Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 10. С. 54–72
Transactions of the Karelian Research Centre RAS. 2026. No. 10. P. 54–72
DOI: 10.17076/geo2303

ОРИГИНАЛЬНЫЕ СТАТЬИ
Original articles

УДК 552.10+552.321.5+470.22

СУБСОЛИДУСНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ОЛИВИНОВЫХ ГАББРОНОРИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

О. И. Володичев, Т. И. Кузенко, О. А. Максимов*

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *olemaximov@mail.ru*

Метаморфизованные в субсолидусных условиях оливиновые габбронориты Беломорья (~ 2,4 млрд лет), относящиеся к широко распространенной в природе группе «частично эклогитизированных» габбро, были изучены в серии объектов единого комплекса, отражающих возрастающую степень проявления метаморфических преобразований. Установлена тесная взаимосвязь магматических и метаморфических процессов. В наиболее интенсивно метаморфизованных породах установлены три генетические генерации Omp ± Aeg-Aug: магматическая – Omp20–25 ± Aeg-Aug20–22; метаморфическая, связанная со структурами распада Cpx и Opx – Omp20–34 ± Aeg-Aug20–23, и метаморфическая, образованная при реакциях Px-Pl – Omp20–73 ± Aeg-Aug20–24 в ассоциациях с Pl (от 30–35 до 4–5 % An). Px-Pl реакции развивались циклически с двумя стадиями – Na-щелочной (Omp + Pl) с выщелачиванием основных компонентов (Fe, Mg, Ca) при возрастающей $a H_2O$, $a Na_2O$ и снижающейся $a SiO_2$ и стадии их осаждения (Opx, Grt) при возрастающей $a SiO_2$ (адекватно компенсационный процесс). Реакции проходили в автоклавном автометасоматическом режиме в изохимических условиях с сохранением объема, с участием трансформированного магматического флюида при высоких скоростях кристаллизации минералов, вероятно, превышающих оптимальные для диффузионного механизма кристаллизации. Это обусловило большую вариативность состава минералов и исключительную неравновесность минеральных фаз. Вариации состава Na-Cpx – Omp в одном шлифе, очевидно, отражают разную степень $a Na_2O$ при единых P-T условиях, а Omp и Grt, образовавшиеся в разное время и в различных геохимических условиях, вероятно, не являются парагенетическими. Щелочная специфика изученного субсолидусного метаморфизма (рост $a H_2O$ и $a Na_2O$ и снижение $a SiO_2$) является исключительной в группе «частично эклогитизированных» габбро.

Ключевые слова: габбронорит; эклогитизация; омфацит; минеральное неравновесие; автометасоматоз; скорость реакции; щелочная специализация

Для цитирования: Володичев О.И., Кузенко Т.И., Максимов О.А. Субсолидусный метаморфизм оливиновых габброноритов Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 10. С. 54–72. doi: 10.17076/geo2303

Финансирование. Работа выполнена в рамках Государственного задания КарНЦ РАН (ИГ КарНЦ РАН, FMEN-2023-0009).

O. I. Volodichev, T. I. Kuzenko, O. A. Maksimov*. SUBSOLIDUS METAMORPHISM OF OLIVINE GABBRONORITES FROM THE BELOMORIAN MOBILE BELT OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD

*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *olemaximov@mail.ru*

Olivine gabbronorites of Belomorye (~2.4 Ga), belonging to the widespread natural group of "partially eclogitised" gabbros, were investigated across a series of objects within a unified complex that reflects progressively intensified metamorphic transformations occurring under subsolidus conditions. A strong correlation between magmatic and metamorphic processes has been established. In the most extensively metamorphosed samples, three genetically distinct generations of Omp ± Aeg-Aug minerals have been recognized: magmatic generation – Omp20–25 ± Aeg-Aug20–22; metamorphic generation related to Cpx and Opx breakdown textures – Omp20–34 ± Aeg-Aug20–23; and another metamorphic generation resulting from Px-Pl reactions – Omp20–73 ± Aeg-Aug20–24, associated with plagioclase (An content ranging from 30–35 to 4–5%). The Px-Pl reactions evolved cyclically through two sequential stages: first, a Na-alkaline stage (Omp + Pl) characterized by leaching of primary elements (Fe, Mg, Ca) under rising activities of H_2O and Na_2O but diminishing SiO_2 activity, followed by a second stage marked by precipitation of secondary minerals (Opx, Grt) under elevated SiO_2 activity levels (in line with a compensatory mechanism). These reactions occurred in an autoclave-like autometasomatic regime, maintaining constant volume and preserving chemical balance, driven by transformed magmatic fluids and rapid rates of mineral crystallization, which may exceed those optimal for diffusive crystal growth. As a result, this led to substantial variations in mineral chemistry and pronounced disequilibria among coexisting mineral phases. Variability in Na-Cpx – Omp compositions observed within individual thin sections clearly indicates differing degrees of Na_2O activity despite otherwise consistent pressure-temperature conditions. Moreover, Omp and Grt minerals, formed at disparate times and under divergent geochemical settings, are unlikely to be paragenetically linked. The unique alkaline nature of the studied subsolidus metamorphism, characterized by increased H_2O and Na_2O activities concurrent with decreased SiO_2 activity, is highly unusual even among the broader category of "partially eclogitised" gabbros.

Keywords: gabbronorite; eclogitised; omphacite; mineral disequilibrium; autometasomatism; reaction rate; alkaline specialization

For citation: Volodichev O. I., Kuzenko T. I., Maksimov O. A. Subsolidus metamorphism of Olivine gabbronorites from the Belomorian mobile belt of the Fennoscandian Shield. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 10. P. 54–72. doi: 10.17076/geo2303

Funding. This work was carried out as part of the State Assignment of IG KarRC RAS FMEN-2023-0009.

Введение

Субсолидусный метаморфизм раннепротерозойских (~ 2,4 млрд лет) оливиновых габброноритов в Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита является хорошим примером широко распространенного в природе явления – частичной эклогитизации («partially eclogitised») габбро с основным петрологическим признаком – сосуществование Omp с Pl. Среди такого многообразия большой интерес представляют кородиты – частично эклогитизированные – эклогитизированные габбро, имеющие широкое распространение в орогенных структурах: в Норвегии [Mørk, 1985, 1986; Anderson, Moecher, 2007], в Альпах [Wayte et al., 1989; Bucher, Grapes, 2009; Proyer, Postl, 2010], в Китае [Znang, Liou 1997], в Гренландии [Gilotti, Elvevold, 1998; Lang, Gilotti, 2001], в Гренвильской провинции Канады [Indares, 1993; Cox, Indares, 1999], в США, в Аппалачах [Anderson, Moecher, 2007], в Богемском массиве Чехии [O'Brien et al., 1992; Faryad et al., 2015], в Сербии – Северной Македонии, массив Бойник [Кориковский, 2005], в России – Полярный Урал [Удовкина, 1971; Molina et al., 2002] и Беломорье [Кориковский, 2005; Володичев и др., 2008].

Специально подобранный для изучения ряд объектов отражает последовательно возрастающую степень проявления субсолидусного метаморфизма в близких по минеральному и химическому составам оливиновых габброноритах комплекса лерцолитов – габброноритов

(ОГН КЛГН) [Степанов, 1981]: слагающий небольшой по размеру Шангостровский массив в р-не д. Поньгомы (объекты I и IIб – образцы любезно предоставлены А.В. Степановой) и серию даек в р-не с. Гридино (IIа – о-в Эклогитовый, III – мыс Гридин, IV – восточная окраина с. Гридино, V–VI – о-в Избная Луда; обр. IZ-M3/1 (дайка VI) – из коллекции В.С. Степанова) (рис. 1).

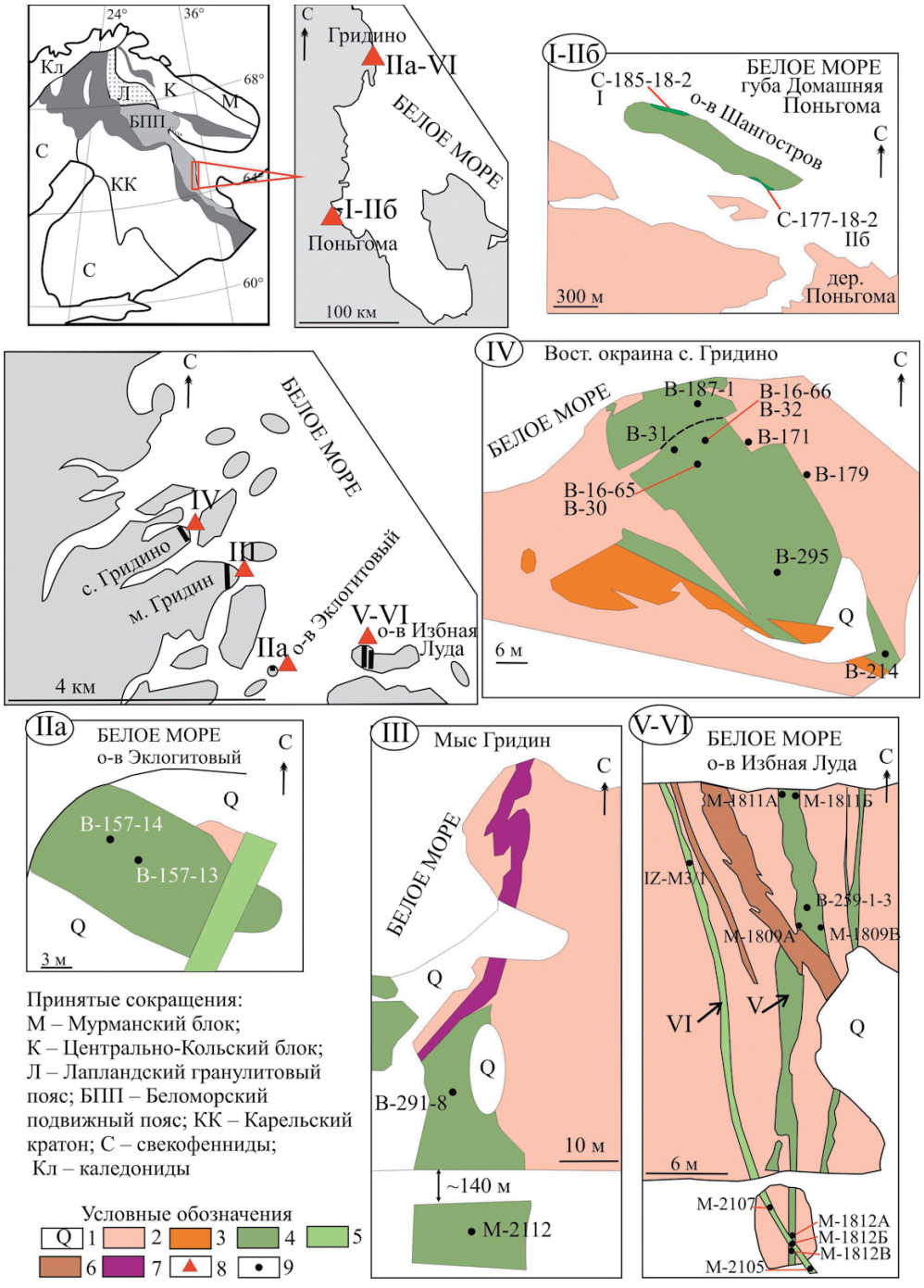


Рис. 1. Схема расположения изученных объектов ОГН КЛГН. 1 – четвертичные отложения; 2 – AR ортогнейсы с ксенолитами амфиболитов; 3–7 – возрастные генерации PR габбро: 3 – PR1, 4 – PR2, 5 – PR2a, 6 – PR3a, 7 – PR3б; 8–9 – места взятия образцов: географические (8), дайки и массивы (9). Римскими цифрами на рисунках и в тексте обозначены изученные объекты

Fig. 1. Schematic map showing the location of the studied OGN LGNC sites. Symbols: 1 – Quaternary strata; 2 – AR orthogneisses with amphibolite xenoliths; 3–7 – age generations of PR gabbro: 3 – PR1, 4 – PR2, 5 – PR2a, 6 – PR3a, 7 – PR3б; 8–9 – sampling sites: geographic (8), dikes and massifs (9). Roman numbers in figures and text show the studied localities

