

## ПЕТРОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВ ГРИДИНСКОГО ВЫСОКОБАРНОГО КОМПЛЕКСА (Карелия)

А.А. Моргунова, А.Л. Перчук\*

*Институт экспериментальной минералогии РАН,  
142432, Черноголовка, Московской области, ул. Академика Осипьяна, 4, Россия*

*\* Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
119991, Москва, Ленинские горы, Россия*

Наряду с эцлогитизированными телами габбро и габбро-норитов в толще архейских плагиогнейсов гридинского комплекса находятся будинированные тела метасульфидов, представленные гранат-пироксеновыми породами и ортопироксенитами. В истории гранат-пироксеновой породы, слагающей будинированное тело на о. Высокий, отмечается ранний этап преобразований, фиксируемый по включениям диабантита (Fe-Si хлорита) — минерала, встречающегося в метасоматически измененных перидотитах. Диабантит обнаружен во всех породообразующих минералах в ассоциации с минеральными фазами, обогащенными редкоземельными элементами (Ce, Nd, La и др.), а также ураном и торием. Приуроченность рудных фаз к периферии включений, а также развитие вокруг включений в пироксенах двух систем трещин — радиальной и концентрической — указывают на преобразование включений после захвата. По результатам термобарометрических исследований ядерных частей кристаллов безводный минеральный парагенезис гранат + ортопироксен + клинопироксен, заместивший хлоритсодержащую породу, формировался при температуре ( $T$ ) ~ 690 °C и давлении ( $P$ ) ~ 17 кбар. Каймы породообразующих минералов фиксируют изотермическую декомпрессию до  $P$  ~ 12 кбар, за которой следовал эпизод декомпрессионного остывания до  $T$  ~ 650 °C и  $P$  ~ 9 кбар с образованием регрессивной амфибол-гранат-пироксеновой ассоциации.

Для гигантокристаллических ортопироксенитов, слагающих цепочки будинированных тел на о. Избная Луда, характерны многочисленные включения амфибола, кварца, биотита и пирита. По этим включениям восстанавливается амфиболитовый этап метаморфизма на ранней стадии эволюции породы. Амфибол представлен двумя разновидностями — магнезиальной роговой обманкой и антофиллитом. Если роговая обманка является первичным минералом, то низкотемпературный антофиллит, образующий каймы вокруг включений кварца, формировался на регрессивной стадии метаморфизма. Сенсоры  $P$ - $T$  условий пика метаморфизма в ортопироксените отсутствуют; по реакции энстатит + кварц + H<sub>2</sub>O = антофиллит устанавливается активность воды, участвующей в образовании антофиллита  $a \leq 0.5$ .

Рассмотренные метаморфические преобразования пород могли быть реализованы в составе как океанической, так и континентальной коры, вовлеченной в субдукцию или коллизию соответственно.

*Метасульфиды, Гридино, эцлогитовый метаморфизм, гранат-пироксеновая порода, докембрий.*

## PETROLOGY OF PRECAMBRIAN METAUltrAMAFITES OF THE GRIDINO HIGH-PRESSURE COMPLEX (Karelia)

A.A. Morgunova and A.L. Perchuk

Along with eclogitized gabbro and gabbro-norite bodies, boudinaged metaultramafites such as garnet-pyroxene rocks and orthopyroxenites were revealed in the Archean plagiogneiss strata of the Gridino complex. The garnet-pyroxene rock crops out as a boudin on Vysokii Island. The early stage of the rock evolution is documented by inclusions of diabantite (Fe-Si chlorite), a mineral that occurs in metasomatized peridotites. Diabantite was found in all rock-forming minerals in paragenesis with mineral phases enriched in REE (Ce, Nd, La, etc.), U, and Th. The confinement of ore phases to the inclusion rims and the development of two systems of cracks, radial and concentric, around the inclusions in pyroxenes point to the transformation of the inclusions after their trapping. Thermobarometric studies of the crystal cores revealed that the anhydrous paragenesis garnet + orthopyroxene + clinopyroxene, which replaced the chlorite-bearing rock, formed at ~690 °C and ~17 kbar. The rims of the rock-forming minerals reflect isothermal decompression to ~12 kbar, which was followed by decompression cooling to ~650 °C and ~9 kbar with the formation of regressive amphibole-garnet-pyroxene paragenesis. The giant-grained orthopyroxenites compose chains of boudinaged bodies on Izbnaia Luda Island. The orthopyroxene crystals host abundant amphibole, quartz, biotite, and pyrite inclusions pointing to amphibolite metamorphism at the early stage of the rock evolution. There are two types of amphibole: magnesian hornblende and anthophyllite. The hornblende is a primary mineral, whereas the low-temperature anthophyllite forming rims

around the quartz inclusions was produced at the regressive stage of metamorphism. There are no indicators of the *PT*-conditions of the peak metamorphism in the orthopyroxenite. The reaction enstatite + quartz + H<sub>2</sub>O = anthophyllite allows deciphering water activity of anthophyllite formation,  $a \leq 0.5$ .

*Metaultramafites, eclogite facies metamorphism, garnet-pyroxene rock, Precambrian, Gridino*

## ВВЕДЕНИЕ

Высокобарные комплексы несут важнейшую информацию о характере плейт-тектонических процессов на разных этапах развития Земли. Результаты численного петролого-термомеханического моделирования [Sizova et al., 2009] показывают, что современный режим плейт-тектоники зародился в неогархее (2.5 млрд лет). Несмотря на это, на рубеже ~ 550 млн лет происходит резкое сокращение специфических для зон субдукции метаморфических комплексов высокого давления [Brown, 2006]. Причины этого явления неясны, но высказывается предположение о разной интенсивности регрессивных преобразований [Brueckner, Medaris, 2000; Tsai, 2000; Baldwin et al., 2004]. Гридинский эклогитсодержащий комплекс, входящий в состав Беломорского подвижного пояса Карелии, — один из древнейших на Земле [Володичев и др., 2004]. Повышенный интерес к нему обусловлен не только уникальностью докембрийских комплексов, но также дискуссией о времени и характере плейт-тектонических процессов на ранних этапах развития Земли [Baldwin et al., 2004; Brown, 2006], понимание которых невозможно без данных по термодинамическому и флюидному режиму метаморфизма соответствующих высокобарных пород.

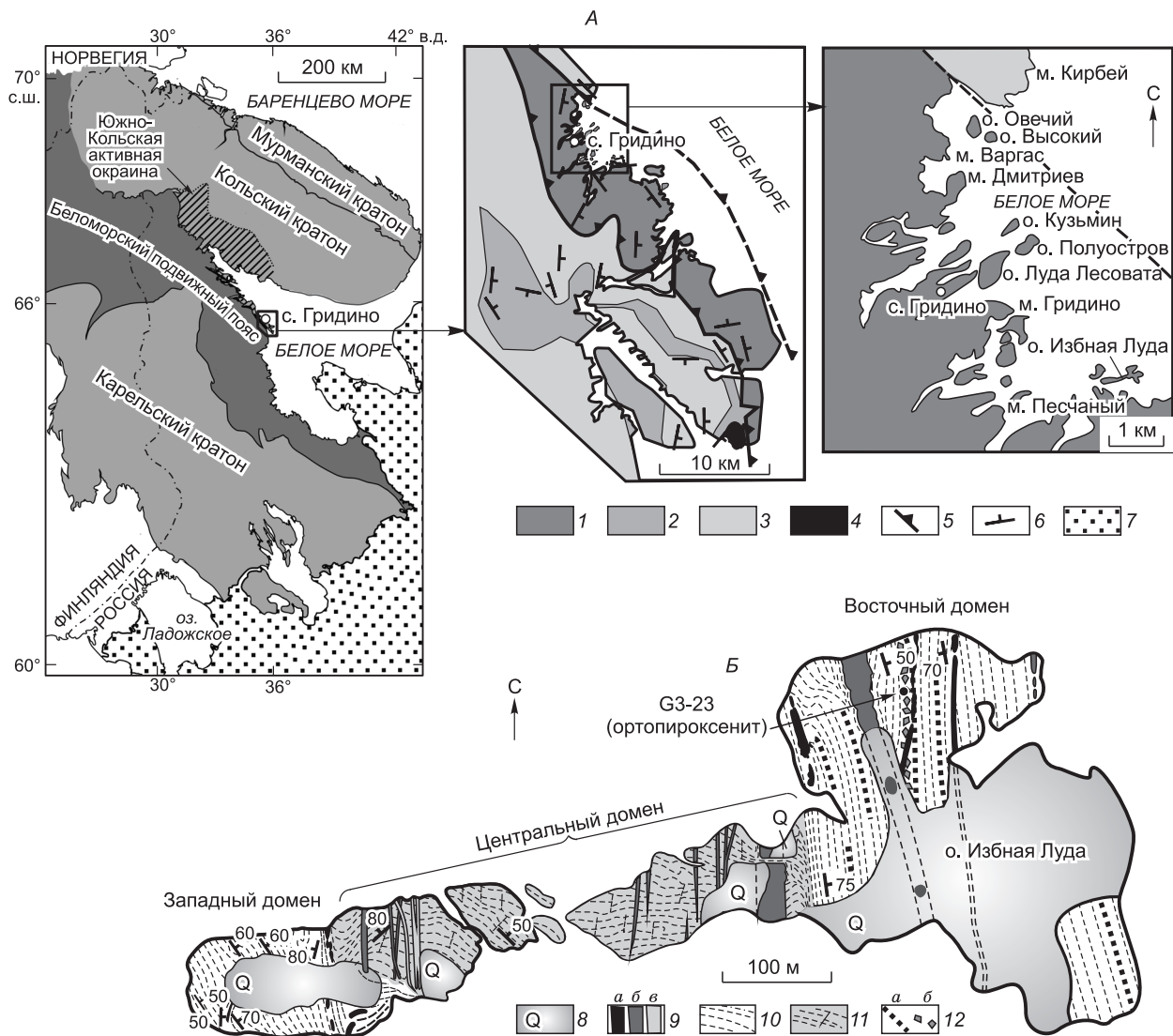
В составе гридинского комплекса встречаются будинированные тела эклогитов и ультрамафитов, находящиеся в мигматизированных гнейсах. Ультрамафиты до настоящего времени оставались за рамками исследований, тогда как эклогитам комплекса посвящено немало работ [Володичев и др., 2004; Докукина и др., 2009; Travin, Kozlova, 2009]. Следует отметить, что до сих пор нет единства мнений относительно количества высокобарных метаморфических событий, возраста и геодинамической обстановки формирования эклогитовых пород комплекса [Володичев и др., 2004; Слабунов, 2008; Докукина и др., 2009]. Несмотря на общность структурного положения ультрамафитов с эклогитами в одном комплексе, генезис и метаморфическая эволюция этих пород могут различаться. Если эклогиты в метаморфических комплексах являются коровыми породами, вынесенными на поверхность Земли в результате тектонических процессов [Добрецов, Кирдяшкин, 1992; Ernst et al., 1994; Gerya et al., 2002], то природа ультрамафитов может быть весьма разнообразной [Medaris, 1999; Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Например, ультрамафиты могут представлять коровые кумулаты или метасоматически измененные базальты, вовлеченные в коллизию [Okay, 1994; Liou, Zhang, 1998; Ревердатто, Селятицкий, 2005], либо же мантийные породы, тектонически внедренные в океаническую кору до субдукции [Yang, Powell, 2008]. Известны также ультрамафиты из мантийного клина, внедренные тектоническим путем в погружающуюся плиту при *P-T* условиях, приближенных к пику метаморфизма [Kadariusman, Parkinson, 2000; Song et al., 2009; Khedr, Arai, 2010].

