

УДК 551.72+551.21(470.22)

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ПОРОДАХ МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА)¹

© 2024 г. Э. С. Вивдич^{a, b}, Ш. К. Балтыбаев^{a, c, *}, О. Л. Галанкина^a

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^bСанкт-Петербургский горный университет, Геологоразведочный факультет, Санкт-Петербург, Россия

^cСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: shauket@mail.ru

Поступила в редакцию 26.10.2022 г.

После доработки 03.06.2023 г.

Принята к публикации 19.10.2023 г.

В Мейерской тектонической зоне изучены минеральные реакции в метаморфических породах и восстановлен *P-T* тренд развития этой шовной структуры, по которой протерозойский гранулитовый комплекс Свекофеннского пояса был надвинут на низкотемпературные породы окраины архейского Карельского кратона. Находки реликтового ставролита и других минералов в виде включений в порфириобластах граната позволили выявить *P-T* параметры прогрессивной стадии метаморфизма. По составу реликтовых минералов в порфириобластах граната получены значения температуры 500–600°C при давлении около 5 кбар. Пиковые условия метаморфизма в Мейерской тектонической зоне составляют >700°C и ~7 кбар. Регрессивная стадия начиналась с декомпрессии при указанных выше температурах со сменой гранулитовых гиперстенсодержащих парагенезисов более низкотемпературными – амфиболсодержащими. Дальнейшее понижение *P-T* параметров метаморфизма сопровождалось активным образованием водосодержащих минералов как результата увеличения роли водного флюида в сдвиговой зоне. Тренд эволюции *P-T* параметров пород тектонической зоны направлен “по часовой стрелке” и отражает эксгумацию свекофеннского гранулитового комплекса в ходе орогенеза.

Ключевые слова: тектоническая зона, эволюция, метаморфизм, минеральный парагенезис, термометрия, тренд, эксгумация гранулитов

DOI: 10.31857/S0869590324020046 **EDN:** DCRASR

ВВЕДЕНИЕ

Мейерская тектоническая зона (МТЗ) – одна из главнейших тектонических структур, отделяющих комплексы архейского и палеопротерозойского возраста окраины Карельского кратона от палеопротерозойских комплексов Свекофеннского подвижного пояса в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Породы рассматриваемого района Северного Приладожья метаморфизованы. Зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии усиливается с северо-востока на юго-запад от условий зеленосланцевой до гранулитовой фации (Балтыбаев и др., 2000), а в метаморфической эволюции МТЗ выделяется

несколько стадий (Балтыбаев и др., 1996; Балтыбаев, Вивдич, 2021).

В пределах МТЗ проявлена резкая смена степеней метаморфизма. В северной ее части породы ладожской серии метаморфизованы в условиях среднетемпературной амфиболитовой фации. Здесь фиксируются первые признаки мигматизации в виде редких лейкосом в мусковит-биотитовых гнейсах (Балтыбаев и др., 2000). Южная часть МТЗ сложена породами гранулитовой фации, которые сильно мигматизированы и ретроградно изменены (Балтыбаев, Вивдич, 2021). Регрессивные процессы наиболее интенсивно проявлены внутри МТЗ в зонах пологого расланцевания.

Для пород Мейерской тектонической зоны ранее не проводилось комплексное изучение ряда минеральных ассоциаций, как и обобщение многочисленных петрографических наблюдений

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590324020081 для авторизованных пользователей.

о последовательности, типах и возможных механизмах минеральных реакций. Настоящая статья нацелена на систематизацию и интерпретацию метаморфических реакций в породах МТЗ, которые отражены в реакционных структурах между минералами. Оценены *P-T* условия метаморфизма пород, содержащих различные минеральные ассоциации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Мейерская зона протягивается более чем на 40 км, плавно меняя субширотное простирание у северо-западной береговой линии Ладожского озера на северо-западное направление далее к территории Финляндии (рис. 1, врезка). Вместе с поясом Саво в Финляндии эта зона входит в состав крупной тектонической структуры региона, которую называют Раахе-Ладожской шовной зоной (Ладожская ..., 2020 и ссылки в ней).

Видимая мощность МТЗ около 20 км, а реконструированная истинная мощность — порядка 6–8 км. В ее пределах выделяются автохтонный и аллохтонный блоки, относящиеся к окраине Карельского кратона и Свекофеннскому поясу соответственно. Граница между автохтоном и аллохтоном была установлена и охарактеризована ранее (Балтыбаев и др., 1996, 2000, 2009). Северная и южная границы МТЗ проводятся условно по изменению характера падения структур от пологопадающих внутри этой зоны к крутопадающим вне ее (рис. 1). В северной части МТЗ присутствуют небольшие гранито-гнейсовые купола, опрокинутые на север и северо-восток, вплоть до образования лежащих изоклиналиных складок (рис. 1, разрез).

Структурные особенности МТЗ позволяют интерпретировать ее как зону надвигов, в которой преобладают пологопадающие на юг структуры, одинаково распространенные на севере и юге от главного сместителя, положение которого надежно устанавливается в южной оконечности о. Хавус (рис. 1). Хорошая обнаженность пород в его береговой зоне позволяет выявить наличие резкого контакта для слабо- и сильнометаморфизованных пород, относящихся к разным блокам. Развитие специфических для указанного участка линзовидно-полосчатых мигматитов указывает на проявление сдвиговых деформаций. Есть и другие, в том числе минералого-петрографические свидетельства тектонического контакта, о чем будет сказано ниже. Плоскость главного сместителя имеет падение на юг под углом 20°–30°, что совпадает с наклоном субмеридиональной линейности в метаморфических породах. Указанная линейность фиксируется по шарнирам мелких складок, отдельным вытянутым будинам, а также удлиненным зернам

некоторых метаморфических минералов. Структурно-кинематические элементы в породах МТЗ свидетельствуют о тектоническом перемещении вещества с юга на север в современных координатах, т.е. надвига пород высокотемпературного Свекофеннского блока на относительно низкотемпературные метаморфические породы окраины Карельского кратона. Характерным структурным элементом пород МТЗ является также выдержанное пологое залегание с погружением на юг метаморфической полосчатости и сланцеватости пород.

Полого падающая на юг и юго-запад полосчатость в толщах МТЗ выражена в чередовании гнейсов, лейкосом мигматитов и кристаллических сланцев, а сланцеватость ориентирована параллельно ей. Поверхности сместителей в зонах пластического сдвига маркируются наличием бластомилонитов с линзовидно-полосчатой текстурой. Для тектонической зоны характерно формирование линзовидных тел гранитоидов, которые испытали сильное растяжение и ориентированы параллельно мономинеральной и агрегатной линейности с пологим падением на юг и юго-запад.

МТЗ сложена гнейсами разнообразного состава, мигматитами, амфиболитами и многочисленными телами гранитоидов. Присутствуют также метаморфизованные плутонические породы основного состава. По возрасту протолита породы региона делятся на архейский и протерозойский комплексы.

Породы архейского комплекса присутствуют только в автохтонном блоке МТЗ и представлены преимущественно гранито-гнейсами, среднезернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и полимигматитами. Среди них встречаются биотит-роговообманковые и клинопироксеновые кристаллические сланцы. Породы архейского комплекса сильно деформированы и имеют выраженную сланцеватость, местами в них обнаруживаются изоклиналиные складки разных порядков. Для архейских пород характерны куполовидные структуры, получившие название “окаймленных гнейсовых куполов” (“mantled gneiss domes”) (Eskola, 1949). Купола состоят из гранито-гнейсовых ядер архейского возраста, которые обрамляются протерозойскими амфиболитами с горизонтами метакварцитов в основании. Архейский возраст (2.7–2.6 млрд лет) протолита гранито-гнейсовых куполов установлен U-Pb датированием циркона (Тугаринов, Бибилова, 1980; Мыскова и др., 2012; Вревский, 2021).

Породы протерозойского комплекса представлены преимущественно метаосадками и амфиболитами, образованными по толеитовым базальтам (Светов, Свириденко, 1992). Они составляют большую часть разреза и выделяются как ятулий-людиковская

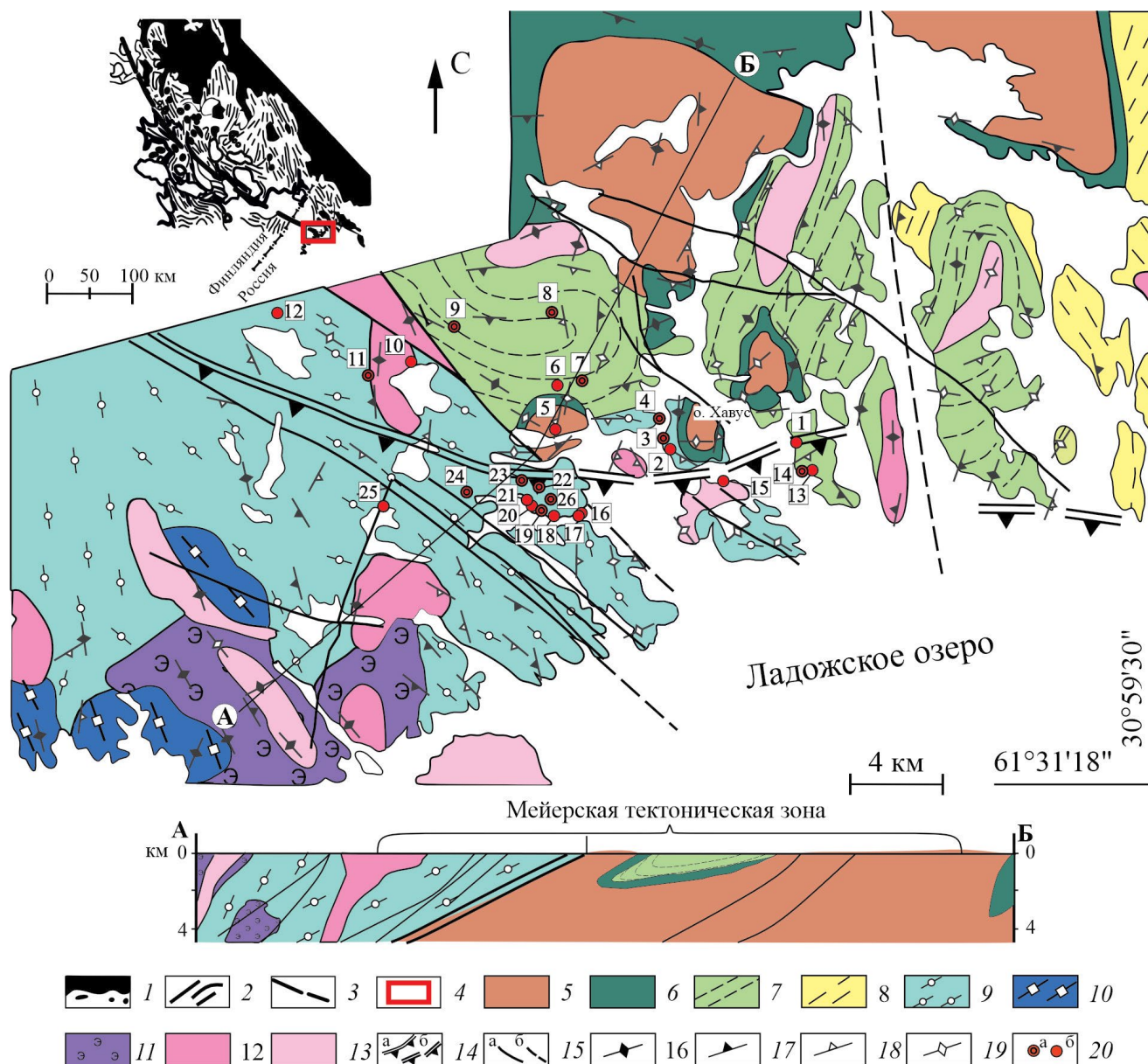


Рис. 1. Схема геологического строения района Мейерской тектонической зоны. 1–4 (на врезке): 1 – архейский фундамент в пределах Карельского крона и его фрагменты; 2 – палеопротерозойские сланцы и гнейсы; 3 – главная сutura Раахе-Ладожской зоны; 4 – изученная площадь Мейерской тектонической зоны. 5 – архейские гранито-гнейсы; 6–10 – палеопротерозойские амфиболиты, сланцы и гнейсы сортавальской, ладожской и лахденпохской серий: 6 – ранний протерозой, метабазиты (амфиболиты) сортавальской серии, 7, 8 – ладожская серия: 7 – мусковитовые, ставролитовые сланцы, 8 – мусковит-биотитовые, гранатовые гнейсы, 9, 10 – лахденпохская серия: 9 – гранат-кордиеритовые, гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты, 10 – гиперстеновые гнейсы; 11–13 – свекофенские интрузии: 11 – синорогенный куркиекский комплекс 1.89–1.88 млрд лет (нориты, эндербиты), 12 – синорогенный лауватсарско-импиниеский комплекс 1.88–1.87 млрд лет (ранняя фаза: габбро, диориты, кварцевые диориты; поздняя фаза: тоналиты), 13 – позднеорогенные калиевые граниты нерасчлененные 1.87–1.80 млрд лет; 14 – положение главного сместителя тектонической зоны: а – установленное, б – предполагаемое; 15 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 16–19 – ориентировка сланцеватости и гнейсовидности: 16 – субвертикальной (70°–90°), 17 – крутопадающей (50°–70°), 18 – пологопадающей (30°–50°), 19 – субгоризонтальной (0°–30°); 20 – местоположение обнажений, образцы из которых: а – использованы при *P-T*-метрии, б – прочие; цифрами обозначены номера образцов: 1–12 – автохтонного блока (1 – 5442а, 2 – 5267а, 3 – Б-20-455-2, 4 – Б-20-454, 5 – 996-1, 6 – 994-1, 7 – Б-20-425, 8 – Б-20-458, 9 – Б-20-464, 10 – Б-20-461, 11 – Б-20-417, 12 – 4098б), 13–26 – аллохтонного блока (13 – 5445, 14 – 5444а, 15 – 5785, 16 – Б-20-436, 17 – Б-20-435, 18 – Б-20-433, 19 – Б-20-427, Б-20-466, 20 – Б-20-466, 21 – Б-20-441, 22 – 2465v, 23 – Б-20-439, 24 – Б-20-450, 25 – Б-20-448, 26 – 5206в). Разрез по линии А–Б.