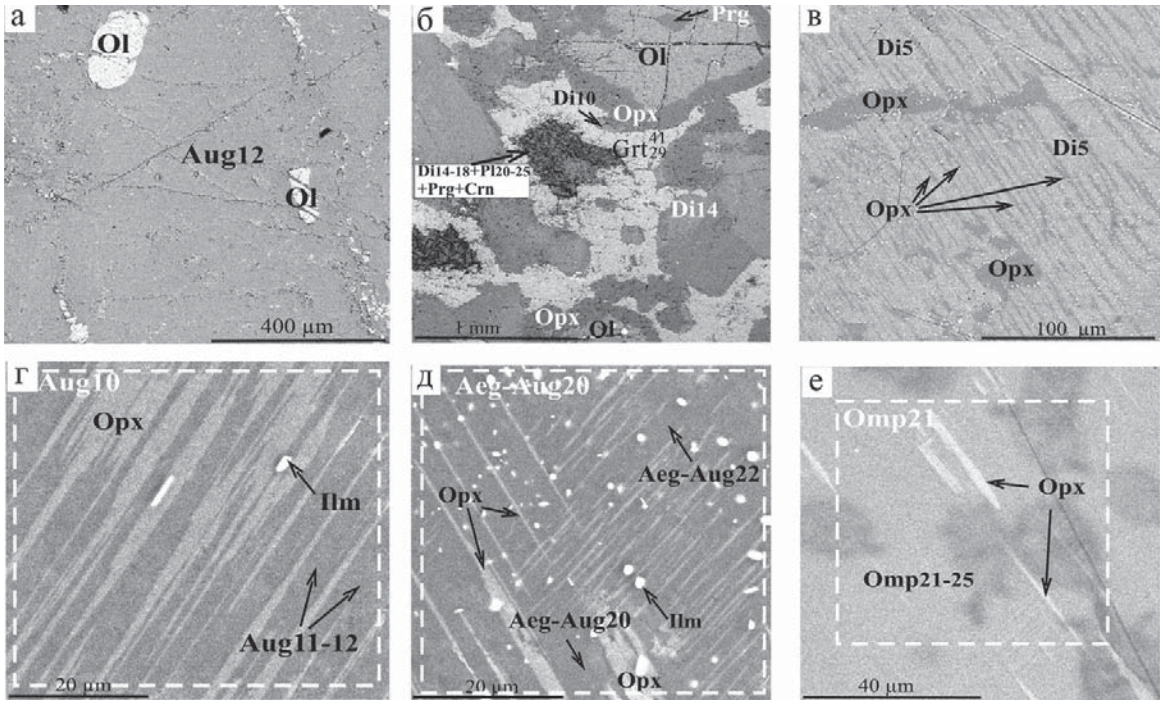


Рис. 2. Магматические Ol (а, б): а – мелкие включения зерен Ol (F = 33–35 %) в Aug, обр. B-259 (V); б – кристалл Ol (F = 20–25 %) в основной массе породы с каймой Opx (F = 15–22 %) и фрагментами Di зоны, обр. B-295 (IV). Инвертированные магматические кристаллы Cpx (в–е): в – Di5, обр. C-185–18–2 (I); г – Aug11–12 (Aeg > Jd), обр. M-1812-B (V); д – Aeg-Aug20–22 (Aeg > Jd), обр. M-1812-B (V); е – Omp21–25, обр. M-1812-A (V). Составы Aug10 (г), Aeg-Aug20 (д) и Omp21 (е) соответствуют площадным определениям в пределах выделенных белым пунктиром квадратов. Изображения в отраженных электронах

Fig. 2. Magmatic Ol (а, б): а – fine Ol grain inclusions (F = 33–35 %) in Aug, sample B-259 (V); б – Ol crystal (F = 20–25 %) in matrix with Opx rim (F = 15–22 %) and fragments of Di-zone, sample B-295 (IV). Inverted magmatic Cpx crystals (в–е): в – Di5, sample C-185–18–2 (I); г – Aug11–12 (Aeg > Jd), обр. M-1812-B (V); д – Aeg-Aug20–22 (Aeg > Jd), обр. M-1812-B (V); е – Omp21–25, sample M-1812-A (V). Aug10 (г), Aeg-Aug20 (д) and Omp21 (е) compositions are consistent with the area determination within the squares shown in white broken lines. BSE-images

Массивные породы имеют четкие интрузивные контакты с нередко проявленными зонами закалки и с маломощными зонами контактового метаморфизма [Володичев и др., 2008]. Вмещающие породы представлены метаморфизованными в условиях HP амфиболитовой фации ортогнейсами с ксенолитами амфиболитов с признаками интенсивно преобразованных архейских [Володичев и др., 2003; Volodichev et al., 2021] эклогитов. Породы характеризуются относительно хорошей сохранностью магматических минералов и морфоструктур без признаков их деформаций, исключающих вероятность участия инфильтрационных флюидов при субсолидусном и более позднем статическом или динамическом проявлении наложенного метаморфизма.

Проведенные исследования показали, что субсолидусный метаморфизм для базитов КЛГН является процессом системным. При этом отдельные малые интрузивные тела, вероятно, представлены фракционными ингредиентами с общими качественными и различающимися количественными характеристиками тесно связанных магматических и метаморфических процессов.

Петрография, химизм минералов и минеральные ассоциации

Магматические оливины представлены мелкими кристаллами, образующими включения в Aug[1*], и более крупными с Opx коронами, вероятно, магматического происхождения, распространенными в основной массе породы (рис. 2, а, б). Плагиоклаз (69 % An) устанавливается

[1] Аббревиатура минералов по [Whitney, Evans, 2010]. Определение состава минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan), оснащенном энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments), в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Цифры у клинопироксена – содержание Na-компонента (Jd + Aeg); ортопироксена и оливина – железистость F,% = $(Fe^{2+} + Fe^{3+})/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$; плагиоклаза – An; граната – вверху Prp, внизу – (Grs + Adr). Номенклатура пироксенов согласно [Morimoto et al., 1988], амфиболов – [Leake et al., 1997].

только в реликтах, рассчитанный нормативный состав Pl соответствует лабрадору. Характерной особенностью магматических пироксенов является их нестехиометрический состав, обусловленный, в первую очередь, содержаниями Na-компонента (Jd + Aeg; численное значение отражено в индексе). В Cpx возрастающий тренд этих содержаний отмечен двумя группами минералов: 1 – Aug (Jd > Aeg) (I–VI) – Omp20–25 (IV–VI) и 2 – Aug (Aeg > Jd) (IV–VI) – Aeg-Aug20–22 (V–VI). Таким образом, в исследованных ОГН устанавливается сосуществование *магматических Cpx – Aug, Omp (!) и Aeg-Aug* (рис. 2, в–е).

Последующий субсолидусный метаморфизм включает *два процесса* – процесс распада (exolution) твердых растворов в инвертированных магматических Cpx и Opx в кумулятивных доменах и процесс образования реакционных кайм на границах пироксенов (Px) и Pl в интеркумулусных и Pl-доменах. Основными схемами процесса экссолюции являются: Opx→Opx(главный минерал, матрица)+ламели Cpx ± Amf, Bt и Cpx → Cpx (главный минерал, матрица) + ламели Opx ± Amf. Продуктами распада в матрицах и ламелях являются *две метаморфические минеральные группы*, подобные магматическим: Na-Di (Jd > Aeg) (I–IV) – Omp20–34 (IV–VI) и Na-Di (Aeg > Jd) (IV–VI) – Aeg-Aug20–23 (IV–VI), соответствующие *второй, метаморфической, генерации Omp и Aeg-Aug* (рис. 3). В развитии процессов экссолюции отмечается количественное увеличение ламелей Amf (I–IV).

В основном процессы экссолюции и образование реакционных кайм развиваются параллельно, но их соучастие играет важную роль: в процессе реакций инвертированные

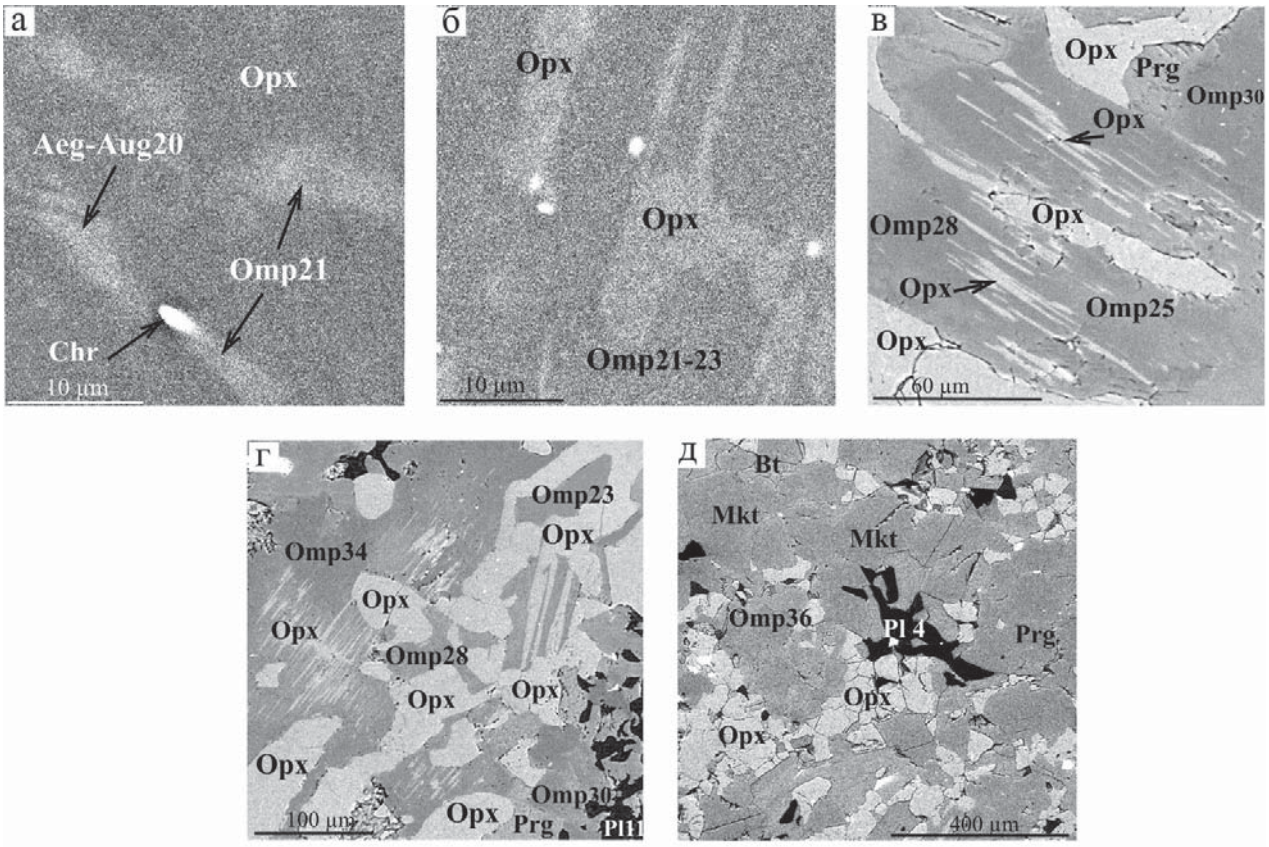


Рис. 3. Структуры распада в магматических пироксенах: а – с образованием по Opx: Omp и Aeg-Aug в ламелях, обр. B-31 (IV); б – по Cpx: Omp в матрице, обр. B-31 (IV); в–г – возрастающая степень коалесценции продуктов распада (в – обр. 259–2 (V), г – обр. M-1809-B (V)) до образования (д) по минералам кумулусного домена «гранулированной массы», в основном сложенной Opx, Omp, Prg, Mkt, обр. B-259-1 (V). Изображения в отраженных электронах

Fig. 3. Disintegration structures in magmatic pyroxenes: a – derived from Opx: Omp and Aeg-Aug in lamellae, sample B-31 (IV); б – from Cpx: Omp in matrix, sample B-31 (IV); в–г – increasing coalescence of disintegration products (в – sample 259-2 (V), г – sample M-1809-B (V)) prior to formation (д) from the minerals of the cumulus domain of “granulated mass” consisting mainly of Opx, Omp, Prg, Mkt, sample B-259-1 (V). BSE-images