В зависимости от температуры ультрамафиты в метаморфических комплексах высоких (сверхвысоких) давлений встречаются в виде серпентинитов, серпентинсодержащих сланцев [Tromsdorf et al., 1998; Korikovskiy et al., 1998; Liou, Zhang, 1998] и/или массивных пород магматического облика (верлиты, гранатовые лерцолиты, пироксениты, роговообманковые перидотиты и др.) [Zhang et al., 1994; Brueckner et al., 1998; van Roermund et al., 2002; Nakamura et al., 2004; Spengler et al., 2006; Song et al., 2009]. В последние годы массивные ультрамафиты все чаще рассматриваются как продукты проградного метаморфизма серпентинитов или их аналогов [Okay, 1994; Zhang et al., 2000; Enami et al., 2004; Yang, Powell, 2008; Song et al., 2009]. О метаморфогенной природе перидотитов свидетельствуют находки включений метаморфических минералов — хлорита, сапфирина, талька, флогопита, антофиллита и серпентинита в порфириобластах граната, иногда ортопироксена, что позволяет исследователям более полно восстанавливать этапы эволюции пород и характеризовать их источник [Okay, 1994; Zhang et al., 1997; Kadariusman, Parkinson, 2000; Song et al., 2009].

В данной работе приводятся результаты первого петрологического исследования ультрамафитов из древнейшего на Земле высокобарного комплекса, рассматриваются вопросы их генезиса, термодинамических условий образования и эволюции.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Беломорский подвижный пояс является частью Беломорской тектонической провинции, которая с севера граничит с Кольским, а с юга — с Карельским кратонами, расположенными в пределах Фенноскандинавского щита (рис. 1). Гридинский эклогитсодержащий комплекс непосредственно приурочен



**Рис. 1. А** — тектоническая позиция гридинского комплекса в восточной части Фенно-Скандинавского щита (по [Mints et al., 2009] с изменениями).

На врезках показана схема геологического строения района и островов, входящих в состав гридинского комплекса [Травин и др., 2005; Слабунов, 2008].

**Б** — структурно-геологическая схема о. Избная Луда [Травин и др., 2005].

1 — эколгитсодержащий комплекс (гридинский «меланж»); 2 — супракrustальные образования (амфиболиты, метаультрабазиты, глиноземистые и Gr-Vt гнейсы); 3 — мигматизированные гранитоиды ТТГ ассоциации; 4 — граниты; 5 — предполагаемые надвиги; 6 — элементы залегания; 7 — осадочный чехол; 8 — четвертичные отложения; 9 — дайки базитов (а — неясной принадлежности, б — комплекса лерцолитов-габбро-норитов (около 2.45 млрд лет), в — комплекса коронитовых габбро (2.12 млрд лет)); 10 — полосчатые гнейсограниты Западного и Восточного доменов; 11 — гнейсы Центрального домена с брекчиевидными текстурами; 12 — полосы тел из меланжа (а — амфиболитов, б — ортопироксенитов).

к Керетскому тектоническому покрову, расположенному между Кетоламбским и Инари-Кольским гранит-зеленокаменными поясами, входящими в состав Беломорской провинции [Mints et al., 2009]. Гридинский комплекс представляет собой тектоническую пластину северо-западного простирания, прослеживающуюся в прибрежной полосе и на о-вах Белого моря до 60 км от губы Сухая на СЗ до о-вов Супротивные на ЮВ при ширине 6—7 км (см. рис. 1, А). Основной объем комплекса составляют мигматизированные гнейсы, содержащие будинированные тела пород различного размера и состава. Среди будин, находящихся в гнейсах, резко преобладают породы основного состава — метабазиты (эколгиты и амфиболиты), реже присутствуют метаультрамафиты, мраморы, цоизитовые и скаполитовые породы [Слабунов, 2008 и ссылки в ней].

Комплекс сечется метаморфизованными в условиях эклогитовой и верхов амфиболитовой фаций дайками габброидов палеопротерозойского возраста, а также интрузиями и жилами плагиогранитов [Володичев и др., 2004; Слабунов, 2008 и ссылки в ней].

Рассматриваемые в данной работе тела ультрамафитов находятся на о-вах Высокий и Избная Луда. Остров Избная Луда расположен в 9 км к юго-востоку от с. Гридино (см. рис. 1). По стилю деформаций и преобладающей ориентировке структурных элементов на острове выделяются три домена [Травин и др., 2005]: Центральный (с экзотическими для Беломорского подвижного пояса брекчиевидными структурами), Западный и Восточный. Во всех доменах преобладают серые среднезернистые мигматизированные амфибол-биотитовые гнейсы, для которых характерны полосчатость и гнейсовидность. Гнейсы пронизаны многочисленными дайками базитов. Набор пород в Восточном домене значительно разнообразнее, чем в Центральном и Западном. Здесь среди гнейсов выделяется зона, состоящая из нескольких цепочек многочисленных будинированных тел массивных, крупнозернистых ортопироксенитов (до 0.2—0.3, редко до 0.5 м в поперечнике).

На о. Высокий среди амфибол-биотитовых гнейсов обнаруживаются многочисленные будинированные тела эклогитов и амфиболитов; на СВ острова, в десятке метрах от уреза воды, известно также единственное тело ультрамафитов, выполненное гранат-пироксеновой породой. Тело занимает такое же структурное положение в гнейсах, как и другие меланократовые породы. Геологическое картирование острова не проводилось.

По результатам изотопного датирования выделяются четыре возрастные группы цирконов [Володичев и др., 2004; Докукина и др., 2009]. Первую группу составляют цирконы с возрастом ~ 3.00—2.78 млрд лет, интерпретированным как время осадконакопления, вторую — 2.72—2.63 млрд лет — время первого эклогитового метаморфизма, третью — 2.47—2.42 млрд лет — внедрение даек лерцолит-габбро-норитового комплекса и их эклогитизация, четвертую — 1.9—1.8 млрд лет — свекофенский тектонометаморфический этап. Изотопное датирование рассматриваемых в данной работе ультрамафитов не проводилось. Отметим, что датирование сложнодислоцированных полиметаморфических докембрийских комплексов является большой проблемой. Поэтому предлагаемая выше последовательность метаморфических событий разделяется не всеми исследователями. Решению проблемы могли бы способствовать находки включений омфацита в цирконе, а также доказательства двух этапов эклогитового метаморфизма в наиболее древних породах.

Таблица 1. Валовый химический состав пород гридинского комплекса по данным рентгенофлуоресцентного анализа\*

Компонент	Ортопироксенит	Гранат-пироксеновая порода
SiO <sub>2</sub> , мас. %	54.70	50.74
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.67	3.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.69	14.64
MnO	0.29	0.34
MgO	23.45	19.21
CaO	2.42	10.94
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.37
K <sub>2</sub> O	0.29	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.11
Сумма	100.01	99.99
Сг, г/т	2537	832
Ni	950	1018
Rb	10	5
Sr	2	80
Y	19	32
Zr	108	74
Nb	3	6
Ba	119	126

\* Анализы выполнялись в ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев.

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

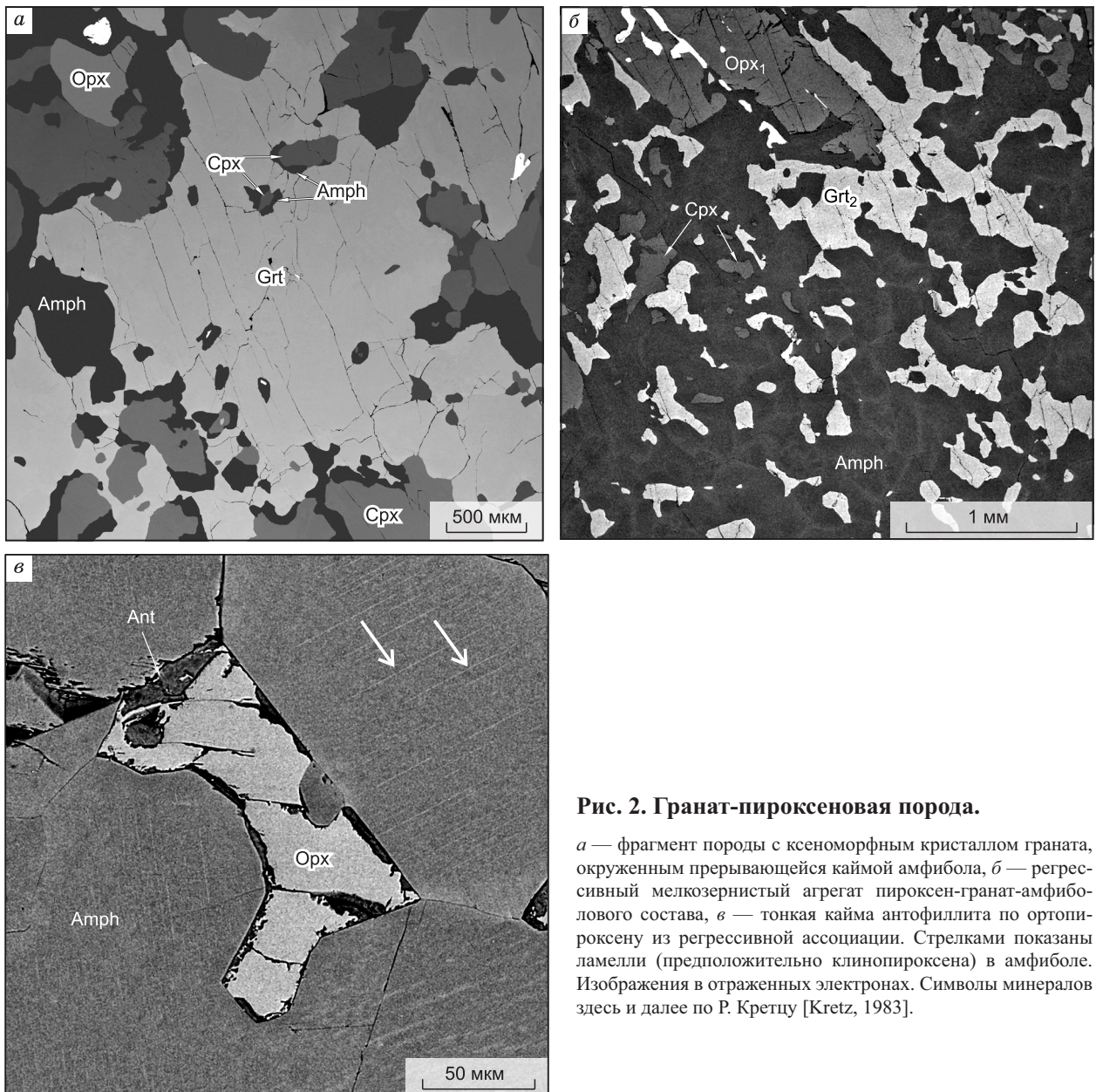
**Аналитические методы.** Химические составы пород (табл. 1) были получены методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны) — модель PW2400 производства компании Philips Analytical B.V. (Нидерланды) ([www.panalytical.com](http://www.panalytical.com)) (ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев). При калибровке спектрометра использовались государственные стандартные образцы химического состава минерального сырья. Анализ выполнен по методике 439-РС (НСАМ ВИМС), обеспечивающей качество результатов III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-99. Изготовление препаратов в виде стеклянных дисков для анализа породообразующих элементов было выполнено методом плавления навески прокаленной пробы с боратами лития при температуре 1300 °С. Определение микроэлементов выполнено из препаратов, подготовленных способом прессования порошка пробы в таблетку со связующим наполнителем. Определение потерь при прокаливании (П.п.п.) не выполнялось, поэтому результаты анализа породообразующих элементов приведены к сумме 100 %.