сортавальская серия нижнего протерозоя. Как и ахейские, породы данной серии распространены только в автохтонном блоке и отсутствуют в аллохтонном. Время накопления сортавальской осадочно-вулканогенной серии 1.99–1.96 млрд лет (Шульдинер и др., 2000).

Большую часть протерозойского разреза составляют терригенные отложения калевия, представленные метаморфизованными турбидитами (флишем) ладожской серии, которые с перерывом перекрывают толщи сортавальской серии. Этот терригенный комплекс развит как в автохтонном блоке, так и аллохтонном, где в силу высокой степени метаморфизма и потери признаков стратификации назван лахденпохской метаморфической серией (Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2000). В составе ладожской и лахденпохской серий присутствуют известково-щелочные и субщелочные метавулканиды. Время накопления вулканогенно-осадочных толщ указанных серий составляет 1.92–1.89 млрд лет (Балтыбаев, Левченков, 2005; Ладожская ..., 2020).

Все породы в автохтонном блоке были подвержены двум этапам высокотемпературного метаморфизма, которые, согласно U-Pb изотопному датированию метаморфогенных циркона и монацита, проявились в периоды 1.88–1.86 и 1.81–1.79 млрд лет (Балтыбаев и др., 2005а, 2009). Значительно позднее, 0.4–0.5 млрд лет назад, породы были затронуты низкотемпературными метаморфическими преобразованиями в небольших зонах дислокаций (Балтыбаев и др., 2017).

Породы аллохтонного блока испытали гранулитовый метаморфизм и мигматизацию, возраст которых, согласно данным U-Pb изотопного датирования метаморфогенного циркона и монацита, составляет 1.88–1.86 млрд лет (Балтыбаев и др., 2005а, 2009). Более поздние (1.80 и 0.4 млрд лет назад) метаморфические преобразования в этом блоке проявились локально и фиксируются при U-Pb датировании циркона по нижнему пересечению дискордии с конкордией (0.4 млрд лет), а также возрасту апатита и монацита (1.80 млрд лет) из метаморфизованных плагиогранитов (Балтыбаев и др., 2005б).

Плутонические породы МТЗ

Интрузивные образования распространены как в автохтонном, так и в аллохтонном блоках МТЗ. Наиболее древние из них – ранне- и синорогенные куркиекский норит-эндербитовый и лауватсарско-импиниеский габбро-диорит-тоналитовый комплексы, проявленные небольшими, часто пространственно-сгруппированными массивами (Шульдинер и др., 1995; Балтыбаев и др., 2000). U-Pb возраст пород обоих комплексов близкий – 1.88 и 1.87 млрд лет соответственно (Богачев и др., 1999; Балтыбаев и др., 2004а).

В двух блоках присутствуют фрагменты сильно метаморфизованных даек основного и среднего состава, секущих породы норит-эндербитового и габбро-диорит-тоналитового комплексов. Время внедрения и метаморфизма даек – 1.866 млрд лет (Балтыбаев и др., 2006).

Более поздние (позднеорогенные) калиевые граниты S-типа в МТЗ слагают крупные плутоны, иногда мигматит-плутоны. Согласно U-Pb возрастам циркона и монацита из пород наиболее крупных интрузивных тел, они образовались 1.87–1.86 млрд лет назад (Konopelko, Eklund, 2003; Балтыбаев и др., 2004а, 2004б).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Из Мейерской тектонической зоны было отобрано 27 образцов метаморфических и метаморфизованных интрузивных пород, в которых выявлены реакционные взаимоотношения между минералами (табл. 1). Из образцов были изготовлены прозрачно-полированные шлифы для электронной микроскопии и микрозондовых исследований составов минералов (см. Supplementary², ESM_1.xlsx–ESM_8.xlsx). Исследования минералов проводились на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA, оснащённом энергодисперсионным спектрометром JEOL JED-2200 (ИГГД РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Предел обнаружения определяемых элементов – 0.1%. Результаты рентгеноспектрального микроанализа обрабатывались в программе MINAL3 (автор Д. В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН). Фотографии шлифов сделаны с использованием программно-управляемых цифровых фотокамер, установленных на оптических микроскопах и связанных с персональным компьютером.

Для изученных метаморфических пород МТЗ оказались применимы следующие методы “классической” геотермобарометрии:

- 1) гранат-биотитовый геотермометр (GB, Holdaway, 2000);
- 2) гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевый геобарометр (GBPQ, Wu et al., 2006);
- 3) гранат-биотит-мусковит-плагиоклазовый геобарометр (GBMP, Wu, 2015).

Предпочтение вышеприведенному набору было отдано в силу использования общей базы экспериментальных данных при калибровке

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены Supplementary: ESM_1.xlsx – ESM_8.xlsx – Химический состав минералов; ESM_9.xlsx–ESM_12.xlsx – Список использованных минеральных реакций (для рис. 8, 9, 10 и 12 соответственно).

Таблица 1. Изученные породы и их минеральные ассоциации

Номер образца	Блок	Гранат-биотитовые (± ортопироксен ± амфибол)	Гранат-мусковит- биотитовые	Высокоглиноземистые
5444а	Ал	$Grt + Amp_1 + Opx_1 + Bt + Pl_1 + Qz, Opx_2, Pl_2, Amp_2$		$Grt + Bt + Sil + Crd_1 + Pl + Kfs + Qz, Crd_2, Ms$
5206в	Ал			
5445	Ал	$Grt + Bt + Pl + Qz$		
4098b	Авт		$Grt + Bt + Pl + Qz + Kfs + Ilm, Ms$	
2465в	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl + Qz \pm Kfs, Bt_2, Ms, Chl$	
996-1	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
994-1	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
5267а	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
5442а	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
5785	Ал	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
Б-20-417	Авт	$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Qz + Kfs, Bt_2, Pl_2$		
Б-20-425	Авт		$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Qz + Ilm + Rt, Bt_2, Pl_2, Ms, Chl$	
Б-20-427	Ал	$Grt + Bt + Pl + Mc^* + Qz$		
Б-20-427-1	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Mc + Qz, Bt_2, Pl_2, Ms, Chl$	
Б-20-433	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl + Qz \pm Kfs, Bt_2, Ms, Chl$	
Б-20-435	Ал		$Grt + Bt_1 + Ms_1 + Pl + Qz + Kfs + Rt, Bt_2, Ms_2$	
Б-20-436	Ал	$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Qz + Kfs, Bt_2, Pl_2$		
Б-20-439	Ал		$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs, Ms$	
Б-20-441	Ал	$Grt + Bt + Pl + Qz$		
Б-20-448	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl + Mc + Qz + Rt, Bt_2, Ms, Chl$	
Б-20-450-1	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Qz \pm Kfs, Bt_2, Pl_2, Ms$	
Б-20-454	Авт		$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs + Rt, Ms$	
Б-20-455-2	Авт		$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs + Ilm + Rt, Ms$	
Б-20-458	Авт			$Grt + Bt + Pl + Crd + Qz \pm Kfs + Ilm, Ms, Als$
Б-20-461	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz$		
Б-20-464	Авт			$Grt + Bt + Pl + Qz + Sil \pm Kfs + Ilm + Rt$
Б-20-466	Ал	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		

*Микроклин диагностирован оптическими методами.

геотермобарометров (Wu et al., 2006; Wu, 2015). Все они включены в программу PTQuick (Симаков, Доливо-Добровольский, 2009), которая представляет собой банк разнообразных минеральных термометров и барометров. Данный пакет совместно со вспомогательными программами PTQ_Comb и PTQ_Avg (Доливо-Добровольский, 2016а, 2016б) был использован для расчета части P - T параметров минералообразования, когда составы минералов находились в пределах, рекомендованных при калибровке геотермобарометров, и по совокупности данных предполагалось достижение химического равновесия между сравниваемыми минералами.

Для получения значений P и T с проверкой достижения равновесия в минеральных ассоциациях был применен метод TWEEQU (TWQ, winTWQ), позволяющий рассчитать все возможные минеральные реакции с участием минералов–твердых растворов с учетом активностей минералов этих твердых растворов. Метод “мультиравновесной” термобарометрии – TWEEQU (Thermobarometry With Estimation of EQUilibration state) реализует вышеуказанный принцип с помощью компьютерной программы winTWQ v.264 (Berman, 1991)³. Расчеты выполнялись с дополнениями TWQ_Comb (Доливо-Добровольский, 2006б) и TWQ_View (Доливо-Добровольский, 2006а). Преимущество применения данного метода, в отличие от “классической” геотермобарометрии, заключается в использовании для всех минералов внутренне согласованной термодинамической базы данных. В настоящей работе применялась база данных dec06.dat (термодинамические константы) и dec06.sln (модели твердых растворов) (Berman, Aranovich, 1996; Berman et al., 2007). Метод “мультиравновесной” термобарометрии по характеру взаимного пересечения линий минимум трех независимых реакций на P - T диаграмме позволяет судить о наличии или же отсутствии термодинамического равновесия между минералами при конкретных значениях P и T .

Метод THERMOCALC применялся для оценки P - T условий образования ставролита, твердый раствор которого отсутствует в базе данных TWQ и, соответственно, не может быть использован в термобарометрических расчетах с помощью TWQ. Для оценки P - T параметров образования ставролита был использован модуль avPT из программы THERMOCALC v. 3.33 с базой данных tc-ds55s (Holland, Powell, 1998) с дополнением TC_Comb (Доливо-Добровольский, 2013).

Моделирование минеральных парагенезисов в программе PERPLE_X основано на минимизации энергии Гиббса минеральной системы. Данный метод также применялся для оценки P - T параметров

образования ставролита. В настоящей работе моделирование фазовых равновесий выполнялось с помощью версии программы PERPLE_X v.6.9.1 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2022 г.). В расчетах использовалась база термодинамических данных hp62ver (Holland, Powell, 2011) для минералов и твердых растворов биотита Bio(TCC), полевых шпатов (feldspar), хлорита Chl(W), граната Gt(W), шпинели Sp(W), ортопироксена Opx(W), белых слюд Mica(CHA), хлоритоида Ctd(W), ставролита St(W), кордиерита Crd(W), ильменита Ilm(WPH) в системе MnTiNCKFMASH-CO₂ (MnO-TiO₂-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂) (White et al., 2014). Также использовалась модель силикатного расплава melt(W) (White et al., 2014).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Породы Мейерской зоны представлены преимущественно метавулканиками сортавальской серии и метаморфизованным флишем ладожской (в пределах автохтона) и лахденпохской (в пределах аллохтона) серий. В аллохтонном блоке развиты гранат-биотитовые, гранат-пироксеновые, куммингтонит-, кордиерит- и силлиманитсодержащие парагнейсы и мигматиты по ним, а также метаморфизованные гранитоиды и габброиды. Уровень метаморфизма пород блока соответствует условиям гранулитовой фации умеренных и низких давлений. Предшествующие исследователи оценивают P - T параметры пиковой стадии этого метаморфизма как $T = 750$ – 850°C и P до 5–6 кбар (Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2004а, 2009).