Px полностью теряют нестехиометрические компоненты (преимущественно Na_2O и при дегидратации Amf – $H_2O \pm O_2$), в различной степени обогащая ими фракцию магматического флюида и дополнительно придавая ему щелочную специфику. Основную роль флюиды играют в качестве эффективного катализатора [Rubie, 1986], но, кроме того, участвуют при образовании водосодержащих фаз. В динамике развития метаморфического процесса состав флюидов постепенно усложняется: $H_2O \rightarrow H_2O + CO_2$ (Dol) $\rightarrow H_2O + CO_2$ + Cl (Amf, Bt, Ap) при повышенной фугитивности O_2 (магматический процесс – Chr $\pm$ Rt $\rightarrow$ Ilm + Fe_2O_3 (Aeg); метаморфический – Ky, Crn $\rightarrow$ Ky, Crn + Ilm $\rightarrow$ Ilm + Fe_2O_3 (Aeg)). Возможно, с высокой активностью O_2 связаны повышенные (0,33–0,34 к. ф.) и высокие (0,88–0,93 к. ф.) содержания TiO_2 в амфиболах – Ti-Prg и Ti-Mtm и в предполагаемом новом (?) минерале Na-Ca группы амфиболов Ti-Fe-Mtm (рис. 4), имеющем средний (n = 8) химический состав (мас.%): SiO_2–36,17; TiO_2–8,26; Al_2O_3–9,06; FeO–28,24; MgO–9,35; CaO–4,61; Na_2O–5,51 и предполагаемую кристаллохимическую формулу:

$(Na_{0,84})_{\Sigma 0,84}(Na_{0,75}Ca_{0,74}Fe^{2+}_{0,51})_{\Sigma 2,00}(Mg_{2,08}Fe^{3+}_{1,59}Fe^{2+}_{1,33})_{\Sigma 5,00}(Si_{5,39}Al_{1,59}Ti_{0,93}Fe^{3+}_{0,09})_{\Sigma 8,00}O_{22}(OH)_2$

с высокими содержаниями Fe^{3+} – 1,68 к. ф. и Ti – 0,93 к. ф.

Основными реакциями при взаимодействии Px-Pl являются: Opx + Pl_{Ca} + $Na_2O \rightarrow$ Na-Cpx + $Pl_{<Ca}$ + Spl и Cpx + Pl_{Ca} + $Na_2O \rightarrow$ Na-Cpx + $Pl_{<Ca}$ + Crn ($\pm$ участие Opx, Amf) (рис. 5).

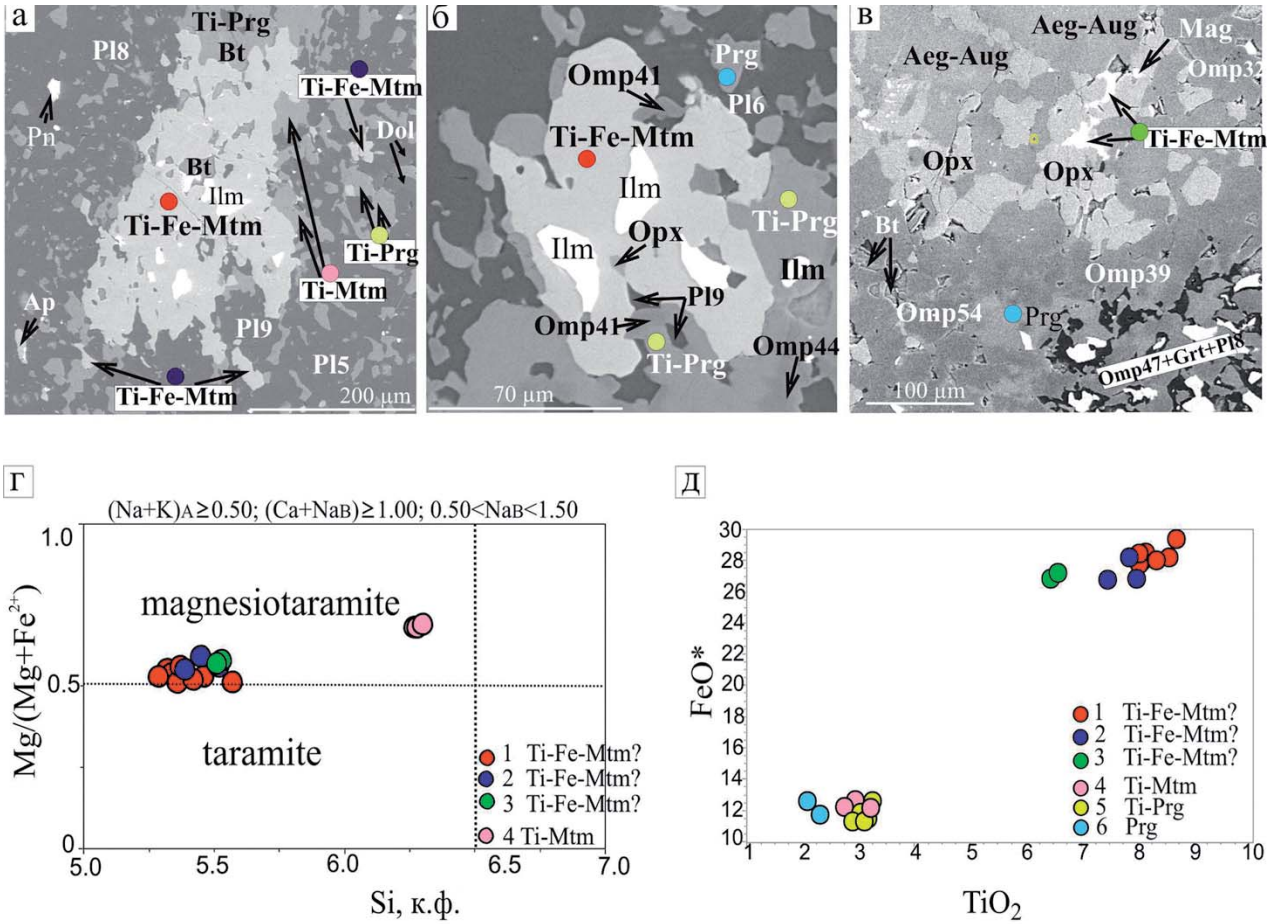


Рис. 4. Новый (?) минерал Ti-Fe-Mtm – амфибол Na-Ca группы: в относительно крупных зернах (красный цвет – а, б); в мелких включениях в Ab массе (синий цвет – а); в «скелетных» выделениях дендритового типа в Opx (зеленый цвет – в) и другие сопутствующие амфиболы (Ti-Mtm, Ti-Prg, Prg); г – на классификационной диаграмме [Leake et al., 1997]; д – на бинарной диаграмме TiO_2 – FeO*. Обр. IZ-M3/1 (VI). Изображения в отраженных электронах

Fig. 4. A new mineral (?) Ti-Fe-Mtm – amphibole of Na-Ca group: in relatively coarse grains (red colour – a, б); in fine inclusions in Ab-mass (blue colour – a); in "skeletal" aggregates of dendritic type in Opx (green colour – в) and other associated amphiboles (Ti-Mtm, Ti-Prg, Prg); г – on a classification diagram [Leake et al., 1997]; д – on binary TiO_2 – FeO* diagram. Sample IZ-M3/1 (VI). BSE-images

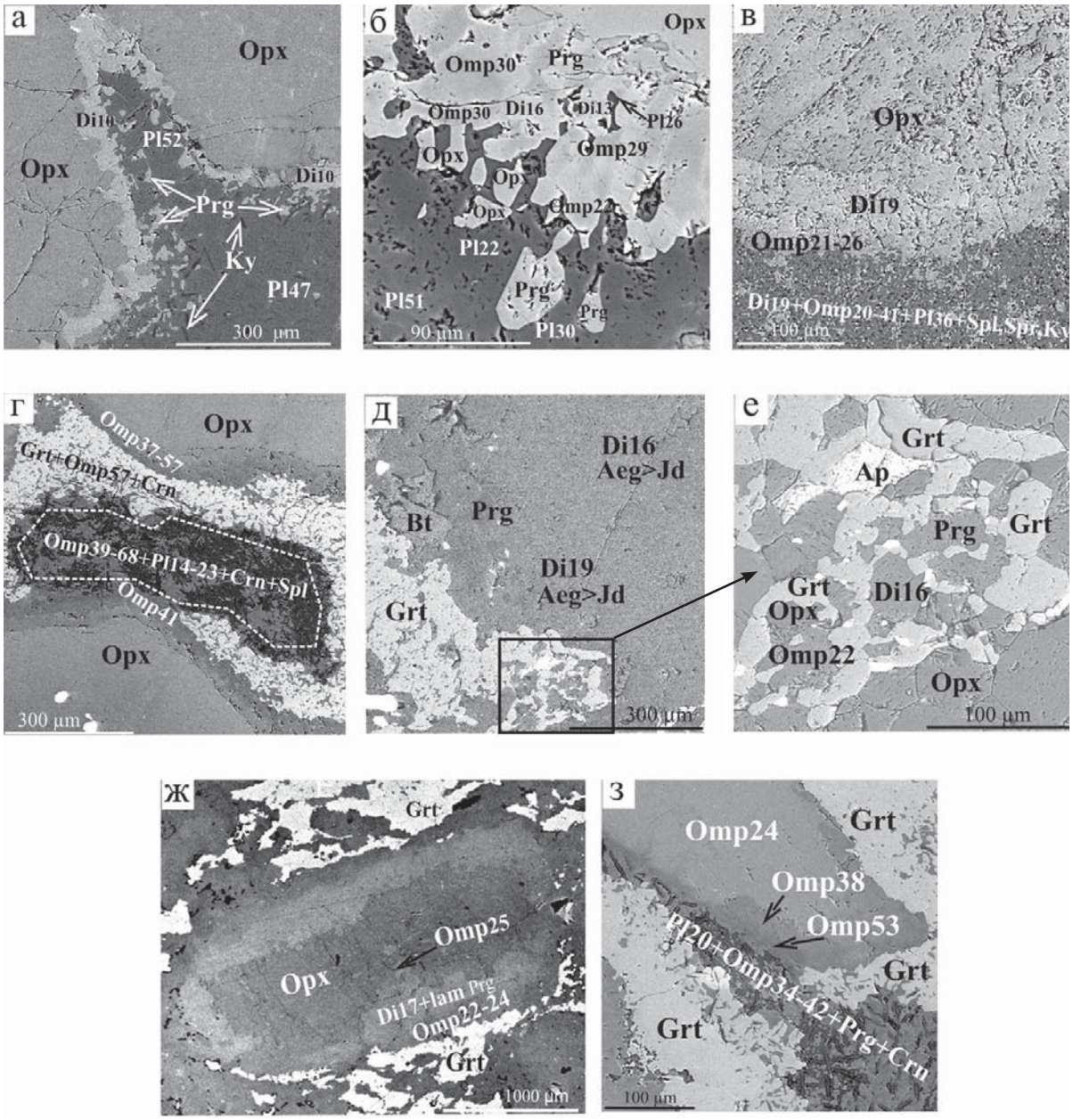


Рис. 5. Реакционные зоны на границах Opx и Pl: а – начальная стадия, обр. С-185-18-2 (I); б – полиминеральная зона, обр. М-2112 (III); в – Na-Di–Omp зона с интенсивным преобразованием Pl-домена, обр. В-291-8 (III); г – одна из конечных стадий образования реакционных Omp зон и максимального преобразования Pl-доменов с несогласными соотношениями с ними Grt минерализации, обр. В-30 (IV). Реакционные зоны на границах Cpx и Pl: д–е – магматический Di16 (Aeg > Jd) и реакционный Di19 (Aeg > Jd) с Grt зоной некоронарного типа, обр. В-16-65 (IV); ж – магматический пироксен сложного Opx-Cpx состава с узкой реакционной Omp22–24 зоной с фрагментами проявления некоронарной Grt минерализации, обр. В-32 (IV) [Володичев и др., 2008]; з – магматический Omp24 с реакционной Omp38–53 зоной и фрагментом Pl-домена сложного состава с отчетливо несогласными соотношениями с Grt минерализацией, обр. В-30 (IV). Изображения в отраженных электронах