Химический состав пород показывает, что протолитом метаяльтрамафитов гридинского комплекса являются породы, относящиеся к пироксенит-горнблендитовому



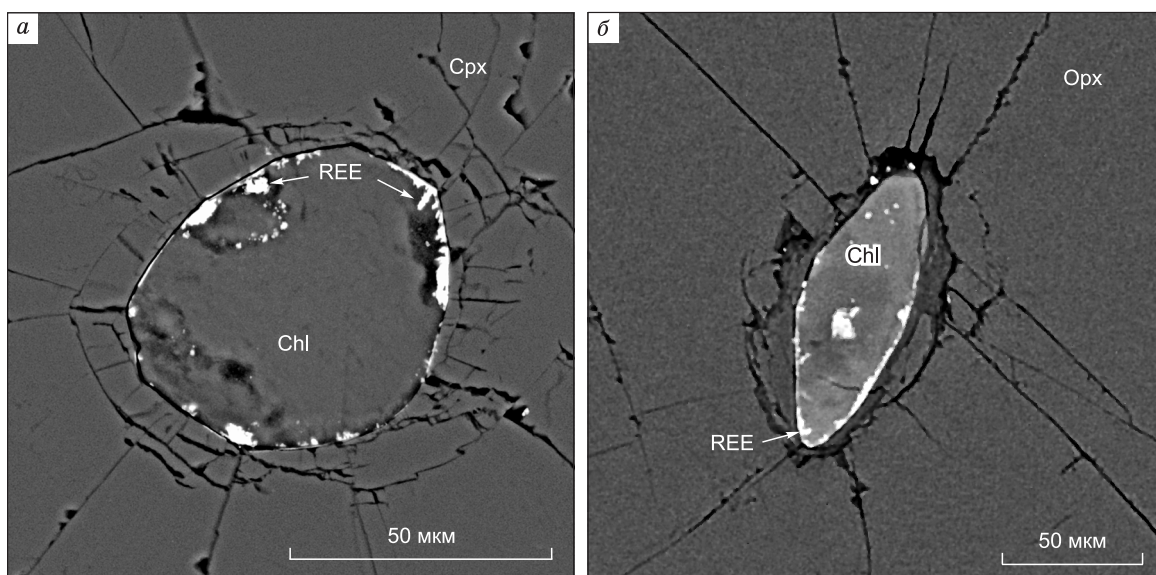
семейству [Богатиков и др., 1981]: ортопироксенит относится к одноименному виду, а гранат-пироксеновая порода имеет параметры состава вебстерита (см. табл. 1).

Химические анализы минералов получены в ИЭМ РАН на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром (INCAx-sight) со сверхтонким окном ATW-2 (площадь 10 мм<sup>2</sup>), позволяющим регистрировать пики характеристического рентгеновского излучения в низкоэнергетической части спектра и количественно анализировать легкие элементы. Исследования выполнялись в режиме наблюдения высококонтрастного изображения в отраженных электронах при ускоряющем напряжении 20 кВ. Ток поглощенных электронов на цилиндре Фарадея составлял 0,3 нА. Для количественного рентгеноспектрального анализа использовалась система INCA Energy 450. Разрешение на линии  $MnK\alpha_{1,2}$  составляет 133 эВ. Анализ производился на напыленных углеродом (толщина напыления 15—20 нм) горизонтальных полированных поверхностях. Время накопления спектра — 70 с. В качестве стандартов использовались: Na-альбит, K-ортоклаз, Mg-MgO, Ca-волластонит, Si-SiO<sub>2</sub>, Al-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe-Fe металлическое, Mn-Mn металлический, Ti-Ti металлический. Кислород по стехиометрии. Относительные ошибки измерения данного метода следующие: для массовых концентраций оксидов (элементов) свыше 10 % мас. — до 2 % отн.; 5—10 % мас. — до 5 % отн.; от 1 до 5 % мас. — до 10 % отн. Предел обнаружения для приведенных в табл. 2—6 элементов составляет около 0,15—0,2 мас. %.



**Рис. 2. Гранат-пироксеновая порода.**

*а* — фрагмент породы с ксаноморфным кристаллом граната, окруженным прерывающейся каймой амфибола, *б* — регрессивный мелкозернистый агрегат пироксен-гранат-амфиболового состава, *в* — тонкая кайма антофиллита по ортопироксену из регрессивной ассоциации. Стрелками показаны ламеллы (предположительно клинопироксена) в амфиболе. Изображения в отраженных электронах. Символы минералов здесь и далее по Р. Кретцу [Kretz, 1983].

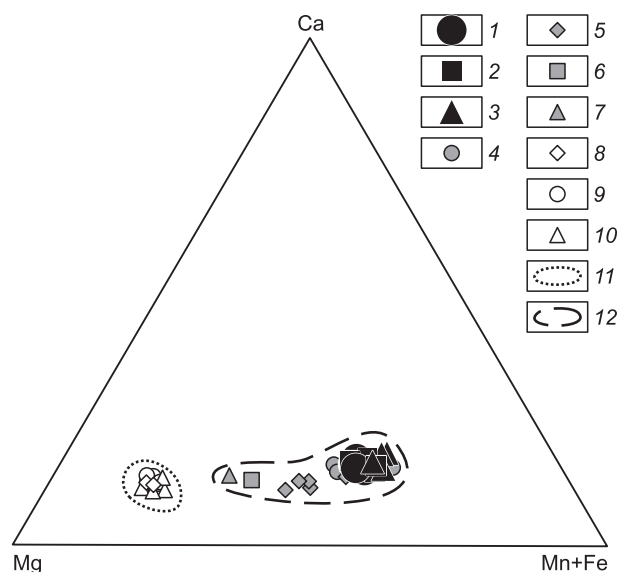


**Рис. 3. Включения хлорита, сосуществующего с фазой, обогащенной редкоземельными элементами (REE):**

*a* — в клинопироксене, *б* — в ортопироксене. Обратим внимание на приуроченность редкоземельной фазы к периферии включений и две системы трещин вокруг них — радиальную и концентрическую. Фото в отраженных электронах.

При пересчете микрзондовых анализов пироксенов использовался метод Р. Косорна и К. Колерсона [Cawthorn, Collerson, 1974], клиноамфиболы и ортоамфиболы рассчитывались на 13 и 15 катионов соответственно и 23 кислорода [Leake et al., 1997]. Представительные анализы минералов приводятся в табл. 2—5.

**Гранат-пироксеновая порода** образует овальное тело размером  $4 \times 5$  м, находящееся в толще мигматизированных гнейсов на о. Высокий. Порода темно-зеленого цвета, крупносреднезернистая, с порфиroidными выделениями крупного розового граната. Структура гетеробластовая, участками гранобластовая. Порода сложена гранатом, клино- и ортопироксенами (рис. 2). Для регрессивной стадии характерно развитие амфибола в каймах вокруг граната и по системам трещин в клинопироксене. Кроме того, по клинопироксенам наблюдается развитие мелкозернистой минеральной ассоциации, состоящей из амфибола, граната, клино- и ортопироксена (см. рис. 2, б). Регрессивные преобразования наиболее сильно проявлены в краевых частях тела, в меньшей степени затрагивая его центр.



**Рис. 4. Составы разных генераций граната из гранат-пироксеновой породы гридинского комплекса на треугольной диаграмме Mg—Ca—(Mn + Fe).**

Для сравнения показаны составы гранатов из гранатовых вебстеритов и гранатовых перидотитов. 1—3 — гранат из гранат-пироксеновой породы гридинского комплекса: 1 — центр и 2 — край крупных кристаллов, 3 — регрессивные образования; 4 — гранатовый вебстерит эклогитовой провинции СВ Гренландии [Brueckner et al., 1998]; 5—7 — гранаты из коровых перидотитов (Fe-Ti тип, классификация [Carswell et al., 1983; Medaris, 1999]) 5 — комплекс Иксундал (Зап. Норвегия) [Carswell et al., 1983], 6 — массив Колманског (Зап. Норвегия) [Carswell et al., 1983], 7 — Ti-клиногумитсодержащих гранатовых перидотитов, Кулет (Кокчетавский массив) [Zhang et al., 1997]; 8—10 — гранаты из мантийных перидотитов (Mg-Cr тип [Carswell et al., 1983; Medaris, 1999]): 8 — о. Сулавеси [Kadarusman et al., 2000], 9 — Цайдамские горы (Зап. Китай) [Yang, Powell, 2008], 10 — террейн Су-Лу (Вост. Китай) [Yang, Jahn, 2000]; 11, 12 — поля: 11 — мантийные породы (Mg-Cr тип), 12 — коровые породы (Fe-Ti тип).

Таблица 2. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы гранатов из гранат-пироксеновой породы, гридинский комплекс

Компонент	Центр	Центр	Центр	Центр*	Край	Край	Край	Край*	Симп-лектит	Симп-лектит	Симп-лектит	Симп-лектит*
SiO <sub>2</sub> , мас. %	38.86	39.07	38.79	39.06	38.59	38.37	38.67	39.06	39.19	38.80	38.57	38.94
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.00	0.16	0.05	0.21	0.00	0.07	0.07	0.00	0.00	0.01	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.15	21.12	22.00	21.90	21.38	20.92	21.96	21.67	21.71	21.73	21.09	21.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.45	0.00	0.13	0.00	0.11	0.00	0.10	0.41	0.44	0.32	0.37
FeO	21.40	22.11	22.54	22.23	22.63	22.72	23.05	22.66	22.15	24.05	23.16	22.94
MnO	1.82	1.97	1.99	1.85	1.88	1.61	1.91	1.82	2.10	1.74	2.28	2.22
MgO	9.87	9.02	9.32	9.51	8.89	9.32	9.05	9.19	8.95	8.12	7.78	8.35
CaO	5.76	5.98	5.14	5.99	6.35	5.69	5.78	6.09	5.50	5.12	5.92	5.78
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.00	0.35	0.08	0.00	0.15	0.04	0.10	0.15	0.00	0.00	0.14
K <sub>2</sub> O	0.11	0.16	0.05	0.06	0.02	0.16	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02
Сумма	99.27	99.89	100.34	100.94	99.95	99.05	100.59	100.83	100.16	100.00	99.12	100.40
O, г/т	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.98	2.99	2.96	2.96	2.96	2.97	2.95	2.97	2.99	2.99	3.00	2.98
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.91	1.91	1.98	1.95	1.93	1.91	1.97	1.94	1.95	1.97	1.93	1.94
Cr	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02
Fe	1.37	1.42	1.44	1.41	1.45	1.47	1.47	1.44	1.41	1.55	1.50	1.47
Mn	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.14	0.11	0.15	0.14
Mg	1.13	1.03	1.06	1.07	1.02	1.07	1.03	1.04	1.02	0.93	0.90	0.95
Ca	0.47	0.49	0.42	0.49	0.52	0.47	0.47	0.50	0.45	0.42	0.49	0.47
Na	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02
K	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	8.00	8.00	7.99	8.01	8.01	8.00	8.02	8.00	7.99	8.01	8.00	8.00
$X_{Mg}^{**}$	0.45	0.42	0.42	0.43	0.41	0.42	0.41	0.42	0.42	0.38	0.37	0.40
$X_{Ca}^{Grt***}$	0.16	0.16	0.14	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.14	0.16	0.16

\* Среднее значение.

\*\*  $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$ .

\*\*\*  $X_{Ca}^{Grt} = Ca/(Ca + Fe + Mg)$ .

В породе встречаются две генерации граната. К первой относятся крупные (до 1 см) ксеноморфные кристаллы (см. рис. 2, а), ко второй — мелкие регрессивные сростки с амфиболом, клино- и ортопироксеном (см. рис. 2, б). Ксенобласты содержат в краевых частях включения клинопироксена и амфибола, а в ядрах — изолированные включения хлорита, ассоциирующие с фазой, обогащенной редкоземельными (РЗЭ) элементами, ураном и торием (рис. 3, а), а также редкие включения карбоната. Крупные кристаллы граната имеют слабовыраженную химическую зональность (см. табл. 2): в краевых частях отмечается увеличение железистости на несколько номеров (в среднем на 10 %), сближающее их с гранатами из регрессивной ассоциации (рис. 4). Для граната характерны повышенные содержания железа и марганца, присущие гранатам из коровых (Fe-Ti) гранатовых перидотитов и несвойственные для мантийных (Mg-Cr) гранатовых перидотитов (см. рис. 4).