В автохтонном блоке МТЗ развиты гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые, гранат-мусковит-биотитовые, куммингтонит- и силлиманитсодержащие парагнейсы, метагранитоиды и амфиболиты. Все породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации умеренных и низких давлений. Они слабо мигматизированы. Температура пика регионального метаморфизма пород блока не превышала 650 – 700°C при давлении 5–6 кбар (Балтыбаев и др., 2009, 2022; Балтыбаев, Вивдич, 2021).

Независимо от принадлежности к автохтонному или аллохтонному блокам, среди изученных пород выделяются три группы: гранат-биотитовые, гранат-мусковит-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы. Структура метаморфических пород МТЗ преимущественно кристаллобластовая (лепидонематобластовая, нематолепидобластовая, реже лепидо- и нематогранобластовая) и порфиروبластовая. Текстура полосчатая, сланцеватая, встречаются текстуры будинажа. Мигматиты, широко развитые в наджиге (особенно в аллохтонном блоке), характеризуются полосчатой, складчатой, птигматитовой, сетчатой и другими текстурами.

³ Обновленная версия программы находится по адресу: <http://twq.petrochronology.org/download-wintwq-64-bit>.

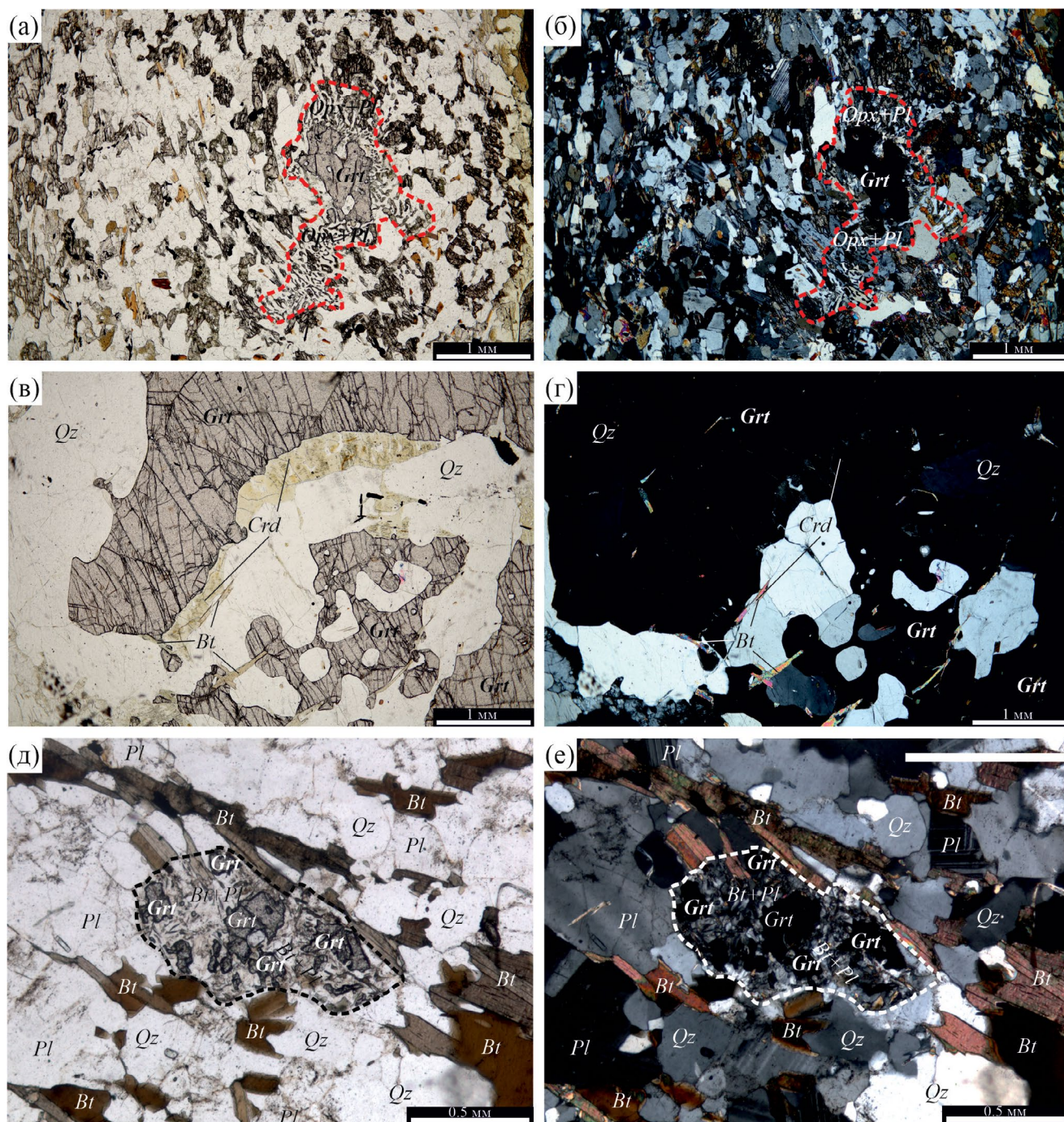


Рис. 2. Микрофотографии шлифов метаморфических пород МТЗ, сохранивших следы протекания минеральных реакций пиковой и регрессивной стадий минералообразования: (а, б) — обр. 5444а, в котором наблюдаются гиперстен-плагиоклазовые симплектиты, образованные вокруг порфиробласта граната; (в, г) — обр. 5206в с кордиеритовой каймой вокруг граната; (д, е) — обр. Б-20-417 с интенсивным замещением граната плагиоклаз-биотитовым агрегатом.

Высокотемпературные парагенезисы в изученных образцах пород включают гранат, биотит, плагиоклаз и кварц, а в обр. 5444а присутствуют ортопироксен и роговая обманка (рис. 2а, 2б). Поздние ассоциации включают калиевый полевой шпат

и часто развивающийся по нему мусковит. Второстепенными минералами являются кордиерит и силлиманит. Присутствие в породах этих минералов, а также вторичных фибролита и андалузита, позволило выделить группу высокоглиноземистых

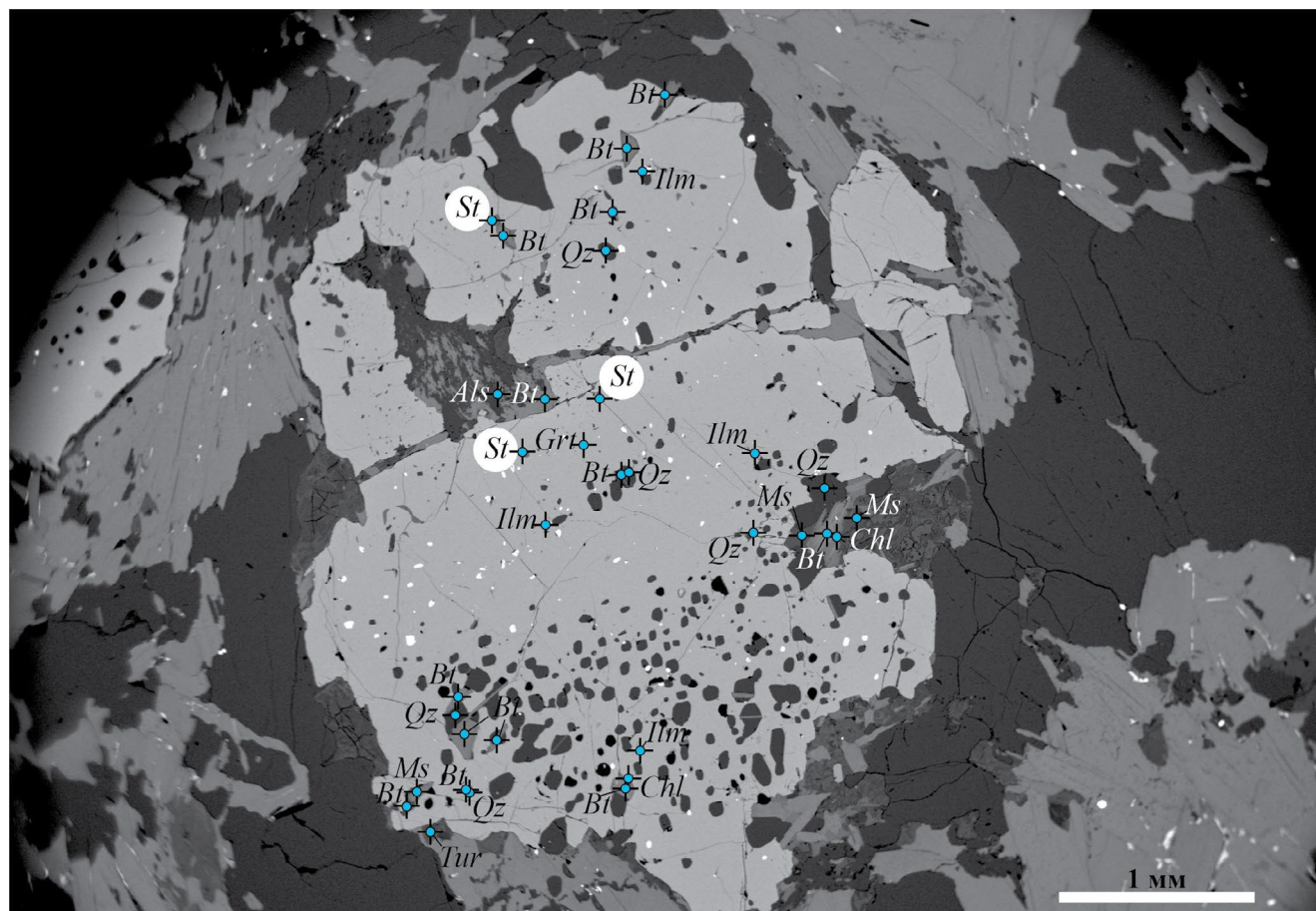


Рис. 3. BSE-изображение порфиробласта граната из обр. Б-20-458 (автохтонный блок МТЗ) с большим количеством минеральных включений, в том числе зерен ставролита.

метапелитов. В породах биотит часто замещается хлоритом, плагиоклаз — серицитом, кордиерит — пинитом. В качестве акцессорных минералов присутствуют монацит, циркон, апатит, турмалин, ксенотим. Несколько зерен ставролита были обнаружены лишь в обр. Б-20-458 в виде включений в порфиробласте граната (рис. 3). В породах присутствуют ильменит и рутил, реже сульфиды (пирротин, халькопирит, пирит).

Гранат. Гранат метапелитов МТЗ представлен пироп-альмандиновой разновидностью (рис. 4а, 4б; см. Supplementary, ESM_1.xlsx). В породах автохтона, в сравнении с составами из пород аллохтона, встречаются наиболее богатые СаО и МпО гранаты. Хотя точки составов в значительной степени перекрываются, можно выделить гранаты из гранат-биотитовых гнейсов, включающие наиболее марганцевые (до 30 мол. % *Sps*⁴) и наиболее кальциевые (до 18 мол. % *Gr*⁵) разновидности (рис. 4б). В группах гранат-мусковит-биотитовых и высокоглиноземистых

гнейсов диапазоны изменения содержания указанных минералов более узкие. Наблюдаемые вариации состава граната в метапелитах связаны с наличием регрессивной зональности по содержаниям MgO и FeO (рис. 5д–5е).

Биотит. Магнезиальность⁵ биотита пород МТЗ изменяется от 0.3 до 0.7 и несколько отличается для гнейсов аллохтона или автохтона ($X_{Mg}^{Al} \sim 0.3–0.6$; $X_{Mg}^{ABT} \sim 0.4–0.7$) (рис. 4в, 4г; см. Supplementary, ESM_2.xlsx). Содержание Al^{IV} варьирует от ~1.1 до 1.4 форм. ед., Al^{VI} присутствует в количестве 0.2–0.7 форм. ед. Содержание Ti^{VI} не превышает ~0.3 форм. ед. (см. Supplementary, ESM_2.xlsx).

Мусковит. Примесь парагонитового компонента⁶ в позднем мусковите не превышает 0.20 (см. Supplementary, ESM_3.xlsx), причем наибольшие

⁴ Аббревиатура минералов согласно (Whitney, Evans, 2010, *Sdp* — сидерофилит).

⁵ $X_{Mg} = \frac{Mg^{2+}}{(Mg^{2+} + Fe^{2+})}$.

⁶ $X_{Pg} = \frac{Na^+}{(Na^+ + Ca^{2+} + K^+)}$.

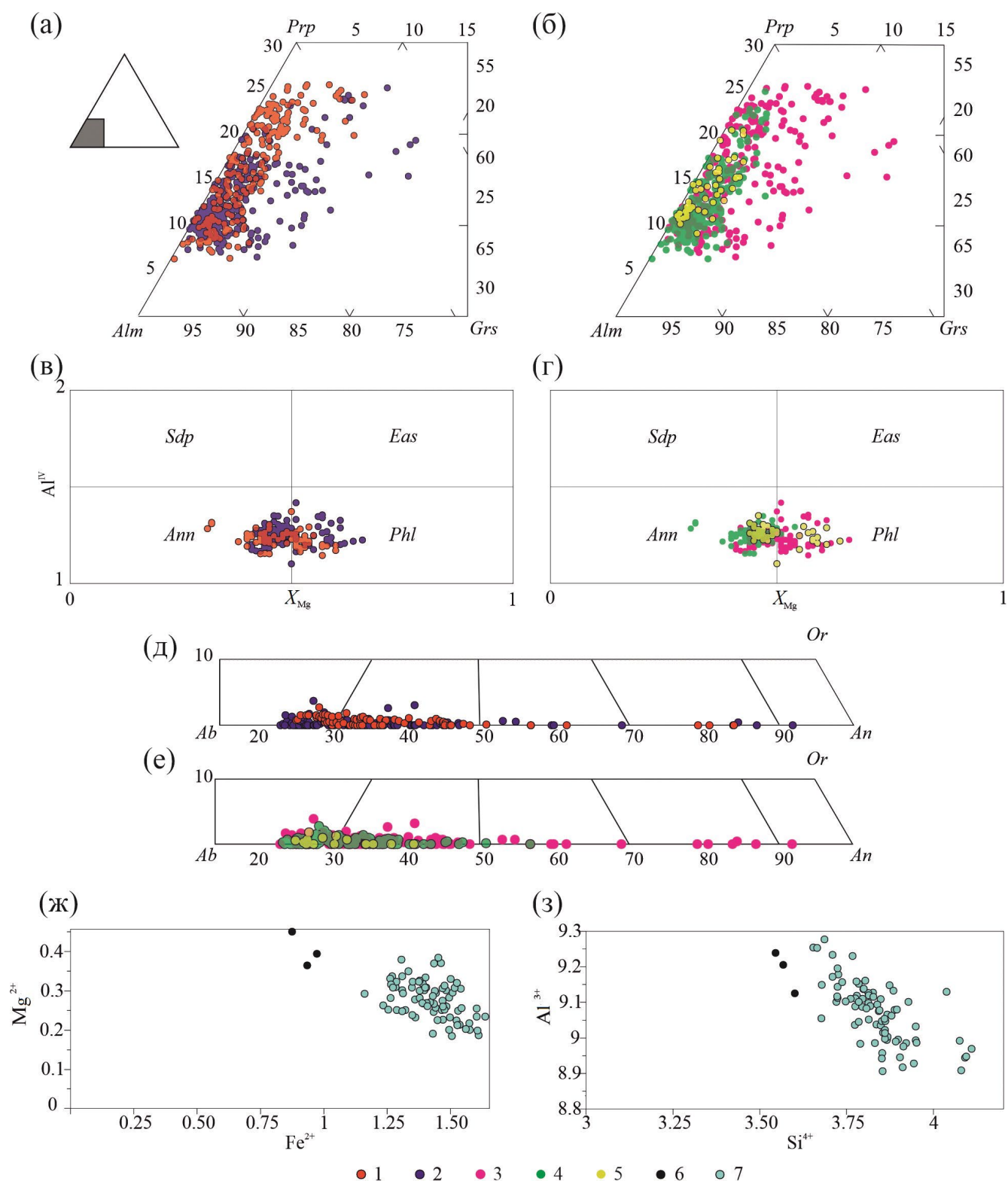


Рис. 4. Диаграммы особенностей химического состава граната (а, б), биотита (в, г), плагиоклаза (д, е) и ставролита (ж, з) из изученных пород Мейерской тектонической зоны. Точками разного цвета показан состав минералов пород (1) аллохтонного и (2) автохтонного блоков МТЗ для групп пород (3–5): 3 – гранат-биотитовой, 4 – гранат-мусковит-биотитовой, 5 – высокоглиноземистой. Для сравнения состава ставролита из обр. Б-20-458 автохтонного блока МТЗ (6) на диаграммах (ж, з) представлен состав этого минерала из ставролитовых сланцев ладожской серии (7), распространенных к северу от МТЗ.

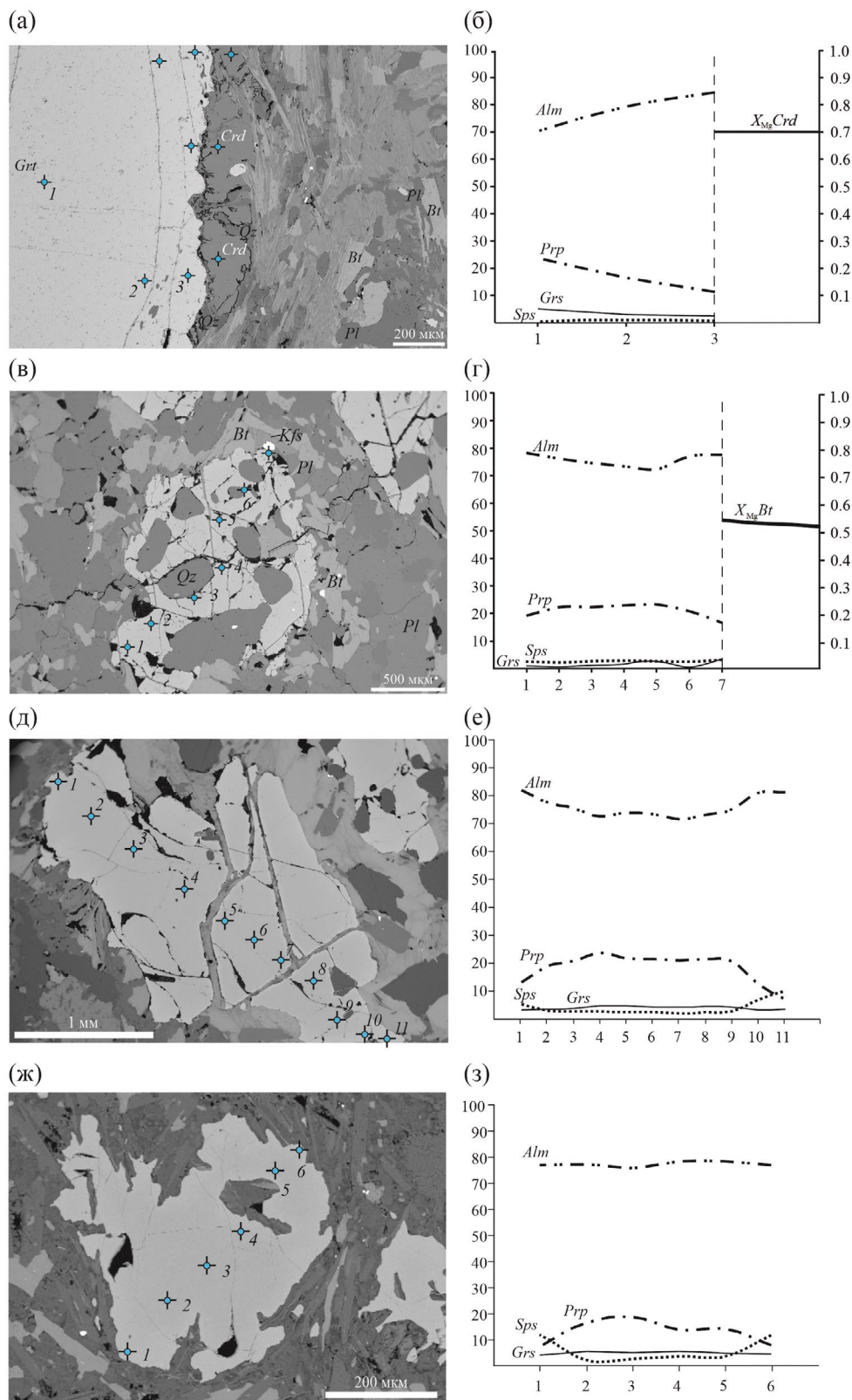


Рис. 5. BSE-изображения порфиробластов граната из образцов, соответственно, 5206в (а), Б-20-427 (в), Б-20-448 (д) и Б-20-439 (ж), а также профили (б, г, е, з) изменения содержания альмандина (*Alm*), пирропа (*Prp*), спессартина (*Sps*) и гроссуляра (*Grs*) через точки, номера и местоположение которых указаны на зернах; жирными линиями показано изменение магнезиальности (X_{Mg}) кордиерита (б) и биотита (г) на контакте с гранатом.

значения ($X_{Pg} > 0.12$) характерны для пород автохтонного блока МТЗ. В октаэдрической позиции отмечаются примеси Mg (до 0.1 форм. ед.), Fe^{3+} (до 0.1 форм. ед.), Fe^{2+} (до 0.07 форм. ед.) (см. Supplementary, ESM_3.xlsx).

Плаггиоклаз. Состав плаггиоклаза в основном изменяется от 24 до 51 мол. % *An* (рис. 4д, см. Supplementary, ESM_4.xlsx). В группе гранат-биотитовых гнейсов встречаются и более кальциевые составы (вплоть до 92 мол. % *An*) (рис. 4е), однако они редки, а порой специфичны (основной плаггиоклаз в составе симплектитовой каймы вокруг порфиробласта граната в обр. 5444а).

В гранат-мусковит-биотитовых гнейсах плаггиоклаз содержит от 24 до 57 мол. % *An*, а в высокоглиноземистых породах — от 25 до 41 мол. % *An* (рис. 4е). Содержание ортоклазового минала не превышает 4 мол. %.

Ставролит. Ставролит, обнаруженный в виде включений в порфиробласте граната в обр. Б-20-458 (рис. 3), отличается от таковых, известных в ставролитовой зоне метаморфического комплекса пород севернее МТЗ (Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974; Борисова, Балтыбаев, 2021), содержанием магния Mg (0.37–0.45 форм. ед. и 0.19–0.39 форм. ед. соответственно; X_{Mg} 0.2 против 0.12–0.17, соответственно) и кремния Si (3.60 форм. ед. и 3.65–4.11 форм. ед. соответственно). Содержание Ti не превышает 0.1 форм. ед. Содержание Zn в ставролите из обр. Б-20-458 достигает 0.11–0.23 форм. ед. при его содержании <0.1 форм. ед. в ставролите из метапелитов к северу от МТЗ (см. Supplementary, ESM_5.xlsx).

Ортопироксен совместно с плаггиоклазом основного состава (60–92 мол. % *An*) и кварцем образует симплектитовые каймы вокруг порфиробласта граната в гранат-роговообманково-гиперстен-биотитовом гнейсе, обр. 5444а (рис. 2а, 2б). По составу ортопироксен в кайме соответствует гиперстену (X_{Mg} 0.44–0.49; Ca 0.02–0.03 форм. ед.; Al^{VI} 0.03–0.05 форм. ед.) (см. Supplementary, ESM_6.xlsx).

Кордиерит характерен для высокоглиноземистых пород. Магнезиальность X_{Mg} кордиерита из разных образцов меняется в диапазоне 0.62–0.79 (см. Supplementary, ESM_7.xlsx), зональность при этом не зафиксирована. В обр. 5206в присутствуют скопления игольчатого силлиманита в центральных частях зерен кордиерита (X_{Mg} 0.65), расположенных в матриксе гнейса. В том же образце обнаружен кордиерит (X_{Mg} 0.67–0.73), образующий кайму (рис. 2в, 2г) вокруг крупного зерна граната пироп-альмандинового состава с отчетливой регрессивной зональностью от $Alm_{69}Prp_{24}Grs_6Sps_1$ в центре до $Alm_{84}Prp_{10}Grs_3Sps_3$ к краю.

Хлорит. Вторичный минерал, развивающийся преимущественно по биотиту, реже — по

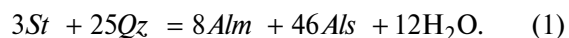
гранату (рис. 6д, 6е). Магнезиальность X_{Mg} колеблется в пределах 0.43–0.57.