Fig. 5. Reaction zones at Opx and Pl boundaries: a – initial stage, sample C-185-18-2 (I); б – polymineral zone, sample M-2112 (III); в – Na-Di–Omp zone of high-grade metamorphism of Pl-domain, sample B-291-8 (III); г – final stage in the formation of reaction Omp zones and highest-grade metamorphism Pl-domains with unconformably associated Grt mineralization, sample B-30 (IV). Reaction zones at Cpx and Pl boundaries: д–е – magmatic Di16 (Aeg > Jd) and reaction Di19 (Aeg > Jd) with Grt zone of non-corona type, sample B-16-65 (IV); ж – magmatic pyroxene of complex Opx-Cpx composition with a narrow reaction Omp22–24 zone with fragments of non-corona Grt mineralization, sample B-32 (IV) [Volodichev et al., 2008]; з – magmatic Omp24 with a reaction Omp38–53 zone and a fragment of a compositionally complex Pl-domain with clearly unconformable relationships with Grt mineralization, sample B-30 (IV). BSE-images

При этом фиксируется увеличение содержаний Na-компонента в Cpx – от 7–11% (I) до 12–73% (IV) и 26–58% (V–VI), снижение An-компонента в Pl – от 58–42% (I) до 13–4% (V–VI), повышение содержаний Na в Amf всех позиций – от 0,5–0,72 к. ф. (I) до 0,75–1,6 к. ф. (VI) с образованием амфиболов Na-Ca группы (Mtm и Mkt), что определяет ведущую роль aNa_2O в развитии субсолидусного метаморфизма (рис. 6, 7).

Omp20–73 (III–VI) и Aeg-Aug20–22 (IV–VI) представляют *третью генетическую генерацию*. Для Omp (V–VI) характерны повышенные (до 20%) содержания Aeg-компонента (см. рис. 5, д).

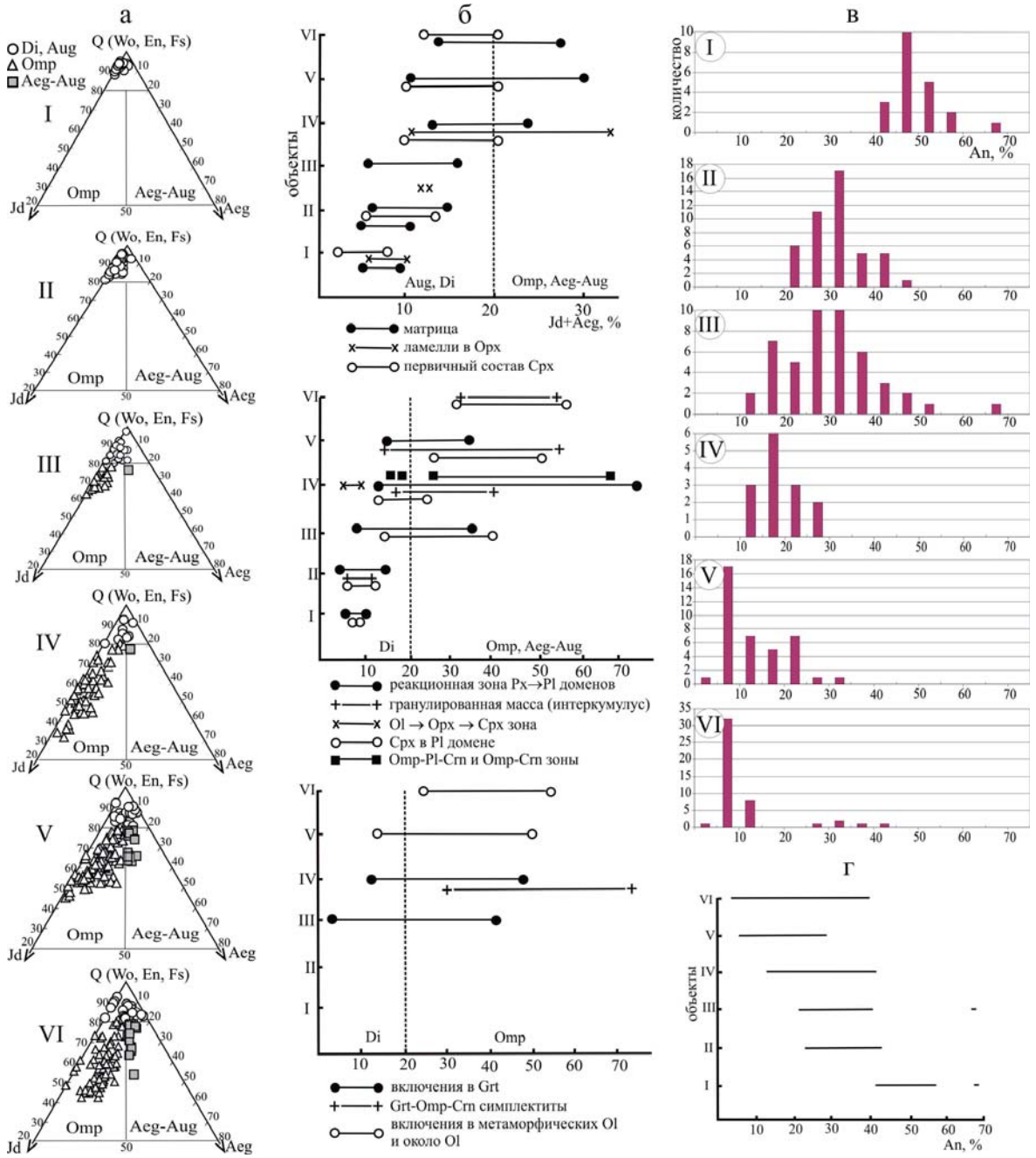


Рис. 6. Вариации состава клинопироксенов (а, б) и плагиоклазов (в, г) в изученных объектах ОГН КЛГН: а – на классификационной диаграмме [Morimoto et al., 1988]; б – на диаграмме объект – (Jd + Aeg); в – гистограммы содержаний An в Pl; г – на диаграмме объект – An

Fig. 6. Variations in the composition of clinopyroxenes (а, б) and plagioclases (в, г) in the studied OGN LGNC localities: a – on the classification diagram [Morimoto et al., 1988]; б – on the diagram locality – (Jd + Aeg); в – histograms of An concentration in Pl; г – on the diagram locality – An

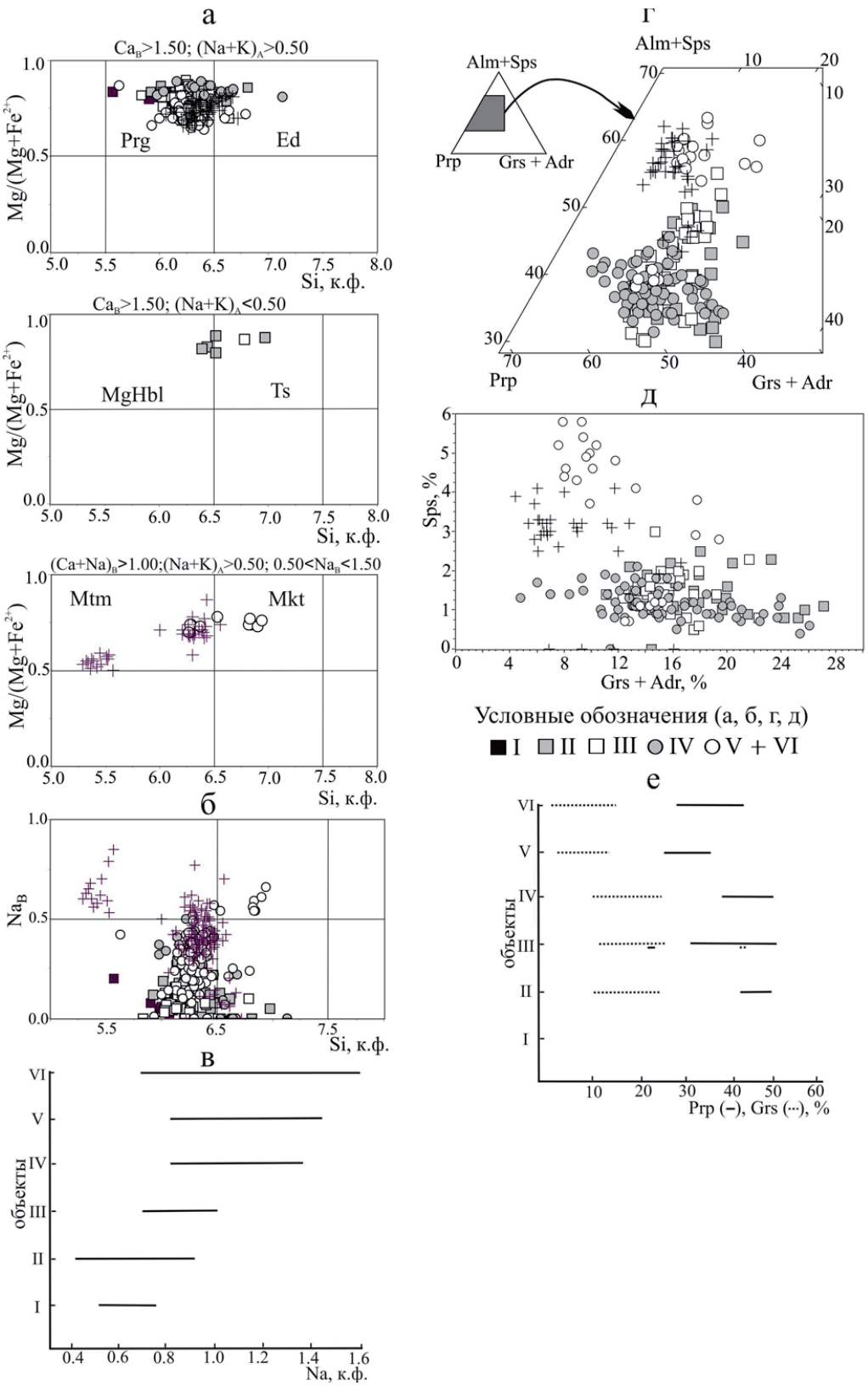


Рис. 7. Вариации состава амфиболов (а–в) и гранатов (г–е) в изученных объектах ОГН КЛГН: а – на классификационных диаграммах [Leake et al., 1997]; б–в – на диаграммах Na_B–Si (б) и объекты – Na (в); г–е – на диаграммах Prp – (Alm + Sps) – (Grs + Adr) (г), Sps – (Grs + Adr) (д) и объекты – (Prp, Grs) (е)

Fig. 7. Variations in the composition of amphiboles (а–в) and garnets (г–е) in the studied OGN LGNC localities: а – on classification diagrams [Leake et al., 1997]; б–в – on Na_B–Si diagram (б) and localities – Na (в); г–е – on diagrams Prp – (Alm + Sps) – (Grs + Adr) (г), Sps – (Grs + Adr) (д) and localities – (Prp, Grs) (е)

Общей особенностью изученных объектов является отсутствие в минеральном составе кварца, что, вероятно, отражает пониженную $aSiO_2$. Изучение особенностей распределения в Pl-доменах пар глиноземистых минералов-индикаторов относительной $aSiO_2$: Spl + SiO_2 ↔ Spr и Crn + SiO_2 ↔ Ky, а также серии анализов химического состава отдельных участков Pl-доменов с пересчетом их на модальный состав (табл. 1) показали отчетливо выраженную тенденцию к снижению $aSiO_2$ в ходе развития метаморфического процесса: Ab, An, Crn + Qz, Hyp → + Hyp, Ol → Ol, Npf (1,36–13,43 %) с max содержанием Npf для участка Omp39–68–Pl14–23 – Crn, Spl зоны.

