

Санкт-Петербургский государственный университет

*ЛЕЗЖОВ Арсений Михайлович*

*Особенности состава, структуры и условия образования ромбических амфиболов  
из метаморфизованных базитов-ультрабазитов Беломорской провинции  
Фенноскандии*

Уровень образования: магистратура  
Направление 05.04.01 «Геология»  
Основная образовательная программа магистратуры:  
ВМ.5515.2020 «Геология»

**Научный руководитель:**  
профессор кафедры петрографии,  
кафедра петрографии,  
институт наук о Земле, д.г.-м.н.,  
Балтыбаев Шаукет Каимович.  
**Рецензент:** снс, институт геологии  
и геохронологии докембрия РАН,  
к.г.-м.н, Доливо-Добровольский  
Дмитрий Владимирович

Санкт-Петербург  
2022

## Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Методика исследования и фактический материал .....	4
Глава 2. Геологическая позиция палеопротерозойских базит-ультрабазитовых массивов .....	7
Глава 3. Минералогическая и петрографическая характеристика метаморфизованных габброноритов .....	12
Глава 4. Структура, условия образования и классификация ромбических амфиболов .....	22
Глава 5. Строение и условия образования антофиллита в метаморфизованных габброноритах Беломорской провинции.....	27
Заключение .....	35
Список литературы .....	37

## **Введение**

В подвергшихся метаморфизму ультрамафических и мафических высокомагнезиальных породах широко распространены железомagneзиальные амфиболы: ромбические и моноклинные (Моргунова и Перчук, 2012). В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита такие амфиболы известны в высокомагнезиальных метаультрамафитах (Моргунова и Перчук, 2012), в антофиллит-роговообманковых метасоматитах на границе с Карельским кратоном (Володичев, 1975). В метаморфизованных породах комплекса лерцолитов–габброноритов обнаружены ромбические амфиболы (Салье и др., 1985). В подобных породах условия формирования железомagneзиального амфибола (антофиллита) в пиковом метаморфическом парагенезисе  $Hbl+Ath+Opx+Grt+Bt$  соответствует давлению 16-21 кбар при температурах  $\sim 700-800$  °С в массиве Вуатваракка (Азимов и др., 2019).

Устойчивость антофиллита в метагабброноритах при таких давлениях не согласуется с экспериментальными данными в модельной системе  $MgO-SiO_2-H_2O$ . В ней антофиллит устойчив в интервале температур от 550 до 800 °С при давлениях не выше 10-12 кбар, а также при высокой активности воды (Chernosky, 1985). Это противоречие делает необходимым детальное изучение антофиллита в метагабброноритах. Предположительно, определение особенностей химического состава и PТХ-параметров формирования антофиллита из метагабброноритов Амбарнского массива и массива Вуатваракка Беломорской провинции позволит объяснить причину его устойчивости при высоких значениях давления.

### Цель работы:

Определение условий формирования антофиллита из метаморфизованных палеопротерозойских габброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита.

### Задачи работы:

1. Минералогическое и петрографическое описание метагабброноритов.
2. Выявление последовательности смены минеральных парагенезисов (в том числе антофиллитсодержащего) в метагабброноритах.
3. Определение особенностей химического состава антофиллита.
4. Расчет термодинамических условий метаморфизма антофиллитсодержащих метагабброноритов и определения условий устойчивости антофиллита.

## Глава 1. Методика исследования и фактический материал

Для выполнения исследования в рамках ВКР автор побывал в 2021 г. на Амбарнском массиве метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и ознакомился с его геологическим строением. Также П.Я. Азимов (старший научный сотрудник ИГГД РАН, Санкт-Петербург) предоставил материалы полевых наблюдений и 21 прозрачно-полированный шлиф (ППШ) вместе с образцами метаморфизованных оливиновых габброноритов Амбарнского и Вуатваракского массивов. Обработка этого материала и дополнительные аналитические исследования, а также расчеты легли в основу данной работы.

Для исследования антофиллитсодержащих пород и антофиллита в них выбрано несколько методов, которые позволили дать наиболее полную информацию об исследуемом объекте. Первичная диагностика пород проводилась макроскопически по образцам и данным полевых исследований, а также при микроскопическом изучении горных пород в шлифах (ППШ) с помощью поляризационного микроскопа. Это необходимо для общей характеристики породы, а также для выявления минеральных парагенезисов метагабброноритов. В некоторых шлифах сохранялись минералы из разных этапов формирования, в результате удалось выделить магматический и метаморфические парагенезисы метагабброноритов. Для наглядности сделаны микрофотографии минералов в шлифе без анализатора и с ним.

Локальные методы определения химического состава позволили точнее диагностировать сами минералы, а также выявить их детали химического состава.

Полученные данные, использованы для расчета температуры и давления формирования пород, а также для термодинамического моделирования поля устойчивости антофиллита. Химический анализ проведен в двух аналитических центрах. Во-первых, в ресурсном центре «Геомодель» СПбГУ (аналитик Н.С. Власенко) при помощи сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Hitachi S-3400N с аналитической приставкой – спектрометром Oxford Instruments X-Max 20 для энерго-дисперсионного анализа (ЭДА) и программами AzTEC и INCA предназначенными для обработки результатов элементного анализа и дифракции обратно-рассеянных электронов. Во-вторых, для ВКР представлены данные П.Я. Азимова (ИГГД РАН), которые выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с ЭДС-спектрометром JED-2200, аналитик О.Л. Галанкина.

При необходимости дополнительная диагностика минералов проводилась при помощи Рамановского спектрометра Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 в Ресурсном центре «Геомодель» СПбГУ (аналитик Бочаров В.Н.). Для съемки использованы твердотельный лазер (длина волны 531 нм) на 100 мВт и лазер Ar<sup>+</sup> (длина волны 514 нм), а также дифракционная решетка 1800 штрихов на 1 мм, детектор ПЗС (CCD) матрица, охлаждение до -70 °С. Время накопления спектра до 10 минут (база данных RRUFF). Метод является локальным, поэтому подходит для диагностики, как и сравнительно крупных зерен, так и небольших зерен минералов (в первые мкм). Анализ получаемых спектров позволяет диагностировать небольшие включения внутри более крупных минералов.

Ромбические и моноклинные железомagneзиальные амфиболы могут быть близки по химическому составу (в некоторых случаях идентичны). Небольшой размер зерен не позволил точно диагностировать эти амфиболы методом оптической микроскопии. Поэтому для более точной диагностики антофиллита (ромбического амфибола) проведен рентгенофазовый анализ (РФА). РФА образцов выполнен с использованием автоматического дифрактометра Bruker D2 Phaser: излучение рентгеновской трубки – CoK $\alpha$ 1+2, длины волн  $\lambda_{CoK\alpha 1}=1.78900 \text{ \AA}$  и  $\lambda_{CoK\alpha 2}=1.79283 \text{ \AA}$ , режим работы трубки 30кВ/10мА, позиционно-чувствительный детектор, геометрия на отражение, схема фокусировки Брегг-Бретано, скорость вращения образца 20 оборотов в минуту, интервал углов дифракции  $2\theta=5-80^\circ$ , шаг сканирования  $0,02^\circ$ , экспозиция в точке 1,0 секунды, атмосфера – воздух. Образцы для исследования приготовлены сухим прессованием порошка из метагаброноритов низкофоновую кювету из монокристаллического кремния. Идентификация фаз проводилась с использованием программного комплекса PDXL2 (Rigaku) с использованием базы порошковых дифракционных данных Powder Diffraction File (PDF-2, 2020).

Для корректного представления и сравнения химических анализов минералов из разных парагенезисов формульные коэффициенты минералов (кроме амфиболов) рассчитаны с использованием программы Minal v. 3 (автор Д.В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Надгруппа амфиболов обладает сложным составом и схемами изоморфизма. Поэтому расчет формул амфиболов (в том числе антофиллита) проводился с помощью программы ACES 9.8 в формате Microsoft Excel (Locock, 2014). Программа рассчитывает кристаллохимические формулы амфиболов согласно современным рекомендациям ММА (Hawthorne et al., 2012). Для расчетов использовались данные ЭДА микроанализа (в весовых процентах оксидов и элементов).

Расчёт параметров температуры и давления образования антофиллита в метаморфизованных габброноритах производился методом классической термобарометрии в программе PTQuick (Симаков и Доливо-Добровольский, 2009). В программе содержится большой набор минеральных термометров, барометров и фугометров различных авторов. Детальные термодинамические данные об антофиллите отсутствуют, поэтому параметры пикового метаморфизма рассчитаны по Bt–Opx (Sengupta et al., 1990), Grt–Bt (Holdaway, 2000), Grt–Opx (Harley, 1984a) термометрам и Grt–Opx барометрам (Harley & Green, 1982), Grt–Opx (Harley, 1984b). По результатам термо- и барометрии в программе PTQ\_Avg (Доливо-Добровольский, 2016) рассчитаны точки кратчайших среднеквадратичных расстояний, что позволило для каждого набора составов минералов получить одну точку с определенными значениями температур и давлений. Для термобарометрии взяты составы минералов из антофиллитсодержащих парагенезисов, по которым ранее П.Я. Азимовым были выполнены расчёты методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Азимов и др., 2019).

Чтобы объяснить существование антофиллита при полученных параметрах, проведено термодинамическое моделирование поля устойчивости антофиллита. Оценка устойчивости антофиллита производилась в программе WinTWQ (Berman, 2007) с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988). Рассчитаны поля устойчивости антофиллита в MgO–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O системе при разных значениях мольной доли H<sub>2</sub>O в водно-углекислотном флюиде. Расчет активности воды проводился по: (Kerrick and Jacobs, 1981) – термодинамическая модель смешения H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>, (Naar et al., 1984) и (Mäder & Berman, 1991) – уравнения состояния чистых H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>. Моделирование поля устойчивости антофиллита в системе MgO–(FeO)–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O выполнено для значения  $x_{Mg(Ath)}=0.72$ , полученного из расчёта микрозондовых анализов. Из-за отсутствия в базе данных термодинамических свойств Fe-минала антофиллита влияние Fe<sup>2+</sup> учитывалось через уменьшение мольной доли Mg. Активность магниевого компонента антофиллита рассчитана как  $a_{Mg}=(x_{Mg})^7$ . Показатель степени равен числу позиций, в которых происходит смешение Mg и Fe<sup>2+</sup> в антофиллите. Мольная доля магния в ортопироксене и оливине рассчитана в программе WinCMP.exe программного пакета winTWQ (Berman, 2007) для значений  $x_{mg}=0,72$  (ортопироксен) и  $x_{mg}=0,76$  (оливин), для талька принят чисто магнезиальный состав (Mg<sub>3</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)OH<sub>4</sub>) и, соответственно, активность  $a_{Mg}=1$ .

В ВКР использованы сокращения минералов латиницей (Whitney D.L., Evans B.W., 2010).

## Глава 2. Геологическая позиция палеопротерозойских базит-ультрабазитовых массивов

### Глава 2.1 Структура Беломорской провинции Фенноскандинавского щита

Беломорская провинция (БП) расположена в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и простирается на юго-восток (рис. 1), в юго-восточной части перекрыта осадочным чехлом Восточно-европейской платформы, с юго-западной части граничит с Карельским кратоном. С севера ограничена Лапландским гранулитовым поясом и Кольской провинцией (Ранний докембрий Балтийского щита, 2005).

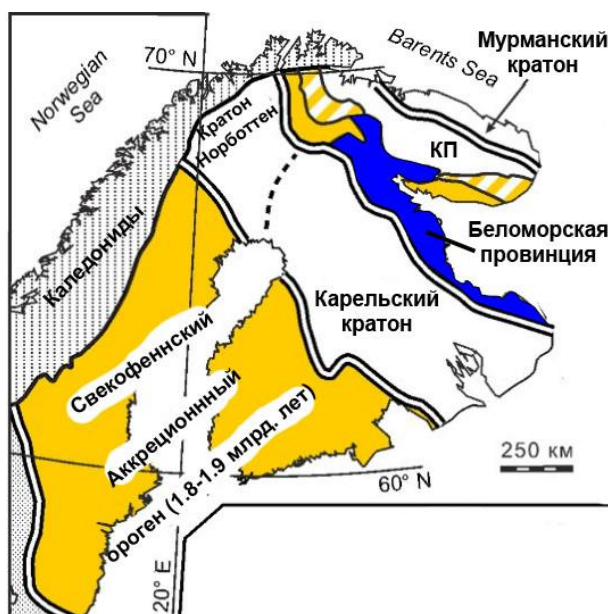


Рис. 1. Тектоническая карта Фенноскандинавского щита. Территория Беломорской провинции выделена синим цветом (по данным Daly et al., 2006).

В Беломорской провинции сохранились как архейские, так и палеопротерозойские комплексы горных пород. (Миллер, 1995; Слабунов, 2008). БП можно рассматривать как комплекс архейских тектонических покровов сложенных супракрустальными комплексами пород мезо- и неогархея (Бабарина, и др., 2017), с дополнительной палеопротерозойской переработкой. Среди них можно выделить Хетоламбинский и Чупинский тектонические покровы (Ранний докембрий Балтийского щита, 2005).

В палеопротерозое 2,50–2,12 млрд. лет происходили неоднократные внедрения различных мафических и ультрамафических комплексов горных пород (Stepanova et.

al., 2022). Затем, в позднем палеопротерозое породы БП подверглись деформациям и метаморфизму в ходе Лапландско-Кольского коллизионного орогенеза (2,0-1,8 млрд. лет) (Daly et al., 2006, Бабарина, 2017). Палеопротерозойский метаморфизм привел к образованию, в том числе, пород повышенных температур, а также повышенных давлений, например – эклогитов (Бабарина, и др., 2017).

## **Глава 2.2 Комплекс лерцолитов-габброноритов**

Внедрение пород комплекса лерцолитов-габброноритов БП происходило в интервале 2,45-2,40 млрд. лет (Stepanova et al., 2022).

