

ков Чинейского месторождения, в которых содержания этого элемента на порядок, а то и два, ниже. Зато в пиритах Чинейского массива нередко присутствует в значимых количествах медь. Пирротины Чинейского массива обогащены мышьяком, а те из них, которые располагаются в интерстициях титаномагнетитовых руд, – никелем, в сравнении с пирротинами Луктурского массива. Халькопирит, как минерал постоянного состава, не отличается ни по каким элементам в рудах обоих массивов.

Таким образом, состав сульфидной минерализации изученных массивов отражает петрогеохимические особенности слагающих их пород: более магнезиальный габбронорит-норитовый Луктурский массив содержит медно-никелевые руды, а габбро-анортозитовый Чинейский – существенно медные, причем особенности геохимии пород отражаются даже на распределении элементов-примесей в главных рудообразующих минералах.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-01007).*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Чинейский расчлененный плутон. Новосибирск: Наука, 1993. 184 с.
2. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. № 4. С. 691-720.
3. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 224 с.
4. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. благороднометаллическая минерализация в расчлененных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

### **ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА: РЕСТАВРАЦИЯ УСЛОВИЙ ПЛАВЛЕНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С БОНИНИТОВЫМ РАСПЛАВОМ**

**Горнова М.А.\*, Кузьмин М.И.\*, Гордиенко И.В.\*\*,  
Медведев А.Я.\*, Альмухамедов А.И.\***

*\*Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия  
e-mail: mgorn@igc.irk.ru*

*\*\*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

### **GEOCHEMISTRY AND PETROLOGY OF EGIINGOL PERIDOTITES: RECONSTRUCTION OF MELTING AND INTERACTION WITH BONINITIC MELT**

**Gornova M.A.\*, Kuzmin M.I.\*, Gordienko I.V.\*\*,  
Medvedev A.Ya.\*, Al'mukhamedov A.I.\***

*\*Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia  
e-mail: mgorn@igc.irk.ru*

*\*\*Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

We studied dunites and harzburgite of the Egiingol peridotite massif from the Dzhida island-arc terrain of the folded surrounding of the Siberian platform. Amphibole-olivine-pyroxene dykes cutting the massif are transporting channels of boninite melts as the spinels show high Cr # (0.88). In Ol Mg# vs Sp Cr # diagram dunites and harzburgites plot at the mantle array. Harzburgites are highly refractory in terms of olivine Mg# (0.15) and spinel Cr# (~ 0.4-0.5), suggesting high degree of partial melting (~ 20%). Harzburgite microstructures indicate that they have extensively reacted with percolating melt prior to cooling in the lithosphere leading to crystallization of olivine, clinopyroxene, at the expense of orthopyroxene. Harzburgite Cpx are highly depleted REE, Ti, Zr. Low MREE/HREE ratio in Cpx requires 9-10 % of melting in the garnet stability field followed by 13-14% melting in the spinel stability

field. Dunites have more refractory spinels ( $Cr\# \sim 0.6$ ) with high  $TiO_2$ . We interpret Eggingol harzburgites as shallow residual mantle from ridges near hot-spots which has subsequently been modified by interaction with boninitic melt within the mantle wedge, and dunites as zone of focusing of this melt in with pyroxene has preferentially been dissolved from the harzburgite protolith.

Эггингольский перидотитовый массив площадью  $\sim 90$  км<sup>2</sup> расположен в Джидинском островидном террейне складчатого обрамления Сибирской платформы. Его окружают нижнекембрийские карбонатные породы и прорывающие гранитоиды позднекембрийского, средне- и верхнепалеозойского возрастов. Перидотиты интенсивно дислоцированы, разбиты серией круто- и пологопадающих разломов, зон брекчирования. Представлены серпентинизированными (п.п.п.  $\sim 5-14\%$ ) шпинелевыми гарцбургитами с небольшим количеством клинопироксена (до 2, 5 %) и дунитами с  $< 5\%$  амфиболизированного ортопироксена. В массиве присутствуют дайки мощностью  $\sim 1$  м. Дуниты располагаются по обе стороны от даек.