Таблица 1. Химический (мас.%) и нормативный минеральный состав фрагментов метаморфизованных Pl-доменов объектов ОГН КЛГН

Table 1. Chemical (wt.%) and normative mineral composition of fragments of metamorphosed Pl-domains at the OGN LGNC localities

№ обр. Sample no.	B-291-8					B-30				B-259-3	IZ-M3/1
Объект Locality	III					IV				V	VI
Минер. состав Mineral composition	Pl30–38 + Di17–19 (Omp20–41), Amf, Spl, Spr, Ky, Crn					Pl14–23 + Omp39–68 + Crn, Spl		Grt + Omp34–71 + Crn		Pl9+ Omp26–46 + Opx + Amf	Pl0 + Omp54 + Opx + Amf
SiO_2	56,67	57,15	57,37	53,86	50,72	52,75	50,14	43,32	43,28	53,86	59,48
TiO_2										0,85	
Al_2O_3	27,63	27,03	26,21	29,58	28,15	27,91	28,05	19,60	22,50	12,41	14,66
FeO*	1,32	1,09	0,95	0,83	1,61	1,44	1,69	15,99	12,95	5,63	4,37
MnO								0,61	0,47		
MgO	0,89	0,99	0,97	1,47	4,45	3,75	4,78	12,19	10,64	10,66	5,19
CaO	6,42	5,86	6,72	8,00	9,72	6,79	8,64	7,02	7,81	10,36	7,76
Na_2O	6,65	6,38	7,03	6,26	5,36	7,37	6,70	1,28	2,34	5,94	8,00
K_2O	0,42	1,50	0,74							0,29	0,54
Сумма Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Нормативный минеральный состав (по методу CIPW) Normative mineral composition (according to the CIPW method)											
Quartz	0,19										
Corundum	4,56	4,25	1,62	4,73	1,67	3,44	1,32	4,74	4,45		
Orthoclase	2,47	8,85	4,40							1,71	3,17
Albite	56,30	53,98	55,36	50,48	33,86	44,76	31,32	10,85	18,46	30,37	51,22
Anorthite	31,85	29,08	33,35	39,69	48,20	33,69	42,89	34,81	38,77	6,32	2,49
Nepheline			2,21	1,36	6,23	9,53	13,73		0,71	10,79	8,95
Diopside										36,14	29,33
Hypersthene	4,64	2,09						18,18			
Olivine		1,74	3,05	3,73	10,04	8,59	10,74	31,42	37,61	13,07	4,86
Ilmenite										1,61	
Сумма Total	100,00	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01
Pl,%	90,62	91,91	93,11	90,17	82,06	78,45	74,21	45,66	57,23	38,40	56,88
An,%	35	32	36	44	59	42	58	76	68	16	4

Примечание. FeO* – все железо в виде FeO.

Note. FeO* – all iron as FeO.

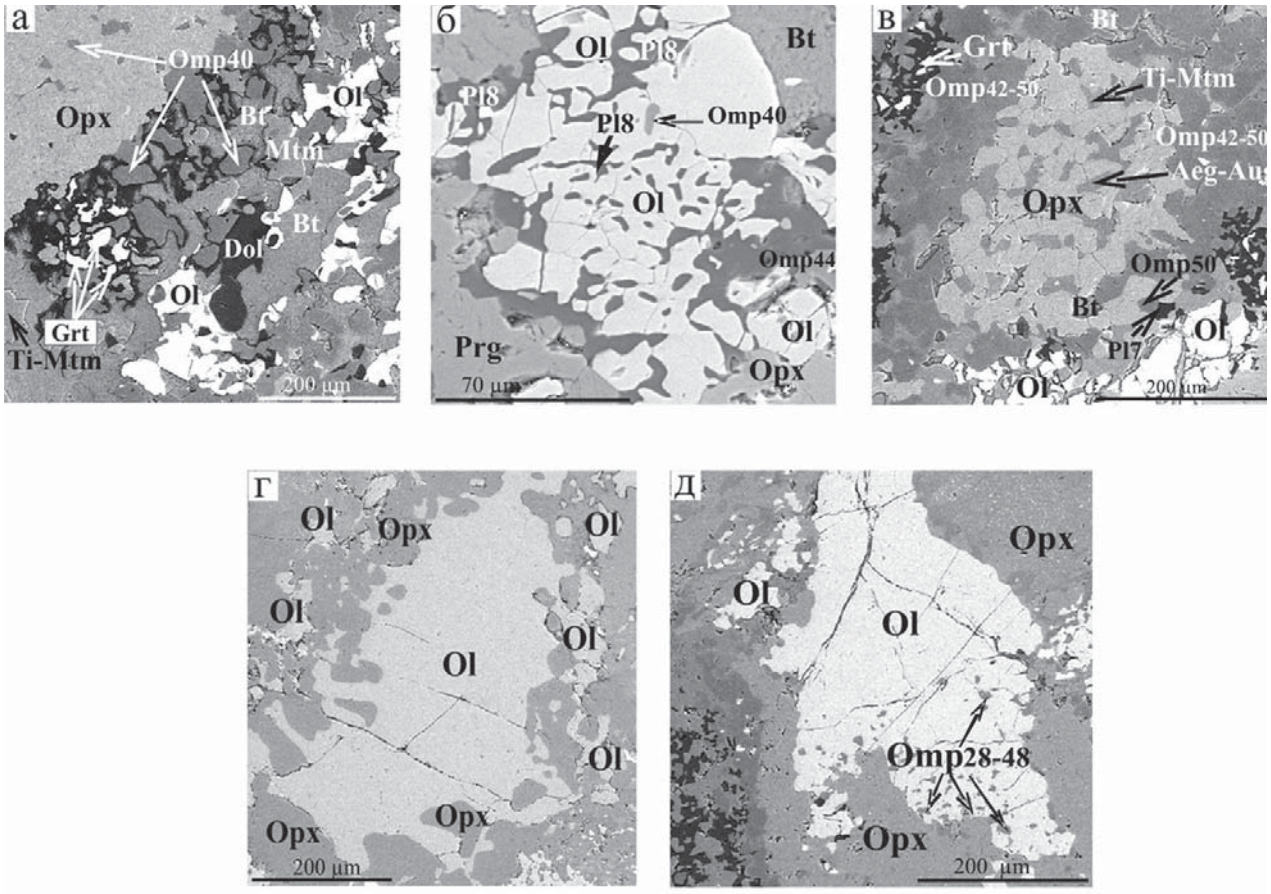


Рис. 8. Метаморфические оливины а–б: а – скелетные образования (верхняя правая часть фото), обр. IZ-M3/1 (VI); б – порфиробластическая форма роста с включениями Omp и Ab, обр. B-259 (V); в–д – развитие Opx поздней генерации – с включениями Omp, Ti-Mtm, Aeg-Aug, Bt по магматическому (в – обр. IZ-M3/1 (VI), г – обр. B-30 (IV)) и метаморфическому (д – обр. B-259–3 (V)) оливинам. Изображения в отраженных электронах

Fig. 8. Metamorphic olivines а–б: а – skeletal structures (upper right part of the photo), sample IZ-M3/1 (VI); б – porphyroblastic form of growth with Omp and Ab inclusions, sample B-259 (V); в–д – evolution of late Opx generation – with Omp, Ti-Mtm, Aeg-Aug and Bt inclusions derived from magmatic (в – sample IZ-M3/1 (VI), г – sample B-30 (IV)) and metamorphic (д – sample B-259–3 (V)) olivines. BSE-images

В образцах V–VI объектов снижение $aSiO_2$ определяется и образованием метаморфического Ol, который от магматического отличается размерами и формами выделений – от мелких червеобразной и скелетной формы до крупных, участками образующих скопления, порфиробластов с многочисленными включениями Omp20–52, Pl7–10, Aeg-Aug24–26, Mtm, Prg, Opx, Dol (рис. 8, а, б). С дальнейшей эволюцией петрографического состава пород связано образование новой генерации метаморфического Opx, содержащего в некоторых кристаллах включения Omp, Ti-Mtm, Aeg-Aug, Bt (рис. 8, в) и развивающегося по магматическому (IV–VI; рис. 8, в, г) и метаморфическому (V–VI; рис. 8, д) Ol.

Эта генерация Opx вместе с ассоциацией Grt-Opx-Bt с характерными структурами роста дендритового типа представляют заключительную стадию развития субсолидусного метаморфизма (рис. 9), стадию образования всего граната с различными количественными соотношениями с другими компонентами – от резко преобладающего Grt состава (IV; рис. 10, а–д) до минимального (V–VI; рис. 10, е–ж) с нередкими участками породы, акцентированного Omp-Pl состава, при полном отсутствии Grt (III–V–VI) (рис. 10, з–и). Состав Grt относительно стабилен на объектах II–IV с некоторым снижением содержаний Prp и Grs при повышении содержаний Alm Sps на объекте V–VI (см. рис. 7).

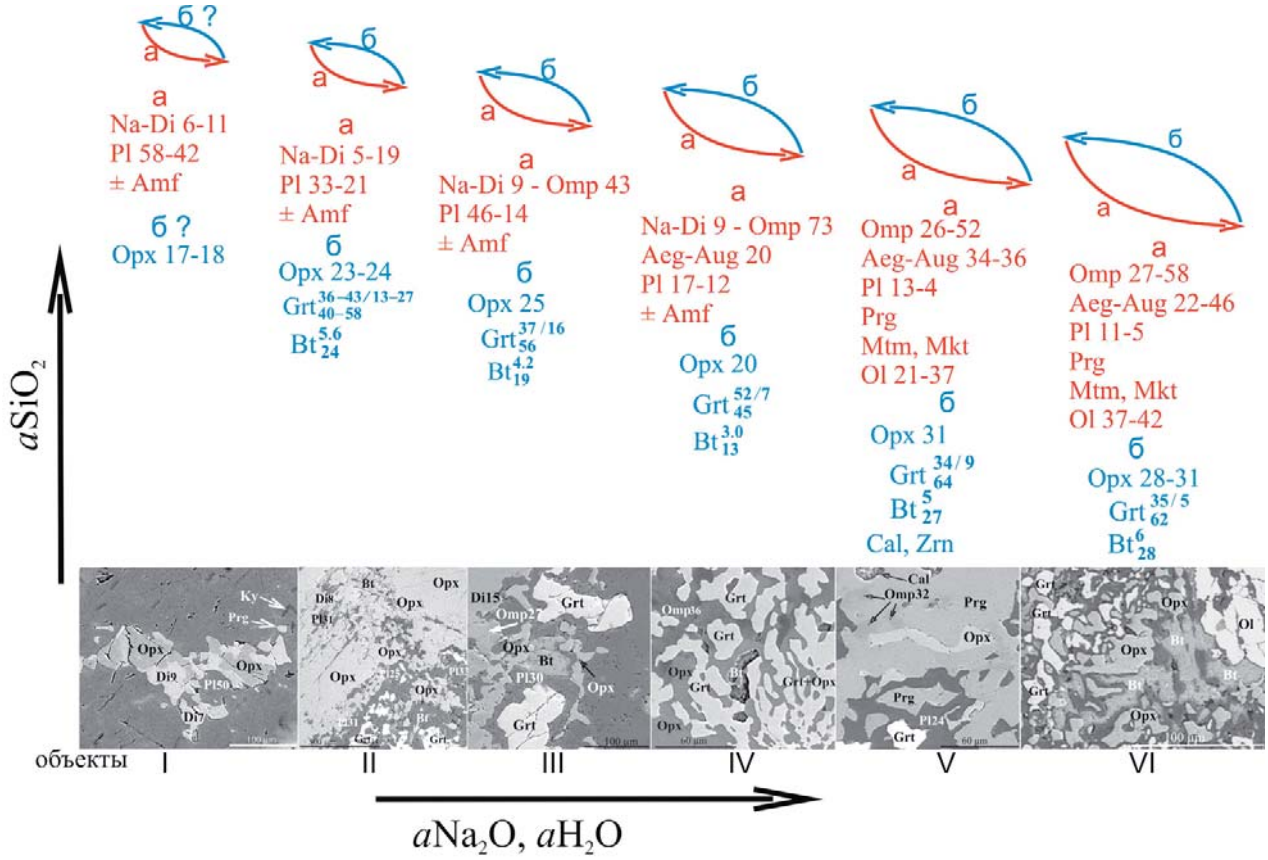


Рис. 9. Эволюционный ряд стадий развития пироксен-плагиоклазовых реакционных зон на диаграмме $a\mathrm{SiO_2}$ – ($a\mathrm{Na_2O}$, $a\mathrm{H_2O}$) (красным цветом и буквой а обозначена стадия выщелачивания, синим цветом и буквой б – стадия осаждения выщелоченных элементов; здесь цифровые индексы минералов: $\mathrm{Grt_F^{Prp/Grs+Adr}}$, $\mathrm{Bt_F^{TiO_2}}$.