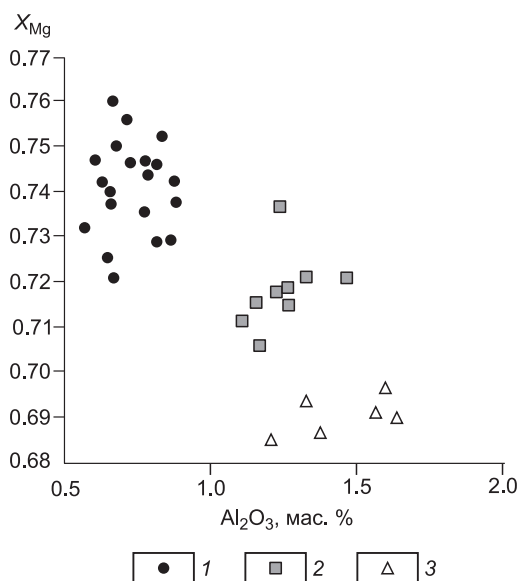
Ортопироксен, слагающий матрикс породы, образует удлиненные кристаллы (до 6 мм) (см. рис. 2, б). Кроме того, ортопироксен встречается в ассоциации с регрессивными гранатами и амфиболом (см. рис. 2, в). Среди включений в ортопироксене отмечены хлорит, апатит, ильменит, магнетит, пирит и циркон. Ортопироксены матрикса в основном химически гомогенны: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.76 мас. %,  $X_{Mg}$  = 0.74 (см. табл. 3). Но в краевых частях кристаллов на границе с фронтом амфиболитизации (и на контакте с гранатом) отмечается снижение магнезиальности и увеличение глиноземистости (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.31 мас. %,  $X_{Mg}$  = 0.72). Состав ортопироксена из регрессивной ассоциации близок к краям матричных кристаллов: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.40 мас. %,  $X_{Mg}$  = 0.70 (рис. 5, см. табл. 3).



Таблица 3. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы ортопироксенов гранат-пироксеновой породы, гридинский комплекс

Компонент	Центр	Центр	Центр	Центр*	Край	Край	Край	Край*	Симпл.	Симпл.	Симпл.	Симпл.*
SiO <sub>2</sub> , мас. %	54.49	54.30	54.87	54.63	53.28	53.59	54.67	54.20	53.66	53.24	53.48	54.00
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.15	0.00	0.05	0.00	0.00	0.09	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.82	0.72	0.73	0.76	1.27	1.56	1.42	1.31	1.49	1.21	1.60	1.40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.08	0.04	0.07	0.15	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.04
FeO	16.99	17.06	16.29	17.13	18.05	18.67	17.32	18.27	19.60	19.30	19.84	19.62
MnO	0.72	0.43	0.28	0.47	0.54	0.59	0.46	0.54	0.23	0.85	0.69	0.60
MgO	25.73	26.62	26.81	27.11	25.73	25.00	26.69	26.03	25.45	24.47	24.72	25.34
CaO	0.25	0.19	0.33	0.28	0.37	0.28	0.19	0.31	0.10	0.38	0.55	0.33
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.06	0.05	0.09	0.13	0.00	0.00	0.11	0.08	0.10	0.16	0.09
K <sub>2</sub> O	0.07	0.15	0.02	0.02	0.02	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02
Сумма	99.14	99.76	99.49	100.65	99.52	99.74	100.86	100.94	100.65	99.55	101.04	101.55
O, г/г	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.99	1.98	1.99	1.97	1.96	1.96	1.97	1.96	1.95	1.97	1.95	1.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.52	0.52	0.49	0.52	0.55	0.57	0.52	0.55	0.60	0.60	0.60	0.59
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
Mg	1.40	1.44	1.45	1.46	1.41	1.37	1.43	1.40	1.38	1.35	1.34	1.37
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	3.99	4.01	4.00	4.01	4.02	4.00	4.00	4.01	4.02	4.01	4.02	4.02
X <sub>Mg</sub> **	0.73	0.74	0.75	0.74	0.72	0.70	0.73	0.72	0.70	0.69	0.69	0.70

Клинопироксен образует кристаллы в матрице, встречается во включениях в гранате и в виде ксеноморфных зерен в гранат-амфиболовых сростках. Клинопироксен представлен авгитом с небольшим содержанием жадеитового минала ( $X_{Mg} = 0.84—0.86$ ,  $X_{Jd} \sim 0.01—0.05$ ). Клинопироксен матрица содержит включения хлорита, апатита, ильменита, магнетита и циркона. Он более магнезиален, чем клинопироксен из мелкозернистого агрегата (см. табл. 4, рис. 6). Таким образом, как и в случае с ортопироксеном и гранатом, отмечается отличие состава клинопироксена из разных генераций.



Амфибол в матрице, в сростках с гранатом и во включениях в гранате, согласно классификации Б. Лика и др. [Leak et al., 1997], попадает в поле магнезиальной роговой обманки (рис. 7) с параметрами состава:  $X_{Mg} = 0.83—0.98$ ,  $Ti < 0.04$ ;  $Ca_B = 1.78—1.91$ ,  $(Na + K)_A = 0.05—0.52$ ,  $Si = 6.48—7.67$  (рис. 7). Трещины в клинопироксене не-

Рис. 5. Диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—X<sub>Mg</sub> для ортопироксенов, показывающая отчетливую зависимость состава минерала от структурного положения в породе.

1 — центр и 2 — край крупных кристаллов; 3 — регрессивные образования.



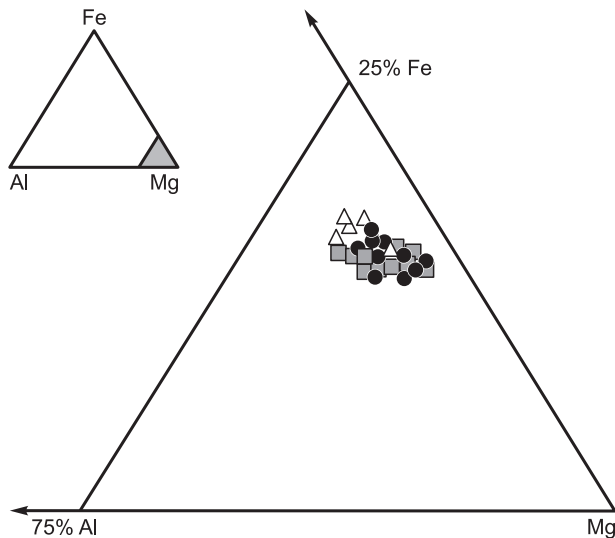
Таблица 4. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы клинопироксенов из гранат-пироксеновой породы, гридинский комплекс

Компонент	Центр	Центр	Центр	Центр*	Край	Край	Край	Край*	Симпл.	Симпл.	Симпл.	Симпл.*
SiO <sub>2</sub> , мас. %	54.65	53.95	54.37	53.99	54.30	53.32	52.92	54.16	53.84	53.41	52.67	53.42
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.12	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.14	0.06	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.65	0.91	0.84	0.87	0.69	1.10	1.14	1.04	1.04	1.03	0.82	0.96
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.15	0.00	0.08	0.04	0.09	0.00	0.06	0.00	0.21	0.00	0.08
FeO	4.90	5.14	4.68	5.12	5.42	5.27	5.66	5.27	5.87	6.02	5.89	5.72
MnO	0.00	0.00	0.38	0.11	0.19	0.07	0.21	0.17	0.32	0.25	0.30	0.24
MgO	15.80	15.97	15.92	15.89	15.73	15.64	15.17	15.81	15.72	15.53	15.40	15.55
CaO	23.35	23.06	23.66	23.60	23.06	23.79	24.39	23.63	23.56	23.75	23.00	23.54
Na <sub>2</sub> O	0.38	0.62	0.33	0.42	0.23	0.45	0.36	0.41	0.31	0.30	0.25	0.34
K <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.03	0.04	0.00	0.05	0.06	0.04	0.06	0.00	0.00	0.04
Сумма	99.86	99.93	100.22	100.29	99.66	99.79	99.91	100.59	100.78	100.64	98.39	100.02
O, г/т	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.98	1.98	1.99	1.98	2.00	1.97	1.96	1.98	1.97	1.96	1.98	1.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Fe <sup>2+</sup>	0.13	0.13	0.14	0.14	0.17	0.14	0.16	0.15	0.17	0.16	0.18	0.16
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.87	0.87	0.87	0.87	0.86	0.86	0.84	0.86	0.86	0.85	0.86	0.85
Ca	0.92	0.91	0.93	0.93	0.91	0.94	0.97	0.93	0.92	0.93	0.92	0.93
Na	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	4.01	4.00	4.00	4.00	3.99	4.02	4.02	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01
X <sub>Mg</sub> **	0.85	0.87	0.86	0.86	0.84	0.86	0.84	0.85	0.83	0.84	0.83	0.84
X <sub>Jd</sub>	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00

редко выполнены тремолитом. Вокруг ортопироксена в симплектиках иногда развиваются тончайшие реакционные каемки позднего антофиллита (см. табл. 5).

Хлорит встречается только во включениях в главных породообразующих минералах — гранате, клино- и ортопироксенах. Включения имеют овальную, изометричную, а иногда — угловатую форму. Вокруг включений в гранате всегда образуются радиальные трещины, а в пироксенах и концентрические (см. рис. 3). Наряду с хлоритом во включениях всегда встречаются фазы, обогащенные РЗЭ (преимущественно Се, Nd, La и др.), а также ураном и торием. На основе микронзондового анализа они диагностируются как ферродолласеит (минерал группы эпидота) (SiO<sub>2</sub> = 21.96; TiO<sub>2</sub> = 0.46; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 8.81; FeO = 15.06; MnO = 0.94; MgO = 4.94; CaO = 3.53; Na<sub>2</sub>O = 0.18; K<sub>2</sub>O = 0.15; La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 4.95; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 12.98; Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 6.30; Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.68; Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.02 (мас. %)) и ферроторнебомит (SiO<sub>2</sub> = 14.12; TiO<sub>2</sub> = 0.89; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3.71; FeO = 4.45; MgO = 1.41; CaO = 2.71; Na<sub>2</sub>O = 0.20; K<sub>2</sub>O = 0.29; La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 8.78; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 26.16; ThO<sub>2</sub> = 0.92; UO<sub>2</sub> = 0.22; Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 10.71; SrO = 0.81; Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2.61; Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.58 (мас. %)). Примечательно, что ферроторнебомит и ферродолласеит чаще локализуются по периферии включений (см. рис. 3). Хлорит представлен диабантитом с переменной магнезиальностью (X<sub>Mg</sub> = 0.43—0.56) и низким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; наиболее глиноземистые и железистые разновидности диабантита встречены в гранате (см. табл. 5, рис. 8).

**Ортопироксениты** встречаются на о. Избная Луда в виде многочисленных цепочек будин от 5 до 40 см в поперечнике в амфибол-биотитовых гнейсах. Порода массивная, гигантокристаллическая. Таблитчатые кристаллы ортопироксена иногда достигают длины 10 см и более. Ортопироксен переполнен включениями биотита, амфибола и кварца, а также рудных минералов — магнетита, пирита, ильменита, из-за чего в шлифе ортопироксенит выглядит как обычная гранобластовая порода (рис. 9). Состав ортопироксена (X<sub>Mg</sub> = 0.74—0.77; X<sub>Ca</sub> ≤ 0.01; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.07—1.61 мас. %) близок к ортопироксену из гранат-



**Рис. 6. Диаграмма АФМ для клинопироксенов, имеющих разное структурное положение в породе.**

Усл. обозн. см. на рис. 5.

пироксеновой породы (табл. 6). Амфибол представлен двумя разновидностями — магнезиальной роговой обманкой ( $X_{Mg} = 0.82—1.0$ ,  $Ti = 0.02—0.07$  ф.е.;  $Ca_B = 1.59—1.77$  ф.е.,  $(Na + K)_A = 0.06—0.25$  ф.е.,  $Si = 7.09—7.40$  ф.е.) и антофиллитом ( $X_{Mg} = 0.73—0.76$ ) (см. рис. 7). При этом антофиллит часто развивается на границе включений между кварцем и вмещающим ортопироксеном, что свидетельствует о его регрессивной природе (рис. 10, а). Биотит встречается в сростках с роговой обманкой и кварцем. Для магнезиальной роговой обманки и биотита характерно обогащение хромом ( $Cr_2O_3 = 0.45—1.17$  и  $0.91—1.20$  мас. % соответственно). Ортопироксен содержит также многочисленные флюидные первично-вторичные включения (см. рис. 10, б), цепочки которых прерываются на границе с твердофазовыми включениями. Вероятно, это связано с перекристаллизацией твердых включений после захвата.