*Дайки.* В породах преобладает амфибол, представленный серией минералов от эденита – эденитовой роговой обманки до тремолита с меняющимися концентрациями  $Al_2O_3$  (10-0.2 мас. %),  $Cr_2O_3$  (2-0.05 мас. %) и  $Na_2O$  (2-0.05 мас. %). Такие же амфиболы развиваются по пироксенам дунитов. Магнезиальность [ $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ ] оливина и ортопироксена составляет 0.901-0.87 и 0.886, соответственно. Присутствует высокохромистая шпинель ( $Cr\# = 0.88$ ) с содержанием  $TiO_2 = 0.32$  вес.%. Вкрапленники шпинели, оливина и ортопироксена подобного состава характерны для бонинитовых расплавов. Породы характеризуются высокими концентрациями  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $Cr$  и низкими содержаниями редких земель ( $LaCh \sim 0.3$ ,  $YbCh \sim 1.25$ ).

*Дуниты.* Магнезиальность оливина, ортопироксена составляет 0.923-0.913 и 0.921-0.927, соответственно. Хромистость [ $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$ ] шпинели высокая – 0.58-0.64. На диаграмме  $Mg\#$   $OI-Cr\#Sp$  точки составов минералов попадают на тренд мантийной последовательности в поле надсубдукционных перидотитов. На диаграмме  $Ti-Cr\#Sp$  точки состава шпинелей отклоняются от реститового тренда в направлении составов шпинелей, равновесных с бонинитовым расплавом. Включения оливинов в шпинелях характеризуются максимальной магнезиальностью (0.930), что сопровождается уменьшением магнезиальности шпинелей. Это обусловлено их переуравновешиванием при более низких оливин-шпинелевых равновесных температурах, характерных для надсубдукционных перидотитов, по сравнению с абиссальными. Ортопироксен практически полностью замещается амфиболами.

*Гарцбургиты* имеют зернистую с элементами порфирокластовой структуру, типичную для мантийных пород. Порфирокласты ортопироксена имеют лопастные границы зерен, в изгибах которых располагаются мелкие необласты оливина и часто клинопироксена. Клинопироксен образует небольшие (до 400 мкм по длине) неправильной формы зерна без структур распада в интерстициях оливинового матрикса и на границах зерен оливина-ортопироксена, глубоко проникая в ортопироксен. Часто он ассоциирует с паргаситовой роговой обманкой – паргаситом, с которой имеет равновесные взаимоотношения. Только в нескольких образцах найдены редкие  $2 \times 3$  мм и  $< 1$  мм остатки порфирокластов клинопироксена с лопастными границами и структурами распада.

Магнезиальность оливинов и ортопироксенов составляет 0.906-0.915 и 0.903-0.916, соответственно. В ортопироксенах содержание  $CaO$  изменяется от 1.6 до 0.6 вес.%, уменьшаясь в краевых частях порфирокластов. Содержания  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$ , связанные положительной корреляцией, варьируют как в пределах образца, так и между образцами, максимальные концентрации наблюдаются в центральных частях наиболее крупных порфирокластов. Ортопироксены с максимальными содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $\sim 3.8-3.4$  вес.%, соответствующими содержанию  $Cr_2O_3$ ,  $\sim 0.9-0.8$  вес.%, близки к ортопироксенам наиболее деплетированных абиссальных перидотитов [7]. В остальных образцах точки состава ортопироксена лежат вне поля реститовых ортопироксенов абиссальных перидотитов, так как имеют более низкие концентрации алюминия и хрома. Это свидетельствует не только о переуравновешивании ортопироксена при более низких температурах, чем это обычно наблюдается в типичных абиссальных перидотитах, но и о взаимодействии пород с просачивающимися расплавами. Это взаимодействие приводит к растворению ортопироксена и образованию оливина и клинопироксена. Магнезиальность клинопироксена составляет 0.930-0.947. В некоторых образцах присутствуют реститовые и новообразованные клино-

пироксены. Они имеют одинаковый состав, аналогичный составу клинопироксенов сильно деплетированных абиссальных перидотитов [7]. В остальных гарцбургитах клинопироксен характеризуется более низкими содержаниями  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$ , оксиды связаны отрицательной корреляцией. Содержание  $TiO_2$  и  $Na_2O$  низкое. Хромистость шпинели варьирует от 0.35 до 0.52. На диаграмме Ti–Cr#Sp точки составов образцов с реститовыми клинопироксенами ложатся на реститовый тренд, демонстрируя степень плавления ~ 20 %, остальных клинопироксенов – отклоняются от него, отражая слабое преобразование с расплавом. Состав минералов согласуется с реститовой природой перидотитов, соотношение хромистости шпинели и магнезиальности оливина отвечает оливин-шпинелевому мантийному тренду, точки составов попадают в поле сильно деплетированных абиссальных перидотитов.

Редкоэлементные составы клинопироксенов были получены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль, аналитик С. Симакин). В реститовых и новообразованных клинопироксенах в одном образце содержание тяжелых редких земель одинаковое, легких – выше в новообразованных зернах. Концентрации REE в клинопироксенах в образцах, где присутствует только новообразованный клинопироксен, слегка ниже и сопровождаются ростом хромистости шпинели. По сравнению с клинопироксенами наиболее деплетированных абиссальных перидотитов, формировавшихся в срединно-океанических хребтах при безводном плавлении в условиях шпинелевой фации [4], клинопироксены Эгийнгольского массива имеют более низкие концентрации тяжелых-средних редких земель и более высокие концентрации La, Ce. Форма кривой распределения REE также иная – более дифференцирована для HREE, что говорит о начале плавления в гранатовой фации. Клинопироксены из перидотитов офиолитовых комплексов Hellenic Peninsula, для которых предполагается формирование при плавлении в присутствии воды с образованием бонинитовых расплавов [1], показывают еще более низкие концентрации тяжелых-средних редких земель, что предполагает более высокие степени плавления. Картины распределения REE в клинопироксенах Эгийнгольского массива похожи на таковые в клинопироксенах из абиссальных перидотитов Bouvet FZ, обнаруженных рядом с горячей точкой, и в клинопироксенах из перидотитов Conical островной дуги Izu-Bonin. Показано [4,3,6], что перидотиты Bouvet FZ формировались при плавлении, начинающемся в условиях гранатовой фации, перидотиты Conical испытали интенсивное взаимодействие с бонинитовым расплавом.

Ряд моделей, описывающих поведение редких элементов при взаимодействии мантийных перидотитов с просачивающимися расплавами при низком отношении расплав/перидотит, показывают, что концентрации менее несовместимых элементов буферизуются перидотитами, поэтому картины HREE в новообразованных клинопироксенах будут отражать состав реститовых перидотитов. Это позволяет провести оценку параметров плавления при формировании гарцбургитов, тем более, что в некоторых образцах присутствует реститовый клинопироксен. Был проведен расчет содержаний REE в реститовом клинопироксене для модели не модалного полибарического критического плавления по уравнениям Shaw [8]. Параметры плавления такие же, как в модели Brunelli [2]. Для воспроизведения наблюдаемых концентрации и формы нормированной кривой для Gd-Yb требуется 9-10% плавление в гранатовой фации за которым следует 13-14% плавление в шпинелевой фации. Суммарная степень плавления составляет ~ 23% плавления, что согласуется со степенью плавления, которой соответствует хромистость шпинели и деплетированный состав пироксенов.

С увеличением степени безводного плавления в реститовых клинопироксенах абиссальных перидотитов происходит уменьшение концентраций титана и циркония вдоль линии рассчитанных составов для модели полибарического фракционного плавления. Клинопироксены из перидотитов офиолитовых комплексов Hellenic Peninsula лежат в стороне от этого тренда и демонстрируют очень низкие концентрации титана и обогащенность цирконием при наблюдаемых содержаниях титана. Клинопироксены Эгийнгольского массива занимают промежуточное положение: в них содержание титана ниже, чем в клинопироксенах из абиссальных перидотитов, формирующихся при безводном плавлении в шпинелевой фации, но выше, чем в клинопироксенах надсубдукционных перидотитов, формирующихся при плавлении в присутствии воды. При наблюдаемых концентрациях титана они обогащены цирконием. Подобные концентрации тита-

на, отвечающие степеням плавления >20%, имеют клинопироксены перидотитов Bouvet FZ. Клинопироксены Эггингольского массива также, кроме легких редких земель и Zr, обогащены стронцием и барием. Отношение Sr/Nd в них составляет 72-150, что на 1-2 порядка выше, чем в клинопироксенах абиссальных перидотитов срединно-океанических хребтов. Представляется более вероятным, что это обогащение клинопироксенов Zr, Sr, La, Ce является результатом взаимодействия перидотитов с просачивающимися бонинитовыми расплавами после этапа плавления, а не отражает состав мантийного источника до образования пород в результате плавления.

В реститах по отношению к составу примитивной мантии содержание MgO растет, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO уменьшается пропорционально степени плавления. Содержание ΣFeO связано обратной корреляцией с давлением, поэтому оно меньше в реститах, образовавшихся при более высоких давлениях. На диаграмме MgO-FeO показаны составы реститовых перидотитов, рассчитанные по экспериментальным данным по плавлению неистощенных лерцолитов в условиях различных температур и давлений для модели близкого к фракционному полибарического плавления [9]. Точки составов изученных гарцбургитов располагаются рядом с рассчитанным составом при плавлении от 40 до 10 кбар и показывают высокие степени плавления ~ 30 %. Здесь же находятся точки составов надсубдукционных гарцбургитов Conical и абиссальных гарцбургитов Bouvet FZ.

В рассматриваемых перидотитах нормированные к примитивной мантии содержания редких и некоторых главных элементов, расположенные на спайдерграммах в соответствии со степенью несовместимости, образуют U-образные кривые с уровнем концентраций несовместимых элементов ниже, чем в примитивной мантии. В некоторых дунитах наблюдается последовательное увеличение нормированных концентраций несовместимых элементов с ростом степени их несовместимости. Закономерное уменьшение нормированных содержаний элементов от совместимых Cr, Mg до MREE отражает магматический этап образования пород в результате частичного плавления более фертильного мантийного вещества. Это подтверждается и наличием положительных корреляций HREE, Y с петрогенными оксидами (MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), концентрация которых зависит от степени плавления. Корреляции между сильно несовместимыми элементами и петрогенными оксидами отсутствуют. Повышение нормированных содержаний редких элементов от MREE до сильно несовместимых (Ba, Rb) обусловлено преобразованием пород в результате взаимодействия с бонинитовым расплавом.

Таким образом, перидотиты Эггингольского массива имеют сложную многостадийную тектоническую историю. Гарцбургиты являются продуктами ~ 20% степени плавления, которое начиналось в гранатовой фации, возможно, в зоне спрединга, расположенного рядом с горячей точкой. В дальнейшем, в островодужной системе, эта аномальная океаническая литосферная мантия подверглась взаимодействию с бонинитовыми расплавами, инициированными субдукцией. Это привело к появлению дунитов с явными характеристиками надсубдукционных перидотитов. Представляется более вероятным, что дуниты образуются в результате замещения ортопироксена оливином, как это происходит в транспортных каналах MORB в астеносферной мантии [5]. Дайки с окружающими их дунитами являются транспортными каналами бонинитовых расплавов. Дайки образуются в кондуктивно охлаждающейся литосферной мантии в результате кристаллизации Ol, Орх, Срх и Sp из поднимающихся расплавов. Медленное остывание приводит к формированию Са-амфиболов варьированного состава.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 05-05-64642 и 09-05-01079.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Bizimis M., Salter V.J.M., Bonatti E. Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implication for melting and enrichment processes in island arc // *Chemical Geology*. 2000. V. 165. P. 67-85.
2. Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. Discontinuous melt extraction and weak refertilization of mantle peridotites at the Vema lithospheric section (Mid-Atlantic ridge) // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. № 4. P. 745-771.
3. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogazawara-Mariana forearc, Leg 1251 // Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. et al. 1992. *Proceeding of the ocean drilling program, scientific results*. V. 125. P. 445-485.