На микрозондовых фото – минералы Grt-Opx (± Bt) стадии: I – более позднее (?) относительно Di9 образование Opx, обр. С-185-18-2; II–III – Grt-Opx-Bt ассоциация в Pl-доменах, обр. В-157-3 и М-2112; IV–VI – типичные скелетные дендритовые формы роста кристаллов Opx, Grt, Bt – обр. В-30, В 259-3, IZ-M3/1, соответственно

Fig. 9. Stepwise evolution of pyroxene-plagioclase reaction zones on $a\mathrm{SiO_2}$ – ($a\mathrm{Na_2O}$, $a\mathrm{H_2O}$) diagram (red colour and the letter a indicate a leaching stage, blue colour and the letter б indicate a leached element precipitation stage; the digital indices of minerals are used here: $\mathrm{Grt_F^{Prp/Grs+Adr}}$, $\mathrm{Bt_F^{TiO_2}}$.

BSE-images show minerals at Grt-Opx (± Bt) stage: I – post-Di9 (?) formation of Opx, sample C-185-18-2; II–III – Grt-Opx-Bt association in Pl-domains, sample B-157-3 and M-2112; IV–VI – typical skeletal dendritic forms of Opx, Grt and Bt crystal growth – sample B-30, B 259-3, IZ-M3/1, respectively

Результаты исследования

В развитии реакционных процессов отмечается проявление цикличности с двумя стадиями, активно развивающимися на всех ступенях интенсивности проявления метаморфизма (I–VI): это Na-щелочная стадия, сопровождающаяся выщелачиванием основных компонентов (Mg, Fe, Ca) при возрастающей $a\mathrm{H_2O}$ и $a\mathrm{Na_2O}$ и снижающейся $a\mathrm{SiO_2}$, и стадия осаждения выщелоченных компонентов с образованием Opx (Fe, Mg) и Grt (Fe, Mg, Ca) при повышении $a\mathrm{SiO_2}$ (адекватно компенсационный процесс) (см. рис. 9). Подобная стадийность, в принципе, соответствует метасоматическому процессу, но при условии пространственной разобщенности их проявлений и при привносе-выносе компонентов. В данном случае процесс кристаллизации пространственно совмещен и происходит с сохранением объемов *в автономных изохимических условиях (автометасоматоз?).* Вся серия пород, отражающая возрастающую степень их метаморфизма, имеет весьма близкие химические составы пород, сопоставимые со средними (n = 32) составами ОГН КЛГН [Степанов, 1981] (рис. 11). Более того, содержание $\mathrm{Na_2O}$, например, в обр. В-30 (IV) с Omp68–73 составляет 1,4 мас.% [Володичев и др., 2008], что соответствует равному (1,62 мас.%) среднему содержанию $\mathrm{Na_2O}$ в ОГН КЛГН Беломорья [Степанов, 1981] (табл. 2, рис. 11).

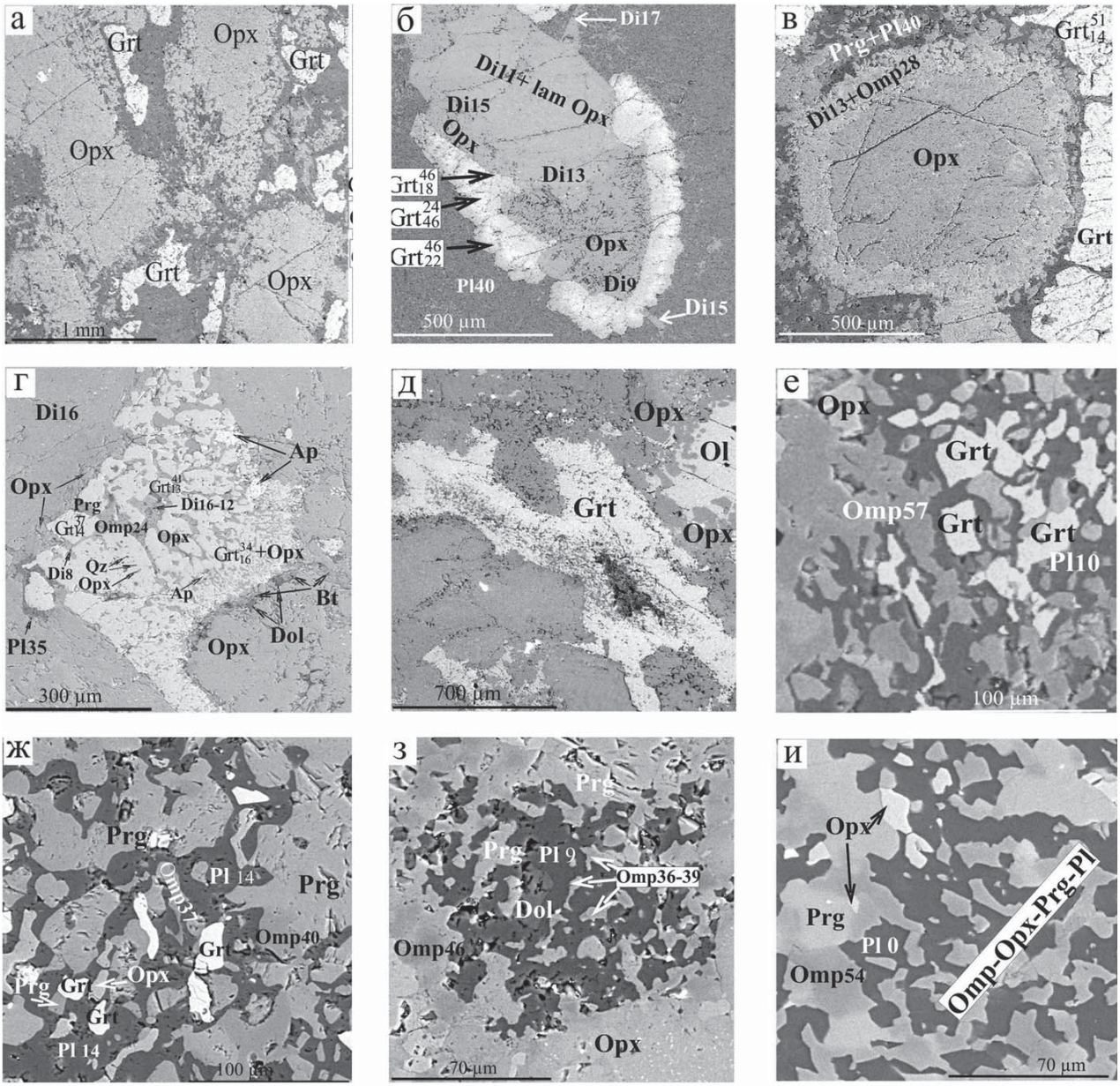


Рис. 10. Формы кристаллизации гранатов (а–ж) и безгранатовые участки Pl-доменов, содержащих Omp (з–и):

а – «плавающий» тип кристаллизации Grt в Pl-домене вне взаимодействия с пироксен-плагиоклазовыми реакционными зонами, обр. B-157-13 (IIa); б – «контактный» тип – несогласное образование сложной по составу Grt короны на границах с рядом соседствующих магматических кристаллов Opx и Cpx без образования реакционных зон, обр. B-291–8 (III); в-промежуточная стадия образования коронарной структуры с сохранением признаков дисперсности зон Omp-Prg-Pl и Grt составов, обр. M-2112 (III); г – Grt агрегат в интеркумулусном домене с включениями Di, Omp и Prg в части, примыкающей к кристаллу Cpx, и Grt-Opx симплектитом в части, пограничной с кристаллом Opx, обр. M-2112 (III); д – участок максимальной гранатизации Pl-домена с вариациями внутреннего строения без четких форм коронарных структур, обр. B-30 (IV); е – гранаты с дендритовыми структурами роста в Pl-домене, обр. IZ-M3/1 (VI); ж – единичные проявления Grt в Pl-домене, обр. M-1809-B (V); з–и – типичные для объектов V (обр. B-259–3) и VI (обр. IZ-M3/1) безгранатовые участки Pl-доменов с дендритовыми структурами роста Omp, Opx, Prg. Изображения в отраженных электронах

Fig. 10. Forms of garnet crystallization (а–ж) and garnet-free portions of Pl-domains containing Omp (з–и):

a – “floating” type of Grt crystallization in Pl-domain outside a relationship with pyroxene-plagioclase reaction zones, sample B-157–13 (IIa); б – “contact” type – unconformable formation of compositionally complex Grt corona at the boundary with some neighbouring magmatic Opx and Cpx crystals without the formation of reaction zones, sample B-291–8 (III); в-an intermediate stage in the formation of coronary structure with indications of dispersivity of Omp-Prg-Pl zones and Grt composition, sample M-2112 (III); г – Grt-aggregate in an intercumulus domain with Di, Omp and Prg inclusions in the portion adjacent to the Cpx crystal and Grt-Opx symplectite in the portion adjacent to the Opx crystal, sample M-2112 (III); д – maximum Pl-domain garnetization zone with variations in internal structure without distinct shapes of corona structures, sample B-30 (IV); e – garnets with dendritic growth structures in Pl-domain, sample IZ-M3/1 (VI); ж – single Grt occurrences in Pl-domain, sample M-1809-B (V); з–и – garnet-free portions of Pl-domains with dendritic Omp, Opx, Prg growth structures typical of V-localities (sample B-259–3) and VI (sample IZ-M3/1). BSE-images

Таблица 2. Химический состав (мас.%) объектов ОГН КЛГН

Table 2. Chemical composition (mas.%) of OGN LGNC localities

Объект Localities	I	IIa	IIб	III	IV	V	VI	Ol габбронорит [Степанов, 1981] Ol gabbronorite [Stepanov, 1981]
Среднее Average	1	1	1	1	3	5	3	32
SiO_2	49,08	51,90	47,38	50,16	48,83	49,70	49,69	49,35
TiO_2	0,61	0,53	0,92	0,63	0,56	0,70	0,71	0,61
Al_2O_3	12,22	10,66	8,28	9,55	9,71	7,27	8,04	11,13
Fe_2O_3	2,36	1,77	1,65	0,56	1,77	2,15	1,65	1,38
FeO	8,02	8,62	9,62	10,20	8,64	9,92	9,93	9,03
MnO	0,13	0,175	0,22	0,182	0,18	0,19	0,19	0,22
MgO	15,21	15,27	22,17	17,62	19,09	17,70	17,89	17,17
CaO	8,58	7,40	7,46	7,86	8,52	8,04	8,14	8,06
Na_2O	2,27	1,80	1,10	1,40	1,37	2,29	2,27	1,62
K_2O	0,55	0,66	0,35	0,43	0,33	0,63	0,63	0,46
P_2O_5	0,08	0,11	0,03	0,06	0,06	0,14	0,13	0,09
Ппп LOI	0	0,77	0,64	0,84	0,79	1,26	0,90	0,56
# Mg	72,77	72,71	78,06	74,58	76,82	72,69	73,21	74,87

Примечание. 0 – ниже предела определения. # Mg = 100* (MgO/40,3) / ((FeOtot/71,85) + (MgO/40,3)).

Note. 0 – below detection limit. # Mg = 100* (MgO/40.3) / ((FeOtot/71.85) + (MgO/40.3)).

