

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),

горнблендиты попадают в поле пикро-базальтов–пикритов [17]. Нормативный состав (CIPW) горнблендитов соответствует меланократовому оливиновому габбро, с примесью нефелина.

Природа горнблендитов дискуссионная, как и происхождение большинства мономинеральных пород. Обладая составом пикробазальтов, они кристаллизуются в почти мономинеральную амфиболовую породу, что трудно объяснимо с позиций магматической петрологии и часто рассматривается как доказательство их метасоматического происхождения. Изучение геологического положения и взаимоотношения горнблендитов с различными породами, проведенное в Кытлымском, Светлоборском, Хабарнинском массивах, позволило интерпретировать их генезис как магматический. Важным аргументом, доказывающим магматическую природу горнблендитов, является существования дек и эруптивных брекчий с горнблендитовым цементом. Жильные горнблендиты распространены повсеместно, а брекчии были установлены в Кытлымском и в Хабарнинском массивах [1, 6, 7].

Эруптивные перидотитовые брекчии с горнблендитовым цементом и жильные горнблендиты прорывают офиолитовые гарцбургиты Хабарнинского массива, но наиболее широко развиты среди дунитов восточно-хабарнинского дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитового комплекса (ВХК) [6]. В последних, дайки горнблендитов формируют многочисленные рои протяженностью в несколько километров. Длина отдельных даек достигает ста метров и более, а мощность варьирует от 2-5 см до 2-3 м. Контакты с вмещающими дунитами резкие. Структура горнблендитов в контакте с дунитами мелкозернистая в центральных частях тел более раскристаллизованная. Горнблендиты секут не только дуниты, но и, приуроченные к ним, полосчатые хромитовые руды и содержат их ксенолиты. В обнажениях хорошо наблюдается произвольный разворот ксенолитов в горнблендитовой массе, что может быть объяснено только свободным вращением фрагментов в жидком веществе. Размер ксенолитов варьирует от первых сантиметров до 0,5 м.

Тела эруптивных брекчий вскрываются также глубокими скважинами в зоне контакта между офиолитовым дунит-гарцбургитовым комплексом и ВХК. Мощность брекчий достигает 30-40 м. Количество перидотитовых обломков составляет в среднем 20-30%. Преобладающий размер 2-10 см, форма обломков остроугольная или уплощенная. Обломки имеют ориентировку, совпадающую с общим направлением залегания геологических тел. По минеральному составу среди ксенолитов выделены метагарцбургиты и металерцолиты, амфиболовые дуниты, верлиты и клинопироксениты. На контакте ультрабазитовых ксенолитов и горнблендитов возникают реакционные каймы зонального строения, мощностью не более 1-3 мм [1]. Внутренняя зона к ксенолиту сложена мелкозернистым агрегатом ортопироксена, далее тальк-серпентинитовая зона, после которой следует зона, обогащенная флогопитом. Самая внешняя зона сложена агрегатом амфибола. Активное воздействие горнблендитов на ультраосновные породы проявляется в закономерном увеличении железистости оливина и хромшпинелида от центра к раю ксенолитов, а также в росте содержания глинозема в хромшпинелидах в этом же направлении [1, 9].

В Кытлымском массиве ультраосновные эруптивные брекчии с горнблендитовым цементом широко развиты в его северо-западном эндоконтакте и вскрываются каньоном реки Крутобереговая [7, 8]. Среди ксенолитов преобладают дуниты, клинопироксениты и тылаиты, но отмечаются также ксенолиты амфибол-плагиоклазовых роговиков и, даже, титаномagnetитовых руд. По нашим данным, выходы брекчий и горнблендитовых даек распространены значительно дальше на юг и юго-восток и вскрываются на седле между горами Конжаковский Камень и Тылайский Камень, где они секут клинопироксениты и тылаиты, хотя среди ксенолитов присутствуют также и дуниты. Обломки и крупные глыбы эруптивных брекчий наблюдаются также в аллювиальных отложениях реки Гаревой, имеющей западный сток с горы Тылайский Камень. Нами было установлено, что горнблендиты входят в состав молодой клинопироксенит-горнблендит-меланогаббровой серии пород, которая характеризуется постоянным присутствием в составе амфибола и отсутствием деформаций. Эти породы прорывают «сухие» и сильно деформированные дуниты и полосчатые тылаиты и клинопироксениты. Наши данные свидетельствуют о существовании в северо-западной части Кытлымского массива многофазного интрузивного комплекса, эволюция которого завершается внедрением флюидонасыщенных пород, что сопровождается «взрывными» явлениями и формированием эруптивных брекчий, насыщенных ксенолитами, количество которых может достигать 60-70% [7].

Жильные горнблендиты широко распространены в дунит-клинопироксенитовом массиве Светлый Бор. Они образуют рои вертикальных даек субмеридионального простирания, секущих дуниты и клинопироксенитовые жилы в них, что можно хорошо наблюдать в обнажениях по трассе газопровода по обоим берегам реки Ис, к северу от деревни Косья. Плотность распространения даек достаточно велика местами до 2-3 штук на погонный метр, мощность варьирует от первых сантиметров до 1 м. По нашим наблюдениям, часть клинопироксенитовых жил имеет признаки высокотемпературного метасоматического происхождения. Следовательно, горнблендиты формируются после завершения высокотемпературных метасоматических процессов в дунитах и после формирования хромититовых шпиров.