Породы комплекса сохранились в виде даек, а также будинированных тел разного размера (от первых метров до первых км). В некоторых телах сохранилась магматическая расслоенность. Это позволяет считать такие тела фрагментами крупных расслоенных интрузивов. Наиболее характерные магматические минералы для пород комплекса – это оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, хромит. Породы в целом обладают повышенным содержанием MgO до 27 мас. % у оливиновых габброноритов и до 14 мас. % в безоливиновых. Высокая магнезиальность пород объясняет повышенные содержания магнезиальных оливинов и ортопироксенов. Породы частично, реже полностью замещены новообразованными метаморфическими минералами. Часто сохраняются исходные структурно-текстурные признаки магматических пород.

В породах комплекса лерцолитов-габброноритов характерны локальные проявления позднего метаморфизма повышенных давлений (Азимов и др., 2019). Именно в таких метагабброноритах обнаружен железомagneзиальный ортоамфибол (Салье и др, 1985).



## Глава 2.3 Геологическое строение Амбарнского массива и массива Вуатваракка

Амбарнский и Вуатваракский массивы (рис. 2) относят к породам комплекса лерцолитов-габброноритов. Оба массива расположены на границе Хетоламбинского и Чупинского тектонических покровов.

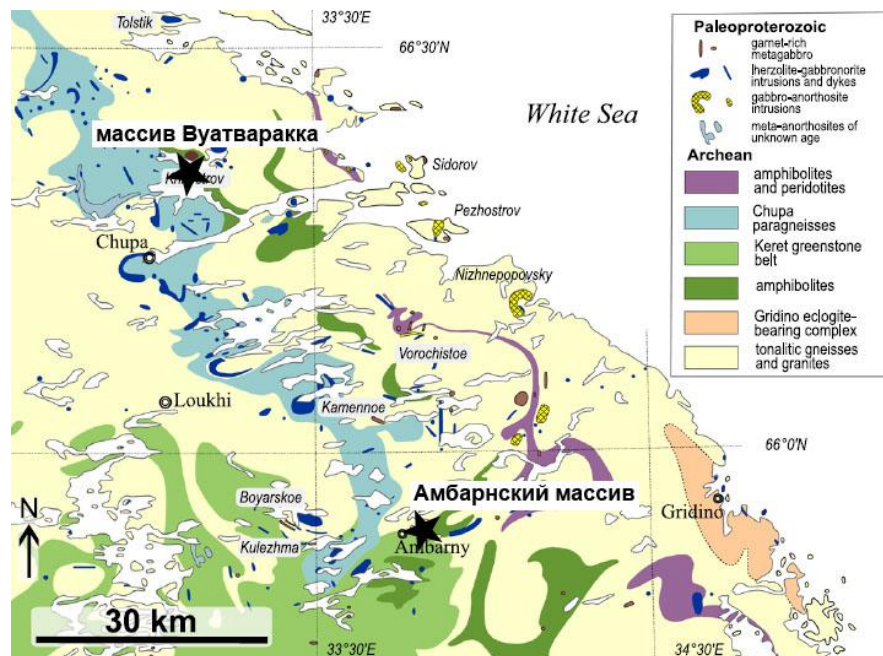


Рис. 2. Расположение Амбарнского и Вуатваракского массивов на территории Беломорской провинции (Stepanova et al., 2022)

Амбарнский массив размером 2×1 км расположен в центральной части Беломорской провинции на северном берегу озера Амбарное. Вмещающими породами массива являются тоналитовые гнейсы и амфиболиты, а также кианитовые парагнейсы. Контакты массива практически не обнажены, тектонизированный контакт обнаружен в южной части. В породы Амбарнского массива внедрилось тело метагаббро Печного массива возрастом 2,23 млрд. лет (размером 400 на 900 м), а также небольшие дайки метагаббро. Такие породы обогащены хлором (до 11000 ppm) (Stepanova et al., 2021). На поздних этапах образовались тела гранитов и гранитных пегматитов.

Амбарнский массив (рис. 3) сложен подвергшимися метаморфизму массивными оливковыми габброноритами. В обнажении ранние метаморфические преобразования проявляются по всему массиву в виде реакционных коронарных структур из пироксенов вокруг оливина, а также наличием голубоватого плагиоклаза. Неоднородно по всему массиву образуются массивные амфиболовые метагаббронориты, в результате порода приобретает серо-зеленый цвет. Детально условия формирования амфиболовых

метагабброноритов не исследованы. Именно в таких зонах Амбарнского массива встречен антофиллит.

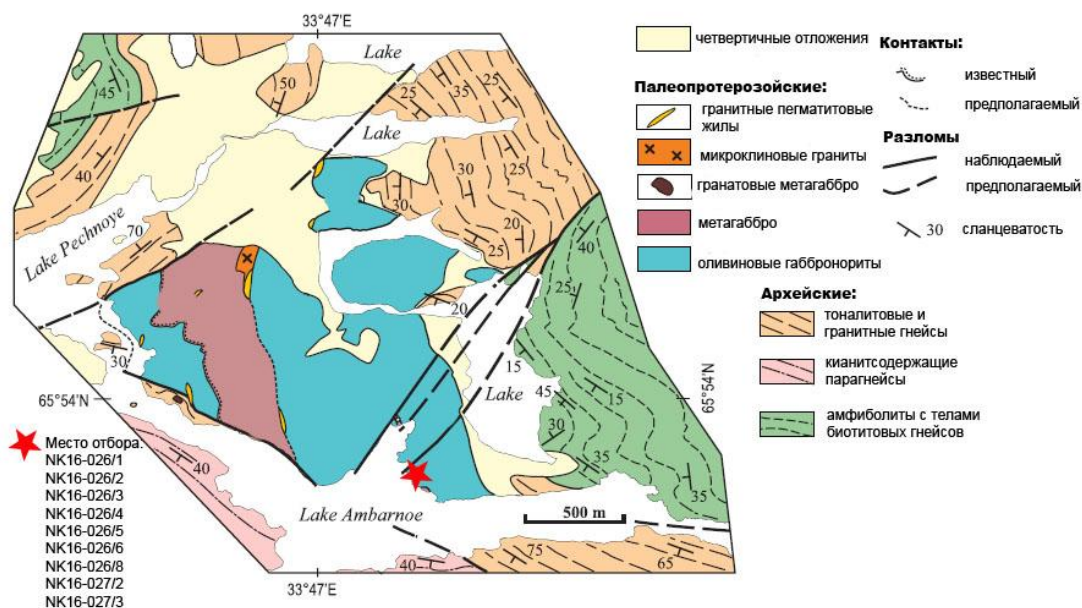


Рис. 3. Геологическое строение Амбарнского массива и вмещающих пород (Stepanova et al. 2022). Красной звездой отмечено место отбора образцов (номера образцов в левом нижнем углу карты).

Массив Вуатваракка (рис. 4) размером (500×300 м) расположен в центральной части Беломорской провинции недалеко от северного берега Верхне-Пулонгского озера (Zakharov et al., 2019). Сам массив представляет собой пологозалегающую тектоническую пластину, т.е. фрагмент более крупного расслоенного интрузива оливиновых габброноритов. Контакты массива обнажены не полностью, обнажается, только нижний контакт, который тектонизирован. Для массива вмещающими породами являются светлоокрашенные биотитовые гнейсы, а также кианит-гранат-биотитовые гнейсы.

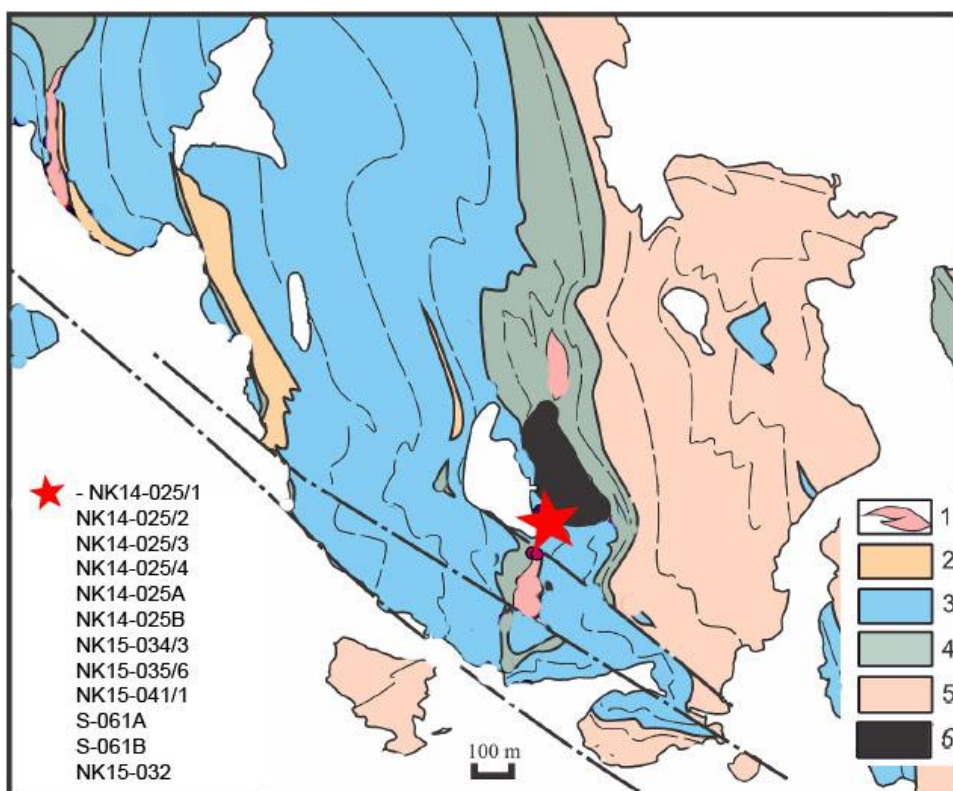


Рис. 4. Геологическое строение Вуатваракского массива и вмещающих пород. (Zakharov et al., 2019). Красной звездой отмечено место отбора образцов (номера образцов в левом нижнем углу карты). 1 – корундсодержащие породы, 2 – светлоокрашенные биотитовые гнейсы, 3 – кyanит-гранат-биотитовые гнейсы, 4 – гранатовые амфиболиты, 5 – биотитовые гнейсы и амфиболиты, 6 – Вуатваракский массив метагабброноритов.

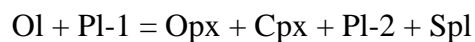
В массиве присутствуют голубовато-серые метагаббронориты с коронарными структурами раннего этапа метаморфизма. Также широко распространены темно-зеленые с преобладанием роговой обманки породы. В них также встречается антофиллит.

### Глава 3. Минералогическая и петрографическая характеристика метаморфизованных габброноритов

Макроскопически оливиновые габбронориты Беломорской провинции – это в основном среднезернистые массивные породы от лейкогаббро до меланогаббро и плагиоперидотитов (Степанов, 1981). В них могут проявляться магматическая расслоенность и кумулюсные структуры, а также наложенные метаморфические коронарные структуры. Магматические минералы – это магнезиальные идиоморфные кумулюсные: оливин (Ol, 70–85 % форстерита), ортопироксен (Orx,  $xMg = 0,60–0,85$ ), клинопироксен (Срх,  $xMg = 0,80–0,85$ ), а также ксеноморфный интеркумулюсный плагиоклаз (Pl-1, An = 50-60%) и хромит (Cr# = 60–65) (Stepanova et al., 2022; Егорова, 2017), в небольших количествах может присутствовать биотит (Степанов, 1981). Орх, за счет субмикроскопических зерен хромита, в шлифах обладает коричневатым цветом. За счет включений может проявляться зональность и секториальность. Срх содержит субмикроскопические вроски титановой фазы, придающие ему в шлифах желтоватый цвет.

Коронарные структуры у габброноритов известны практически у всех массивов – Амбарнский и Вуатваракский массив не исключение. Образование таких структур связывают метаморфическими преобразованиями, их возраст ( $1911 \pm 35$  млн. лет) (Сальникова и др., 2022) на несколько сотен миллионов лет отличается от времени внедрения самих габброноритов (2,45-2,40 млрд. лет) (Stepanova et al., 2022). Реакционные короны образуются в основном на границе плагиоклаза и оливина, а также плагиоклаза и пироксенов (Stepanova et al., 2022).

Чаще проявлены короны за счет реакции плагиоклаза и оливина, их образование можно описать реакцией:



В результате оливин частично замещается каймой из клинопироксена (Срх-2,  $xMg_{Fetot} = 0,84–0,87$ ) и ортопироксена (Orx-2,  $xMg = 0,65–0,80$ ) (Егорова, 2017). В плагиоклазе (Pl-2, An=0,25–0,45) образуются субмикроскопические вроски глиноземистой шпинели ( $xAl^{VI}=0,6-1,0$  и  $xMg^{IV}=0,40–0,58$ ).

В метагабброноритах также проявляются более поздние метаморфические короны. Для них характерно появление граната и роговой обманки, а также ортопироксена (Stepanova et al., 2022), и в некоторых случаях оливина (Устинова и др., 2021). Меньше изучены случаи полного замещения габбронорита бесплагиоклазовыми

парагенезисами состоящими преимущественно из роговой обманки (паргасита), антофиллита, ортопироксена, биотита и реже граната (Азимов и др., 2019).

Микроскопическое исследование шлифов метагабброноритов (таб. 1) позволило детальнее разобраться в поздних метаморфических парагенезисах Амбарнского и Вуатваракского массивов. Антофиллит является одним из минералов поздних метаморфических парагенезисов. Поэтому детальное описание метагабброноритов необходимо для определения условий формирования антофиллита. В рамках ВКР рассмотрены только поздние метаморфические парагенезисы габброноритов. Среди них выделены прогрессивные парагенезисы с плагиоклазом, пиковые без плагиоклаза, а также регрессивные с появлением позднего плагиоклаза за счет замещения граната.