**Таблица 5. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы амфиболов и хлоритов из гранат-пироксеновой породы, гридинский комплекс**

Компонент	Hbl	Tr	Ath	Chl включение в Срх	Chl включение в Орх	Chl включение в Grt
SiO <sub>2</sub> , мас. %	48.80	53.07	56.63	36.78	36.70	35.09
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.14	0.13	0.08	0.00	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.78	3.48	2.12	9.62	8.91	11.51
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.14	0.20	0.35	0.64	0.15
FeO	8.09	7.10	14.33	24.11	25.39	26.57
MnO	0.00	0.00	0.28	0.96	1.06	1.31
MgO	17.13	19.62	24.26	15.30	12.83	12.08
CaO	11.79	12.01	0.18	0.50	0.37	0.46
Na <sub>2</sub> O	1.41	1.08	0.34	0.20	0.54	0.29
K <sub>2</sub> O	0.02	0.12	0.21	0.29	0.28	0.18
Сумма	97.38	96.76	98.68	88.19	86.72	87.73
O, г/т	23	23	23	14	14	14
Si	6.83	7.46	7.82	3.79	3.88	3.69
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Al	1.61	0.58	0.35	1.17	1.11	1.43
Cr	0.02	0.01	0.02	0.03	0.05	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.72	0.52	0.00	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0.23	0.32	1.67	2.08	2.25	2.34
Mn	0.00	0.00	0.03	0.08	0.10	0.12
Mg	3.58	4.11	5.00	2.35	2.02	1.89
Ca	1.77	1.81	0.03	0.06	0.04	0.05
Na	0.38	0.29	0.09	0.04	0.11	0.06
K	0.00	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02
Сумма	15.16	15.12	15.04	9.64	9.61	9.62
$X_{Mg}^{**}$	0.94	0.93	0.75	0.53	0.47	0.45

Примечание. Здесь и далее: прочерк — не рассчитывалось.

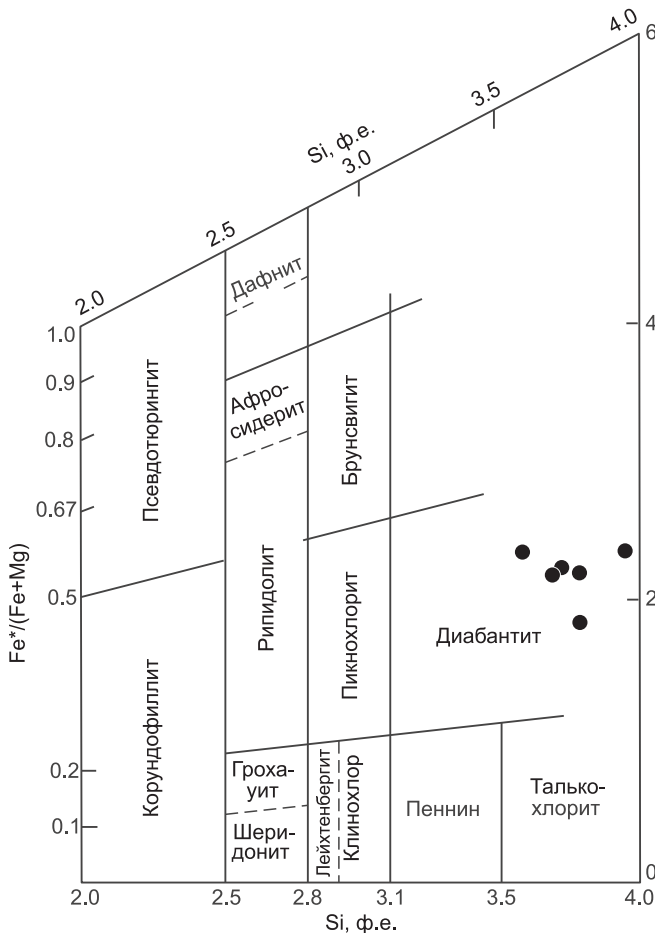
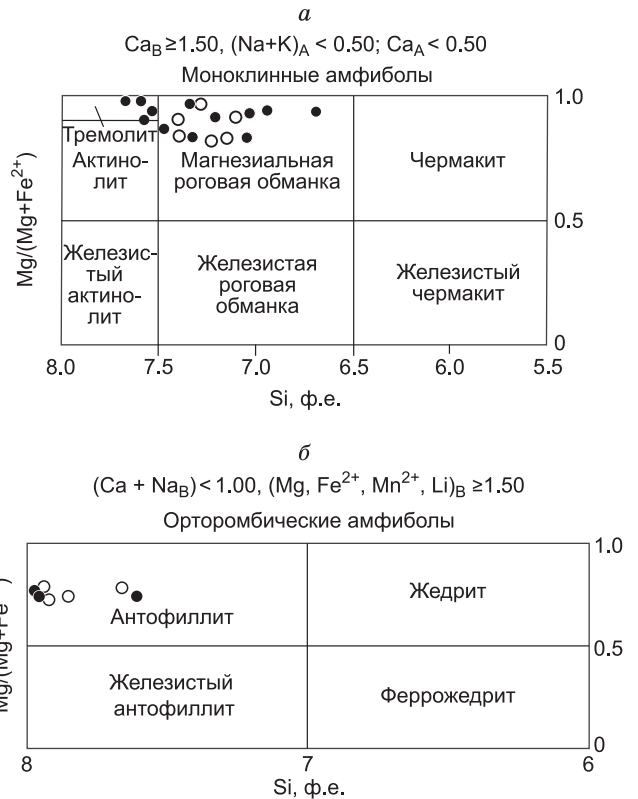
**Рис. 7. Составы амфиболов на классификационных диаграммах [Leake et al., 1997].**

*a* — клиноамфиболы, *б* — ортоамфиболы. Залитые кружки — гранат-пироксеновая порода, полые — ортопироксенит.

### ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Для восстановления термодинамических параметров метаморфизма метаультрамафитов использовалась программа TWQ [Berman, 1991] с обновленной базой взаимосогласованных термодинамических данных, представленной на официальном сайте Геологической службы Канады ([http://gsc.nrcan.gc.ca/index\\_e.php](http://gsc.nrcan.gc.ca/index_e.php)). При использовании программы TWQ выбиралась опция с пересчетом на  $Fe_2O_3$ . В термобарометрии использовались составы центральных и краевых частей кристаллов (классический петрологический подход [Перчук и др., 1983]). На рис. 11 представлены параметры, рассчитанные с помощью программы TWQ для гранат-пироксеновой породы и для ортопироксенита. Расчеты приводятся для средних составов минералов из табл. 2—4.

Средние составы центральных частей граната (15 анализов), ортопироксена (18 анализов) и клинопироксена (12 анализов) из гранат-пироксеновой породы дают пересечение четырех линий равновесия:



при температуре и давлении  $T = 690^\circ C$  и  $P = 17$  кбар соответственно (см. рис. 11, табл. 7). Эти параметры интерпретируются нами как пик метаморфизма, совпадающий с оценками  $T = 700^\circ C$  и  $P = 16$  кбар, полученными для кианитовых бесплаггиоклазовых эклогитов о. Безымянный этого же комплекса [Моргунова и др., 2008]. Отметим, что для эклогитов о. Столбиха ранее были получены несколько более высокие оценки температуры  $T = 740\text{—}865^\circ C$ , но близкие оценки давления  $P = 14\text{—}17$  кбар [Володичев и др., 2004]. Составы краевых частей сосуществующих граната (20 анализов), клино- (10 анализов) и ортопироксена (15 анализов) фиксируют изотермическую декомпрессию до 12 кбар (см. рис. 11, табл. 7). Дальнейшее снижение  $P$ - $T$  параметров до  $650^\circ C$  и 9 кбар восстанавливает

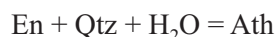
**Рис. 8. Составы хлорита из включений в гранат-пироксеновой породе на классификационной диаграмме [Heu, 1954] попадают в поле диабантита.**

Fe\* — Fe суммарное.

Таблица 6. Микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы минералов ортопироксенита, гридинский комплекс

Компонент	Орх	Ant включение	Hbl включение	Vt включение
SiO <sub>2</sub> , мас. %	54.28	55.74	51.44	39.67
TiO <sub>2</sub>	0	0	0.71	2.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.53	0.75	6.78	14.82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0	0.96	1.16
FeO	16.71	14.61	6.65	7.49
MnO	0.34	0.37	0.29	0.12
MgO	26.67	23.45	19.04	19.93
CaO	0.13	0.73	11.07	0.17
Na <sub>2</sub> O	0.21	0.39	1.53	0.66
K <sub>2</sub> O	0.01	0.16	0.31	9.59
Сумма	99.91	96.2	98.78	95.91
O, г/г	6	23	23	11
Si	1.97	7.91	7.07	2.84
Ti	0	0.09	0.07	0.12
Al	0.07	0.13	1.1	1.25
Cr	0	0	0.05	0.07
Fe <sup>3+</sup>	—	0.13	0.67	—
Fe <sup>2+</sup>	0.51	1.61	0.09	0.45
Mn	0.01	0.04	0.03	0.01
Mg	1.44	4.96	3.9	2.13
Ca	0.01	0.11	1.63	0.01
Na	0.01	0.11	0.41	0.09
K	0	0.03	0.06	0.08
Сумма	4.01	15.03	15.1	7.86
X <sub>Mg</sub> **	0.74	0.76	0.92	0.83

эволюции породы. Для этого с помощью TWQ при разных активностях воды было рассчитано положение равновесия



на *P-T* диаграмме (см. рис. 11). Расчеты производились для магнезиальных минералов пироксена и амфибола, так как магнезиальности антофиллита и энстатита в породе практически совпадают (0.73 и 0.74 соответственно). Предполагая, что ортопироксенит претерпел ту же эволюцию, что и гранат-пироксеновая порода, можно заключить, что активность воды, участвующей в образовании

Рис. 9. Обилие включений биотита, амфибола и кварца в монокристалле ортопироксена из ортопироксенита.

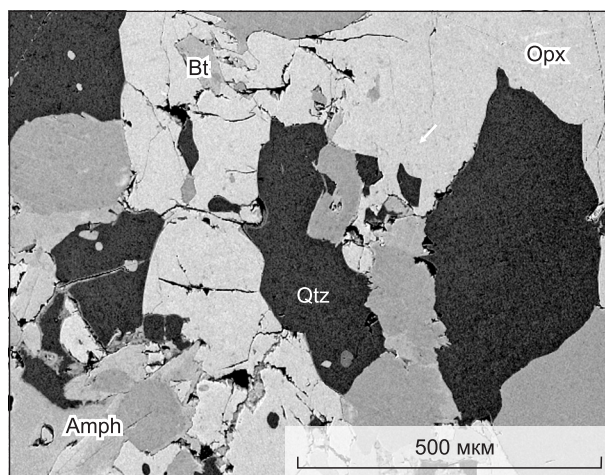
Микрофотография участка шлифа.

ливается по составам этих минералов (Grt — 12 анализов, Орх — 10 анализов, Срх — 8 анализов) из регрессивного мелкозернистого агрегата. Таким образом, по составам сосуществующих минералов восстанавливается регрессивный тренд метаморфизма (см. рис. 11).