4. Johnson K. T. M., Dick H.J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. № B3. P. 2661-2678.
5. Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman N., Dick H.J. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath ocean spreading ridges // Phil. Trans. R. Soc. London A. 1997. V. 355. P. 283-318.
6. 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 a supra-subduction zone setting // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 9. P. 1577-1618.
7. Seyler M., Lorand J.-P., Dick H.J.B., Drouin M. Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N: ODP Hole 1274A // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. P. 303-319.
8. Shaw D.M. Continuous (dynamic) melting theory revisited // Can. Mineral. 2000. V. 38. P. 1041-1063.
9. Walter M. J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 1. P. 29-60.

## О МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ГОРНБЛЕНДИТОВ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА

**Готтман И.А.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия  
e-mail: gottman@igg.uran.ru*

## MAGMATIC ORIGIN OF HORNBLENDITE IN THE URAL-ALASKAN MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEXES

**Gottman I.A.**

*Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia  
e-mail: gottman@igg.uran.ru*

The origin of hornblendite, which mineral composition is close to pure amphibole, is still enigmatic. Hornblendites is very widespread in the Ural-Alaskan type mafic-ultramafic complexes, where they cut dunite, clinopyroxenite and gabbro. They form dykes and a matrix of eruption breccia with numerous ultrabasic xenoliths. High temperature reaction zones around these xenoliths have been studied. We assume the magmatic origin of the most hornblendite on the basis of their geological relationship with host ultramafites.

Горнблендиты—практически мономинеральные амфиболовые породы, широко распространенные в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урала и Юго-Восточной Аляски. Большинство исследователей признают тесную пространственно-генетическую связь горнблендитов с клинопироксенитами [2, 3, 4, 10, 12, 13, 15]. Часто эти породы связаны постепенными переходами, хотя встречаются и самостоятельные тела горнблендитов без видимой связи с клинопироксенитами. В массивах Урало-Аляскинского типа широко распространены жилы и дайки мелкозернистых горнблендитов, секущих дуниты, верлиты, реже клинопироксениты и габброиды, которые при первом описании получили название иситы [14], употребляемое, иногда, и до настоящего времени. Несмотря на различные формы залегания, химический состав этих пород сходен и весьма постоянен [3]. Он определяется составом породообразующего амфибола, количество которого составляет в среднем 80-90%. Амфибол обычно представлен высокоглиноземистым паргаситом или магнезиогастингситом ( $C_{AB} \geq 1,5$ ;  $(Na+K)_A \geq 0,50$ ;  $Ti < 0,5$ ) с содержаниями  $Al_2O_3 = 12-15$  мас.% и переменной железистостью [16]. Обычными второстепенными минералами являются плагиоклаз, клинопироксен, реже оливин, биотит. Рудные горнблендиты, так же как и клинопироксениты, могут содержать до 20-25% титаномагнетита. Аксессуарные: апатит, сфен, циркон. По химическому составу ( $SiO_2 = 38-44\%$ ,  $Al_2O_3 = 8-16\%$ ,  $MgO = 11-14\%$ ,  $Na_2O + K_2O = 1,5-3\%$ , железистость переменная),