№ образца	Магматический парагенезис	Прогрессивный парагенезис (с Pl)	Прогрессивный парагенезис (без Pl)	Регрессивный парагенезис
NK14-025/1	-	-	Bt–Grt–Hbl	Pl
NK14-025/2	-	-	Bt–Grt–Hbl	Pl
NK14-025/3	Opx	-	Grt–Hbl–Ath?	
NK14-025/4	-	-	Bt–Ilm–Grt–Cpx–Hbl	-
NK14-025A	-	-	Bt–Grt–Opx–Ath–Hbl	-
NK14-025B	-	-	Bt–Grt–Opx–Ath–Hbl	-
NK15-034/3	-	-	Bt–Opx–Ath?–Hbl	-
NK15-035/6	-	-	Opx–Hbl	-
NK15-041/1	-	-	Dol–Bt–Opx–Ath?–Hbl	-
NK16-026/1	Pl–Cpx–Opx	Bt–Opx–Pl–Hbl, Crn, Ky, Rt, Spl	-	Pl–Scp
NK16-026/2	Opx	-	Grt–Hbl, Bt, Rt	Pl
NK16-026/3	Pl–Cpx–Opx	Pl–Grt–Opx–Hbl, Crn, Ky, Bt, Spl, Rt	-	Pl–Scp
NK16-026/4	Opx	-	Grt–Opx–Ath?–Hbl, Crn, Rt	-
NK16-026/5	Pl–Cpx–Opx	Pl–Grt–Opx–Hbl, Crn, Ky, Bt, Spl, Rt	-	Scp
NK16-026/6	Ol–Pl–Cpx–Opx	Pl–Grt–Opx–Hbl, Crn, Ky, Bt, Spl, Rt	-	Scp
NK16-026/8	-	-	Grt–Opx–Hbl, Rt	Pl–Bt
NK16-027/2	Opx	-	Opx–Hbl–Ath	Pl–Bt–Dol–Cum?
NK16-027/3	Opx	-	Opx–Hbl–Ath	Pl–Bt–Dol–Cum
S-061A	-	-	Ol–Grt–Opx–Ath?–Hbl, Rt	-
S-061B	-	-	Grt–Opx–Ath?–Hbl, Rt	-
NK15-032	-	-	Grt–Opx–Ath?–Hbl, Bt Rt	-

Таб. 1. Список шлифов пород и краткая характеристика минеральных парагенезисов из Амбарнского и Вуатваракского массивов

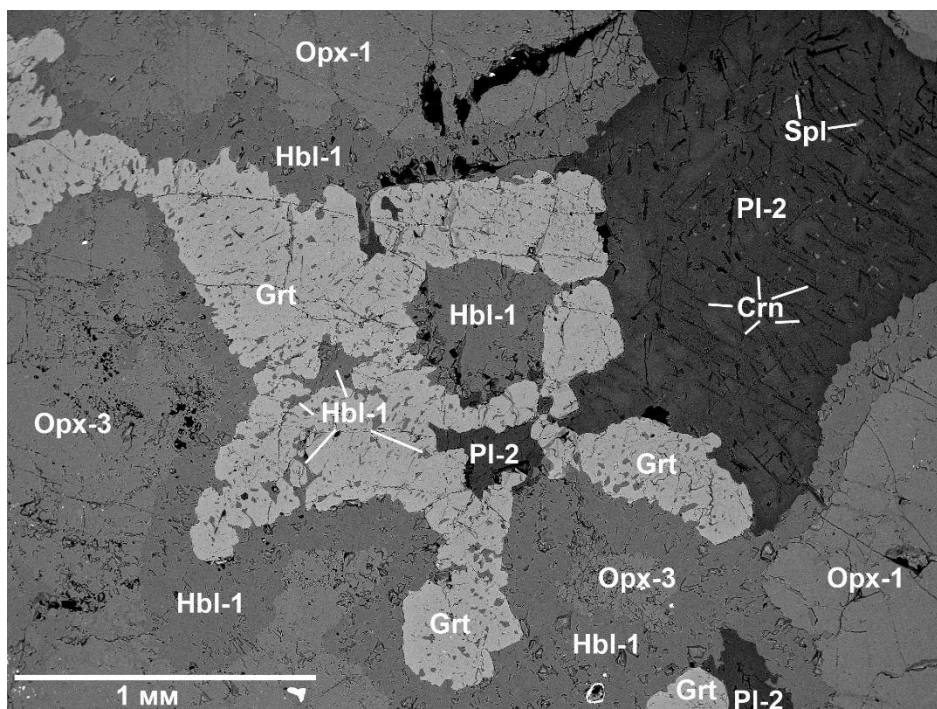


Рис. 5. Минералы прогрессивного этапа. Замещение плагиоклаза гранатом, а пироксенов роговой обманкой. Образец NK-16-026/1. BSE-изображение.

Ранние метаморфические парагенезисы замещаются новообразованными минералами прогрессивного этапа. По пироксеновым коронам образуется бледноокрашенная в шлифе зеленоватая роговая обманка ( $x_{Mg}=0,55-0,85$ ,  $Na_A = 0,6-0,8$  ф.к.,  $K_A=0,1-0,3$  ф.к.,  $Na_B=0,3-0,9$  ф.к.,  $Ca_B=1,7-1,8$  ф.к.,  $Al_C =$  ф.к.,  $Al_T=1,0-2,0$  ф.к.,  $Cl=0-0,8$  ф.к.) (рис.5,6,7).

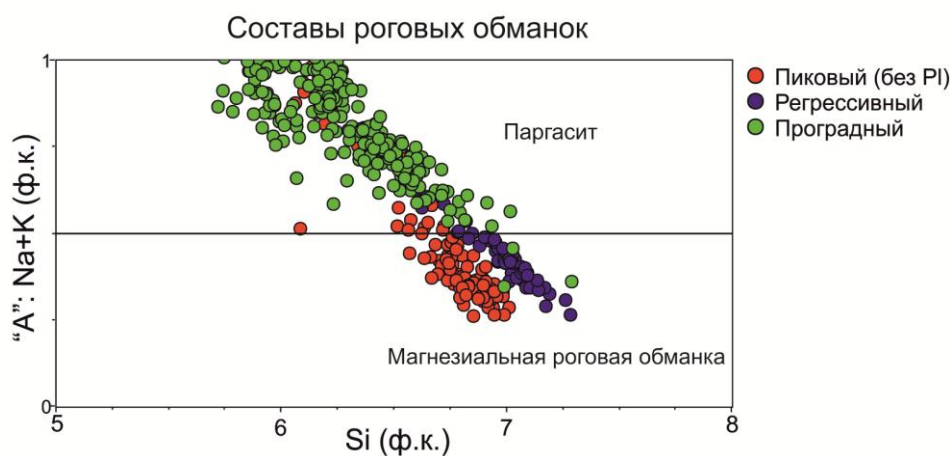


Рис. 6. Разделение составов роговых обманок по содержанию кремния и заполнению позиции «А».

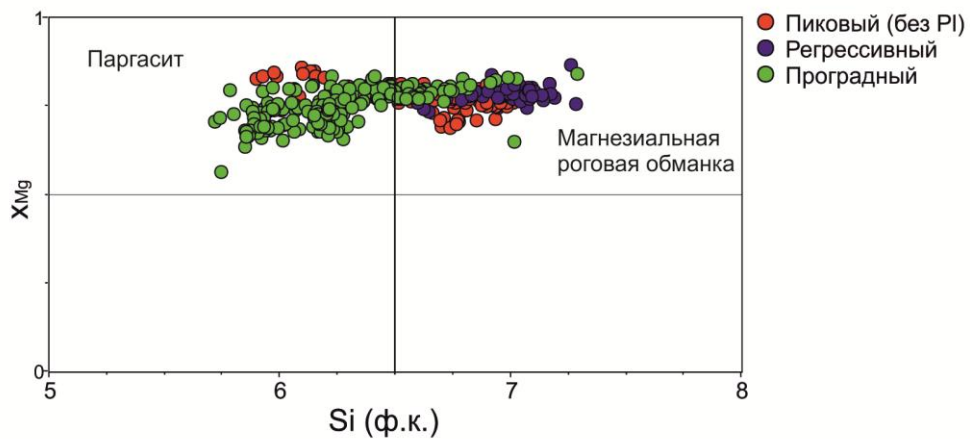


Рис. 7. Разделение составов роговых обманок по содержанию кремния и  $x_{Mg}$

В плагиоклаз частично замещается гранатом ( $Alm_{40-50}Prp_{30-44}Grs_{15-20}$ ) (рис. 9). В сохранившихся плагиоклазах ( $An_{20-50}$ ) (рис. 8) образуются включения корунда и шпинели ( $x_{Al^{VI}}=0,6-1,0$  и  $x_{Mg^{IV}}=0,40-0,58$ ) размером в первые мкм (рис. 10). В плагиоклазе могут сохраняться реликтовые участки магматического Pl-1( $An_{60}$ ), отличающегося по химическому составу от метаморфического.

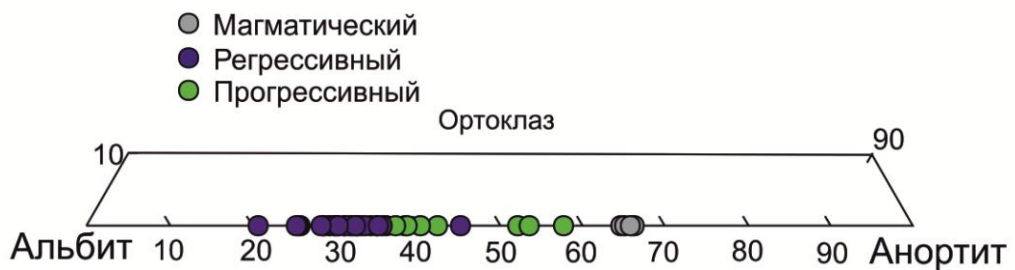


Рис. 8. Составы плагиоклазов исследованных метагабброноритов.

В качестве второстепенного минерала присутствует биотит ( $x_{Mg}=0,80-0,81$ ,  $Al=1,3-1,6$  ф.к.,  $Ti$  0,15–0,20 ф.к.) (рис. 11).

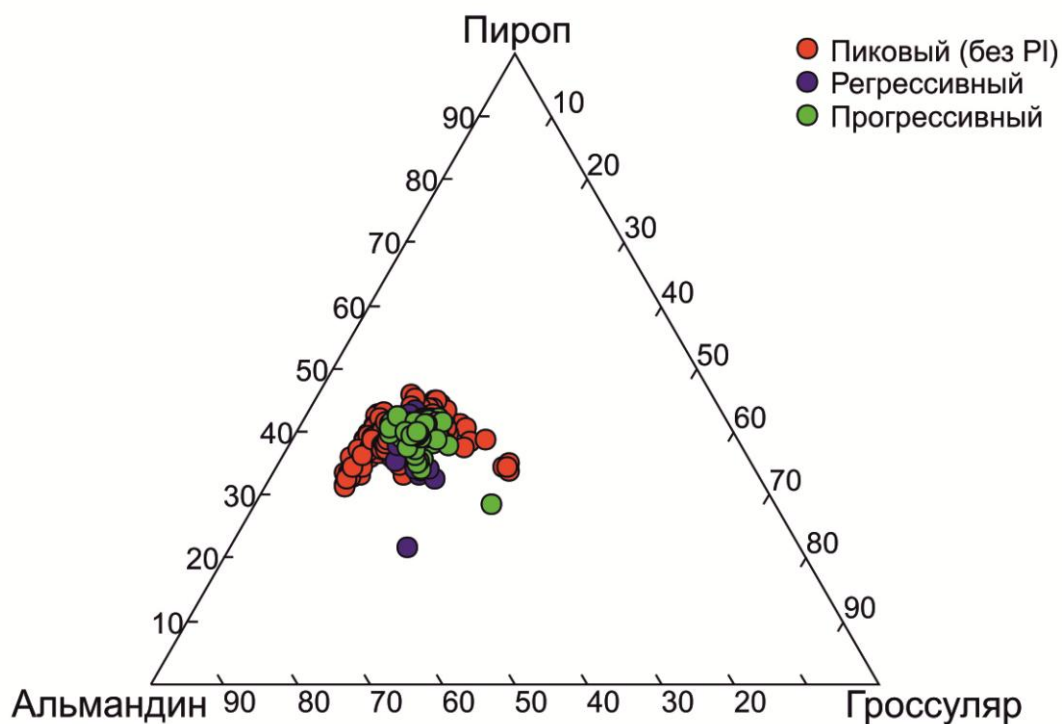


Рис. 9. Составы гранатов исследованных метагабброноритов

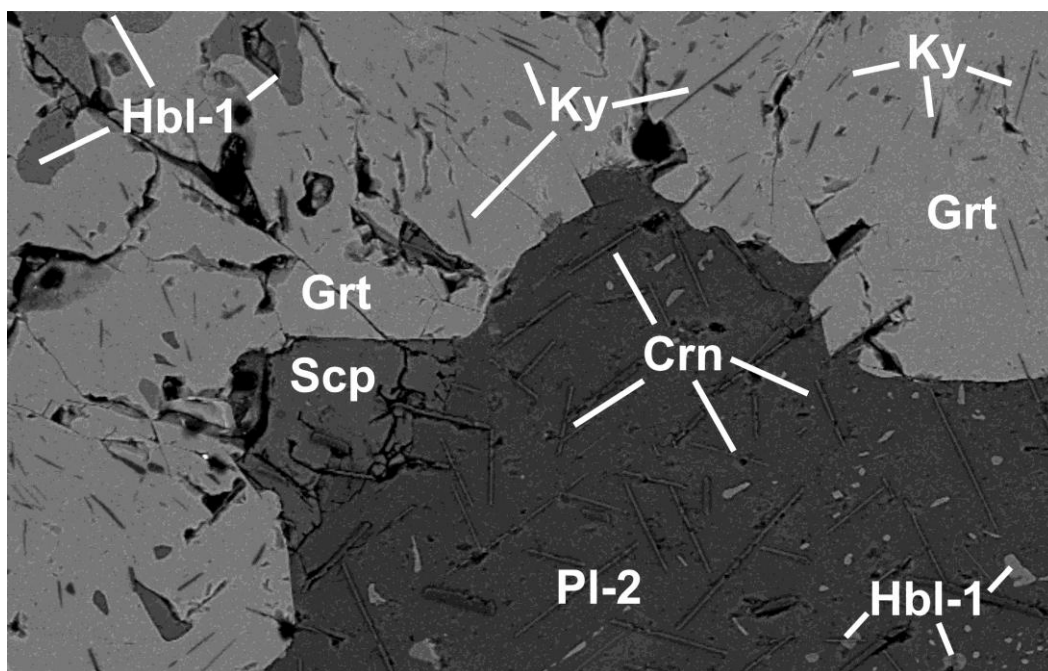


Рис. 10. Включения корунда, роговой обманки в плагиоклазе, а также роговой обманки и кианита в гранате. Плагиоклаз частично замещен скаполитом. BSE-изображение.