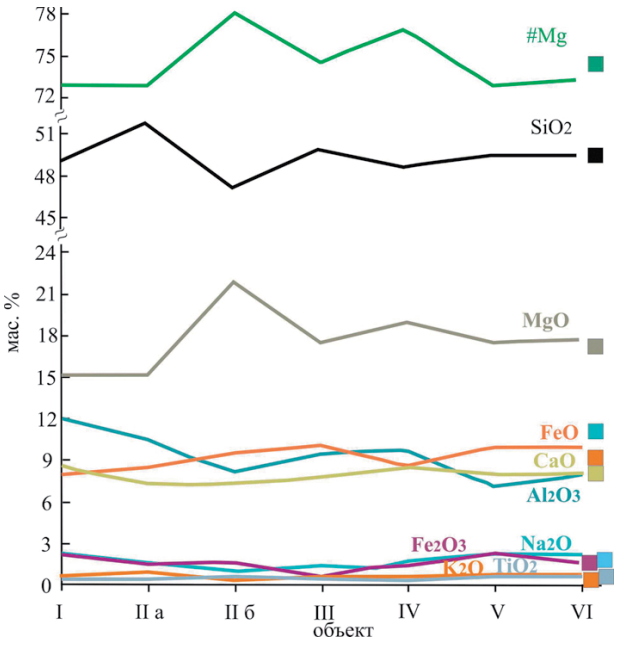


Рис. 11. Вариационная диаграмма содержаний окислов породообразующих элементов в объектах ОГН КЛГН. Средние составы Ol габброноритов из работы [Степанов, 1981] обозначены квадратами

Fig. 11. Variation diagram showing the concentrations of rock-forming element oxides at the OGN LGNC localities. Average compositions of Ol of gabbronorites after [Stepanov, 1981] are indicated by squares

Щелочная специфика изученного субсолидусного метаморфизма является *исключительной* среди подобных мировых субэклогитовых проявлений. Очевидно, она обусловлена автономным магматическим источником – особенностями флюида (в первую очередь, степенью обогащения Na_2O и O_2) и минерального состава породы – нестехиометрический состав Px, магматические Omp и Aeg-Aug, отсутствие Qz (за исключением обр. B-157–13, IIa) и лабрадоровый состав Pl. В присутствии в породах более основного Pl (битовнита или анортита) при реакции с водой образуются Zo, Qz + Ky, Ph, Pg, что характерно для ряда мировых петрологических аналогов, флюиды в которых, вероятно, приобретают относительно кислотный состав и положительные aH_2O, aNa_2O и $aSiO_2$. Однако и в породах ОГН КЛГН иногда встречаются и магматический Qz, обычно в участках гранофировой структуры Qz-Pl (олигоклазового) и Qz-Kfs составов [Степанов, 1981], а также и метаморфический Qz, в том числе и в ассоциации с Omf [Кориковский, 2005; Володичев и др., 2008; Dokukina, Konilov, 2011; Perchuk, Morgunova, 2014].

При метаморфических реакциях происходил статический рост строго *in sity* в различных участках морфоструктуры породы с образованием

в единых P-T условиях в соответствии с химическим составом микроучастков минеральных ассоциаций со значительно различающимися химическими составами минералов. Это является особенно примечательным и значимым (?) для вариаций в пределах шлифа содержаний Jd в Cpx (например, 8–41 % Jd в III; 12–73 % Jd в IV; 30–58 % Jd в VI) в ассоциации с Pl, которые, естественно, предопределяют вопрос – являются ли составы Omp реакционных генераций в совокупности с магматическими и экссолюционными функцией барических параметров для субсолидусного метаморфизма. Другая сторона вопроса связана с проблемой парагенезиса Omp с Grt, которые, как позволяют заключить приведенные ранее данные, либо были образованы в рамках одного процесса, но дискретно, на разных стадиях его развития и в разных геохимических условиях (рис. 9; 10, а–ж), либо образование Omp не сопровождалось образованием Grt (см. рис. 3, д; 5, б, в; 10, з–и).

Определяющая исключительную неравновесность большая вариативность состава минералов в пределах одного шлифа, осложняющая корректное определение P-T условий метаморфизма, объясняется высокими скоростями кристаллизации минералов, что вместе с активностями, в данном случае aH_2O, aNa_2O и $aSiO_2$, в неравновесной термодинамике [Fisher, 1973] определяет кинетические факторы метаморфизма. Отчетливым признаком высоких скоростей, вероятно, превышающих оптимальные для диффузионного механизма кристаллизации, являются широко распространенные своеобразные формы роста дендритового типа (амебообразные, червеобразные, скелетные), обнаруженные у целого ряда минералов – Na-Di, Omp, Opx, Grt, Amf, Spl, Ol без проявления стадии гомогенизации составов. При этом допускаются различия в скоростях – от высоких, но допускающих образование подобия коронарных структур при низком-среднем уровне (I–III) развития метаморфизма до высоких-ультравысоких (?) в маломощных дайках V (N = 1,5–0,3 м) и VI (N = 0,3–0,4 м), без участия процесса коронообразования.

По качественному составу минералов P-T условия субсолидусного метаморфизма соответствуют HP гранулитовой фации для всех (I–VI) стадий его проявления. Определение конкретных условий сопряжено со сложностями, обусловленными преобладающей неравновесностью минералов. В таких случаях некоторые исследователи [Mørk, 1985; Gilotti, Elvevold, 1998] детализацию не проводили. Все же предпринятая попытка представляется желательной и оправданной. T = 800 ± 20 °C была определена (обр. M-2112, III и B-16–66, IV) с использованием Spr-Spl геотермометра [Owen, Greenough, 1991]. При ассоциации Opx-Ky нижняя граница P-условий соответствует ≈ 10 кбар при использовании условий инверсии Sill-Ky при T = 800 °C на современных P-T схемах метаморфических фаций [Brown, 2014]. Серия анализов Grt-Opx пар (обр. B-157–13, IIa; B-291–8 и M-2112, III; B-30, IV и B-259–2, V) с использованием Grt-Opx геобарометров [Harley, 1984; Аранович, Косякова, 1987], обнаруживших большую сходимость результатов, показала большой разброс полученных данных в диапазоне от 2 до 29 кбар, но с относительно преимущественными значениями 9–13 кбар и 12 кбар (обр. B-259-2, V) в зерне Grt с включением Opx, как наиболее вероятный пример точечного равновесия. В результате – T = 800 ± 20 °C и P = 10–13 кбар могут быть приняты в качестве параметров, соответствующих условиям проявленного в дайках субсолидусного метаморфизма в автоклавном режиме при снижении давлений в маломощных дайках (до 0,3 м), содержащих Omp26–58 без Ky и других глиноземистых минералов, до уровня литостатического ~ 7 кбар, определенного в зоне контактового метаморфизма дайки IV (обр. B-171 [Володичев и др., 2008]) (рис. 12).

Определение барических условий методами с участием Jd (max) дает неоднозначные результаты. Для бескварцевых ассоциаций при использовании изоплеты Ne + Ab = 2Jd

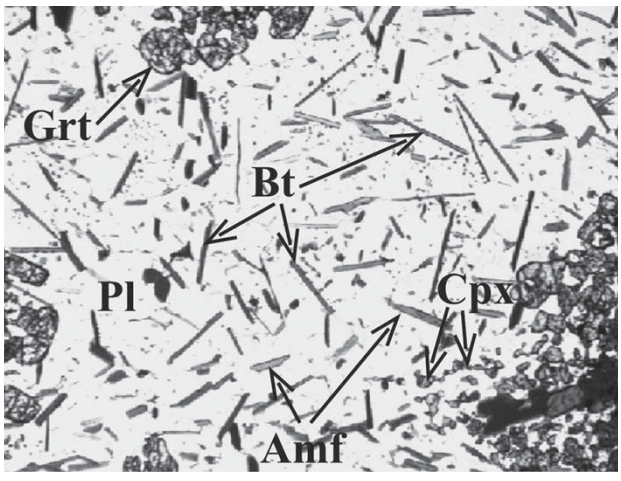


Рис. 12. Участок массивного изотропного строения в Grt-Cpx-Amf-Bt гнейсе – зона контактового метаморфизма (обр. B-179-1 (IV)) [Володичев и др., 2008]. Без анализатора. Увеличение 40x

Fig. 12. Locality showing massive isotropic structure in Grt-Cpx-Amf-Bt gneiss – contact metamorphic zone (sample B-179-1 (IV)) [Volodichev et al., 2008]. No analyzer. Magnification 40x

[Gasparik, 1985] давление соответствует 12–13 кбар, а для кварцсодержащих ассоциаций, которые отмечались ранее [Володичев и др., 2008; Dokukina, Konilov, 2011], использование изоплеты Ab = Jd (70 %) + Qz [Holland, 1980] при T = 800 °C давление соответствует 19–20 кбар.

Альтернативные модели метаморфических преобразований: дайки оливиновых габброноритов совместно с вмещающими породами были метаморфизованы в условиях эклогитовой фации при HP = 16–17,5 кбар с признаками UHP метаморфизма [Dokukina, Konilov, 2011] или при HP-UHP условиях, равных 18–32 кбар [Perchuk, Morgunova, 2014].

Возраст субсолидусного метаморфизма устанавливается достаточно определенно. На о-ве Избная Луда метаморфизованная в субсолидусных условиях дайка V сечется дайками двух возрастных генераций [Stepanova, Stepanov, 2010] – автометаморфизованной дайкой VI второй фазы становления КЛГН и дайкой коронитовых габбро с возрастом 2,12 млрд лет. В дайке IV с возрастом 2393 ± 13 млн лет в цирконе с $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом 2392 ± 11 млн лет содержатся включения Opx и Cpx 14 % Jd [Volodichev et al., 2012], что, вероятно, соответствует времени проявления субсолидусного метаморфизма.

В северной части дайки IV при ее блокировке, сопровождающейся «эффектом Седерхольма», происходила перекристаллизация минералов субсолидусного метаморфизма с гомогенизацией их состава и с образованием в результате Grt – Omp25–30 ± Opx, Amf эклогитовой ассоциации, предположительно образованной в условиях HP гранулитовой – амфиболитовой фаций. Особенности механизма подобного преобразования еще предстоит изучить.

Заключение

«Частичная эклогитизация» (Omp + Pl ± Grt ассоциация) палеопротерозойских оливиновых габброноритов Беломорского подвижного пояса происходила при их субсолидусном метаморфизме, специфика которого и динамика его развития определялись, главным образом, составом исходной магмы и различиями в степени ее дифференциации в малых интрузивных телах. Метаморфизм развивался в закрытых системах в изохимических условиях при повышенной активности магматических флюидов с образованием крайне неравновесных минеральных ассоциаций без стадии их гомогенизации, что определяет основную роль кинетических факторов в его развитии с дифференциальной активностью H_2O, Na_2O и SiO_2 компонентов и с высокими скоростями кристаллизации минералов в контрастных относительно вмещающих пород P-T условиях, в автоклавном режиме при T ≈ 800 °C и P ≈ 10–13 кбар с вероятным снижением до литостатического уровня (P ≈ 7 кбар) в маломощных (до 20–30 см) дайках, содержащих Omp26–58.

Авторы выражают искреннюю благодарность В. С. Степанову и А. В. Степановой за представленную возможность использования при исследованиях образцов из их коллекций с о-вов Шангостров и Избная Луда. Авторы признательны анонимному рецензенту и К. А. Докукиной за ряд ценных замечаний, которые были учтены при последней редакции рукописи.

Литература

Аранович Л. Я., Косякова Н. А. Гранат-ортопироксеновый геотермобарометр: термодинамика и применение // Геохимия. 1987. № 10. С. 1363–1377.

Володичев О. И., Парфенова О. В., Кузенко Т. И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов-габброноритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. № 11. С. 37–61.

Кориковский С. П. Проградные преобразования габброноритов при эклогитизации в температурном интервале 600–700 °C // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1352–1366.

Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М., 1971. 191 с.

Anderson E. D., Moecher D. P. Omphacite breakdown reactions and relation to eclogite exhumation rates // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. Vol. 154. P. 253–277. doi: 10.1007/s00410-007-0192-x

Brown M. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics // Geosci. Front. 2014. Vol. 5. P. 553–569. doi: 10.1016/j.gsf.2014.02.005

Bucher K., Grapes R. The eclogite-facies allalin gabbro of the Zermatt-Saas Ophiolite, Western Alps: a record of subduction zone hydration // J. Petrol. 2009. Vol. 50. P. 1405–1442. doi: 10.1093/petrology/egp035

Cox R., Indares A. Transformation of Fe-Ti gabbro to coronite, eclogite and amphibolite in the Baie du Nord segment, eastern Grenville Province // J. Metamorph. Geol. 1999. Vol. 17. P. 537–555.