Горнблендиты проявляют сильное петрохимическое и геохимическое сходство с составом интерстициального амфибола, почти повсеместно развитого в клинопироксенитах из комплексов Урало-Аляскинского типа. Мы придерживаемся модели [11], по которой горнблендиты представляют собой остаточный флюидонасыщенный расплав, образовавшийся при дифференциации ультраосновного пикритоидного (анкарамитового) расплава, в процессе фракционирования оливин-клинопироксеновой котектики, продуктом кристаллизации которой являются клинопироксениты.

Приведенные выше данные свидетельствуют, об активном внедрении горнблендитов, которое сопровождается термальным воздействием на вмещающие породы. В некоторых случаях, внедрение флюидонасыщенного горнблендитового (пикрито-базальтового) расплава сопровождается взрывными явлениями, приводящими к формированию эруптивных (эксплозивных) брекчий. Пикрито-базальтовый расплав имеет низкую вязкость, а в случае насыщения его флюидом вязкость должна драматически снижаться [5], что в условиях резкого сброса давления при интрузии может привести к необычным кинетическим и химическим эффектам, обеспечивающим метастабильную кристаллизацию мономинеральной амфиболовой породы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 09-05-00911-а и программ ОНЗ РАН № 10 и ОНЗ РАН № 2.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Вилисов В.А. Реакционное взаимодействие перидотитов с флюидонасыщенными расплавами основного состава (на примере Хабаровинского массива) // Ежегодник-1997. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1998. С. 71-76.
2. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Матер. по геологии и полезн. ископ. Урала. Вып. 13. М.: Недра, 1967. 336 с.
3. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.
4. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского госуниверситета, 1997. 327 с.
5. Персигов Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
6. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
7. Пушкарев Е.В., Прибавкин С.В., Богатов В.И., Русин И.А., Авдеева А.П. Геологические свидетельства трех стадий формирования клинопироксенитов и связанных с ними основных пород в Платиноносном поясе Урала // Ежегодник-2000. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2001. С. 85-89.
8. Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В., и др. Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. 1999. № 2. С. 36-60.
9. Смирнов С.В. Изменение состава оливина в ксенолитах метагарцбургитов // Ежегодник-1988. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 117.
10. Ферштатер Г.Б. Петрология главных типов интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
11. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13-23.
12. Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.
13. Фоминых В.Г., Латыш И.К., Шилов В.А. Ревдинский массив и его титаномагнетитовые руды // Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск, 1974. С. 43-80.
14. Duparc L., Pamfil G. Sur l'issue une nouvelle roche filonienne dans la dunite // Compets-rendus de l' Acad. Des sciences, 1910. I. CLI. Paris. 136 p.
15. Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions,

Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS), Professional Paper. 1995. 47 p.

16. *Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D. et al.* Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 219-246.

17. *Le Bas M.J.* IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // Journal of Petrology. 2000. V. 41. № 10. P. 1467-1470.

## ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ДИАПИРОВ В СИСТЕМЕ ЛИТОСФЕРА-КОРА НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

**Гунин В.И.**

*Центр моделирования геосистем «МоГеос», Улан-Удэ, Россия  
e-mail: vigunin@list.ru.*

## ESTIMATE OF DIAPER FORMATION CONDITIONS IN LITHOSPHERE AND IN THE EARTH'S CRUST BASED ON NUMERICAL EXPERIMENT

**Gunin V.I.**

*Centre of Geosystem Modeling (MoGeos), Ulan-Ude, Russia  
e-mail: vigunin@list.ru.*

The buoyancy of less dense (light) rocks through more dense (heavy) ones in the field of gravity is called diapirism. The paper considers the effect of the melt lens with various viscosity, density and fluid concentration on formation of diapers in the Earth's crust and lithosphere based on the results of the numerical experiment.

### ВВЕДЕНИЕ

Всплывание менее плотных (легких) пород через более плотные (тяжелые), в поле силы тяжести, называется диапиризмом. К диапирам относятся различные восходящие куполообразные структуры, в том числе гранитогнейсовые купола и гранитоидные батолиты. Для формирования диапира необходим легкий питающий слой, перекрытый более тяжелыми слоями пород, и наличие неоднородности (неравномерность толщины питающего или перекрывающего слоя) или нарушения сплошности [2]. Питающим слоем может являться линза расплава, сформированная нижнемантийным плюмом в подошве высоковязкой литосферы, а неоднородностью вогнутость этой подошвы. В работе, на основе результатов численного эксперимента, рассмотрено влияние линзы расплава с различной вязкостью, плотностью и концентрацией флюида на формирование диапиров в земной коре и литосфере.

### МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И СХЕМАТИЗАЦИЯ ЗАДАЧИ

Для решения этой задачи проведен численный эксперимент на основе сопряженной трехмерной математической модели теплопереноса в вязких средах, разработанной автором, которая в векторном виде в терминах функции тока, температуры и концентрации выглядит так:

$$\Delta\psi = k\nabla\rho, \mathbf{V} = \text{rot}\psi, dT/dt = \delta\Delta T + M, dC_i/dt = \lambda\Delta C_i + N_i, \rho = \rho(T, C), \mu = \mu(T, C) \quad (1)$$

где,  $\psi$  – векторная функция тока,  $\rho$  – плотность среды,  $\mathbf{V}$  – вектор скорости конвекции среды,  $T$  – температура среды,  $C_{0,1}$  – концентрация мантийного вещества и «легкой» химической добавки;  $M$  – источник-сток тепла;  $N_{0,1}$  – источник-сток мантийного вещества и легкой химической добавки;  $\mu$  – динамическая вязкость;  $k, \delta, \lambda$  – коэффициенты текучести, температуропроводности, диффузии;  $\Delta$  – оператор Лапласа;  $\nabla$  – оператор Гамильтона («набла»);  $d/dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y +$