На этом этапе могут сохраняться реликты магматических минералов. Оливин (Ol-1, ~75% Fo) сохраняется в виде реликтов размером в первые сотни мкм. При замещении оливина образуется метаморфический ортопироксен (Orx-3, Al=0,04–0,08



ф.к. и  $x_{Mg}=0,72-0,75$ ,  $Ca < 0,01$  ф.к.) (рис. 14). Для реликтов магматического ортопироксена ( $Or_{x-1}$ , Al 0,03–0,10 ф.к. и Ca до 0,07 ф.к.,  $x_{Mg}=0,70-0,90$ ) в шлифах характерен коричневый цвет за счет субмикроскопических включений хромита, а также зональность и секториальность. Клинопироксен (размер в первые мм) обладает желтоватым цветом за счет титансодержащих фаз ( $Cr_{x-1}$ , Al до 0,09–0,12 ф.к.,  $x_{Mg}=0,85-0,88$ ).

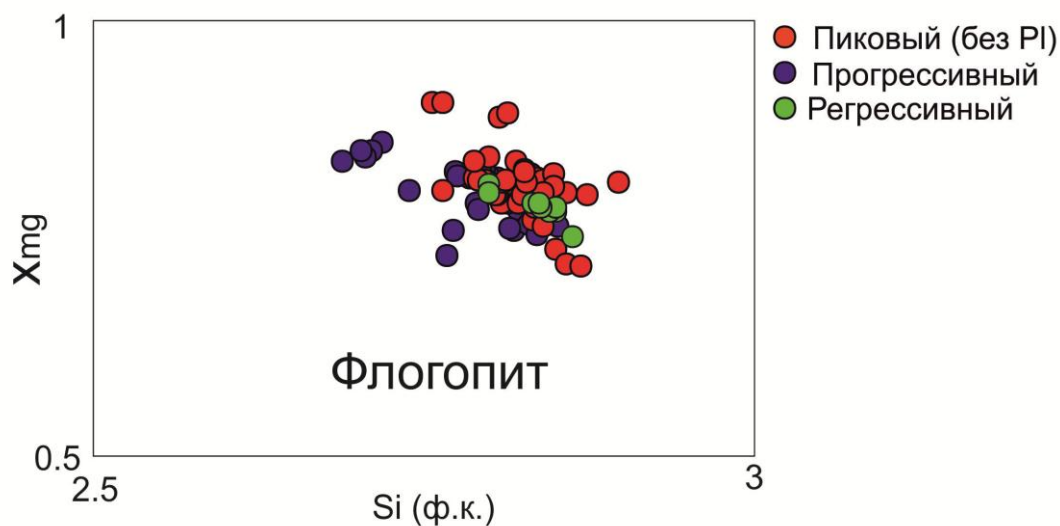


Рис. 11. Составы биотитов исследованных метагабброноритов

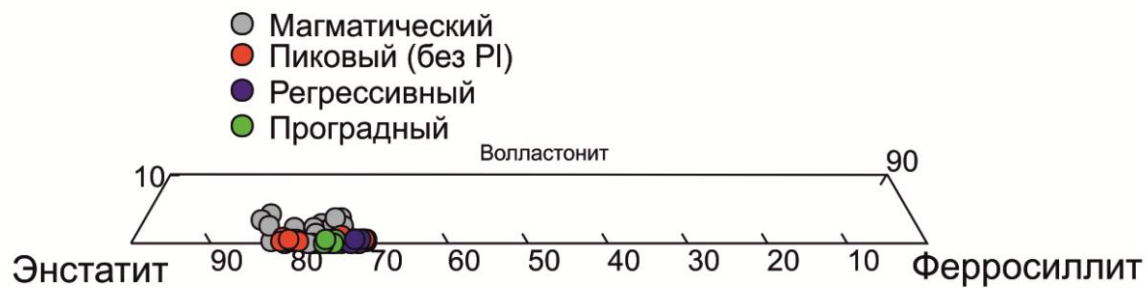


Рис. 12. Составы ортопироксенов в исследованных метагабброноритах

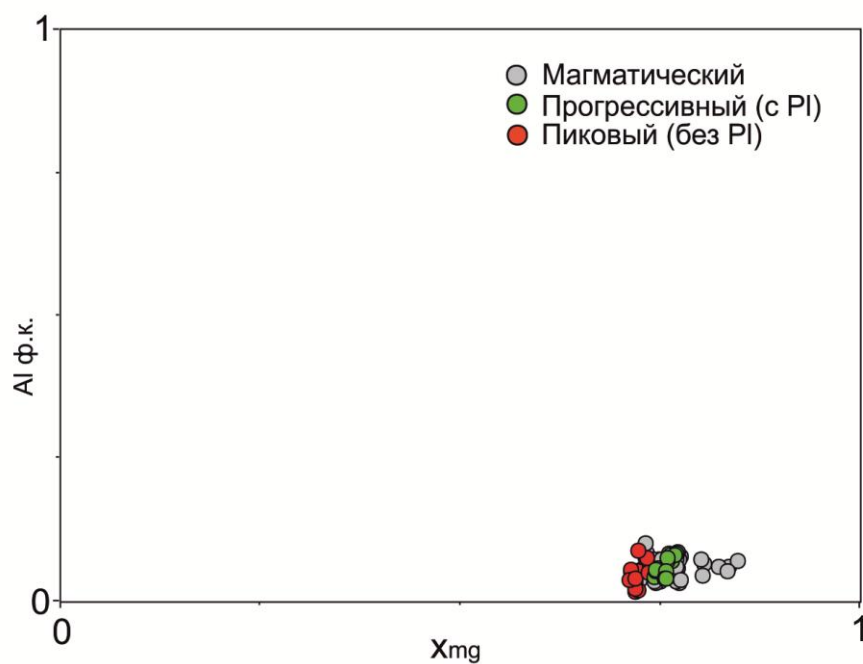
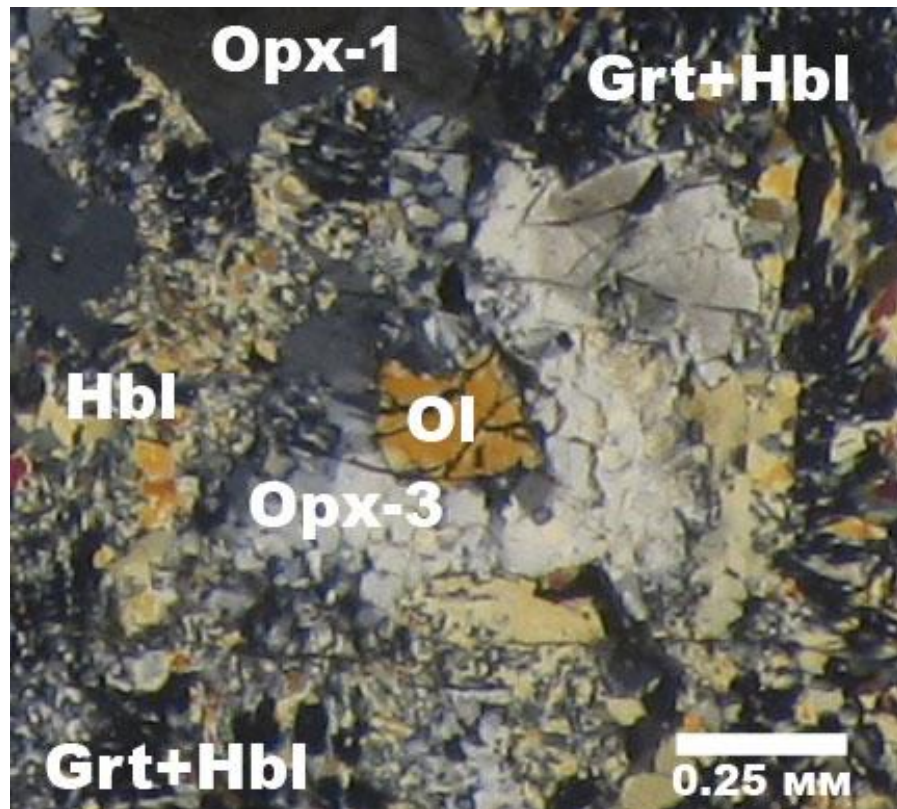


Рис. 13. Составы ортопироксенов в исследованных метагабброноритах

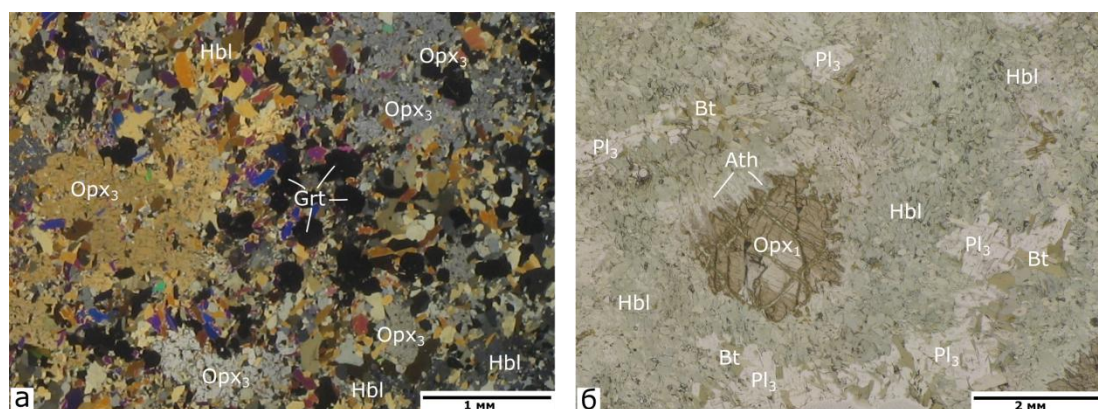


*Рис. 14. Замещение оливина агрегатом из ортопироксена (микрофото в скрепленных николях), образец NK16-026/6*

В результате следующих замещений образуются массивные бесплагиколазовые роговообманковые породы. Избыток реликтовых магматического (Орх-1) и метаморфического (Орх-3) ортопироксенов приводит к образованию антофиллита и новообразованных скелетных порфиробластов ортопироксена (Орх-4). В породах преобладает агрегат из бедно-зеленой роговой обманки (магнезиальная роговая обманка) ( $x_{Mg}=0,70-0,85$ ,  $Na_A=0,25-0,90$  ф.к.,  $K_A=0,02-0,2$  ф.к.  $Na_B$  до 0,1 ф.к.,  $Ca_B=1,6-1,8$  ф.к.,  $Al_T=1,0-2,0$  ф.к.,  $Cl=0-0,03$  ф.к.) (рис. 15а, 16, 17) и в некоторых случаях бесцветного антофиллита (рис. 16). При этом в роговой обманке снижается содержание натрия и алюминия. Могут встречаться изометричные зерна граната ( $Alm_{40-45}Prp_{40-47}Grs_{12-20}$ ), в редких случаях порфиробластические. Во включениях граната преобладает роговая обманка и антофиллит (рис. 16). Иногда могут образоваться порфиробластические скелетные зерна оливина. Вокруг зерен нет реакционных кайм, оливин находится в видимом равновесии с минералами породы. По петрогенным элементам они не отличаются от магматического это известно, в том числе по литературным данным в породах того же комплекса (Устинова и др., 2021). В качестве

второстепенных минералов встречается биотит биотит ( $x_{mg}=0,78-0,79$ ,  $Al=1,4-1,6$  ф.к.,  $Ti=0,1-0,2$  ф.к.) (рис. 11), рутил, ильменит.

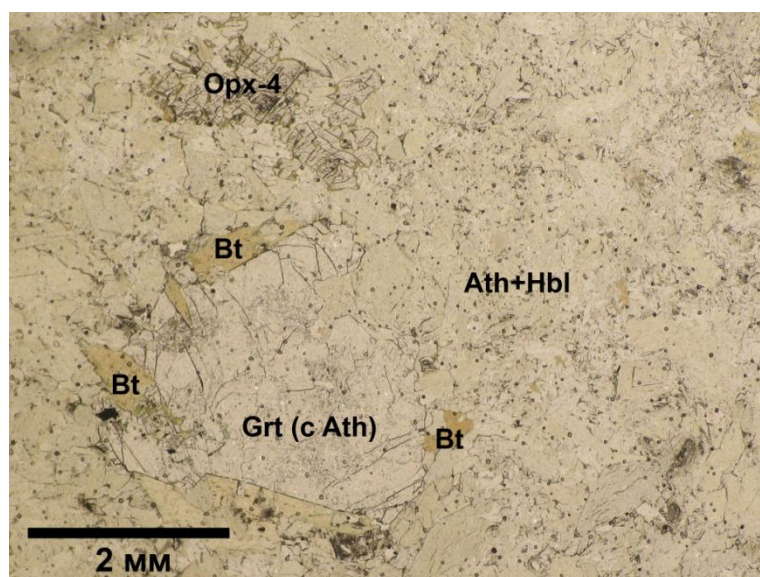
Образование антофиллита происходит при воздействии водного флюида на разные генерации ортопироксенов (магматический и метаморфический).



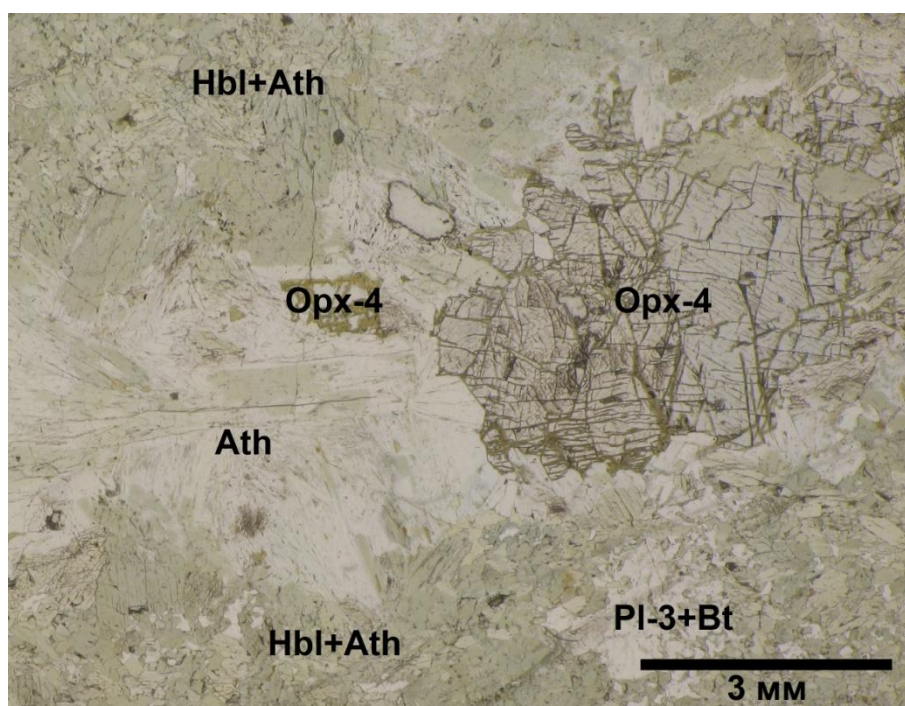
*Рис. 15. а – Антофиллитсодержащий бесплагиоклазовый пиковый метагаббронорит. б – регрессивный плагиоклазовый Ath-Орх-Bt амфиболит*

Поздний регрессивный этап метаморфизма характеризуется образованием безгранатовых плагиоклазовых амфиболитов. При замещении граната и роговой обманки (паргасита) образуется агрегат из плагиоклаза (Pl-3,  $An_{20-40}$ ) и пластинок коричневого биотита ( $x_{mg}=0,73-0,84$ ,  $Al=1,3-1,6$  ф.к.,  $Ti=0,1-0,2$  ф.к.) (рис. 15б). В породе сохраняются бесцветные скелетные порфиробласты ортопироксена (Орх-4), а также агрегат из роговой обманки и антофиллита. Кроме того в жилках вместе с зернами роговой обманки и доломита, антофиллит образует агрегат из радиально-лучистых кристаллов (рис. 17). В некоторых зернах роговой обманки обнаружены характерные структуры распада. Часть ламелий (около 1 мкм) в них обладает повышенным содержанием магния и железа, по данным рентгенофазового анализа они определены как куммингтонит.

В числе поздних замещений можно рассматривать появление небольших кайм натриевого-кальциевого хлористого скаполита по плагиоклазу (Pl-2 и Pl-3).



*Рис. 16. Агрегат антофиллита и роговой обманки, а также включения антофиллита в гранате. Образец NK14-025A*



*Рис. 17. Радиально-лучистый агрегат куммингтонита и антофиллита из регрессивных плагиоклазовых метагабброноритов, фотография без анализатора. Образец NK16-027/3*

## Глава 4. Структура, условия образования и классификация ромбических амфиболов

### 4.1 Строение и химический состав ромбических амфиболов

Ромбические амфиболы – это ленточные силикаты и их аналоги, которые относятся к надгруппе амфиболов с общей формулой:  $AB_2C_5T_8O_{22}W_2$ , где  $A = \square, Na, Ca, Li$ ;  $B = Fe^{2+}, Mg$ , реже  $Li, Mn^{2+}, Ca$ ;  $C = Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al, Fe^{3+}, Mn^{3+}, Li$ ;  $T = Si, Al$ ;  $W = (OH), O^{2-}$  (Hawthorne et al., 2012).

Для подвергшихся метаморфизму высокомагнезиальных пород наиболее известным и распространенным является антофиллит (рис. 18). Существуют также железомagneзиальные и литиевые ромбические амфиболы.

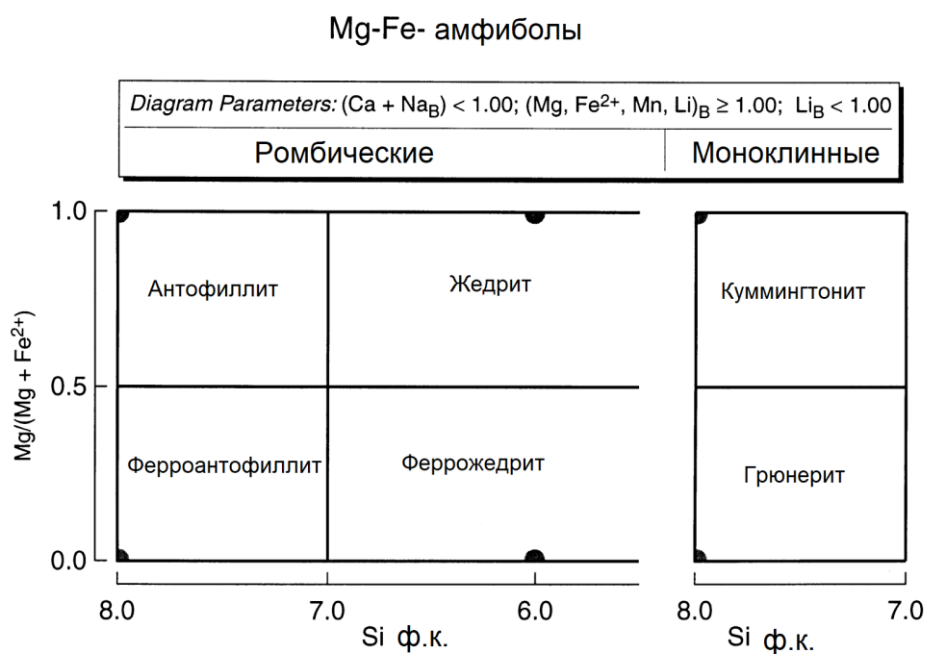


Рис. 18. Классификационная диаграмма железомagneзиальных амфиболов (Leake et al., 1997)

Согласно классификации ММА (международной минералогической ассоциации) железомagneзиальные ромбические амфиболы определяют по заполнению позиции «В»:  $B(Ca + \Sigma M^{2+}) / \Sigma B \geq 0.75$ ,  $B\Sigma M^{2+} / \Sigma B > B Ca / \Sigma B$  (Hawthorne et al., 2012). Среди них рассматривают миналы:

- антофиллит ( $\square Mg_2Mg_5(Si_8O_{22})(OH)_2$ ),
- жедрит ( $\square Mg_2(Mg_3Al_2)(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$ ),
- ферроантофиллит ( $\square Fe_2Fe_5(Si_8O_{22})(OH)_2$ ),

- феррожедрит ( $\square\text{Fe}_2(\text{Fe}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ ),
- натриевый антофиллит ( $\text{NaMg}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_7\text{AlO}_{22})(\text{OH})_2$ ),
- натриевый жедрит ( $\text{NaMg}_2(\text{Mg}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_5\text{Al}_3\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ ),
- натриевый ферроантофиллит ( $\text{NaFe}_2\text{Fe}_5(\text{Si}_7\text{AlO}_{22})(\text{OH})_2$ ),
- натриевый феррожедрит ( $\text{NaFe}_2(\text{Fe}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_5\text{Al}_3\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ ).

Из современной классификации (Hawthorne et al., 2012) временно изменены названия для натровых ромбических амфиболов. Поэтому для натрийсодержащих ортоамфиболов взяты названия из предыдущей классификации (Leake et al., 1997).

Железomagнезиальные ромбические амфиболы имеют моноклинные полиморфные модификации. Полиморфная модификация антофиллита называется куммингтонит ( $\square\text{Mg}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ ), а модификация ферроантофиллита – грюнерит ( $\square\text{Fe}_2\text{Fe}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ ).

В антофиллите могут происходить изоморфные замещения  $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$  (ряд антофиллит-ферроантофиллит),  $\text{Si}^{(\text{T})} + \text{Mg}^{(\text{C})} - \text{Al}^{(\text{T})} + \text{Al}^{(\text{C})}$  (ряд антофиллит-жедрит),  $\square^{(\text{A})}$  и  $\text{Si}^{(\text{T})} - \text{Na}^{(\text{A})}$  и  $\text{Al}^{(\text{T})}$  (ряд антофиллит – натриевый антофиллит).

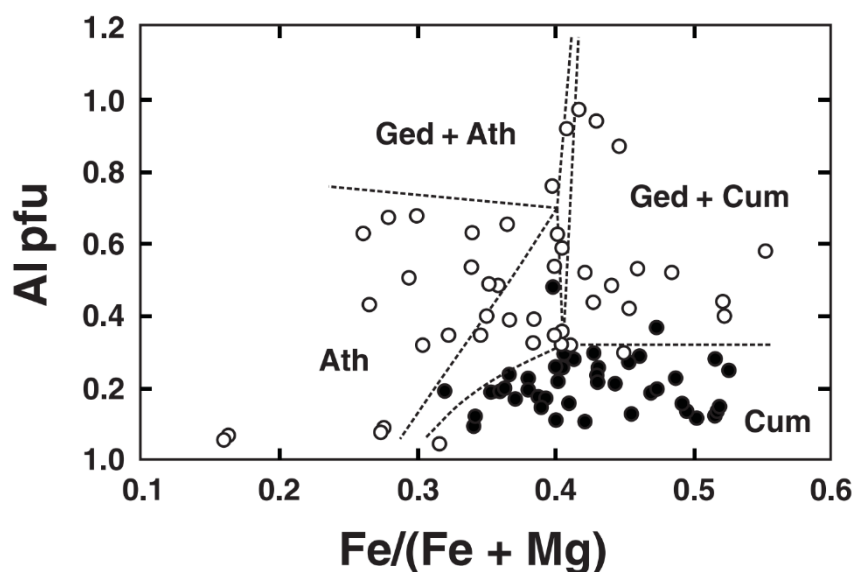


Рис. 19. Соотношение железомagneзиальных амфиболов в зависимости от содержания Al и Fe. Ath – антофиллит, Ged – жедрит, Cum – куммингтонит (Evans et al., 2001)

Изоморфные замещения у антофиллита ограничены. При  $x_{\text{Fe}} > 0.3$  (рис. 19) вместо антофиллита устойчивым становится моноклинный куммингтонит, с увеличением содержания Al поле антофиллита увеличивается. Вхождение в

антофиллит Al (более 0.7-0.8 ф.к.) приводит к образованию двух разных ромбических амфиболов: антофиллита и жедрита. Повышенные содержания Fe и Al приводят к появлению одновременно жедрита и куммингтонита (Evans et al., 2001).

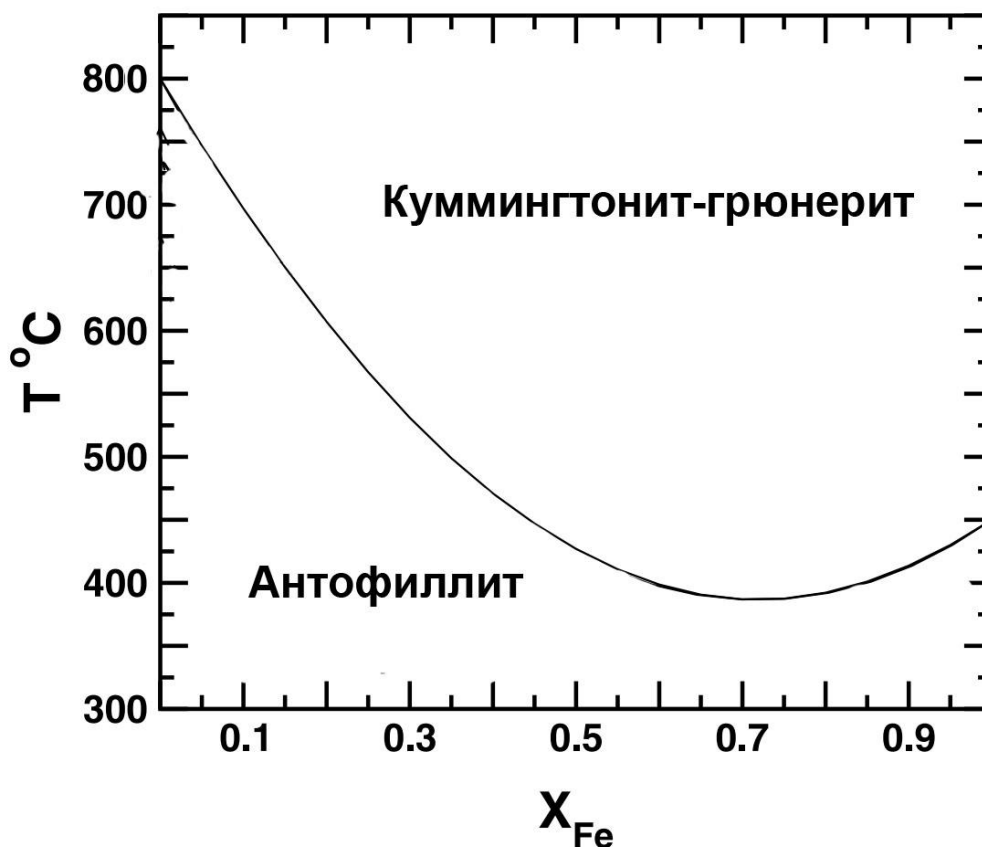


Рис. 20. Соотношение железомagneзиальных амфиболов в зависимости от температуры и содержания Fe (при 5 кбар) (Evans et al., 2001)

При 5 кбар высокомагнезиальный антофиллит устойчив вплоть до температур около 800 °C, при более высоких температурах он переходит в куммингтонит (рис. 20). Повышение  $x_{Fe}$  приводит к переходу ряда антофиллита-ферроантофиллита к моноклинным полиморфным модификациям ряда куммингтонит-грюнерит (Evans et al., 2001). В литературе отсутствует информация о влиянии  $x_{Fe}$  антофиллита на его устойчивость при повышенных давлениях.

Вхождение Al в ромбические амфиболы зависит от температуры. При высоких содержаниях алюминия при понижении температуры может произойти распад твердых растворов и образуется два ромбических амфибола: антофиллит и жедрит (Spear, 1980).



## 4.2 Условия образования Fe-Mg ромбических амфиболов

В системе  $MgO-SiO_2-H_2O$  антофиллит образуется при давлениях до 10-12 кбар и температурах до 800 °С (рис. 21). Нижняя по температуре граница поля устойчивости антофиллита – это:  $Tlc+2En=Ath$ , верхняя по температуре и давлению:  $2Ath=2Qtz+7En+H_2O$ . При повышении давления антофиллит становится неустойчив. Вместо этого протекает реакция:  $2Tlc=2Qtz+3En+2H_2O$ .

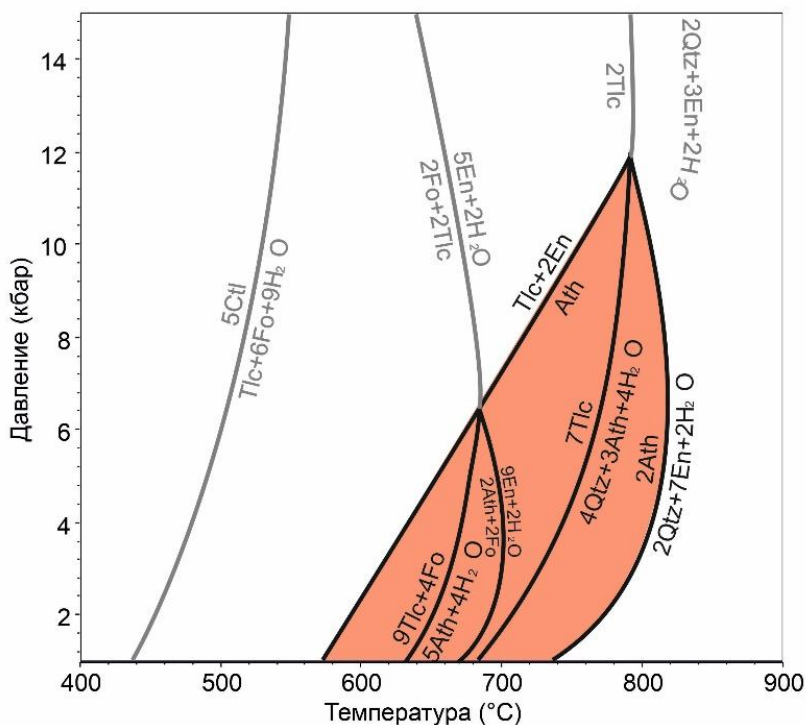


Рис. 21. Устойчивость антофиллита в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$ . Создано в программе WinTWQ (Berman, 2007) с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988)

Поле устойчивости антофиллита по экспериментальным данным (Chernovsky, 1985) и по термодинамическому моделированию с помощью программы WinTWQ в целом совпадает по минеральным реакциям, при этом верхний предел давлений по экспериментальным данным ниже (около 10 кбар) (рис. 22).

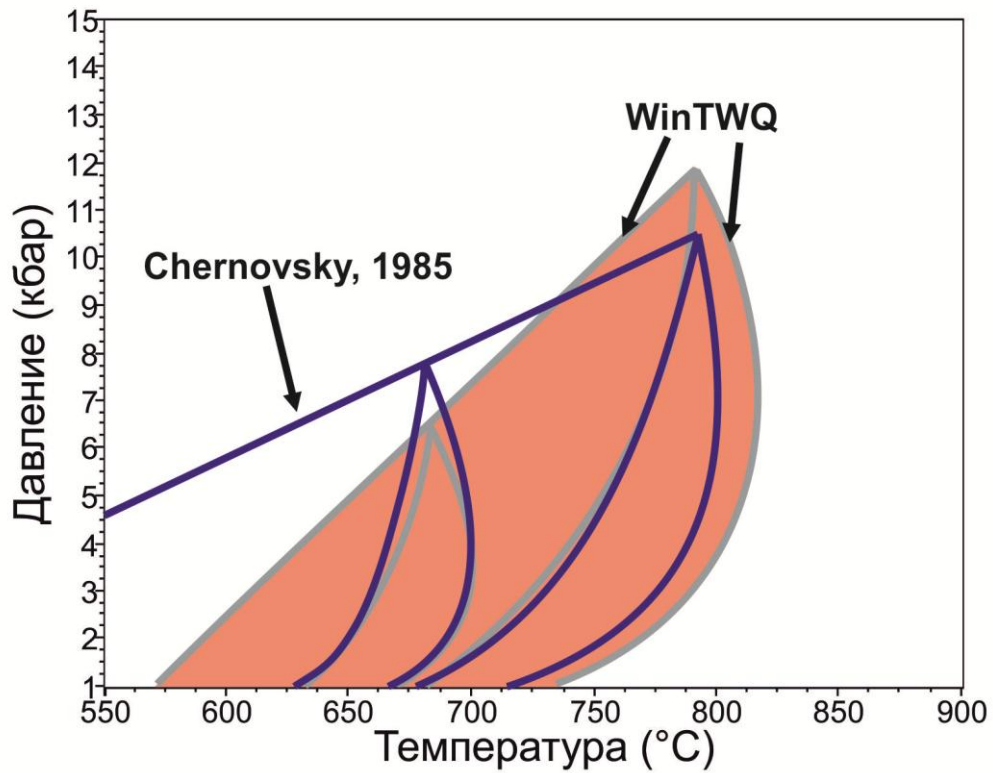


Рис. 22. Сравнение поля устойчивости антофиллита (система  $MgO-SiO_2-H_2O$ ), построенное в программе WinTWQ (Berman, 2007) с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988), а также экспериментальные данные (Chernovsky, 1985)

## Глава 5. Строение и условия образования антофиллита в метаморфизованных габброноритах Беломорской провинции

### 5.1 Строение и химический состав антофиллита из метагабброноритов

В исследованных образцах метагабброноритов Вуатваракского и Амбарнского массивов антофиллит обнаружен в пиковом и регрессивном парагенезисах. Для антофиллитов из пиковых парагенезисов характерны значения  $x_{Mg} = 0,66-0,76$  (рис. 22). Позиция «А» не заполнена ( $^A Na < 0,1$  ф.к.). В позиции «В» преобладает Fe (до 1,55–1,85 ф.к.), а также в небольших количествах Ca (до 0,15 ф.к.), Mn (до 0,04 ф.к.). В позиции «С» резко преобладает Mg (4,1–5,0 ф.к.), в небольших количествах присутствуют также Fe (до 0,5 ф.к.) и Al (до 0,4 ф.к.). Позиция «Т» заполнена преимущественно Si (7,4–8,0 ф.к.) и частично Al (0,5 ф.к.). В химических анализах антофиллита не определены добавочные анионные группы, поэтому при расчетах позиция «W» заполнялась OH–группами.

Антофиллиты из в регрессивным парагенезисе обладают близкой магниальностью ( $x_{Mg} = 0,72-0,74$ ). Распределение элементов по позициям сходно пиковыми антофиллитами. Позиция «А» не заполнена ( $^A Na < 0,1$  ф.к.). В позиции «В» преобладает Fe (до 1,67–1,85 ф.к.), а также в небольших количествах Ca (до 0,2 ф.к.), Mn (до 0,05 ф.к.). В позиции «С» резко преобладает Mg (4,8–4,9 ф.к.), в небольших количествах присутствуют также Fe (до 0,2 ф.к.) и Al (до 0,2 ф.к.). Позиция «Т» заполнена преимущественно Si (7,8–8,0 ф.к.) и частично Al (0,1 ф.к.). В химических анализах антофиллита не определены добавочные анионные группы, поэтому при расчетах позиция «W» заполнялась OH–группами.

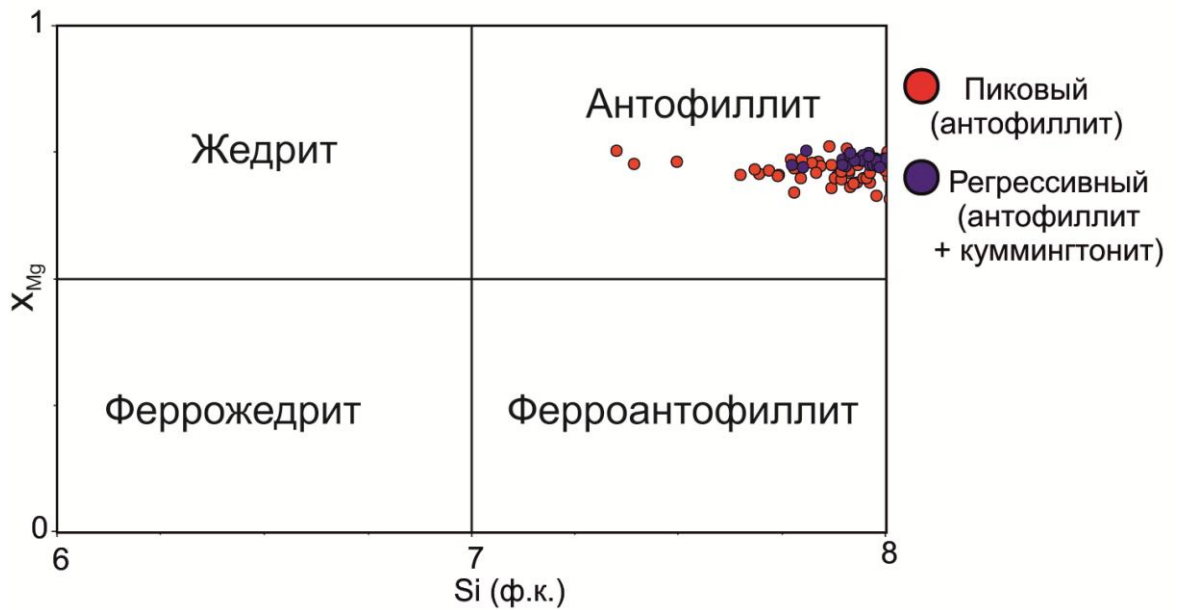


Рис. 22. Составы антофиллита из метагабброноритов Беломорской провинции

Данных химического состава недостаточно для диагностики антофиллита, у которого есть полиморфная модификация – куммингтонит. Вначале антофиллит исследован методом рамановской спектроскопии. По полученному спектру не удалось диагностировать антофиллит (рис. 24). При сравнении спектра со спектрами из базы данных оказалось, что базе данных RRUFF есть только один спектр (в разных версиях называется, либо антофиллит, либо куммингтонит).

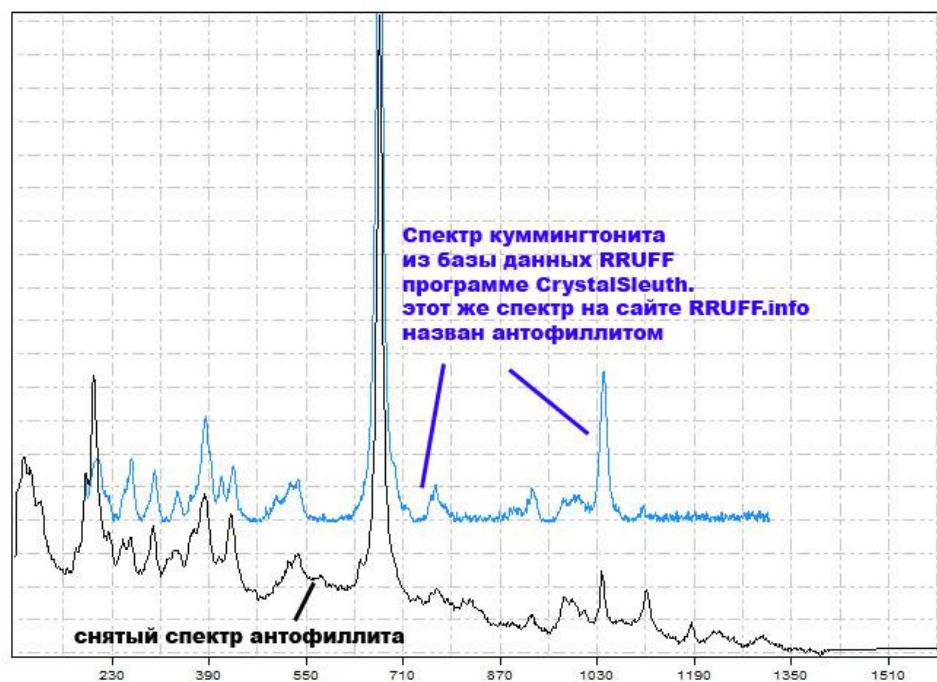


Рис. 24. Рамановский спектр антофиллита (база данных RRUFF). Образец NK16-027/3

Данные рентгенофазового анализа в пиковых метагабброноритах подтверждают наличие ромбического амфибола (рис. 25). В регрессивных метагабброноритах с плагиоклазом присутствует, и ромбический антофиллит, и моноклинный куммингтонит.

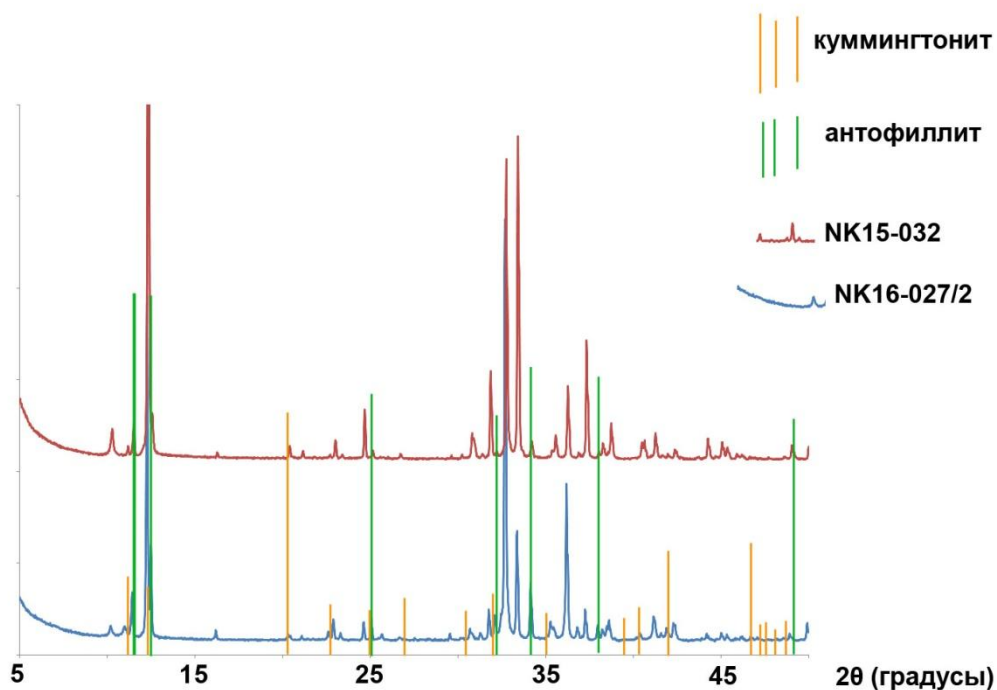
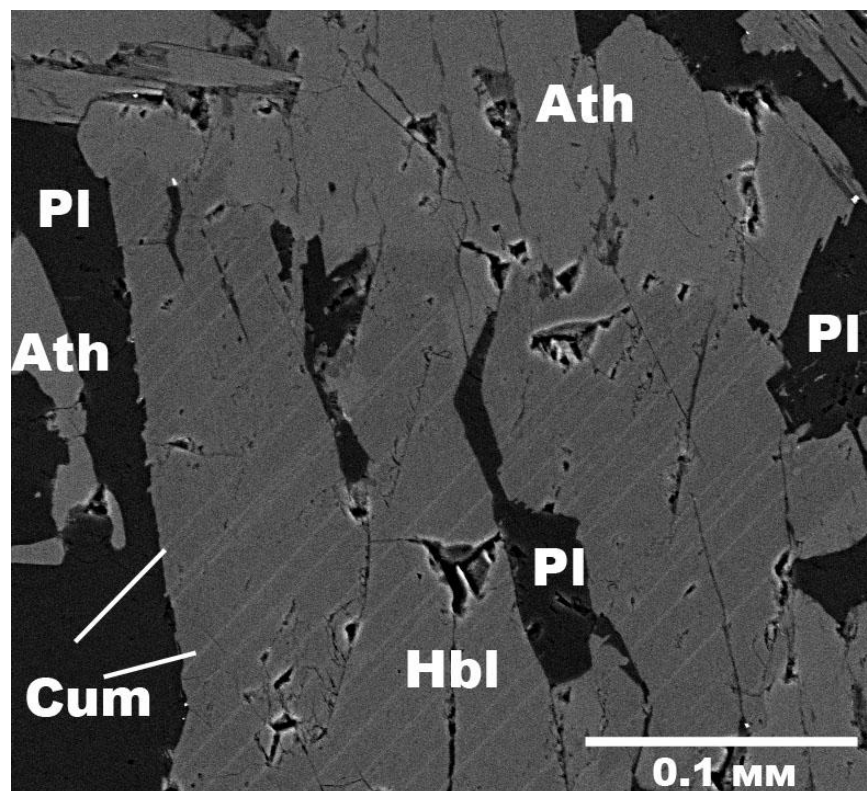


Рис. 25. Данные рентгенофазового анализа антофиллитсодержащих метагабброноритов

При микроскопическом исследовании в регрессивных парагенезисах не обнаружено срастаний антофиллита и куммингтонита. Однако в роговых обманках обнаружены структуры распада (рис. 26). В некоторых ламелях содержится повышенные содержания магния и железа относительно роговых обманок. Предположительно это может быть куммингтонит, обнаруженный по рентгенофазовому анализу.



*Рис. 26. Ламели предположительно куммингтонита в роговой обманке.*

*Образец NK16-027/3*

Термодинамическое моделирование поля устойчивости антофиллита проведено в программе WinTWQ (Berman, 2007), с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988). В системе  $MgO-SiO_2-H_2O$  верхний предел антофиллита ограничен давлением до 10-12 кбар и температурой 570-800°C (Рис. 27). При уменьшении мольной доли воды во флюиде сильно сужается поле устойчивости по температуре (до 500-600 °C) и по давлению (до 7 кбар).

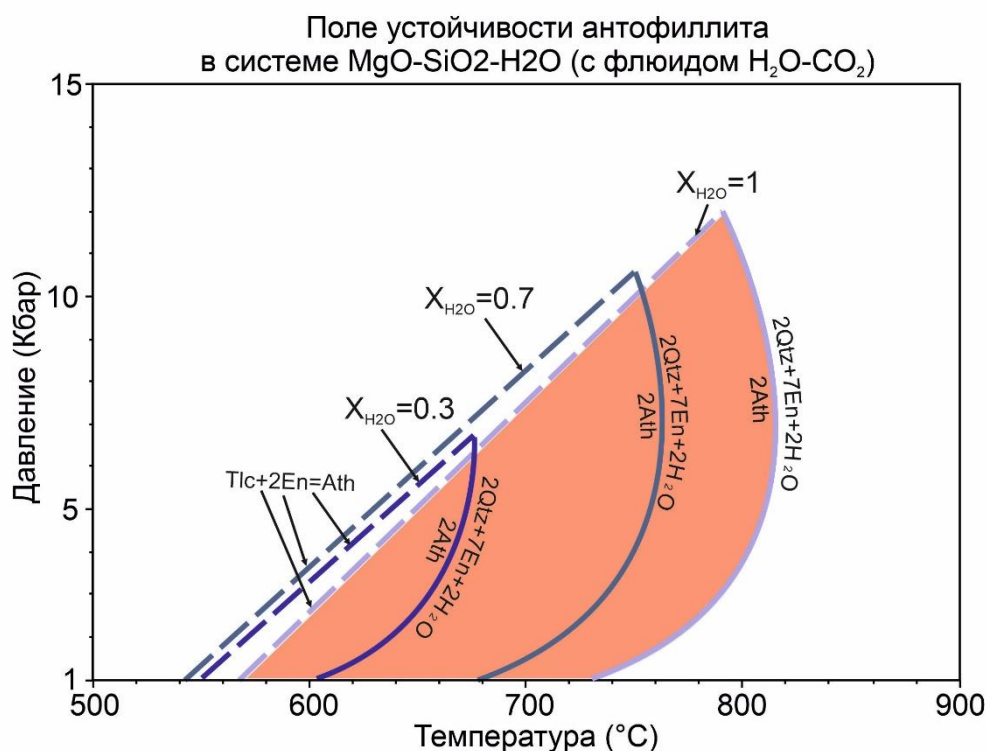


Рис. 27. Уменьшение поля устойчивости антофиллита (MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O) в зависимости от уменьшения мольной доли воды в водно-углекислотном флюиде. Создано в программе WinTWQ (Berman, 2007) с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988)

При моделировании влияния магнезиальности антофиллита на поле устойчивости для антофиллита взято значение  $x_{Mg(Ath)}=0,72$ . Это значение соответствует антофиллиту из бесплагноклазовых метагабброноритов. По магнезиальности рассчитана активность магния ( $a_{Mg}=(x_{Mg})^7$ ), показатель степени равный 7 соответствует количеству позиций, которые может заполнять магний в антофиллите. Активность магния в ортопироксене ( $x_{mg}=0,72$ ) и оливине ( $x_{mg}=0,76$ ) рассчитана в программе winTWQ (Berman, 2007), база данных JUN92 (Berman, 1988), для талька принята идеализированная формула и активности ( $a_{Mg}=1$ ).

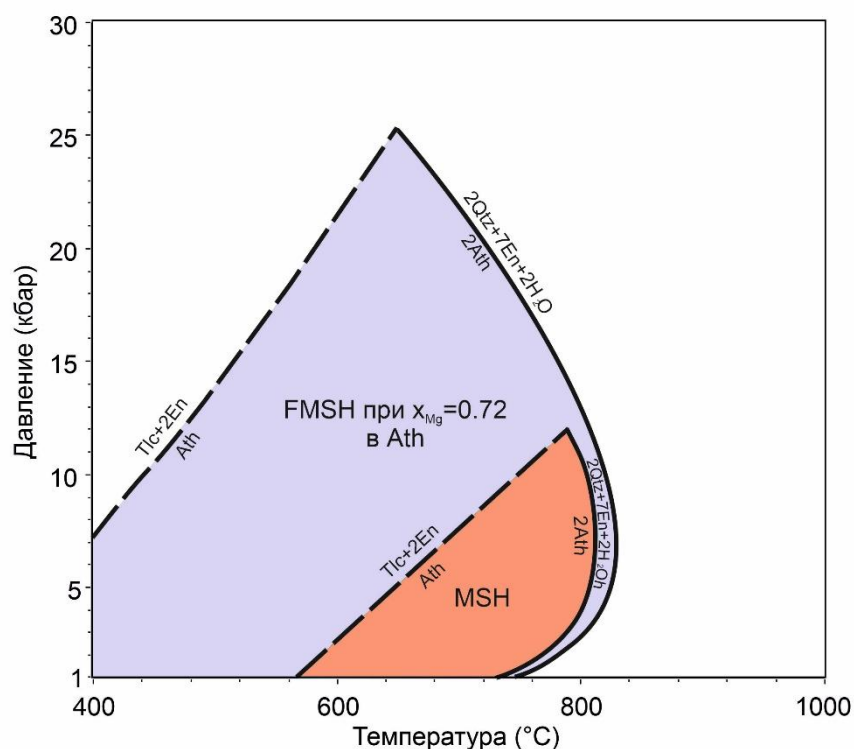


Рис. 28. Сравнение устойчивости антофиллита в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$  и природного антофиллита ( $x_{Mg}=0.72$ ). Поле устойчивости ограничено реакциями  $Tlc+2En=Ath$  и  $2Ath=2Qtz+7En+2H_2O$ . Создано в программе WinTWQ (Berman, 2007) с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988)

По данным моделирования видно, что уменьшение содержания магния в антофиллите и сосуществующих с ним минералах при одновременном увеличении содержания в них железа должно приводить к расширению поля устойчивости антофиллита в сторону более низких температур и более высоких давлений (до 25 кбар) (рис. 28). Предварительно, это позволяет объяснить обнаружение антофиллита в парагенезисах метагабброноритов, сформированных при давлении в 16-21 кбар (Азимов и др., 2019).



## 5.2 Определение P-T-параметров метаморфизма габброноритов

Для определения параметров формирования антофиллита из метагабброноритов выбраны образцы с бесплагноклазовыми парагенезисами, в которых среди породообразующих минералов присутствовали антофиллит, Са амфибол (паргасит-магнезиальная роговая обманка), гранат, ортопироксен и биотит. В известных термометрах и барометрах антофиллит не используется. Для пород, сформированных в условиях высоких давлений, недостаточно хорошо откалиброваны термометры и барометры с роговой обманкой. Поэтому для определения условий метаморфизма взяты составы граната, ортопироксена и биотита. Методом классической термобарометрии (программа PТQuick) получены значения температур и давлений в диапазонах 660-770°C и 12-23 кбар (рис. 29, рис. 30).

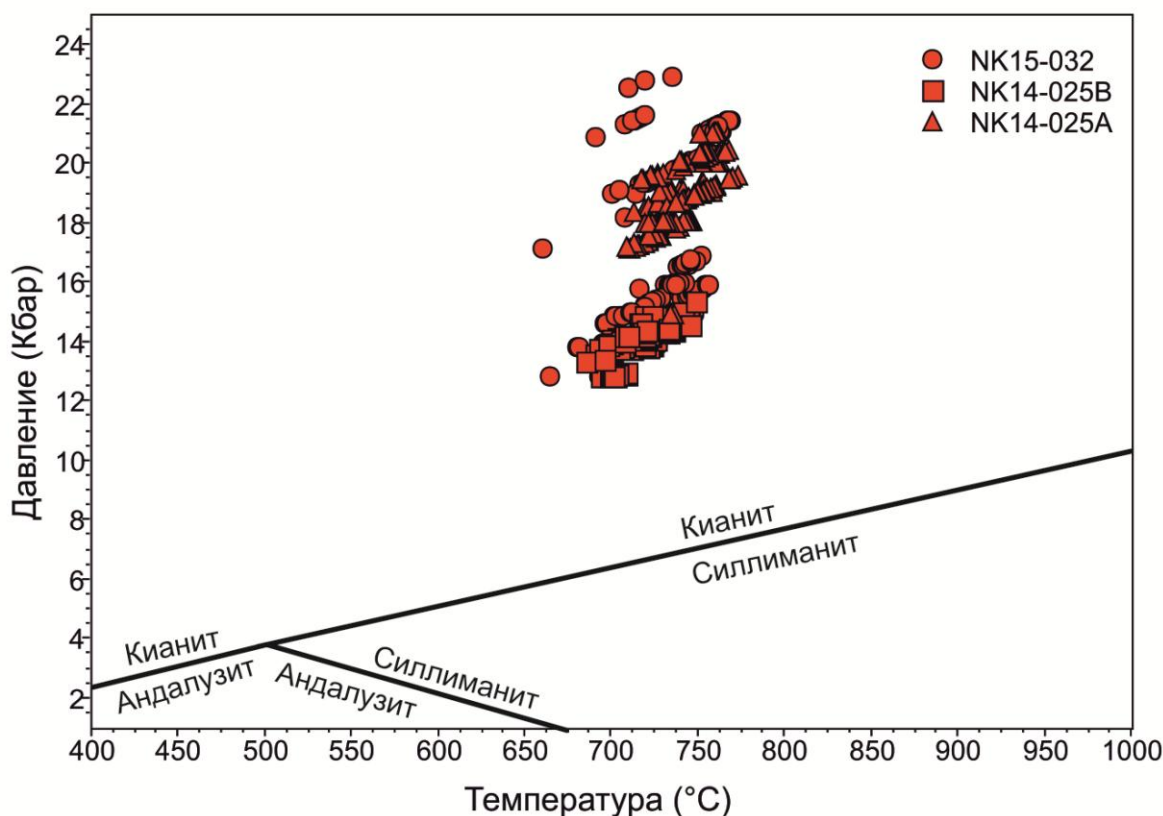


Рис. 29. Температуры и давления, рассчитанные по составам граната, ортопироксена и биотита в программе PТQuick. Границы полей устойчивости силикатов алюминия рассчитаны с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988).

Такой широкий интервал параметров можно объяснить общей неравновесностью породы, т.е. каждый набор минералов сохраняет определенный этап метаморфизма.

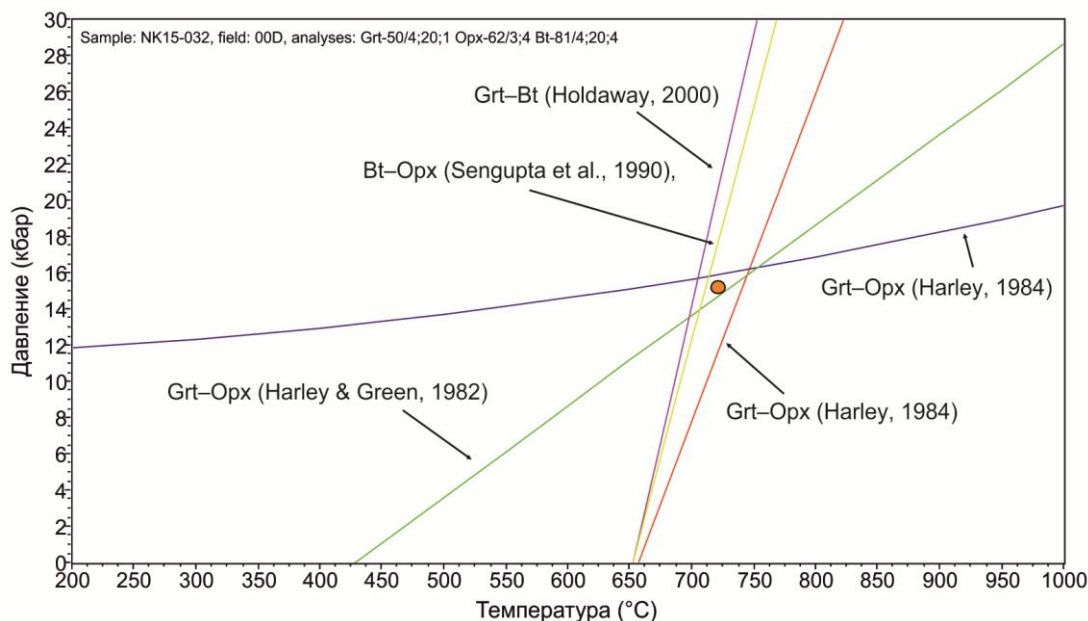


Рис. 30. Расчет температуры и давления по термометрам и барометрам по составам граната, ортопироксена и биотита в программе *PTQuick*. Оранжевой точкой отмечен готовый результат, рассчитанный методом «простых средних» – точка кратчайших среднеквадратичных расстояний в программе *PTQ\_Avg* (Доливо-Добровольский, 2016).

Полученные точки (по температуре и давлению) находятся выше поля устойчивости антофиллита в MSH системе. При этом большая часть точек попадает в поле устойчивости антофиллит рассчитанного по реальным составам минералов (рис. 31). Наличие точек за пределами поля можно объяснить несколькими причинами. Во-первых, при моделировании не учитывался алюминий, входящий в небольших количествах в состав антофиллита. Алюминий мог расширить поле устойчивости антофиллита. Во-вторых, природный антофиллит мог сформироваться не при самых пиковых параметрах, а немного ниже. В-третьих, могла повлиять погрешность метода. Определить температуру и давление образования для регрессивных антофиллитсодержащих пород не удалось по причине отсутствия граната в парагенезисе. Появление плагиоклаза в регрессивных парагенезисах позволяет предполагать, что породы сформировались при более низких параметрах давлений. Это подтверждается литературными данными по параметрам регрессивного тренда метаморфизма, для исследуемых пород (Азимов и др., 2019).

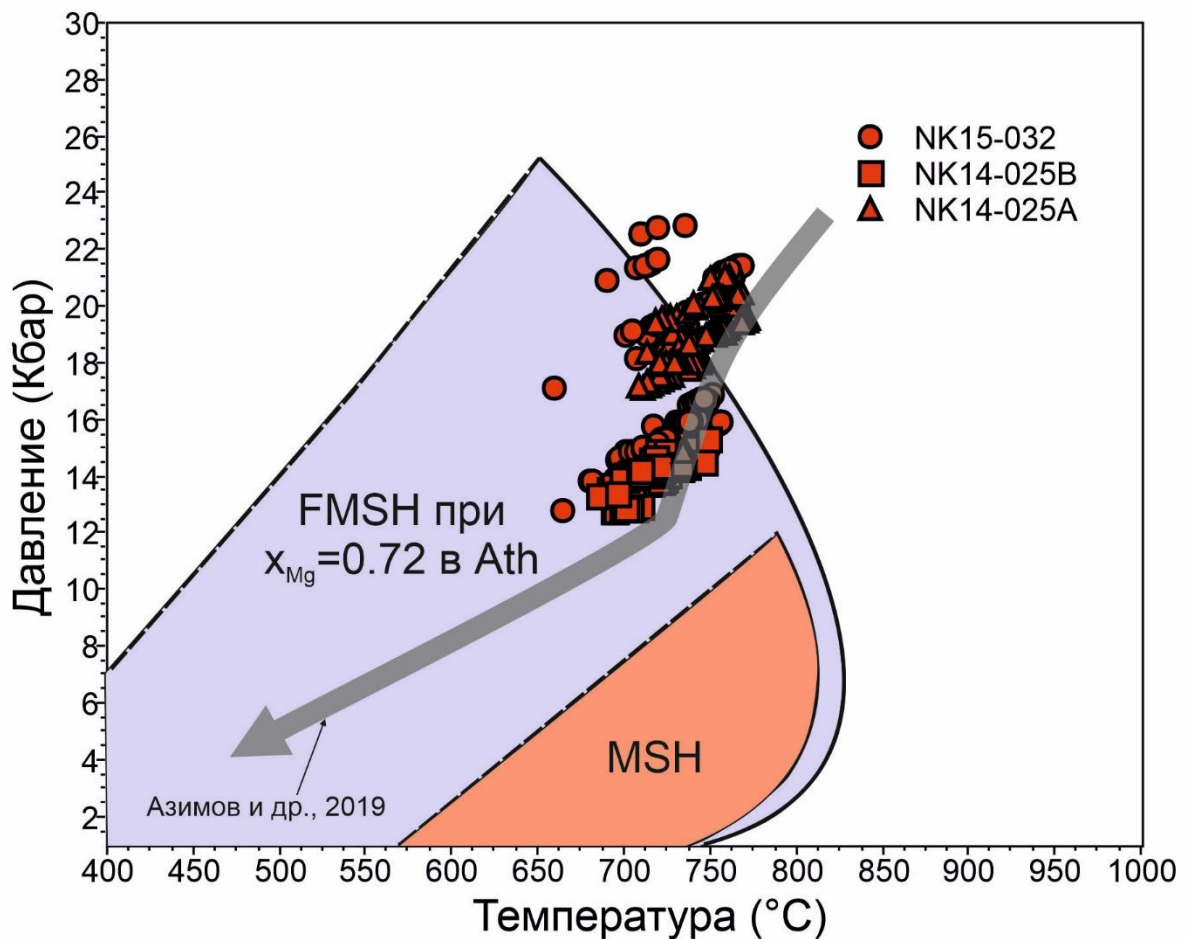


Рис. 31. Сравнение данных термодинамического моделирования в программе winTWQ (Berman, 2007) с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988), с рассчитанными параметрам давлений и температур в программе (PTQuick).

Серой стрелкой обозначен регрессивный тренд параметров метаморфизма габброноритов Вуатваракского и Йокиваракского массивов (Азимов и др., 2019).

## **Заключение**

По полученным данным о строении, химическом составе и условиях образования можно сделать следующие выводы:

- 1) В пиковых парагенезисах (Ath-Orx-Hbl-Grt-Bt) метагабброноритах Амбарнского и Вуатваракского массивов присутствует ромбический амфибол, являющийся антофиллитом.
- 2) Часть антофиллита формируется на регрессивной стадии за счет реакции ортопироксена (метаморфического и магматического) с водным флюидом.
- 3) Для антофиллита характерна магнезиальность равная 0.66-0.76. Позиция «А» не заполнена ( $^A\text{Na} < 0.1$  ф.к.). В позиции «В» высокие содержания Fe до 1.55–1.85 ф.к. и небольшие содержания Ca (до 0.15 ф.к.), Mn (до 0.04 ф.к.) и Na (до 0.1 ф.к.). Позицию «С» занимает Mg (4.1–5.0 ф.к.) и небольшие содержания Fe (до 0.5 ф.к.) и Al (до 0.4 ф.к.). Позиция «Т» заполнена Si (7.4–8.0 ф.к.) и Al (0.5 ф.к.).
- 4) За счет высокой активности воды, уменьшения активности магния, а также содержания железа и алюминия антофиллит из исследованных метагабброноритов может быть устойчив при давлениях до 25 кбар и при широком интервале температур (400–850 °С).
- 5) Условия формирования антофиллита в пиковых парагенезисах метагабброноритов соответствуют давлениям до 23 кбар и температурам до 800 °С.

## **Благодарности**

Автор хотел бы выразить благодарность своему научному руководителю профессору кафедры петрографии Ш.К. Балтыбаеву за руководство над исследованием, а также старшему научному сотруднику лаборатории Петро- и рудогенеза ИГГД РАН П.Я. Азимову за предоставление материалов исследования и консультации во время выполнения ВКР и рецензенту Д.В. Доливо-Добровольскому (старший научный сотрудник лаборатории Петро- и рудогенеза ИГГД РАН).

## Список литературы

1. Азимов П.Я., Бабарина И.И., Серебряков Н.С. Высокобарные минеральные парагенезисы в палеопротерозойских метагабброноритов массивов Вуатваракка и Йокиваракка (Чупинский парагнейсовый пояс, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. – М., 2019. С. 10–14.
2. Бабарина И.И., Степанова А. В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция, Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. №5. С. 3–19.
3. Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов на примере беломорского комплекса: монография / Институт геологии Карельского филиала АН СССР. — Ленинград: Наука, 1975. — 170 с.
4. Геология и пегматитоносность беломорид /М.Е. Салье, С.С. Бутузов, С.И. Душейко и др. – Л.: Наука, 1985. – 251 с.
5. Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ\_Comb. Версия 1.2.0.4. 2006а. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>
6. Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ\_View. Версия 1.2.0.22. 2006б. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>
7. Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа PTQ\_Avg. Версия 1.0. 2016. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptqavg>
8. Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований: автореферат дис. канд. геол.-минер. наук, 25.00.04 - петрология, вулканология. — Москва, 2017. — 23 с.
9. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и её соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
10. Моргунова А.А., Перчук А.Л. Петрология докембрийских метаультрамафитов Гридинского высокобарного комплекса, Карелия // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 173–192.
11. Ранний докембрий Балтийского щита / (ред.: Глебовицкий В.А.). СПб.: Наука. 2005, 711 с.
12. Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Азимов П.Я. и др. История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита:

- результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов с помощью дискретной химической абразии // Петрология. 2022. (Принята в печать).
13. Симаков С.К. и Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа PTQuick. Версия 1.4. 2009. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>
  14. Степанов В. С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
  15. Слабунов А.И. Геология и геодинамика Архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 295 с.
  16. Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
  17. Устинова В.В., Максимов О.А., Егорова С.В. Метабазиты Келейногубского массива Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита: состав, строение и условия метаморфизма. Вестник ВГУ. Серия: Геология, 2021, (3), P. 25–37.
  18. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O–CaO–MgO–FeO–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–TiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> // J. Petrol. 1988. V. 29. No. 2. P. 445–522.
  19. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. No. 4. P. 833–855.
  20. Berman R.G. winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geol. Surv. Canada, Open File 5462 (revised). 2007.
  21. Chernosky J.V., Day H.W., Caruso L.J. Equilibria in the system MgO–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O: experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite // American Mineralogist. 1985. 70 (3-4): P. 223–236.
  22. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London Mem. 2006. V. 32. P. 561–578.
  23. Haar L., Gallagher J.S., Kell G. NBS/NRC Steam Tables: thermodynamics and transport properties and computer programs for vapor and liquid states of water in SI units. Hemisphere, Washington, 1989. P. 320.
  24. Harley S.L., Green D.H. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites // Nature, 1982, v.300, P. 697–701
  25. Harley S.L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // Contrib. Mineral. Petrol., 1984a, v.86, P. 359–373

26. 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> // *Journal of Petrology*, 1984b, v.25(3), P. 665–696
27. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // *Amer. Mineral.* 2012. V. 97, P. 2031–2048.
28. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *American Mineralogist*, 2000, v.85, P. 881–892.
29. Kerrick D.M. and Jacobs G.K. A modified Redlich–Kwong equation for H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O mixtures at elevated pressures and temperatures, *Am. Miner.* 1981. P. 281.
30. Leake, B., Woolley, A., Arps, C. et al. Nomenclature of Amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 1997 61(405), P. 295-310.
31. Mader U.K., Berman R.G. An equation of state for carbon dioxide to high pressure and temperature. *American Mineralogist* 1991; 76 (9–10): P. 1547–1559.
32. Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // *Journal of Metamorphic Geology*, 1990, v.8(2), P. 191–197.
33. Spear F.S. The gedrite–anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont. *American Mineralogist* 1980. 65 (11-12): P. 1103–1118.
34. Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N., et al. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // R.K. Srivastava, R.E. Ernst, K.L. Buchan and M. De Kock (eds.), *Large Igneous Provinces and their Plumbing Systems*. Geological Society, London, Special Publications, 2022, V. 518.
35. Zakharov D.O., Bindeman I.N., Serebryakov N.S. et al. Low  $\delta^{18}\text{O}$  rocks in the Belomorian belt, NW Russia, and Scourie dikes, NW Scotland: A record of ancient meteoric water captured by the early Paleoproterozoic global mafic magmatism // *Precamb. Res.* 2019. V. 333. P. 1–15.
36. Whitney D.L., Evans B.W., Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 2010; 95 (1): P. 185–187.