Dokukina K. A., Konilov A. N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // In Ultrahigh-pressure metamorphism. 25 years after the discovery of coesite and diamond (Eds.: L. Dobrzhinetskaya, S. Cuthbert, W. Faryad, S. Wallis). Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 579–621. doi: 10.1016/B978-0-12-385144-4.00017-5

Faryad S. W., Kachlık V., Slama J., Hoinkes G. Implication of corona formation in a metatroctolite to the

granulite facies overprint of HP-UHP rocks in the Moldanubian zone (Bohemian Massif) // J. Metamorph. Geol. 2015. Vol. 33. P. 295–310. doi:10.1111/jmg.12121

Fisher G. W. Nonequilibrium thermodynamics as a model for diffusion-controlled metamorphic processes // Amer. J. of Science. 1973. Vol. 273. P. 897–924.

Gasparik T. Experimentally determined composition of diopside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200–1350 °C and 15–34 kbar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49, no. 3. P. 865–870.

Gilotti J. A., Elvevold S. Partial eclogitization of the Ambolten gabbronorite, North-East Greenland Caledonides // Schweiz. Mineral. Petrol. Petrogr. Mitt. 1998. Vol. 78. P. 273–292.

Harley S. L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 and CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 // J. of Petrol. 1984. Vol. 25, no. 3. P. 665–694.

Holland T. J. B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200 grad. C // Am. Mineral. 1980. Vol. 65. P. 129–134.

Indares A. Eclogitized gabbros from the eastern Grenville Province: textures, metamorphic context and implications // Can. J. of Earth Sci. 1993. Vol. 30. P. 159–173.

Lang H. M., Gilotti J. A. Plagioclase replacement textures in partially eclogitised gabbros from the Sandal mafic–ultramafic complex, Greenland Caledonides // J. Metamorph. Geol. 2001. Vol. 19. P. 495–515.

Leake B. E., Woolley A. R. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Eur. J. Mineral. 1997. Vol. 9. P. 623–651.

Molina J. F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. The eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism // Lithos. 2002. Vol. 61. P. 55–78.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K. et al. Nomenclature of pyroxenes // Am. Mineral. 1988. Vol. 73. P. 1123–1133.

Mørk M. B. E. A gabbro to eclogite transition on Flemsøy, Sunmøre, western Norway // Chem. Geol. 1985. Vol. 50. P. 283–310.

Mørk M. B. E. Coronite and eclogite formation in olivine gabbro (Western Norway): reaction paths and garnet zoning // Mineral. Mag. 1986. Vol. 50. P. 417–426.

O'Brien P. J., Röhr C., Okrusch M., Patzak M. Eclogite facies relics and a multistage breakdown in metabasite of the KTB pilot hole, NE Bavaria: implications for the Variscan tectonmetamorphic evolution of the NW Bohemian Massif // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. Vol. 112. P. 261–278.

Owen J. V., Greenough J. D. An empirical sapphirine-spinel Mg-Fe exchange thermometer and its application to high grade xenoliths in the Popes Harbour dyke, NovaScotia, Canada // Lithos. 1991. Vol. 26. P. 317–332.

Perchuk A. L., Morgunova A. A. Variable P-T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 614–629. doi: 10.1016/j.gr.2012.09.009

Proyer A., Postl W. Eclogitized Gabbros from Gressenberg, Koralpe, Austria: transformation phenomena and their interpretation // Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark. 2010. Vol. 140. P. 45–67.

Rubie D. C. The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism // Mineral. Mag. 1986. Vol. 50, no. 357. P. 399–415. doi: 10.1180/minmag.1986.050.357.05

Stepanova A. V., Stepanov V. S. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precamb. Res. 2010. Vol. 183. P. 602–616. doi: 10.1016/j.precamres.2010.08.016

Volodichev O., Slabunov A., Bibikova E., Konilov A. Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian / Baltic Shield, Russia // The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium. Abstract volume. 2003. P. 157–158.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Sibelev O. S., Skublov S. G., Kuzenko T. I. Geochronology, mineral inclusions, and geochemistry of zircons in eclogitized gabbronorites in the Gridino Area, Belomorian Province // Geochem. Int. 2012. Vol. 50, no. 8. P. 657–670. doi: 10.1134/S0016702912060080

Volodichev O. I., Maksimov O. A., Kuzenko T. I., Slabunov A. I. Archean zircons with omphacite inclusions from eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: the first finding // Minerals. 2021. Vol. 11. P. 1029. doi: 10.3390/min11101029

Wayte G. J., Worden R. H., Rubie D. C., Droop G. T. R. A TEM study of disequilibrium plagioclase breakdown at high pressure: the role of infiltrating fluid // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. Vol. 101. P. 426–437.

Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Am. Mineral. 2010. Vol. 95. P. 185–187. doi: 10.2138/am.2010.3371 185

Zhang R. Y., Liou J. G. Partial transformation of gabbro to coesite-bearing eclogite from Yangkou, the Sulu terrane, eastern China // J. Metamorph. Geol. 1997. Vol. 15. P. 183–202.

References

Anderson E. D., Moecher D. P. Omphacite breakdown reactions and relation to eclogite exhumation rates. *Contrib. Mineral. Petrol*. 2007;154:253–277. doi: 10.1007/s00410-007-0192-x

Aranovich L. Ya., Kosyakova N. A. Garnet-orthopyroxene geothermobarometer: thermodynamics and example applications. *Geokhimiya = Geochemistry*. 1987;10:1363–1377. (In Russ.)

Brown M. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geosci. Front*. 2014;5:553–569. doi: 10.1016/j.gsf.2014.02.005

Bucher K., Grapes R. The eclogite-facies allalin gabbro of the Zermatt-Saas Ophiolite, Western Alps: a record of subduction zone hydration. *J. Petrol*. 2009;50:1405–1442. doi: 10.1093/petrology/egp035

Cox R., Indares A. Transformation of Fe-Ti gabbro to coronite, eclogite and amphibolite in the Baie du Nord segment, eastern Grenville Province. *J. Metamorph. Geol*. 1999;17:537–555.

Dokukina K. A., Konilov A. N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite

province, Russia). *In Ultrahigh-pressure metamorphism. 25 years after the discovery of coesite and diamond (Ed. Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S.).* Amsterdam: Elsevier; 2011. P. 579–621. doi: 10.1016/B978-0-12-385144-4.00017-5

Faryad S. W., Kachlık V., Slama J., Hoinkes G. Implication of corona formation in a metatroctolite to the granulite facies overprint of HP-UHP rocks in the Moldanubian zone (Bohemian Massif). *J. Metamorph. Geol*. 2015;33:295–310. doi: 10.1111/jmg.12121

Fisher G. W. Nonequilibrium thermodynamics as a model for diffusion-controlled metamorphic processes. *Amer. J. of Science*. 1973;273:897–924.

Gasparik T. Experimentally determined composition of diopside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200–1350 °C and 15–34 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985;49(3):865–870.

Gilotti J. A., Elvevold S. Partial eclogitization of the Ambolten gabbro-norite, North-East Greenland Caledonides. *Schweiz. Mineral. Petrol. Petrogr. Mitt*. 1998;78:273–292.

Harley S. L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 and CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2. *J. of Petrol*. 1984;25(3):665–694.

Holland T. J. B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200 grad. C. *Am. Mineral*. 1980;65:129–134.

Indares A. Eclogitized gabbros from the eastern Grenville Province: textures, metamorphic context and implications. *Can. J. of Earth Sci*. 1993;30:159–173.

Korikovskii S. P. Prograde transformations of gabbronorites during eclogitisation in the temperature range of 600–700 °C. *Geology and Geophysics*. 2005;46 (12):1352–1366. (In Russ.)

Lang H. M., Gilotti J. A. Plagioclase replacement textures in partially eclogitised gabbros from the Sandal mafic–ultramafic complex, Greenland Caledonides. *J. Metamorph. Geol*. 2001;19:495–515.

Leake B. E., Woolley A. R., Krivovichev et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur. J. Mineral*. 1997;9:623–651.

Molina J. F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. The eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism. *Lithos*. 2002;61:55–78.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K. et al. Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral*. 1988;73:1123–1133.

Mørk M. B. E. A gabbro to eclogite transition on Flemsøy, Sunmøre, western Norway. *Chem. Geol*. 1985;50:283–310.

Mørk M. B. E. Coronite and eclogite formation in olivine gabbro (Western Norway): reaction paths and garnet zoning. *Mineral. Mag*. 1986;50:417–426.

O'Brien P. J., Röhr C., Okrusch M., Patzak M. Eclogite facies relics and a multistage breakdown in metabasite of the KTB pilot hole, NE Bavaria: implications for the Variscan tectonmetamorphic evolution of the NW Bohemian Massif. *Contrib. Mineral. Petrol*. 1992;112:261–278.

Owen J. V., Greenough J. D. An empirical sapphirine-spinel Mg-Fe exchange thermometer and its application to high grade xenoliths in the Popes Harbour dyke, NovaScotia, Canada. *Lithos*. 1991;26:317–332.

Perchuk A. L., Morgunova A. A. Variable P-T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications. *Gondwana Research*. 2014;25:614–629. doi: 10.1016/j.gr.2012.09.009

Proyer A., Postl W. Eclogitized Gabbros from Gressenberg, Koralpe, Austria: transformation phenomena and their interpretation. *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*. 2010;140:45–67.

Rubie D. C. The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism. *Mineral. Mag*. 1986;50 (357):399–415. doi: 10.1180/minmag.1986.050.357.05

Stepanov V. S. Precambrian mafic magmatism in Western Belomorie. Leningrad: Nauka, 1981. 216 p. (In Russ.)

Stepanova A. V., Stepanov V. S. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precamb. Res*. 2010;183:602–616. doi: 10.1016/j.precamres.2010.08.016

Udovkina N. G. Eclogites of the Polar Urals. M., 1971. 191 p. (In Russ.)

Volodichev O., Slabunov A., Bibikova E., Konilov A. Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian / Baltic Shield, Russia. *The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium. Abstract volume*. 2003. P. 157–158.

Volodichev O. I., Parfenova O. V., Kuzenko T. I. Paleoproterozoic eclogites of the Belomorian Mobile Belt: eclogitization of gabbro in the dike of the lherzolite–gabbronorite complex. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Minerals of Karelia*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2008. Vol. 11. P. 37–61. (In Russ.)

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Sibelev O. S., Skublov S. G., Kuzenko T. I. Geochronology, mineral inclusions, and geochemistry of zircons in eclogitized gabbronorites in the Gridino Area, Belomorian Province. *Geochem. Int*. 2012;50(8):657–670. doi: 10.1134/S0016702912060080

Volodichev O. I., Maksimov O. A., Kuzenko T. I., Slabunov A. I. Archean zircons with omphacite inclusions from eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: the first finding. *Minerals*. 2021;11:1029. doi: 10.3390/min11101029

Wayte G. J., Worden R. H., Rubie D. C., Droop G. T. R. A TEM study of disequilibrium plagioclase breakdown at high pressure: the role of infiltrating fluid. *Contrib. Mineral. Petrol*. 1989;101:426–437.

Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral*. 2010;95:185–187. doi: 10.2138/am.2010.3371 185

Zhang R. Y., Liou J. G. Partial transformation of gabbro to coesite-bearing eclogite from Yangkou, the Sulu terrane, eastern China. *J. Metamorph. Geol*. 1997;15:183–202.

Поступила в редакцию / received: 02.02.2026; принята к публикации / accepted: 15.04.2026.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Володичев Олег Иванович

д-р геол.-мин. наук,
ведущий научный сотрудник лаборатории
геологии и геодинамики докембрия

e-mail: volod@krc.karelia.ru

Кузенко Татьяна Ивановна

ведущий геолог лаборатории геологии
и геодинамики докембрия

e-mail: volod@krc.karelia.ru

Максимов Олег Александрович

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник
лаборатории геологии и геодинамики докембрия

e-mail: olemaximov@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Volodichev, Oleg

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

Kuzenko, Tatyana

Leading Geologist

Maksimov, Oleg

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher