского массива имеет более высокие хромистость и содержания TiO₂, V₂O₃, MnO при более низкой магнезиальности относительно основной части зерна. Содержание трехвалентного железа слегка растет, но не до образования ферритхромита (см. табл. 1–4; см. рис. 3, C).

В хромшпинелидах хромититов присутствуют МПГ и сульфиды и сульфиды арсениды никеля. Они имеют идиоморфную и округлую форму, размер не превышает 10 мкм. Сульфиды и сульфиды арсениды располагаются в трещинах, самородные – в краевых частях хромшпинелидов (рис. 2, D). Самородные МПГ представлены Ru-Ir-Os сплавом, их сульфиды и сульфиды арсениды – лауритом, лаурит-эрлихманитом, иридий-руарситом. Также присутствуют сульфиды и сульфиды арсениды Ni – миллерит и вожминит (табл. 5).

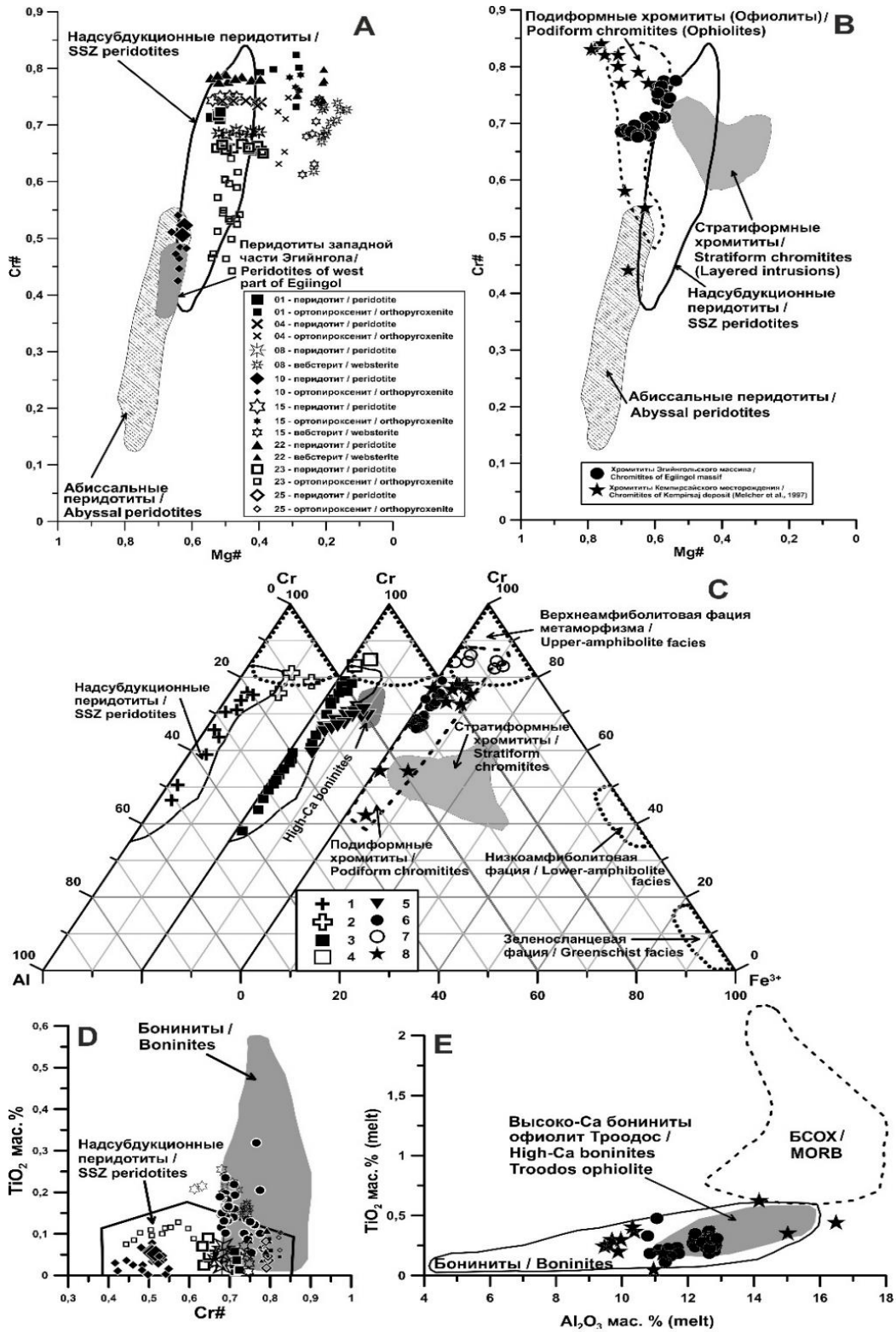


Рис. 3. Состав хромшпинелидов

А – отношение хромистости к магнезиальности в хромшпинелидах из контактирующих образцов перидотитов и пироксенитов. Каждая пара контактирующих образцов перидотит – пироксенит обозначена одним и тем же типом значков. Номера образцов на рисунке соответствуют номерам в табл. 1–4. Поля надсубдукционных перидотитов даны по источнику [11], абиссальных перидотитов – по источнику [12], перидотитов западного блока Эгйингольского массива – по источнику [9]
 В – отношение хромистости к магнезиальности в хромшпинелидах из хромититов, на диаграмму

для сравнения также нанесены точки составов хромшпинелидов из Кемпирсайского месторождения [3].

Поля подиформных и стратиформных хромититов даны по источнику [13]

C – состав хромшпинелидов из пород Эгийгола в координатах Al-Cr-Fe³⁺:

1 – хромшпинелиды из гарцбургитов (Spl1); 2 – хромшпинелиды из гарцбургитов (Spl2);

3 – хромшпинелиды из ортопироксенитовых жил (Spl1); 4 – хромшпинелиды из ортопироксенитовых жил (Spl2); 5 – хромшпинелиды из вебстеритовых жил; 6 – хромшпинелиды из хромититов (Spl1);

7 – хромшпинелиды из хромититов (Spl2), 8 – хромшпинелиды из руд Кемпирсайского месторождения [3].

Поля фаций метаморфизма даны по источнику [14]

D – отношение содержания TiO₂ к хромистости хромшпинелидов (условные знаки те же).

Поле бонинитов дано по источникам [15, 16]

E – рассчитанные составы равновесных родительских расплавов для хромититов

(условные знаки те же). Поля бонинитов даны по источнику [15], высококальциевых

бонинитов Троодос – по источнику [16], базальтов COX (MORB) – по источнику [17]

Fig. 3. Chromespinelide composition

A – Cr content versus Mg content ratio for chromespinelides from the contacting samples of peridotites and pyroxenites. Every pair of contacting samples peridotite-pyroxenite is marked by the same icon type.

The sample numbers on the graph correspond to the sample numbers in the tables 1–4.

The fields of the oversubduction peridotites are given according to the source [11], abyssal peridotites by the source [12], peridotites of the westblock of the Egiingol massif by the source [9]

B – Cr content versus Mg content ratio for chromespinelides from chromitites, the points of composition of Kempirsaj deposit chromespinelides [3] are plotted on the diagram for comparison.

The fields of podiform and stratiform chromitites are given by the source [13]

Composition of chromespinelides from Egiingol rocks in C – Al-Cr-Fe³⁺ coordinates:

1 – chromespinelides from harzburgites (Spl1), 2 – chromespinelides from harzburgites (Spl2),

3 – chromespinelides from orthopyroxenite veins (Spl1), 4 – chromespinelides from orthopyroxenite veins (Spl2), 5 – chromespinelides from websterite veins, 6 – chromespinelides from chromitites (Spl1),

7 – chromespinelides from chromitites (Spl2), 8 – chromespinelides from Kempirsaj ores [3].

Field of metamorphic facies are given by the source [14]

D – TiO₂ content versus Cr content of chromespinelides (conventional symbols are the same).

Boninite field is given by the sources [15, 16]

E – calculated compositions of equilibrium parental melts for chromitites (conventional symbols are the same).

The fields of boninites are given by the source [15], of high Ca Troodos boninites

by the source [16], of MOR basalts by the source [17]

Наличие только МПГ иридиевой подгруппы отражается в спектре распределения ЭПГ по породе в целом. Наблюдается двукратное увеличение концентраций тугоплавких элементов над легкоплавкими, подобная картина характерна для подиформных хромититов Кемпирсая (рис. 4).

Обсуждение результатов

Проведенное исследование состава хромшпинелидов из гарцбургитов, пироксенитов и хромититов Эгийгольского массива показало, что для них характерна композиционная неоднородность, выраженная в образовании двух зон разного состава и магнетитовых кайм, что обусловлено метаморфическими преобразованиями пород.

Формирование высокохромистых участков (Spl2) в краевых частях хром-

шпинелидов происходит за счет выноса Al₂O₃. Увеличение хромистости без существенного роста FeO и Fe₂O₃ характерно для хромшпинелидов при метаморфизме в условиях максимальных температур амфиболитовой фации [14]. При минимальных температурах амфиболитовой и в эпидот-амфиболитовой фациях по хромшпинелидам происходит образование феррит-хромита [21]. Наличие минеральной ассоциации энстатит – тальк – вторичный оливин отвечает температурам ~ 680–640 °C и давлениям 6–16 кбар [22]. Хлорит и тремолит образуются при более высоких температурах и еще стабильны в момент появления талька [23]. Установленные P-T-параметры являются нижней границей метаморфического преобразования пород в условиях мантии.

Таблица 5
 Состав минералов платиновой группы, сульфидов и сульфоарсенидов
 Ni в хромшпинелидах из хромититов

Table 5
 Composition of platinum group minerals, sulfides and sulfoarsenides
 of Ni in chromitite chromospinelides

Минерал / Mineral	Ru-Ir-Os сплав / Ru-Ir-Od melt	Лаурит / Laurite	Лаурит-эрлихманит / Laurite-erlichmanite	Иридий-руарсит / IR-ruarsite	Миллерит / Millerite	Вожминит / Vozhminite
Os	27,08	0,34	20,26	4,5	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.
Ir	18,00	0,74	9,70	6,5	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.
Ru	44,17	58,04	33,93	42,1	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.
Rh	0,74	0,72	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.
Pt	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	0,15
Pd	0,21	1,01	0,46	0,2	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.
Ni	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	2,3	63,92	58,2
Fe	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	1,7	1,01	1,4
As	1,53	н.о. / n.d.	н.о. / n.d.	6,5	0,44	15,5
S	н.о. / n.d.	39,37	34,15	19,9	32,66	18,5
Сумма / Total	91,73	100,22	98,49	83,7	98,024	93,75

Примечание. Н.о. – не определено. Содержания приведены в мас. %.
 Note. Н.о. – not detected. Contents are in wt. %.

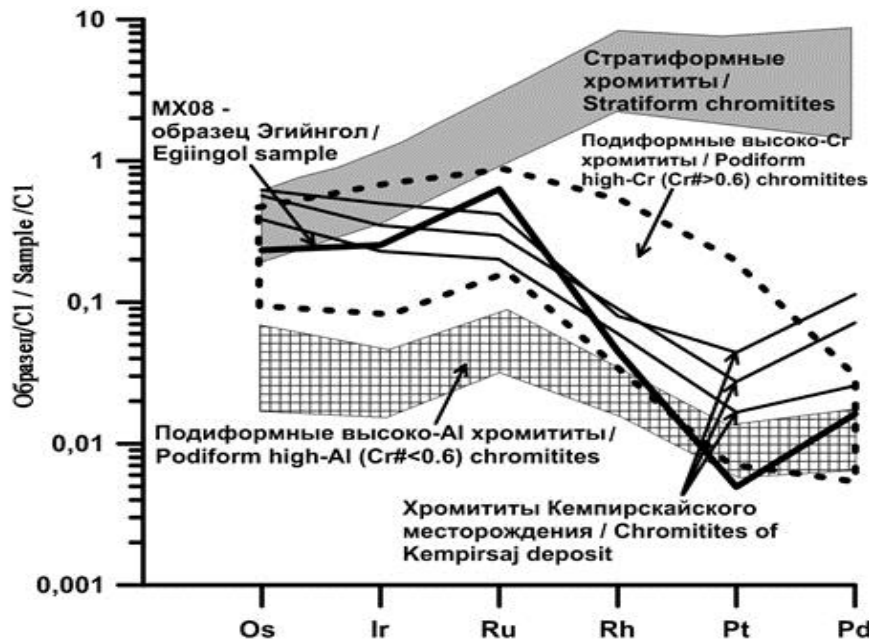


Рис. 4. Распределение ЭПГ в образце хромитита MX08, нормированное на хондрит C1 [18]
 На диаграмму для сравнения нанесены поля стратиформных хромититов,
 подиформных высокохромистых и высокоалюминиевых хромититов [19],
 а также хромититы из Кемпирсайского месторождения [20]

Fig. 4. PGE distribution in a MX08 chromitite sample normalized on C1 chondrite [18]
 The fields of stratiform chromitites, podiform high Cr and high Al chromitites [19],
 chromitites of Kempirsaj deposit [20] are plotted on the diagram for comparison

Появление магнетитовых кайм вокруг хромшпинелидов, а также наличие низкотемпературного серпентинита – хризотила (установлен по данным рентгеноструктурного анализа) во всех типах пород являются признаками низкотемпературных метаморфических преобразований. При серпентинизации FeO, MnO, ZnO освобождаются из структур Ol и Px и привносятся в хромшпинель, что приводит к появлению зональности и тонких кайм магнетита в хромшпинелидах. Большая подвижность двухвалентных катионов по сравнению с трехвалентными катионами в хромшпинелидах характерна для зеленосланцевой фации метаморфизма (< 250 °C). Это метаморфическое преобразование происходит уже в условиях земной коры.

Таким образом, развитие более хромистой хромшпинели (Spl2), которая формировалась при достаточно высоких *P-T*-параметрах (680–640 °C, 6–16 кбар) свидетельствует об образовании пироксенитов и хромититов в условиях мантии. Центры зерен хромшпинели во всех типах пород сохраняют первичный состав, и он может быть использован для петрогенетических реконструкций. Хромшпинелиды некоторых блоков Эгийнгольского массива по составу подобны хромшпинелидам абиссальных перидотитов, а из большей части массива – хромшпинелидам надсубдукционных перидотитов (см. рис. 3, А). Степень частичного плавления, при которой формировались породы, является функцией от хромистости хромшпинелидов [24]. Уравнение $F = 10 \ln (Cr\#Spl) + 24$ позволяет определить степень частичного плавления (*F*) для перидотитов с хромистостью хромшпинелидов не более 0,6. Рассчитанная из этого уравнения степень плавления для хромшпинелидов ранее изученного западного и одного из участков центрального блока (см. рис. 3, А) варьирует в диапазоне от 13 до 18 %. Полученные значения *F* обычны для хромшпинелидов абиссаль-

ных перидотитов, которые могли формироваться в зонах спрединга срединно-океанических хребтов, а также задуговых и преддуговых бассейнов [12]. В большей части центрального блока хромшпинелиды имеют высокую хромистость (до 0,79), свидетельствующую о более высоких степенях плавления. Это характерно для надсубдукционных перидотитов, образующихся при участии субдукционного водного компонента, повышающего степень плавления [1, 11]. Таким образом, составы хромшпинелидов Эгийнгольского массива отражают изменение режима плавления – безводное и при участии воды. Ранее такая смена режима плавления интерпретировалась как результат изменения геодинамической обстановки формирования пород, например для перидотитов мантийных секций офиолитов [25]. В последнее время была разработана модель, согласно которой в преддуговых системах при начале субдукции образуется зона спрединга и происходит адиабатическое декомпрессионное плавление лерцолитовой астеносферной мантии [26]. В этом процессе влияние субдукционного компонента на мантийные перидотиты и образующиеся расплавы меняется от слабого в начале до заметного на последующих стадиях. Модель опирается на совместное нахождение в разрезах преддуговых базальтов, островодужных толеитов, бонинитов и комплементарных к ним реститовых перидотитов разной степени плавления, которые описаны как в современных океанах [27], так и в офиолитовых комплексах [28].

Отсутствие идиоморфных форм у хромшпинелидов в пироксенитах исключает возможность их образования в результате кристаллизации из расплава. Центры хромшпинелидов маломощных жил ортопироксенитов по форме, размерам и составу подобны хромшпинелидам близлежащих гарцбургитов, этот факт позволяет предположить, что они унасле-

дованы от последних. Кроме того, изменение количества, размера и состава хромшпинелидов зависит не только от состава жил, но и от их мощности. При этом хромшпинелиды пироксенитов в пределах образцов характеризуются широкими вариациями состава как внутри зерна, так и между отдельными зернами. Все это может быть результатом образования пироксенитовых жил по гарцбургитам при многократном взаимодействии последних с расплавами. В этом процессе происходит растворение унаследованных от гарцбургитов хромшпинелидов с выносом всех компонентов и изменением отношений Cr / Al и Mg / Fe в остаточной хромшпинели. На ранней стадии при формировании ортопироксенитов, в которых еще сохраняются крупные хромшпинелиды, из них происходит преимущественный вынос хрома по сравнению с алюминием, что приводит к понижению хромистости на краю зерен. Позднее при формировании ортопироксенитов и вебстеритов, в которых размеры хромшпинелидов уменьшаются до первых десятков микрометров, добавляется преимущественный вынос Mg по сравнению с Fe, что приводит и к понижению магнетиальности остаточных хромшпинелий. Повышение содержания TiO_2 в хромшпинелидах вебстеритов может быть обусловлено влиянием бонинитоподобных расплавов, как было показано в работе [29].

Основные части хромшпинелидов хромититов имеют такую же хромистость, как и наиболее высокохромистые первичные хромшпинелиды гарцбургитов массива. Но они отличаются от последних более высокими магнетиальностью и содержанием TiO_2 , поэтому их образование не может быть объяснено реститово-метаморфогенной моделью, которая предполагает метаморфическую дифференциацию деплетированного мантийного субстрата и формирование слоистой дунит-гарцбургит-хромититовой толщи [30].

Хромититы Эгийнгольского массива имеют геохимические особенности (высокая магнетиальность, отрицательная корреляция между Al_2O_3 и Cr_2O_3 , незначительные содержания TiO_2 и Fe_2O_3 , обогащение платиноидами иридиевой подгруппы относительно платиновой), которые дают нам основание отнести их к подиформному типу. Подиформные хромититы в свою очередь делятся на высокохромистые и высокоалюминиевые. Первые кроме высокой хромистости ($> 0,6$) имеют сплавы и сульфиды только Ru-Ir-Os, а также в большей степени обогащены платиноидами иридиевой подгруппы. Все это характерно и для хромититов Эгийнгольского массива (см. рис. 4). Отсутствие в МПГ элементов группы платины, их сульфидов и сульфоарсенидов, а также форма распределения ЭПГ в хромититах, характерная для реститовых перидотитов, по-видимому, связаны с реликтовой природой самих МПГ, которые формировались на стадии деплетирования перидотитов сингенетично с хромититами. Подобные находки реликтовых МПГ были описаны для обедненных абиссальных перидотитов разлома Кейна [31] и для рефертилизированных перидотитов массива Лерц [32]. Дальнейшее преобразование сплавов системы Ru-Ir-Os до лаурита (RuS_2), а затем эрлихманита (OsS_2) связано с понижением температуры и увеличением фугитивности серы во флюидонасыщенной обстановке, что было показано в работе [33]. Образование сульфоарсенидов Ru, Ir, Os и Ni может происходить в условиях земной коры в результате метаморфического процесса [3]. В пользу этого свидетельствует наличие в хромититах оксидов олова (в статье не приводятся) – элемента, характерного для метаморфогенного флюида корового происхождения, что также говорит о смене восстановительных условий окислительными.

Состав хромшпинелидов в хромититах, а именно содержания FeO, MgO,

Al_2O_3 и TiO_2 , представляют собой функцию от состава родоначального расплава, формировавшего хромит [3, 10, 12]. При расчете состава родоначального расплава применен метод, основанный на зависимости содержания Al_2O_3 и TiO_2 и отношения FeO/MgO в хромшпинелиде и расплаве, предложенный С. Maugel и Р. Maugel [10]. Полученные таким образом содержания Al_2O_3 и TiO_2 в расплавах родоначальных для хромититов Эгийнгола равны 10,7–12,9 мас. % и 0,1–0,45 мас. % соответственно и попадают в поле бонинитов, тяготея к области высоко-Са разновидностей бонинитов офиолита Троодос (рис. 3, Е). Отношение FeO / MgO в рассчитанном родительском расплаве варьирует от 0,66 до 1,05 (см. табл. 4). Сходные бонинитовые расплавы были предложены как родоначальные для хромититов Кемпирская (Казахстан) [3]. Среди вулканических формаций Джидинской строводужной системы, к которой приурочен исследуемый массив, также были обнаружены высоко-Са бониниты [6].

Хромититы высоко-Сг типа обычно формируются ниже границы мантия – кора при взаимодействии высоко-Si и низко-Ti субдукционных расплавов с деплетированными перидотитами – гарцбургитами и при возможном участии водонасыщенного флюида [3]. Отсутствие геологических наблюдений о взаимоотношениях хромититов, пироксенитов и перидотитов Эгийнгольского массива затрудняет реставрацию последовательности происходивших процессов. Представляется более вероятным, что хроми-

титы образовались раньше пироксенитов, так как при формировании последних наблюдается растворение, а не кристаллизация хромшпинелидов и расплавы ненасыщенны хромом.

Выводы

1. Хромшпинелиды перидотитов центрального блока Эгийнгольского массива имеют высокую первичную хромистость (0,51–0,79), что отражает высокие степени плавления мантийного вещества при образовании пород в надсубдукционной зоне. Присутствие в западном блоке массива перидотитов с низкохромистыми хромшпинелидами (0,35–0,48) свидетельствует о смене режима плавления (безводное – с участием воды).

2. Хромшпинелиды пироксенитов наследуются от вмещающих гарцбургитов. Под воздействием просачивающихся бонинитоподобных расплавов происходит их растворение с изменением вначале отношений Cr / Al , а затем и Mg / Fe в остаточной хромшпинели.

3. Хромшпинелиды перидотитов, пироксенитов и хромититов преобразованы регрессивным метаморфизмом. Участки с повышенной хромистостью на краю зерен формируются при $T \sim 680–640$ °С, $P \sim 6–16$ кбар, магнетитовые каймы – во время низкотемпературной серпентинизации (< 250 °С). Центры зерен хромшпинелидов сохраняют первичный состав.

4. Хромититы соответствуют высокохромистому подиформному типу. Их родоначальный расплав имеет бонинитовый состав.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ НШ-9638.2016.5.

Библиографический список

1. Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // *Marginal Basin Geology* / ed. B.P. Kokelaar, M.F. Howells. London, 1984. Vol. 16. P. 77–94.

2. Kelemen P.B. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. Vol. 120. P. 1–19.

3. Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogene-

sis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // *Journal of Petrology*. 1997. Vol. 38. P. 1419–1458.

4. Чудненко К.В., Авченко О.В., Вах А.С., Чудненко А.К. Петрологический инструмент для вычисления реального минерального состава горной породы (программа MC) // *Геоинформатика*. 2014. № 2. С. 44–54. (In Russian).

5. Палесский С.В., Николаева И.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение элементов платиновой группы и рения в стандартных геологических образцах изотопным разбавлением с масс-спектрометрическим окончанием // *Журнал аналитической химии*. 2009. Т. 64. № 3. С. 287–291.

6. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу О. Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // *Доклады Академии Наук*. 2001. Т. 377. № 4. С. 526–529.

7. Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // *Доклады Академии Наук*. 2015. Т. 463. № 5. С. 576–580.

8. Пинус Г.В. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.

9. Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Геохимия и петрология Эгйингольского перидотитового массива: реставрация условий плавления и взаимодействия с бонинитовым расплавом // *Литосфера*. 2010. № 5. С. 20–36.

10. Maurel C., Maurel P. Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spineless // *Bulletin de Minéralogie*. 1982. Vol. 105. P. 197–202.

11. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in the supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 1577–1618.

12. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. Vol. 86. P. 54–76.

13. Mussalam K., Jung D., Burgath K. Textural features and chemical characteristics of chromites in ultramafic rocks, Chalkidiki Complex (northeastern Greece) // *Tschermaks Mineralog. Petrog. Mitt*. 1981. Vol. 29. P. 75–101.

14. Muntener O., Hermann J., Tromsdorff V. Cooling history and exhumation of lower-crustal granulite and upper mantle (Malenco, Eastern Central Alps) // *Journal of Petrology*. 2000. Vol. 41 (2). P. 175–200.

15. Van der Laan S.R., Arculus R.J., Pearce J.A., Murton J.B. Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of Site 786, Izu–Bonin forearc // Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1992. V. 125. Ocean Drilling Program, College station, TX. P. 171–202.

16. Cameron W.E. Petrology and origin of primitive lavas from Troodos ophiolite, Cyprus // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1985. Vol. 89. P. 239–255.

17. Shibata T., Thompson G., Frey F.A. Tholeiitic and alkali basalts from the mid Atlantic ridge at 43°N // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. Vol. 70. P. 127–141.

18. Naldrett A.J., Duke J.M. Platinum metals magmatic sulfide ores // *Science*. 1980. Vol. 208 (4451). P. 1417–1424.

19. González-Jiménez J.M. [et al.]. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites // *Lithos*. 2014. Vol. 189. P. 140–158.

20. Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Mineralium Deposita*. 1999. Vol. 34. P. 250–272.
21. Santti J., Kontinen A., Sorjonen-Ward P., Johanson B., Pakkanen L. Metamorphism and Chromite in Serpentinized and Carbonate-Silica-Altered Peridotites of the Paleoproterozoic Outokumpu-Jormua Ophiolite Belt, eastern Finland // *International Geology Review*. 2006. Vol. 48 (6). P. 494–546.
22. Pawley A.R. The reaction talc + forsterite = enstatite + H₂O: New experimental results and petrological implications // *American Mineralogist*. 1998. Vol. 83 (1). P. 51–57.
23. Khedr M.Z., Arai S., Tamura A., Morishita T. Clinopyroxenes in high-P metaperidotites from Happo-O'ne, central Japan: implications for wedge-transversal chemical change of slab-derived fluids // *Lithos*. 2010. Vol. 119 (3). P. 439–456.
24. Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*. 2001. Vol. 410. P. 677–681.
25. Marchesi C., Garrido C.J., Godard M., Proenza J.A., Gervilla F., Blanco-Moreno J. Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 717–736.
26. Stern R.J., Bloomer S.H. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs // *Geological Society of America Bulletin*. 1992. Vol. 104. P. 1621–1636. DOI: 10.1130/0016-7606(1992)104<1621:SZIEFT>2.3.CO;2.
27. Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.I., Peater D.W., Rowe M.C., Woods M. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu–Bonin–Mariana system // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2010. Vol. 11 (3). DOI: 10.1029/2009GC002871.
28. Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // *Geological Society of America Bulletin*. 2011. Vol. 123. P. 387–411.
29. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. Vol. 139. P. 36–53.
30. Колман П.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
31. Luguet A., Shirey S., Lorand J.-P., Horan M.F., Carlson R.C. Residual platinum-group minerals from highly depleted harzburgites of the Lherz massif (France) and their role in HSE fractionation of the mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. Vol. 71. P. 3082–3097.
32. Lorand J.-P., Alard O., Luguet A. Platinum-group element micronuggets and refertilization process in Lherz orogenic peridotite (northeastern Pyrenees, France) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 289. P. 298–310.
33. Kiseleva O., Zhmodik S. PGE mineralization and melt composition of chromitites in Proterozoic ophiolite complexes of Eastern Sayan, Southern Siberia // *Geoscience Frontiers*. 2017. Vol. 8 (4). P. 721–731.

References

1. Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Marginal Basin Geology*. London, 1984, vol. 16, pp. 77–94.
2. Kelemen P.B. Genesis of high Mg#

andesites and the continental crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1995, vol. 120, pp. 1–19.

3. Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. Journal of Petrology, 1997, vol. 38, pp. 1419–1458.

4. Chudnenko K.V., Avchenko O.V., Vakh A.S., Chudnenko A.K. Petrological tool for calculating the real mineral composition of the rock (MC program). Geoinformatika [Geoinformatics], 2014, no. 2, pp. 44–54. (In Russian).

5. Paleskii S.V., Nikolaeva I.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. Determination of platinum-group elements and rhenium in standard geological samples by isotope dilution with mass-spectrometric ending. Zhurnal analiticheskoi khimii [Journal of Analytical Chemistry], 2009, vol. 64, no. 3, pp. 287–291. (In Russian).

6. Al'mukhamedov A.I., Gordienko I.V., Kuz'min M.I., Tomurtogoo O., Tomurkhuu O. Boninites of the Dzhida Caledonides Zone, Northern Mongolia. Doklady Akademii Nauk [Doklady Earth Sciences], 2001, vol. 377, no. 4, pp. 526–529. (In Russian).

7. Gordienko I.V., Gorokhovskii D.V., Elbaev A.L., Bayanova T.B. New data on the age of the Early Paleozoic gabbroid and granitoid magmatism of the Dzhida Caledonides Zone (South-Western Transbaikalia, Northern Mongolia). Doklady Akademii Nauk [Doklady Earth Sciences], 2015, vol. 463, no. 5, pp. 576–580. (In Russian).

8. Pinus G.V. Al'pinotipnye giperbazity Mongolii [Alpinotype hyperbasites of Mongolia]. Moscow: Nauka Publ., 1984, 200 p.

9. Gornova M.A., Kuz'min M.I., Gordienko I.V., Medvedev A.Ya., Al'mukhamedov A.I. Geochemistry and petrology of the Egiingol peridotite massif: restoration of melting and interaction conditions with boninite melt. Litosfera [Lithosphere], 2010, no. 5, pp. 20–36. (In Russian).

10. Maurel C., Maurel P. Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spineless. Bulletin de Minéralogie, 1982, vol. 105, pp. 197–202.

11. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in the supra-subduction zone setting. Journal of Petrology, 1998, vol. 39, pp. 1577–1618.

12. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984, vol. 86, pp. 54–76.

13. Mussalam K., Jung D., Burgath K. Textural features and chemical characteristics of chromites in ultramafic rocks, Chalkidiki Complex (northeastern Greece). Tschermarks Mineralog. Petrog. Mitt., 1981, vol. 29, pp. 75–101.

14. Muntener O., Hermann J., Tromsdorff V. Cooling history and exhumation of lower-crustal granulite and upper mantle (Malenco, Eastern Central Alps). Journal of Petrology, 2000, vol. 41 (2), pp. 175–200.

15. Van der Laan S.R., Arculus R.J., Pearce J.A., Murton J.B. Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of Site 786, Izu–Bonin forearc. Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1992, vol. 125, Ocean Drilling Program, College station, TX, pp. 171–202.

16. Cameron W.E. Petrology and origin of primitive lavas from Troodos ophiolite, Cyprus. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1985, vol. 89, pp. 239–255.

17. Shibata T., Thompson G., Frey F.A. Tholeiitic and alkali basalts from the mid Atlantic ridge at 43°N. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1979, vol. 70, pp. 127–141.

18. Naldrett A.J., Duke J.M. Platinum metals magmatic sulfide ores. *Science*, 1980, vol. 208 (4451), pp. 1417–1424.
19. González-Jiménez J.M. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites. *Lithos*, 2014, vol. 189, pp. 140–158.
20. Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data. *Mineralium Deposita*, 1999, vol. 34, pp. 250–272.
21. Santti J., Kontinen A., Sorjonen-Ward P., Johanson B., Pakkanen L. Metamorphism and Chromite in Serpentinized and Carbonate-Silica-Altered Peridotites of the Paleoproterozoic Outokumpu-Jormua Ophiolite Belt, eastern Finland. *International Geology Review*, 2006, vol. 48 (6), pp. 494–546.
22. Pawley A.R. The reaction talc + forsterite = enstatite + H₂O: New experimental results and petrological implications. *American Mineralogist*, 1998, vol. 83 (1), pp. 51–57.
23. Khedr M.Z., Arai S., Tamura A., Morishita T. Clinopyroxenes in high-P metaperidotites from Happo-O'ne, central Japan: implications for wedge-transversal chemical change of slab-derived fluids. *Lithos*, 2010, vol. 119 (3), pp. 439–456.
24. Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, 2001, vol. 410, pp. 677–681.
25. Marchesi C., Garrido C.J., Godard M., Proenza J.A., Gervilla F., Blanco-Moreno J. Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006, vol. 151, pp. 717–736.
26. Stern R.J., Bloomer S.H. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 1992, vol. 104, pp. 1621–1636. DOI: 10.1130/0016-7606(1992)104<1621:SZIEFT>2.3.CO;2.
27. Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.I., Peater D.W., Rowe M.C., Woods M. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu–Bonin–Mariana system. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2010, vol. 11 (3). DOI:10.1029/2009GC002871.
28. Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 2011, vol. 123, pp. 387–411.
29. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2000, vol. 139, pp. 36–53.
30. Kolman R.G. *Ophiolity* [Ophiolites]. Moscow: Mir Publ., 1979, 262 p.
31. Luguet A., Shirey S., Lorand J.-P., Horan M.F., Carlson R.C. Residual platinum-group minerals from highly depleted harzburgites of the Lherz massif (France) and their role in HSE fractionation of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, vol. 71, pp. 3082–3097.
32. Lorand J.-P., Alard O., Luguet A. Platinum-group element micronuggets and refertilization process in Lherz orogenic peridotite (northeastern Pyrenees, France). *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, vol. 289, pp. 298–310.
33. Kiseleva O., Zhmodik S. PGE mineralization and melt composition of chromitites in Proterozoic ophiolite complexes of Eastern Sayan, Southern Siberia. *Geoscience Frontiers*, 2017, vol. 8 (4), pp. 721–731.

Критерии авторства

Каримов А.А., Горнова М.А., Беляев В.А., Энхбат Д. подготовили статью, имеют равные авторские права и несут одинаковую ответственность за плагиат.

Authorship criteria

Karimov A.A., Gornova M.A., Belyaev V.A., Enkhbat D. have prepared the article for publication, have equal author's rights and bear equal responsibility for plagiarism.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The authors declare that there is no conflict of interests regarding the publication of this article.

Статья поступила 29.08.2017 г.

The article was received 29 August 2017