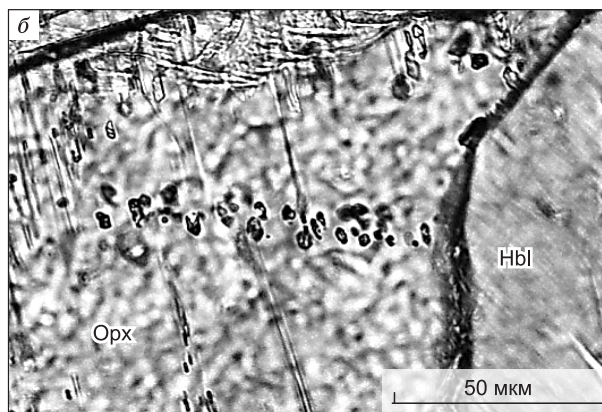
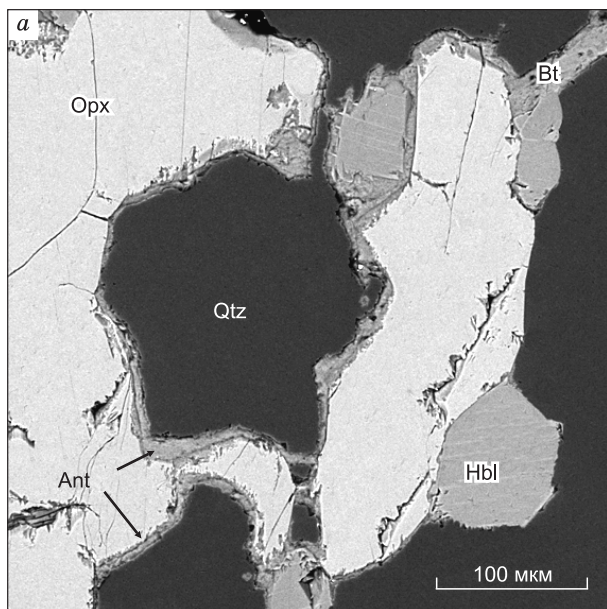
Результаты, полученные с помощью программы TWQ, были сопоставлены с оценками температуры и давления по минералогическим термометрам и барометрам. В термобарометрии применялись широко используемые в практике петрологических исследований гранат-клинопироксеновый [Powell, 1985], гранат-ортопироксеновый [Harley, 1984] и двупироксеновый [Brey, Kohler, 1990] геотермометры и гранат-ортопироксеновый геобарометр [Brey, Kohler, 1990]. Температуры и давления рассчитывались для тех же составов минералов, которые использовались в программе TWQ. Рассчитанные таким образом значения *P-T* хорошо согласуются (в пределах точности термометров ±50 °С) с результатами, полученными с помощью программы TWQ (см. табл. 7). Таким образом, наличие двух этапов метаморфизма в условиях эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма подтверждается двумя независимыми методами.

Отметим также, что гранат-хлоритовые термометры [Ghent et al., 1987; Perchuk, 1991] для включений диабантита в гранате дают нереально высокие температуры (> 1100 °С и > 3000 °С соответственно). Это может быть связано с необычно низкой глиноземистостью хлорита (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 8.9—12.8 мас. %), которая не учитывалась при калибровке термометров, либо же с недостаточной степенью переуравновешивания составов хлорита и граната, образованных на разных этапах эволюции породы.

Надежные сенсоры температуры и давления в ортопироксените отсутствуют. Нам удалось восстановить лишь в общих чертах фрагмент регрессивной







**Рис. 10. Включения в монокристалле ортопироксена (ортопироксенит).**

*а* — реакционные каймы антофиллита вокруг включений кварца (фото в отраженных электронах), *б* — первично-вторичные флюидные включения, прерывающиеся на контакте с минеральным включением (фото в проходящем свете).

антофиллита составляла менее 0.5 (см. рис. 11). Необходимый для данной реакции водный флюид, по всей видимости, проникал по микротрещинам в минерал-хозяин; свидетельством тому являются многочисленные цепочки флюидных включений в ортопироксене (см. рис. 10, б).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Интерпретация минеральных включений в метавултрамафитах гнейсовых комплексов.

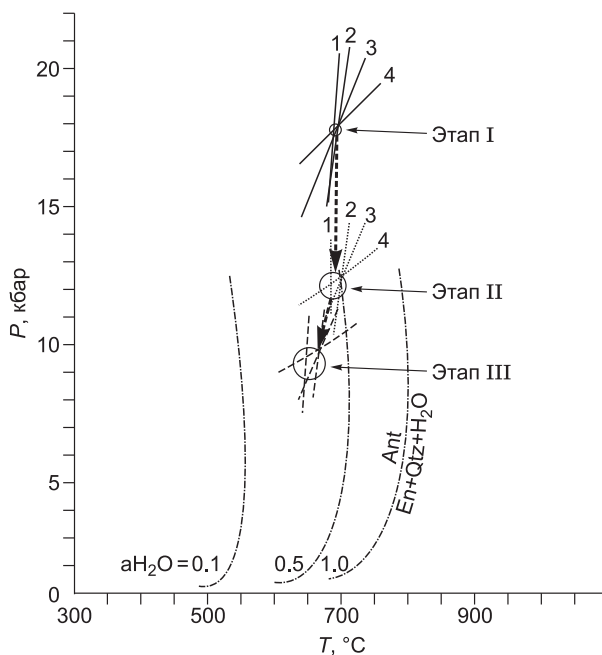
Включения водосодержащих фаз в породообразующих минералах метавултрамафитов магматического облика описаны в (ультра-)высокобарных комплексах из разных регионов мира [Zhang et al., 1994; Kadarusman, Parkinson, 2000; Yang, Jahn, 2000; Enami et al., 2004; Malaspina et al., 2006; Yang, Powell, 2008; Song et al., 2009; Khedr, Arai, 2010]. Включения, как правило, интерпретируются как реликты более ранних минеральных ассоциаций, отвечающих этапу метаморфических преобразований мантийных пород или коровых кумулатов.

Примером корового кумулата является линза ортопироксенитов из района Маову в ультравысокобарном комплексе Даби (Вост. Китай) [Okaya, 1994; Liou, Zhang, 1998]. В гранатах этой породы находятся включения клинохлора, жедрита, роговой обманки, талька, флогопита, а также высокотемпературной гранулитовой ассоциации — сапфирина, энстатита и корунда.

Мантийные вултрамафиты с минеральными включениями встречаются чаще, чем коровые; для них предлагаются разные гипотезы образования включений. Согласно одной из них, включения

**Рис. 11. Обобщенная *P-T* эволюция метавултрамафитов гридинского комплекса, рассчитанная с помощью программы TWQ [Berman, 1991] по составам центральных (этап I) и краевых (этап II) частей крупных кристаллов граната, клино- и ортопироксена, а также по составам минералов из регрессивной ассоциации (этап III).**

Цифры — номера минеральных реакций, представленных на диаграмме. Пояснения см. в тексте.



1.  $Alm+3Di=Py+3Hed$
2.  $Alm+3En=Py+3Fsl$
3.  $Alm=3Fsl+Orpx$
4.  $Py=3En+Orpx$

Таблица 7.

*P-T* оценки, полученные с помощью программного комплекса TWQ, геотермометров и геобарометров для граната, клино- и ортопироксена, относящихся к разным этапам метаморфизма

Этап	Минерал			Программный комплекс				Геотермометры				Геобарометры				
	Grt	Orpx	Cpx	TWQ, B91**		Grt-Orpx, H84**		Grt-Cpx, P85**		Cpx-Orpx, BK90**		Grt-Orpx, H84**		Grt-Orpx, BK90**		
				$X_{Mg}$	$X_{Ca}$	$X_{Mg}$	$X_{Al_2O_3}$	$X_{Mg}$	$X_{Fe}$	$T, ^\circ C$	$P, \text{кбар}$	$T, ^\circ C$	$P, \text{кбар}$	$T, ^\circ C$	$P, \text{кбар}$	$T, ^\circ C$
I (центр. часть)	0.43	0.16	0.74	0.76	0.86	0.01	17	674	17*	669	778	17*	690*	20	690*	23
II (краев. часть)	0.42	0.16	0.72	1.31	0.85	0.02	12	673	12*	608	660	12*	685*	15	685*	13
III (регрессивная ассоциация)	0.39	0.16	0.70	1.40	0.84	0.00	9	647	9*	573	647	9*	650*	14	650*	6

\* Заданный параметр.

\*\* B91 — [Berman, 1991], H84 — [Harley, 1984], P85 — [Powell, 1985], BK90 — [Brey, Kohler, 1990].

представляют гидратированные породы мантийного клина, тектонически внедренные в субдущую плиту. В качестве примера таких пород рассматриваются гранатовые перидотиты о. Сулавеси (Индонезия) с включениями паргаситового амфибола и биотита, ассоциирующими с оливином, клино- и ортопироксенами [Kadarusman, Parkinson, 2000]. Похожий сценарий предлагается для гранатовых перидотитов из ультравысокобарного террейна Су-Лу (Вост. Китай), содержащих включения клинохлора, роговой обманки, Na-жедрита, Na-флогопита, талька, шпинели и пирита [Yang, Jahn, 2000], а также для ультравысокобарных перидотитов из комплекса Самбагава (Япония) с включениями эденитового амфибола, клинохлора и магнетита [Enami et al., 2004]. В последнем случае не исключается альтернативная тектонометаморфическая эволюция, согласно которой перидотит претерпел низкобарический метаморфизм в составе океанической плиты еще до начала субдукции [Enami et al., 2004]. Похожий сценарий был предложен для гранатовых перидотитов с включениями амфиболов, серпентина, клиногумита и карбонатов из Северо-Цайдамских гор (Зап. Китай) [Yang, Powell, 2008]. Однако впоследствии было высказано мнение (не подкрепленное фактами), что все включения фактически являются «псевдовключениями», образованными на регрессивном этапе [Song et al., 2009]. Сами же гранатовые перидотиты были рассмотрены в этой работе как мантийные кумулаты, увлекаемые на глубины более 160 км вязким астеносферным течением в висячем крыле мантии [Kincaid, Sacks, 1997].

Этот краткий обзор показывает, что большинством исследователей признается факт существования прогрессивного метаморфизма ультрамафитов. Наиболее дискуссионными остаются характер раннего этапа метаморфизма и природа протолита. Допускается, что ультрамафиты на ранней стадии эволюции могли иметь разную тектоническую позицию: в континентальной коре, в океанической коре или в мантийном клине. В зависимости от тектонической позиции прогрессивный метаморфизм метаультрамафитов будет контролироваться субдукцией, коллизией или вязким течением мантии, вызванным движением погружающейся плиты. Рассмотрим в этом контексте эволюцию метаультрамафитов гридинского комплекса.

**Природа минеральных включений в гранат-пироксеновой породе.** В главных породообразующих минералах гранат-пироксеновой породы находятся изолированные включения диабантита, ассоциирующие с рудными минералами (ферродолласеитом и ферроторнебомитом). В зависимости от минерала-хозяина включения окружены одной (в гранате) или двумя (в клино- и ортопироксенах) системами трещин. Насколько нам известно, как по химизму, так и по характеру вязкоэластичного взаимодействия с минералом-хозяином эти включения не имеют описанных аналогов, и поэтому представляется целесообразным обсудить их природу. Прежде всего следует отметить, что диабантит в ультрамафитах описан лишь как продукт метасоматического изменения [Спиридонов, Плетнев, 2002]. Поэтому изолированные включения диабантита, ассоциирующие с фазами, обогащенными РЗЭ, ураном и торием, интерпретируются нами как свидетельство в пользу раннего этапа интенсивных метасоматических или метаморфических преобразований.

Еще одной особенностью рассматриваемых включений (см. рис. 3) является приуроченность редкоземельных фаз к периферии вакуолей. Трудно представить, что такая пространственная ориентировка рудных фаз могла существовать в исход-

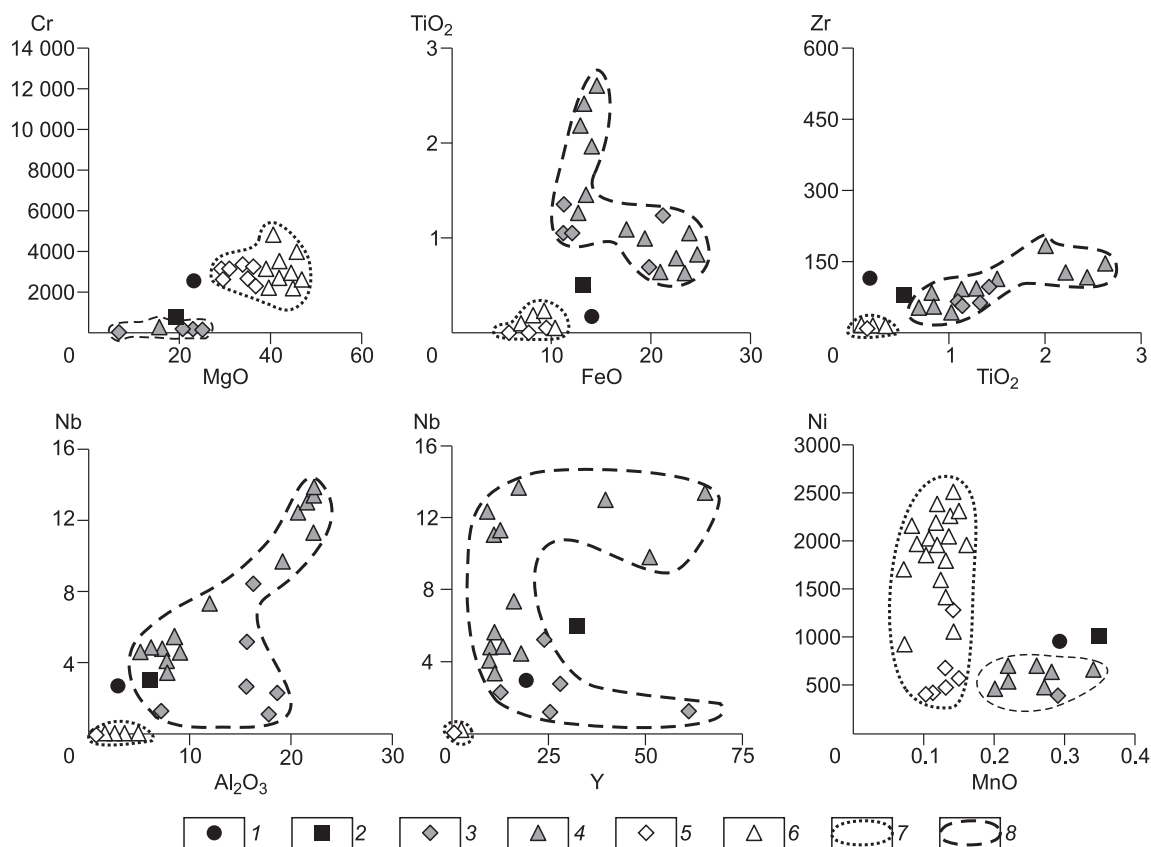
ной породе. Мы рассматриваем ее как результат преобразования включений после захвата. Один из механизмов такого замещения рассматривается К. Савко с сотрудниками [Савко и др., 2010 и ссылки в ней] на примере палеопротерозойских углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива (Россия). Авторы описывают смещенные реакции, по которым из матричного хлорита, обогащенного редкоземельными элементами (РЗЭ), при прогрессивном метаморфизме выделяются редкоземельные фазы бастнезит и алланит.

Выше отмечалась еще одна особенность включений, проявленная в форме радиальных и концентрических трещин (см. рис. 3). Из работ по механике хорошо известно [Gillet et al., 1984; van der Molen, van Roermund, 1986; Yang, Jahn, 2000], что радиальные трещины являются трещинами разрыва, возникающими при повышенном давлении во включении. Концентрические трещины, наоборот, связаны с проседанием стенок минерала-хозяина вследствие пониженного давления во включении. Практика петрологических исследований показывает, что подобные эффекты возникают преимущественно при фазовых превращениях с большим объемным эффектом. Хрестоматийным примером этого процесса являются радиальные трещины, возникающие при декомпрессии вокруг замещаемых кварцем включений коэзита в гранате (клинопироксене) [Чесноков, Попов, 1965; Chopin, 1984]. Две системы трещин вокруг включений в минерале — явление уникальное. Возможно, оно обусловлено не только различием *PVT*-свойств хлорита и вмещающего граната, но и частичным плавлением включений. Термодинамические условия стабильности диабантита пока неизвестны. Но нельзя исключать вероятность его разложения в ходе прогрессивного метаморфизма, следствием которого могло стать дегидратационное плавление включений при *P-T* условиях пика метаморфизма (см. табл. 7). Этот процесс известен как по экспериментальным работам, так и по природным материалам [Perchuk et al., 2005, 2008, 2009; Перчук и др., 2008]. Предположение о плавлении включений хорошо согласуется с их морфологией и расположением редкоземельной фазы по периферии вакуолей. Обратим внимание, что большие объемные эффекты, возникающие при плавлении/кристаллизации расплавных включений, позволяют объяснить природу радиальных и концентрических трещин вокруг включений. В этом случае радиальные трещины являются результатом разгрузки повышенного давления во включении, возникающего при увеличении удельного объема включения при его плавлении, а концентрические — обратного процесса, происходящего при раскристаллизации расплава.

Надо отметить, что ни одна из рассмотренных выше версий (метаморфическая и магматическая) не дает однозначной интерпретации всем наблюдаемым фактам. Тем не менее представляется очевидным, что включения претерпели серьезные преобразования в ходе метаморфической эволюции породы в условиях *закрытой* системы. В связи с этим хотелось бы еще раз подчеркнуть, что рассматриваемые включения являются изолированными, а слагающие их минералы отсутствуют за пределами включений.

**Включения в ортопироксените.** Консервация неизмененных фрагментов более ранних минеральных ассоциаций во включениях в минералах — широко распространенное явление в метаморфических комплексах разного возраста и глубинности [Thompson et al., 1977; Perchuk et al., 1985]. В соответствии с этим, минеральные включения в ортопироксените указывают на особенности ранней стадии эволюции этой породы. Так, по набору минералов во включениях (биотит, амфибол, кварц и пирит) можно сделать вывод о том, что ортопироксенит развивался по кварц-биотит-амфиболовой породе, типичной для средних ступеней метаморфизма. Таким образом, в ортопироксените, как и в гранат-пироксеновой породе, на смену водосодержащей минеральной ассоциации на прогрессивном этапе метаморфизма пришел парагенезис безводных минералов. Но в отличие от гранат-пироксеновой породы, включения первичных минералов в ортопироксените не обнаруживают признаков разложения на прогрессивном этапе метаморфизма. Напомним, что о пике метаморфизма мы можем говорить лишь с большой долей неопределенности. Возможно, он соответствовал *P-T* условиям гранат-пироксеновой породы. Обратим внимание на еще одну особенность включений в ортопироксените. На первый взгляд их можно принять за изолированные. Однако при внимательном рассмотрении выясняется, что их изолированность нарушалась на регрессивном этапе метаморфизма, когда в вакуоли через стенки минерала-хозяина проникал флюид (см. рис. 10, б). Следствием этого процесса стало образование реакционных кайм низкотемпературного антофиллита. Таким образом, в обоих типах изученных пород наблюдаются преобразования включений после их захвата, но в одном случае (ортопироксенит) процесс имеет открытый характер, а в другом (гранат-пироксеновая порода) — закрытый.

**Тектонометаморфическая эволюция метаультрамафитов гридинского комплекса и природа протолита.** Для гранатовых перидотитов и пироксенитов фанерозойских складчатых поясов наиболее полно разработаны вопросы генетической классификации, основанные на их геохимических особенностях [Carswell, 1983; Zhang et al., 1997; Medaris, 1999; Brueckner, Medaris, 2000; Ревердатто и др., 2008]. Согласно этой классификации, пироксениты/перидотиты (ультрамафиты) с повышенными содержаниями магния и хрома сохраняют геохимические признаки мантийных пород (Mg-Cr тип), внедренных в литосферу в форме мантийных расплавов или тектонических фрагментов. Пироксениты/перидотиты ко-



**Рис. 12. Геохимические различия между мантийными и коровыми перидотитами/пироксенитами по содержаниям породообразующих оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) на бинарных диаграммах [Ревердатто и др., 2008].**

Содержания породообразующих оксидов не нормированы. 1, 2 — породы гридинского комплекса: 1 — ортопироксенит, 2 — гранат-пироксеновая порода; 3—6 — данные из работы [Ревердатто и др., 2008]: 3, 5 — пироксениты, 4, 6 — перидотиты; 7, 8 — поля: 7 — мантийные породы (Mg-Cr тип), 8 — коровые породы (Fe-Ti тип).

рового происхождения (Fe-Ti тип) отражают состав близповерхностных силлов и даек, внедренных в верхнюю часть земной коры до субдукции, но метасоматически измененных и затем метаморфизованных при глубоком погружении в мантию во время субдукции [Ревердатто и др., 2008]. Геохимические различия между этими группами пород представлены на серии диаграмм (рис. 12), составленных по материалам из обзорной работы [Ревердатто и др., 2008]. Примечательно, что составы метаультрамафитов гридинского комплекса либо попадают в поле коровых пород, либо находятся между полями мантийных и коровых ультрамафитов. Таким образом, геохимические данные хорошо согласуются с выводами петрологического исследования о существенном преобразовании пород в ходе нескольких этапов метаморфизма.

Формирование безводных минеральных ассоциаций ультрамафитов гридинского комплекса происходило на прогрессивной стадии метаморфизма и сопровождалось интенсивной дегидратацией. О масштабности выноса компонентов из гранат-пироксеновой породы при метаморфизме свидетельствуют хлорит и редкоземельные минералы. Предполагая, что эти минералы некогда составляли значимую часть породы, а сейчас сохранены лишь в виде включений в породообразующих минералах, можно сделать вывод о значительной флюидной переработке породы на прогрессивном этапе, которая обеспечила вынос этих компонентов из породы. Очевидно, что валовый химический состав гранат-пироксеновой породы (к тому же претерпевшей и регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации) не будет в полной мере соответствовать составу протолита.

Согласно данным А.И. Слабунова [Слабунов, 2008], метаультрамафиты центрально-беломорского зеленокаменного комплекса имеют сходные геохимические характеристики с подобными породами из офиолитовых комплексов Западной Гренландии [Jagouts et al., 1979; Jacobson et al., 1984]. Аналогичные геохимические данные по редкоземельным элементам в метаультрамафитах гридинского комплекса от-



сутствуют, и потому их принадлежность к офиолитам остается под вопросом. Более того, высокобарные ассоциации гридинского комплекса все чаще связывают с континентальной коллизией [Докукина и др., 2009], что хорошо согласуется с положением эклогитов и метаультрамафитов в гнейсовом субстрате. В этой связи отметим, что гранат-пироксеновая порода имеет тот же минеральный состав, что и гранатовый вебстерит из эклогитовой провинции Северо-Восточной Гренландии [Brueckner et al., 1998]. Изотопные характеристики ( $\epsilon_{Nd} = -5—16$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.708—0.715$ ) и полевые соотношения этого гранатового вебстерита указывают на то, что его протолит был интегральной частью континентальной коры до начала высокобарного метаморфизма [Brueckner et al., 1998].

Таким образом, есть немало косвенных свидетельств в пользу коллизионной природы гридинских ультрамафитов. Тем не менее, как и в случае с эклогитами из данного комплекса, этот вопрос пока остается открытым, а, следовательно, мы можем лишь констатировать, что рассматриваемые проградные преобразования метаультрамафитов могли происходить в погружающемся блоке как континентальной, так и океанической коры. При этом совершенно очевидно, что фиксируемые *P-T* условия не могли быть реализованы в составе абиссальных пород мантийного клина, для которого характерен более высоко-температурный режим [Gerya et al., 2002].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петрологические исследования метаультрамафитов гридинского комплекса показали, что первичные интрузивные магматические породы офиолитового или гнейсового комплекса были интенсивно переработаны еще до пика метаморфизма. Так, ортопироксенит формировался на прогрессивном этапе метаморфизма по кварц-биотит-амфиболовой породе. Гранат-пироксеновая порода была образована при *P-T* условиях эклогитового метаморфизма по хлоритсодержащему парагенезису. Метаморфические реакции прогрессивного этапа метаморфизма характеризуются интенсивной дегидратацией, в то время как для регрессивного этапа характерно образование парагенезисов с водосодержащими минералами. Таким образом, рассматриваемые породы имеют сложную историю преобразований, в ходе которой неоднократно менялись их минеральные парагенезисы.

Авторы глубоко признательны О.И. Володичеву и А.И. Слабунову за организацию полевых работ и плодотворные дискуссии, А.А. Вирус за содействие при работе на микрозонде, Э.М. Спиридонову — за определение редкоземельных минералов во включениях, С.П. Кориковскому за критическое чтение ранних вариантов рукописи и ценные советы. Критические замечания В.В. Ревердатто и Е.В. Склярова способствовали значительному улучшению статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 09-05-01217, № 09-05-00991).

## ЛИТЕРАТУРА

**Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В.** Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., Недра, 1981, с. 160.

**Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И.** Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004, т. 12(6), с. 609—631.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Динамика зон субдукции: модели формирования аккреционного клина и подъема глаукофановых сланцев и эклогитов // Геология и геофизика, 1991 (3), с. 4—20.

**Докукина К.А., Каулина Т.В., Конилов А.Н.** Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнослоистых комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции) // Докл. РАН, 2009, т. 425 (1), с. 83—88.

**Моргунова А.А., Перчук А.Л., Володичев О.И.** Клинопироксен как индикатор эволюции метаморфизма высокобарных пород острова Безымянный (Беломорский подвижный пояс) // Структура и разнообразие минерального мира: материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар, 2008, с. 147—148.

**Перчук А.Л., Япаскерт В.О., Давыдова В.В.** Включения расплава в эклогитовом гранате: экспериментальная демонстрация природного процесса // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (5), с. 410—413.

**Перчук А.Л., Давыдова В.В., Бурхард М., Мареш В.В., Шертл Х.П., Япаскерт В.О., Сафонов О.Г.** Эффекты преобразования минеральных включений в гранате при высоком давлении: эксперимент и его приложение к карбонатно-силикатным породам Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1487—1505.

**Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К.** Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М., Наука, 1983, 200 с.

**Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.** Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология, 2005, т. 13, № 6, с. 564—591.

**Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А.** Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких—сверхвысоких давлений // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (2), с. 99—199.

**Савко К.А., Кориш Е.Х., Пилюгин С.М., Полякова Т.Н.** Фазовые равновесия редкоземельных минералов при метаморфизме углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Петрология, 2010, т. 18, № 4, с. 402—433.

**Слабунов А.И.** Геология и геодинамика Архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) / Петрозаводск. Карельский научный центр РАН, 2008, 296 с.

**Спиридонов Э.М., Плетнев П.А.** Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-родингитовой» формации) / М., Научный мир, 2002, 220 с.

**Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А.** Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2005, вып. 8, с. 40—49.

**Чесноков Б.В., Попов В.А.** Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // Докл. АН СССР, 1965, т. 62, с. 909—910.

**Baldwin J.A., Bowring S.A., Williams M.L., Williams I.S.** Eclogites of the Snowbird tectonic zone: petrological and U-Pb geochronological evidence for Paleoproterozoic high-pressure metamorphism in the western Canadian Shield // Contr. Miner. Petrol., 2004, v. 147, p. 528—548.

**Berman R.G.** Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canad. Miner., 1991, v. 29, p. 833—855.

**Brey G.P., Kohler T.** Geothermometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol., 1990, v. 31, № 6, p. 1353—1378.

**Brown M.** Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic // Geology, 2006, v. 34, № 11, p. 961—964.

**Brueckner H.K., Medaris L.G.** A general model for the intrusion and evolution of 'mantle' garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes // J. Metamorph. Geol., 2000, v. 18, p. 103—120.

**Brueckner H.K., Gilotti J.A., Nutman A.P.** Caledonian eclogite—facies metamorphism of Early Proterozoic protoliths from the North-East Greenland Eclogite Province // Contr. Miner. Petrol., 1998, v. 130, p. 103—120.

**Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A.** The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bull. Miner., 1983, v. 106, p. 727—750.

**Cawthorn R.G., Collerson K.D.** The recalculation of pyroxene end—member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses // Amer. Miner., 1974, v. 59, p. 1203—1208.

**Chopin C.** Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences // Contr. Miner. Petrol., 1984, v. 86, p. 107—118.

**Enami M., Mizukami T., Yokoyama K.** Metamorphic evolution of garnet-bearing ultramafic rocks from the Gongen area, Sanbagawa belt, Japan // J. Metamorph. Geol., 2004, v. 22, p. 1—15.

**Ernst W.G., Liou J.G., Bradley B.R.** Petrologic significance of high- and ultrahigh-pressure metamorphic belts: inference for subduction-zone histories // Int. Geol. Rev., 1994, v. 36, p. 213—237.

**Gerya T.V., Stockhert B., Perchuk A.L.** Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in subduction channel: a numerical simulation // Tectonics, 2002, v. 21 (6), p. 1056. +doi:10.1029/2002TC001406.

**Gillet Ph., Ingrin J., Chopin C.** Coesite in subducted continental crust: *P-T* history deduced from an elastic model // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 17, p. 426—436.

**Ghent E.D., Stout M.Z., Black P.M., Brothers P.M.** Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, Northern New Caledonia // J. Metamorph. Geol., 1987, v. 5, p. 239—254.

**Harley S.L.** The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> and CaO—FeO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> // J. Petrol., 1984, v. 25 (3), p. 665—696.

**Hey M.H.** A new review of the chlorites // Miner. Mag., 1954, v. 224, p. 277—292.

**Jacobson S.B., Quick J.E., Wasserburg G.J.** Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite implications for mantle evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 68, p. 361—378.

**Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wänke H.** The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proc. 10<sup>th</sup> Lunar Planetary Science conference, 1979, p. 2031—2050.

**Kadarusman A., Parkinson C.D.** Petrology and *P-T* evolution of garnet peridotites from central Sulawesi, Indonesia // J. Metamorph. Geol., 2000, v. 18, p. 193—209.

**Khedr M.Z., Arai S.** Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low-temperature forearc mantle facies: evidence from the Happo-O'ne metaperidotites (Japan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2010, v. 159, p. 137—157.

**Kincaid C., Sacks I.S.** Thermal and dynamic evolution of the upper mantle in subduction zones // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 12295—12315.

**Korikovskiy S.P., Janak M., Luptak B.** Phase relations in olivine—orthopyroxene—chlorite—spinel—hornblende metaultramafics from the Mala Fatra MTS, western Carpathians // *Geol. Carp.*, 1998, v. 49, № 5, p. 369—376.

**Kretz R.** Symbols for rock-forming mineral // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.

**Leake B.E., Wolley A.R., Arps Ch.E.S., Birch W.D., Gilbert M.Ch., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G.** Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Mineral and Mineral Names // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 219—246.

**Liou J.G., Zhang R.Y.** Petrogenesis of an ultrahigh-pressure garnet-bearing ultramafic body from Maowu, Dabie Mountains, east-central China // *The Island Arc*, 1998, v. 7, p. 115—134.

**Malaspina N., Hermann J., Scambelluri B., Compagnoni R.** Polyphase inclusions in garnet—orthopyroxenite (Dabie Shan, China) as monitors for metasomatism and fluid-related trace element transfer in subduction zone peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 249, p. 173—187.

**Medaris L.G.** Garnet peridotites in Eurasian high-pressure and ultrahigh-pressure terranes: a diversity of origins and thermal histories // *Intern. Geol. Rev.*, 1999, v. 41, p. 799—815.

**Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V.** A three-dimensional model of the early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia craton and Belomorian tectonic province // *Tectonophysics*, 2009, v. 472, p. 323—339.

**Nakamura D., Svojtka M., Naemura K., Hirajima T.** Very high-pressure (> 4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nove Dvory, Czech Republic) // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, p. 593—603.

**Okay A.I.** Sapphirine and Ti-clinohumite in ultra-high-pressure garnet-pyroxenite and eclogite from Dabie Shan, China // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 145—155.

**Perchuk A.L., Burchard M., Maresch W.V., Schertl H.-P.** Fluid-mediated modification of garnet interiors under ultrahigh-pressure conditions // *Terra Nova*, 2005, v. 17, № 6, p. 545—553.

**Perchuk A.L., Burchard M., Maresch W.V., Schertl H.-P.** Melting of hydrous and carbonate mineral inclusions in garnet host during ultrahigh pressure experiments // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 25—45.

**Perchuk L.L.** Derivation of thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // *Progress in metamorphic and magmatic petrology* / Ed. L.L. Perchuk. Cambridge University Press, 1991, p. 93—112.

**Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K., Lavrent'eva I.V., Gerasimov V.Yu., Fed'kin V.V., Kitsul V.N., Karsakov L.P.** Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 265—310.

**Powell R.** Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 231—243.

**Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L.** Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments // *Lithos*, 2009, v. 116, p. 209—229.

**Song S.G., Niu Y.L., Zhang L.F., Bucher K.** The Luliangshan garnet peridotite massif of the North Qaidam UHPM belt, NW China — a review of its origin and metamorphic evolution // *J. Metamorph. Geol.*, 2009, v. 27, p. 621—638.

**Spengler D., Van Roermund H.L.M., Drury M., Ottolini L., Mason P.R.D., Davies G.** Deep origin and hot melting of an Archean orogenic peridotite massif in Norway // *Nature*, 2006, v. 440, p. 913—917.

**Thompson A.B., Tracy R.J., Lyttle P.T., Thompson J.B. jr.** Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts schist // *Vermont*, 1977, v. 277, p. 1152—1167.

**Travin V.V., Kozlova N.E.** Eclogitization of basites in Early Proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // *Petrology*, 2009, v. 17 (7), p. 684—706.

**Tromsdorff V., Sánchez-Vizcaíno V.L., Gómez-Pugnaire M.T., Müntener O.** High pressure breakdown of antigorite to spinifex—textured olivine and orthopyroxene, SE Spain // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 132, p. 139—148.

**Tsai C.H., Liou J.G., Ernst W.G.** Petrological characterization and tectonic significance of retrogressed garnet peridotites, Raobazhai area, North Dabie Complex, east-central China // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 181—192.

**van der Molen I., van Roermund H.L.M.** The pressure path of solid inclusions in minerals: the retention of coesite inclusions during uplift // *Lithos*, 1986, v. 19, p. 317—324.

**van Roermund H.L.M., Carswell D.A., Drury M.R., Heijboer T.C.** Microdiamonds in a megacrystic garnet websterite pod from Bardane on the island of Fjortoft western Norway: evidence for diamond formation in mantle rocks during deep continental subduction // *Geol. Soc. Amer.*, 2002, v. 30 (11), p. 959—962.

**Yang J.-J., Jahn B.-M.** Deep subduction of mantle-derived garnet from the Su-Lu UHP metamorphic terrane in China // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 167—180.

**Yang J.-J., Powell R.** Ultrahigh-pressure garnet peridotites from the devolatilization of sea-floor hydrated ultramafic rocks // *J. Metamorph. Geol.*, 2008, v. 26, p. 695—716.

**Zhang R.Y., Liou J.G., Cong B.** Petrogenesis of garnet-bearing ultramafic rocks and associated eclogites in Su-Lu ultrahigh-P metamorphic terrane, western China // *J. Metamorph. Geol.*, 1994, v. 12, p. 169—186.

**Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G., Coleman R.G., Sobolev N.V., Shatsky V.S.** Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorph. Geol.*, 1997, v. 15, p. 479—496.

**Zhang R.Y., Liou J.G., Yang J.S., Yui T.-F.** Petrochemical constrains for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 149—166.

*Рекомендована к печати 1 марта 2011 г.  
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 16 июня 2010 г.,  
после доработки — 15 декабря 2010 г.*