Рутил и ильменит. В единичных случаях рутил и ильменит сосуществуют в одной породе, тогда как в подавляющем большинстве образцов они встречаются по отдельности. Ильменит характеризуется примесью пиррофанитового ($MnTiO_3$) компонента до 3.4 мол. %, гейкилитового ($MgTiO_3$) — 2.9 мол. % (рис. 7а; см. Supplementary, ESM_8.xlsx). Как рутил, так и ильменит присутствуют в виде включений в породообразующих минералах и в основной массе породы.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ. СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ

Прогрессивная стадия минералообразования

Информация о прогрессивной стадии эволюции пород МТЗ отражена в минералах, содержащихся в виде включений в зернах граната. Важнейшим индикатором является ставролит, найденный в виде включений в крупном порфиробласте граната в обр. Б-20-458 из автохтонного блока. Поскольку этот минерал неустойчив при высоких температурах, то он должен характеризовать условия прогрессивной, возможно пиковой, стадии метаморфизма пород автохтонного блока. Ставролит приурочен как к центральной, так и к краевым частям крупного зерна граната (рис. 3). Он ассоциируется с включениями биотита, ильменита, плаггиоклаза, кварца, силиката алюминия. Отсутствие ставролита в других породах МТЗ позволяет предположить, что он является реликтовым, образовавшимся на прогрессивной стадии метаморфизма. Захват зерен ставролита при росте граната может происходить в ходе реакции:



Основываясь на составах минералов и валовом составе образца, были оценены возможные *P-T* условия устойчивости ставролита в породе.

Пиковая и регрессивная стадии минералообразования

Пиковая, а особенно регрессивная, стадия развития пород МТЗ выражена в разнообразных минеральных взаимоотношениях (рис. 2а–2е). Наиболее ранние минеральные реакции характеризуют условия метаморфизма гранулитовой фации, переходящие к амфиболитовой фации.

Гиперстен-плаггиоклазовые короны, места, содержащие роговую обманку (рис. 2а, 2б), были обнаружены в гранат-роговообманково-гиперстен-биотитовом гнейсе (обр. 5444а) в толще

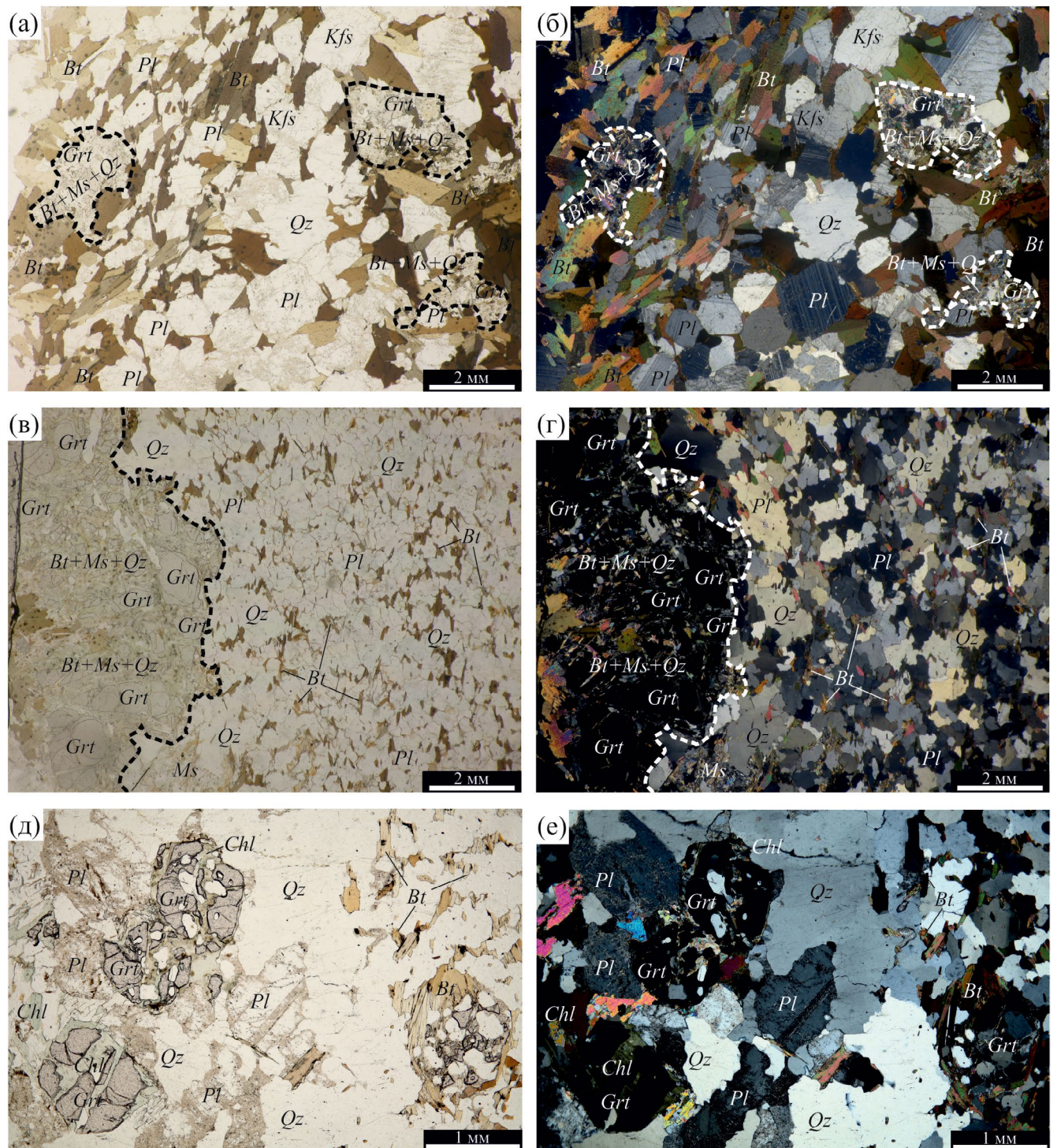


Рис. 6. Микрофотографии шлифов гранат-мусковит-биотитовых гнейсов МТЗ с признаками протекания низкотемпературных реакций образования мусковитовых ассоциаций: (а, б) – обр. Б-20-439 с интенсивным замещением граната кварц-мусковит-биотитовым агрегатом; (в, г) – обр. Б-20-425 с замещением граната биотитом, мусковитом и кварцем, развивающимися по трещинам в крупном порфиробласте граната; (д, е) – обр. Б-20-433 низкотемпературного замещения граната хлоритом, вероятнее всего, образованным по биотиту.

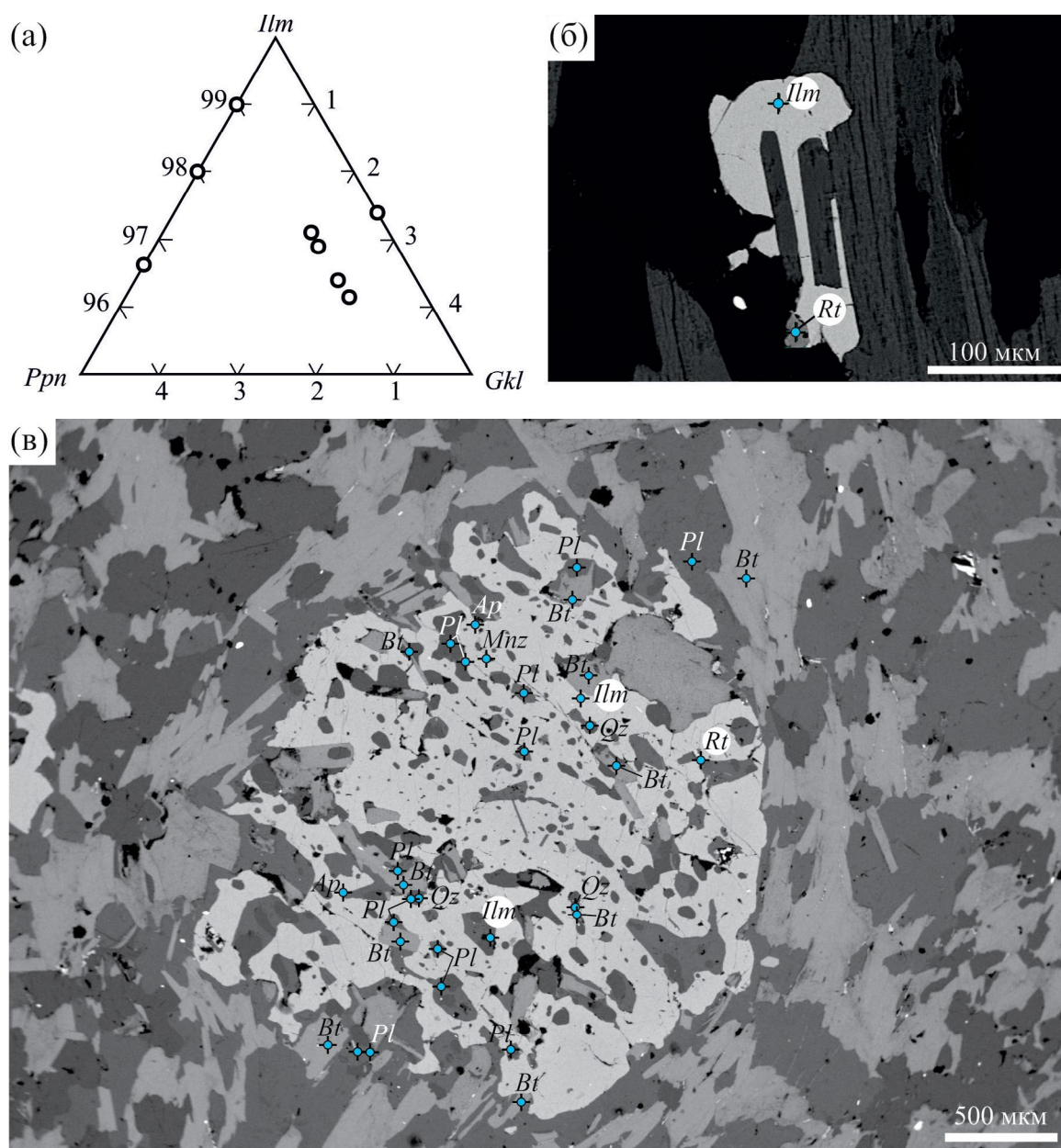
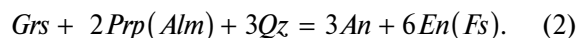


Рис. 7. Особенности химического состава твердого раствора ильменита (а) с компонентами: ильменита (FeTiO_3), пиропита (MnTiO_3) и гейкилита (MgTiO_3); BSE-изображения участков прозрачно-полированных пластинок пород, в которых обнаружены ильменит (*Ilm*) и рутил (*Rt*): (б) — обр. Б-20-464, (в) — обр. Б-20-455-2.

гранат-биотитовых мигматитов аллохтонного блока к югу от о. Хавус (см. рис. 1). Подобные структуры уникальны для пород Северного Приладожья. Гранат отличается от граната метapelитов повышенным содержаниемgrossуларовой составляющей ($\text{Alm}_{61-68}\text{Prp}_{18-8}\text{Grs}_{18-16}\text{Sps}_{5-8}$). Плагиоклаз в кайме содержит от 83 до 92 мол. % *An*, а в матрице он зональный с вариациями 80–81 мол. % *An* в ядрах и 88–90 мол. % *An* по краям зерен. Присутствуют также включения более кислого (77 мол. % *An*) плагиоклаза в гранате.

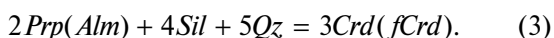
Подобные структуры замещения граната ортопироксен-плагиоклазовыми симплектиками объясняются реакцией (Petrakakis, 1986; Vrána, 1989; Stüwe, Oliver, 1989; Van der Wal, Vissers, 1996; Villaseca et al., 1999; Zhao, 2000, 2001; Suda et al., 2006; Tong, Wilson, 2006 и др.):



В соответствии с ней при образовании гиперстена и плагиоклаза происходит поглощение

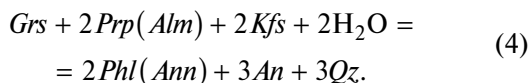
кварца. Хотя в *Орх-Pl* короне из обр. 5444а присутствуют единичные микроскопические включения кварца, они сосредоточены в зернах плагиоклаза. Расчет баланса масс показал, что избыточный кварц не может образоваться за счет кристаллизации более основного плагиоклаза, соответственно, с меньшим содержанием кремнезема. Вероятно, кварц является реликтовым, сохранившимся в симплектиках ортопироксена и плагиоклаза в процессе их развития по гранату.

Реакционные структуры в виде кайм кордиерита вокруг граната (рис. 2в, 2г) обнаружены в высокоглиноземистом метapelите (обр. 2465в), отобранном вблизи северной границы аллохтонного блока МТЗ (центральная часть п-ова Ниэмелянхови). Согласно наблюдениям, описанным в (Hollister, 1977), при замещении граната кордиеритом Mg предпочтительно перераспределяется в последний, а гранат обогащается алмандиновым компонентом (рис. 5а, 5б). Образование оторочек отвечает реакции:



Силлиманит присутствует в центральных частях зерен кордиерита в матрице, но отсутствует в реакционных каймах. Таким образом, силлиманит полностью расходовался в ходе реакции (3), ограничивая степень ее протекания. Первичная минеральная ассоциация в высокоглиноземистом гнейсе включала гранат, кварц, биотит, плагиоклаз, силлиманит, кордиерит ($\pm$ калиевый полевой шпат). Поздний кордиерит вокруг граната образовался при декомпрессии на ретроградном этапе метаморфизма пород аллохтонного блока МТЗ.

Замещение граната кварц-плагиоклаз-биотитовыми агрегатами (рис. 2д, 2е) происходит по реакции:



Разложение граната приводит к увеличению магнетиальности биотита и снижению магнетиальности внешних зон граната (рис. 5в, 5г). Согласно различным исследованиям (например, Escuder Viruete et al., 2000; Prasad et al., 2005), подобные реакции идут при увеличении активности воды на фоне декомпрессии. Породы МТЗ содержат свидетельства повышения активности воды и щелочных компонентов на поздних этапах эволюции метаморфизма (Балтыбаев и др., 2022). Не исключено, что повышение активности воды было связано с ее высвобождением при кристаллизации лейкосом мигматитов. Возможно, также, что оно было обусловлено высвобождением ее при кристаллизации диорит-тоналитовых интрузий, повсеместно распространенных в районе (Балтыбаев и др., 2000).

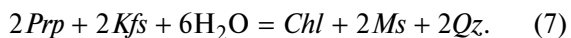
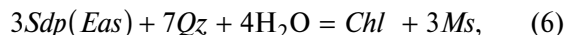
Ассоциация граната и биотита с поздним мусковитом широко распространена в породах МТЗ. Появление водосодержащих минералов в целом имело место на ретроградном этапе развития метаморфических пород. Результаты минеральной термобарометрии (Балтыбаев, Вивдич, 2021) позволили сделать вывод о формировании ранних гранат-биотитовых парагенезисов в условиях верхов амфиболитовой и низов гранулитовой фаций. Мусковит отслеживался в более низкотемпературных и низкобарических условиях по реакции (Escuder Viruete et al., 1997):



В изученных гнейсах аллохтонного и автохтонного блоков МТЗ мусковит также является поздним минералом, мелкие чешуйки которого совместно с кварцем и поздним плагиоклазом замещают ранние минералы (рис. 6а–6г). Присутствие кварц-плагиоклаз-биотитовых агрегатов в совокупности с ксеноморфными “корродированными” зернами граната свидетельствует о протекании ретроградных реакций, предшествующих образованию мусковитовой ассоциации. Отсутствие реликтов силиката алюминия, вероятно, связано с его полным расходом в ходе реакции (5).

В гранат-мусковит-биотитовых гнейсах (обр. Б-20-439 и Б-20-425) поздний мусковит обогащен Ba 0.06 форм. ед., тогда как сосуществующий со слюдой калиевый полевой шпат характеризуется присутствием 1.7 мол. % цельзианового минала $Ba[Al_2Si_2O_8]$ (см. Supplementary, ESM_3.xlsx). Указанные особенности химического состава новообразованного мусковита объясняются наследованием Ba из исходного калиевого полевого шпата.

Наряду с мусковитом, хлорит также является распространенным поздним минералом, образующимся преимущественно по биотиту, реже по гранату. Например, в обр. Б-20-433 гранат-биотитового гнейса из аллохтонного блока (рис. 6д, 6е) хлорит развивается, предположительно, согласно одной из следующих реакций:



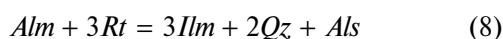
В некоторых образцах метаморфических пород МТЗ присутствуют ильменит и рутил. Они встречаются как в матриксе пород, так и в виде включений в гранате, биотите, реже в кварце и плагиоклазе. В большинстве пород одновременное присутствие рутила и ильменита не было выявлено. Однако в обр. Б-20-455–2 и Б-20-425 гранат-мусковит-биотитовых гнейсов и высокоглиноземистого гнейса, обр. Б-20-464, обнаружены оба эти

Таблица 2. Минеральные реакции, характерные для выделенных групп метаморфических пород Мейерской тектонической зоны

Порода	Прогрессивная стадия	Пиковая и регрессивная стадии	
Гранат-биотитовые гнейсы	$3St + 25Qz = 8Alm + 46Als + 12H_2O^{**}$	$Grs + 2Prp(Alm) + 3Qz = 3An + 6En(Fs)^*$ $Alm + 3Rt = 3Ilm + 2Qz + Als^{**}$ $Grs + 2Alm + 6Rt = 6Ilm + 3Qz + 3An^{**}$	$Opx + H_2O = Hbl + Qz^*$ $Grs + 2Prp(Alm) + 2Kfs + 2H_2O = 2Phl(Ann) + 3An + 3Qz$
Гранат-мусковит-биотитовые гнейсы			$Grs + 2Prp(Alm) + 2Kfs + 2H_2O = 2Phl(Ann) + 3An + 3Qz$ $Kfs + Als + H_2O = Ms + Qz$ $3Eas(Sdp) + 7Qz + 4H_2O = Chl + 3Ms$ $2Prp + 2Kfs + 6H_2O = Chl + 2Ms + 2Qz^*$
Высокоглиноземистые гнейсы			$2Prp(Alm) + 4Sil + 5Qz = 3Crd(fCrd)^*$ $Kfs + Als + H_2O = Ms + Qz$

*Реакционные взаимодействия наблюдаются только в образцах пород из аллохтона; **реакционные взаимодействия наблюдаются только в образцах пород из автохтона.

минерала (рис. 7б, 7в). Ассоциация гранат-рутил-ильменит указывает на равновесие:



или с участием плагиоклаза:



Ассоциация рутила с ильменитом в средне- и высокотемпературных метапелитах рассматривается как индикатор относительно высокого давления — 6–7 кбар (Акбарпуран Хайяти и др., 2020). Рутил образуется при росте давления, тогда как на регрессивном этапе он замещается ильменитом.

Минеральные реакции на различных стадиях метаморфизма пород МТЗ приведены в табл. 2.

P-T ТРЕНД ЭВОЛЮЦИИ ПОРОД

P-T оценки прогрессивной стадии метаморфизма

Параметры прогрессивной стадии метаморфизма были оценены с помощью методов построения P-T псевдосечений с использованием программы PERPLE_X (рис. 8а, 8б) и мультиравновесной термобарометрии с использованием программы THERMOCALC (рис. 8г). Эти программные комплексы основаны на термодинамических базах данных, содержащих модели твердого раствора Ti-Mn-Fe-Mg ставролита, что дало возможность оценить P-T условия образования этого минерала в обр. Б-20-458.

Оценка вероятного P-T поля стабильности парагенезиса со ставролитом произведена с использованием химического состава обр. Б-20-458,

в зерне граната которого был обнаружен ставролит (рис. 8а). Поскольку данные о составе флюида на прогрессивной стадии метаморфизма отсутствуют, были рассмотрены минеральные равновесия с участием как водного флюида, так и углекислотно-водного флюида с переменной X_{CO_2} . Однако добавление в систему CO_2 лишь незначительно смещает поле ставролитового парагенезиса в область более низких температур и давлений. Рассчитанные изоплеты для минералов—твердых растворов (рис. 8б) удовлетворительно согласуются с составами минералов, присутствующими в виде включений в гранате (см. Supplementary, ESM_1.xlsx—ESM_8.xlsx). Оценка минерального состава и количественного соотношения минералов в гнейсе, обр. Б-20-458, при повышении температуры (рис. 8в) удовлетворительно воспроизводит наблюдаемый минеральный состав данной породы, что может свидетельствовать об изохимичности метаморфизма.

Совместно с данными мультиравновесной термобарометрии (рис. 8г), моделирование указывает на то, что ставролит образовался в температурном интервале 500–600°C и давлении около 5 кбар. Он сосуществовал с ильменитом (рис. 8а), а не с рутилом, что подтверждается петрографическими наблюдениями (рис. 3).

P-T оценки пиковой и регрессивной стадий метаморфизма

P-T параметры равновесия ассоциаций минералов пиковой и регрессивной стадий метаморфизма пород МТЗ оценивались с использованием компьютерной программы winTWQ v.264 (Berman, 1991, 2007).

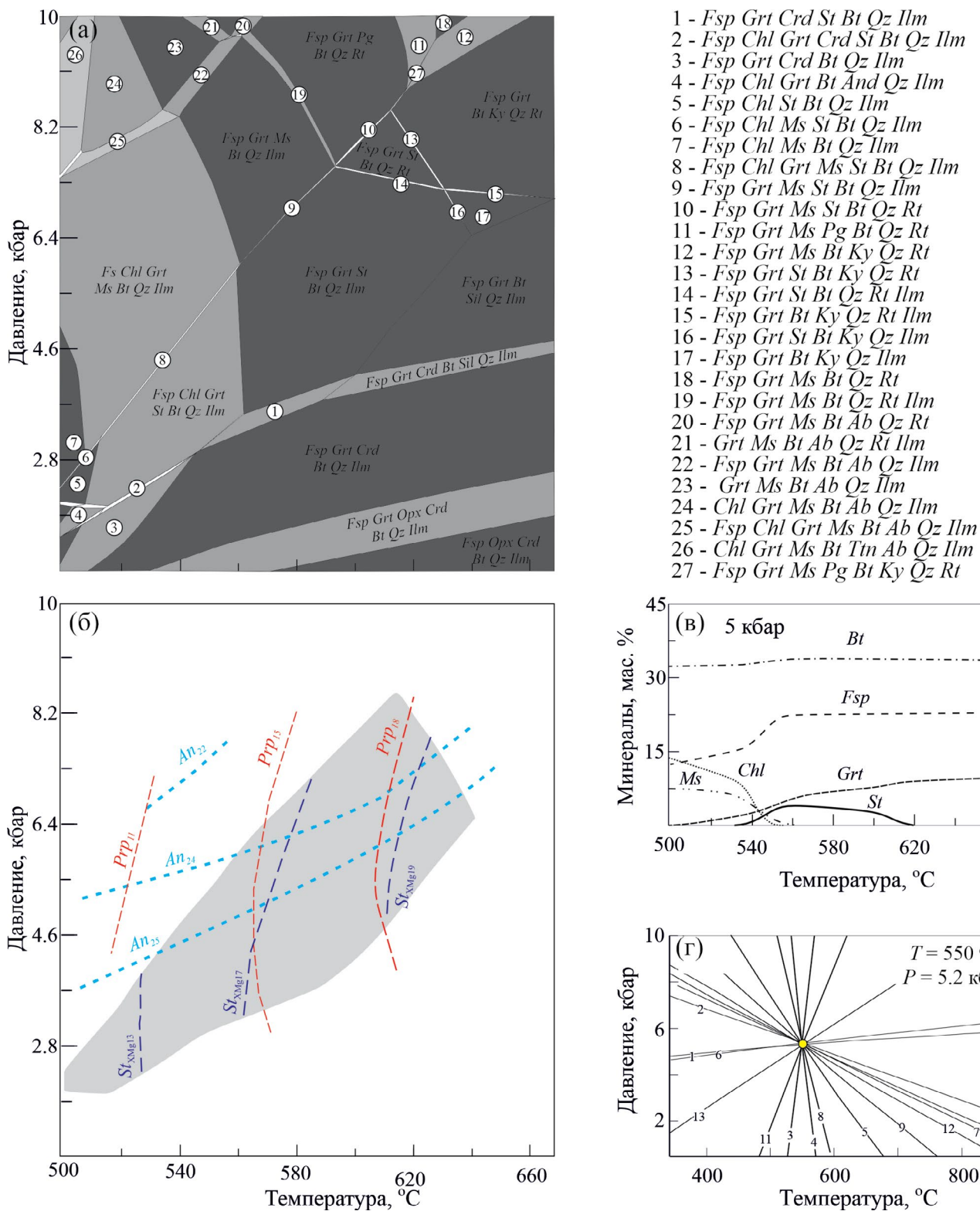


Рис. 8. P - T условия образования реликтового ставролита в гранате. (а) — поля устойчивости минеральных парагенезисов, рассчитанные в программе PERPLE_X для обр. Б-20-458; (б) — поле устойчивости ставролита и изоплеты, отражающие содержание пиропы, анортита и X_{Mg} ставролита; (в) — изменение минерального состава породы с ростом температуры при давлении 5 кбар; (г) — P - T параметры, рассчитанные в программе THERMOCALC по реликтовым составам ставролита, граната, плагиоклаза из обр. Б-20-458. Список реакций и их номера приведены в Supplementary, ESM_9.xlsx.

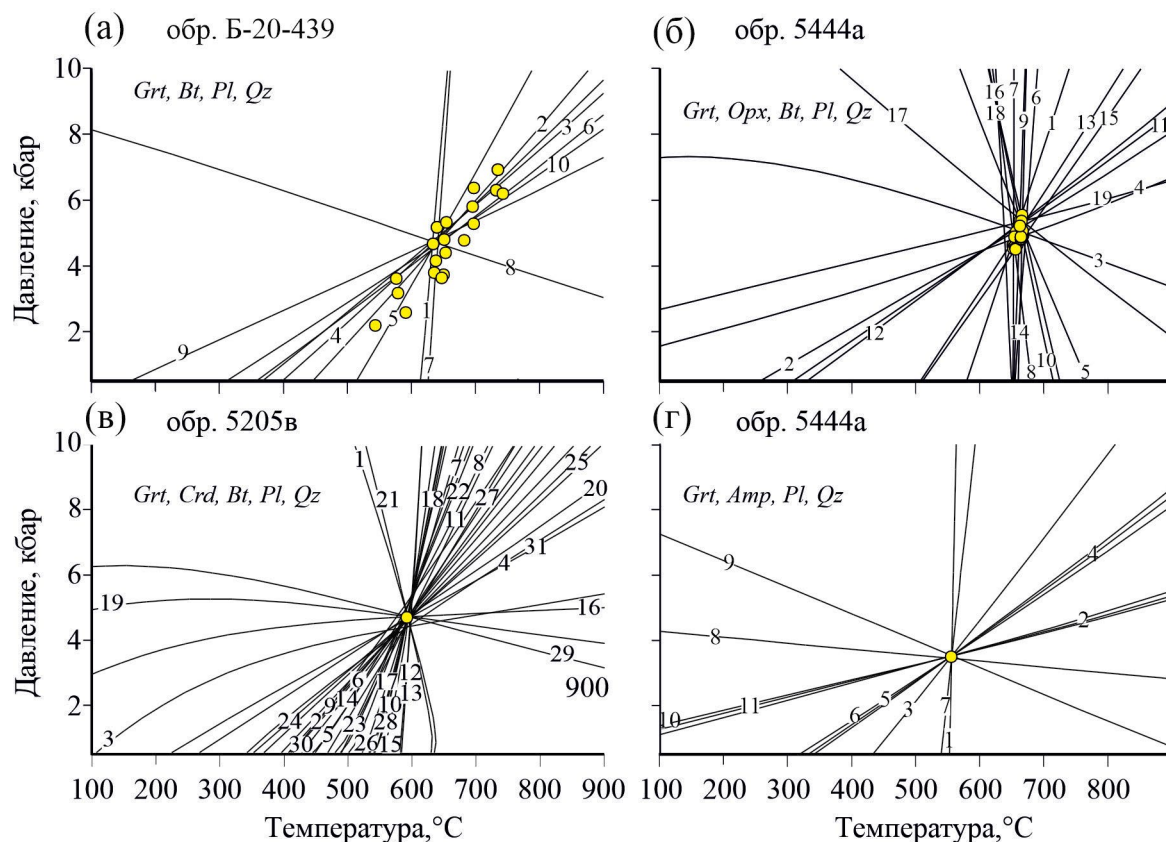


Рис. 9. P – T диаграммы для пород МТЗ с минеральными парагенезисами пиковой и регрессивной стадий минералообразования. Показаны рассчитанные в программе winTWQ пересечения линий минеральных реакций для парагенезисов: (а) – гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-439); (б) – ортопироксен + гранат + плагиоклаз + кварц (обр. 5444а); (в) – кордиерит + гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. 5206в); (г) – амфибол + гранат + плагиоклаз + кварц (обр. 5444а). Для амфиболсодержащего парагенезиса расчеты проведены с использованием базы данных JUN92 (Berman, 1988). Список реакций и их номера приведены в Supplementary, ESM_10.xlsx.

Составы минералов из гранат-биотит-плагиоклазовых гнейсов соответствуют широкому диапазону P – T параметров существования этой ассоциации. Так, для обр. Б-20-439 по пересечению линий реакций с участием граната $Alm_{73}Prp_{19}Grs_5Sps_3$, биотита (X_{Mg} 0.44), плагиоклаза (39 мол. % An) и кварца были получены значения: 730°C и 7.0 кбар (рис. 9а). Равновесие менее магнезиального граната ($Alm_{78}Prp_9Sps_8Grs_5$) с аналогичными по составу биотитом и плагиоклазом дает пересечение линий минеральных реакций при 545°C и 2.2 кбар (рис. 9а). Сопряженное снижение P и T вдоль тренда отражает ретроградный тренд метаморфизма.

Согласно “пучку” линий реакций (рис. 9б), образование гиперстен-плагиоклазовых симплектитов в обр. 5444а происходило при 640–690°C и 4.8–5.7 кбар. Амфибол появляется в реакционной структуре при 560°C и 3.5 кбар, вероятно, в результате реакции ортопироксена и плагиоклаза с участием флюида (рис. 9г). Формирование

кордиеритовой короны по гранату отвечает условиям: 600°C и 4.9 кбар (рис. 9в).

Наиболее высокие значения давления (до 7.0 кбар) для пород МТЗ получены методом TWQ для ассоциаций граната, биотита и плагиоклаза (рис. 9а). Эта оценка близка значениям давления 8–9 кбар, по (Балтыбаев и др., 2022), для пород, содержащих наиболее богатые кальцием гранаты в парагенезисе с плагиоклазом и слюдами. Такое давление достигалось в ходе надвига аллохтонного высокотемпературного блока свекофеннид на автохтонный блок окраины Карельского кратона (Балтыбаев и др., 2022).

В мусковитсодержащих ассоциациях редко устанавливается равновесие между новообразованной слюдой и ранее существовавшими минералами. Однако в некоторых случаях это равновесие все же достигается. Например, в обр. Б-20-454 и Б-20-425 метапелитов гранат-мусковит-биотитовая ассоциация формировалась при 590°C и 4.7 кбар (рис. 10а) и 560°C и 3.5 кбар (рис. 10б)

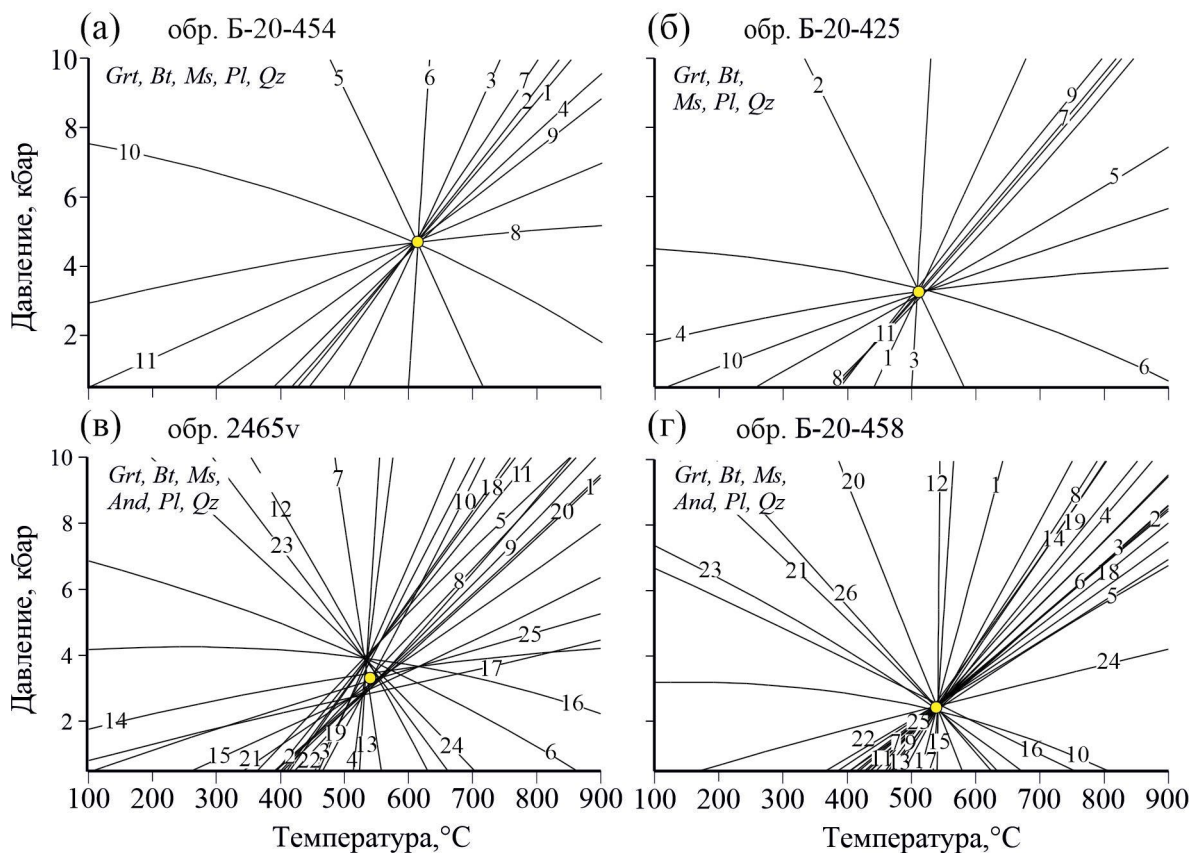


Рис. 10. P – T диаграммы для мусковитсодержащих ассоциаций пород МТЗ. Показаны линии минеральных реакций, полученные методом мультиравновесной термобарометрии в winTWQ, для парагенезисов: гранат + биотит + мусковит + кварц (обр. Б-20-454 (а) и Б-20-425 (б)); гранат + биотит + андалузит + мусковит + кварц (обр. 2465v (в) и обр. Б-20-458 (г)). Список реакций и их номера приведены в Supplementary, ESM_11.xlsx.

соответственно. Андалузит в обр. 2465v и Б-20-458 образовывался при 560–540°C и 3.3–2.5 кбар (рис. 10в, 10г).

С помощью метода “классической” термобарометрии были проведены расчеты P – T параметров поздней стадии минералообразования в породах МТЗ, результаты которых не противоречат расчетам с использованием winTWQ. С учетом погрешностей гранат-биотитового термометра (Holdaway, 2000), гранат-биотит-плагноклаз-кварцевого барометра (Wu et al., 2006) и гранат-биотит-мусковит-плагноклазового барометра (Wu, 2015) были получены диапазоны возможных температур и давлений для гранат-биотит-мусковитовых гнейсов, обр. 996-1 и 2465v (рис. 11а, 11б, соответственно): T (GB) = 530°C, P (GBPQ) = 1.6–2.3 кбар, P (GBMP) = 0.8–1.7 кбар; T (GB) = 515°C, P (GBPQ) = 2.0–2.7 кбар, P (GBMP) = 1.8–2.9 кбар.

Равновесие ильменита и рутила достигается в области относительно высоких P – T параметров. Максимальные температура и давление, 700°C и 6.5–6.6 кбар, выявлены в обр. Б-20-464

высокоглиноземистого гнейса (рис. 12а). Чуть меньшие их значения (640–670°C, 5.0–5.5 кбар) характерны для парагенезиса гранат + биотит + ильменит + рутил + плагноклаз + кварц в обр. Б-20-455-2 (рис. 12б).

Общий схематичный тренд эволюции P – T условий метаморфизма пород Мейерской тектонической зоны представлен на рис. 13. Впервые полученные по реликтовым минералам P – T параметры указывают, что породы автохтона испытывали прогрессивный метаморфизм с изменением P – T условий “по часовой стрелке”. Такой тип P – T трендов характерен для коллизионного метаморфизма в конвергентных тектонических обстановках (например, Лиханов, 2020 и ссылки в ней). Он контролируется на регрессивном этапе синхронным охлаждением и сбросом давления, связанными с эрозивной денудацией перекрывающих комплексов (например, Лиханов, 2020 и ссылки в ней). Тот факт, что эксгумация комплекса начиналась с глубины 16–18 км в условиях гранулитовой фации, подтверждается наличием ортопироксен-плагноклазовых коронарных структур

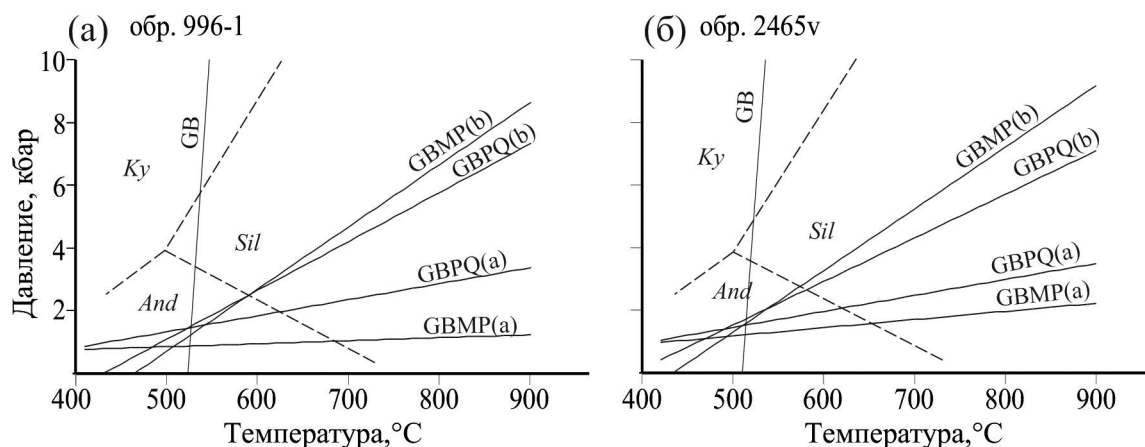


Рис. 11. P – T диаграммы для образцов гранат-мусковит-биотитовых гнейсов МТЗ: (а) – обр. 996-1, (б) – обр. 2465v. Линии минеральных реакций рассчитаны методом «классической» термобарометрии с применением гранат-биотитового геотермометра (GB, Holdaway, 2000), гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого геобарометра (GBPQ, Wu et al., 2006) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового геобарометра (GBMP, Wu, 2015).

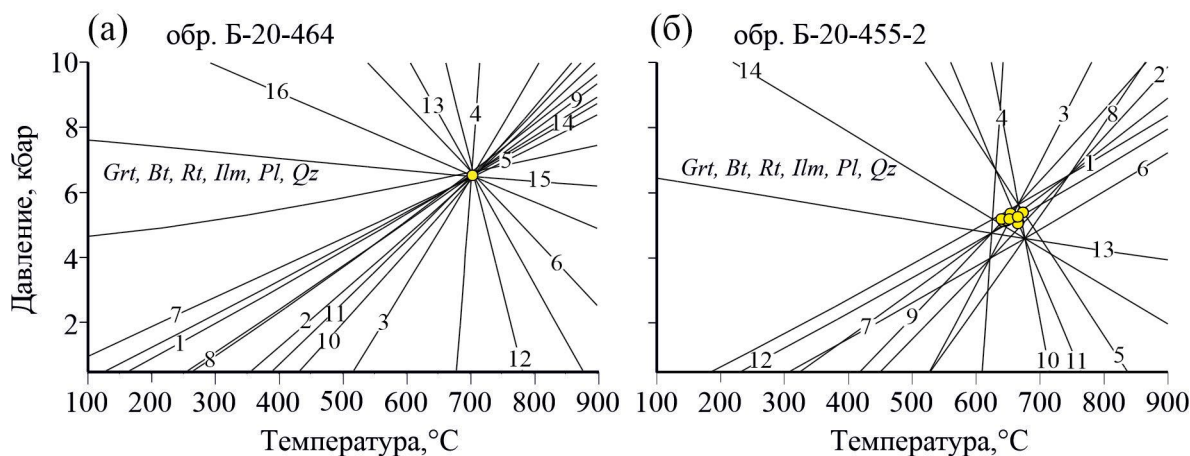


Рис. 12. P – T диаграммы, построенные методом мультиравновесной термобарометрии, для парагенезисов гранат + биотит + ильменит + рутил + плагиоклаз + кварц из образцов гнейсов МТЗ: (а) – Б-20-464, (б) – Б-20-455-2. Список реакций и их номера приведены в Supplementary, ESM_12.xlsx.

вокруг граната. В ходе подъема гранулитов к поверхности пластичные деформации в сдвиговых зонах, вероятно, сменялись хрупкими, что делало эти зоны благоприятными каналами для активной миграции флюидов. Этот процесс привел к замещению ранних высокотемпературных парагенезисов ассоциациями с участием водосодержащих минералов как в аллохтонном, так и в автохтонном блоках.

ВЫВОДЫ

Метаморфические породы Мейерской тектонической зоны сохранили минеральные парагенезисы, соответствующие прогрессивной, пиковой и регрессивной стадиям эволюции этой структуры

вдоль P – T тренда пород автохтона “по часовой стрелке”.

Надвиг аллохтонного блока, который представляет собой юго-восточный фрагмент Свекофеннского пояса, на метаморфические комплексы окраины Карельского кратона происходил в условиях декомпрессии при высоких температурах, что сопровождалось минеральными реакциями, характерными как для гранулитовой, так и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Поздние стадии минералообразования характеризуются появлением парагенезисов с биотитом и мусковитом, что отражает усиление роли флюидов в тектонически ослабленной зоне при эксгумации гранулитов.

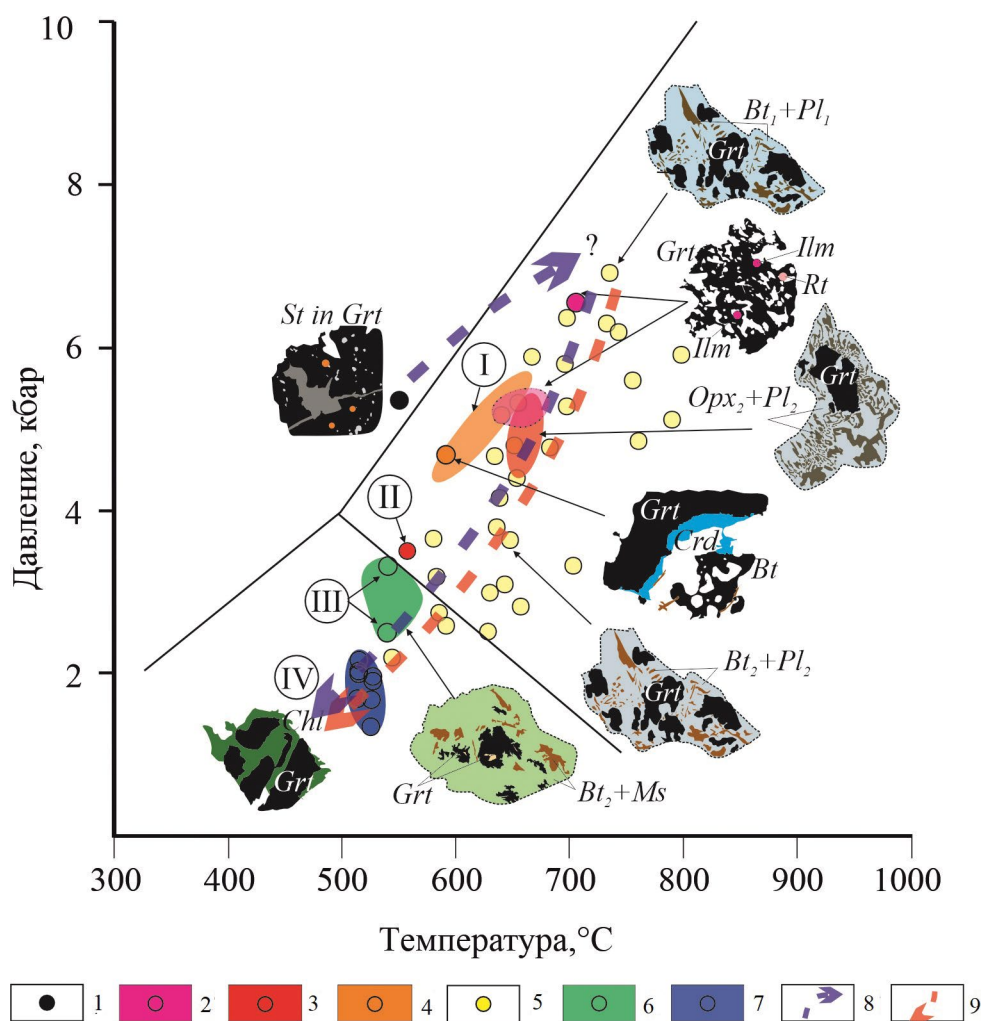


Рис. 13. *P-T* тренд развития метаморфических пород Мейерской тектонической зоны. 1–7: области и отдельные точки *P-T* оценок, полученных методом “мультиравновесной” геотермобарометрии, для ассоциаций: 1 – реликтовый ставролит + гранат + плагиоклаз (обр. Б-20-458); 2 – гранат + биотит + ильменит + рутил + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-464, Б-20-455-2); 3 – гранат + ортопироксен + плагиоклаз + биотит + кварц (обр. 5444а); 4 – кордиерит + гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. 5205в); 5 – гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-439, Б-20-427); 6 – гранат + биотит + мусковит ± андалузит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-454, Б-20-425, 2465v, Б-20-458); 7 – *P-T* области, полученные по пересечению линий минеральных реакций гранат-биотитового (GB), гранат-биотит-плагиоклазового (GBPQ) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового (GBMP) равновесий; 8–9 – тренды изменения параметров метаморфизма для автохтонного (8) и аллохтонного (9) блоков. Римскими цифрами в кружках обозначены *P-T* оценки равновесий для парагенезисов: I – гранат + биотит + мусковит + кордиерит₁ (обр. Б-20-458); II – гранат + амфибол + плагиоклаз + кварц (обр. 5444а); III – гранат + биотит + мусковит + плагиоклаз + андалузит + кварц (обр. Б-20-458); IV – гранат + биотит + мусковит + хлорит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-433). Тройная точка Al_2SiO_5 по (Holdaway, 1971).

Благодарности. Авторы благодарны И.И. Лиханову (ИГМ СО РАН) и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, позволившие улучшить статью. Авторы также признательны П.Я. Азимову (ИГГД РАН) за обсуждение работы.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00106).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акбарпурян Хайяти С.А., Гульбин Ю.Л. и др. Эволюция состава аксессуарных минералов REE и Ti в метаморфических сланцах серии Атомфьелла, Западный Нью Фрисланд, Шпицберген и ее петрогенетическое значение // ЗРМО. 2020. Т. 149. № 5. С. 1–28.

Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья

(Республика Карелия, Северо-Запад России): *P-T* условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. Т. 225. № 4. С. 73–87.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. Вулканиды в свекофеннидах Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофеннских событий // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 3–19.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.А. Меерский надвиг – структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 3. 353–356.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.

Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б. Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2022. Т. 30. № 2. С. 166–193.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутон-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004а. Т. 12. № 4. С. 373–392.

Балтыбаев Ш.К., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. Кузнеченский массив калиевых порфировидных гранитов: результаты U-Pb датирования и обоснование тектонической позиции (Балтийский щит) // Докл. АН. 2004б. Т. 398. № 4. С. 519–523.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. Полихронная природа метаморфической зональности по данным U-Pb, Pb-Pb датирования метаморфических пород (Южная Карелия, Балтийский щит) // Докл. АН. 2005а. Т. 401. № 4. С. 496–499.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. U-Pb датирование циркона интрузии плагиогранитов в свекофеннидах юго-востока Балтийского щита: особенности верхнего и нижнего пересечения дискордии с конкордией // Докл. АН. 2005б. Т. 402. № 6. С. 800–803.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. Длительность мигматитообразования в зоне гранулитовой фации метаморфизма свекофеннид Приладожья (ЮВ Балтийского щита) // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 6. С. 797–800.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.

Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Глебовицкий В.А. и др. Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 2. С. 181–185.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В. и др. Результаты U-Pb цирконового датирования синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий (1.89–1.87 млрд лет) Северного Приладожья // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1999. Вып. 3. № 21. С. 23–31.

Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К. Петрохимические критерии появления ставролита в метапелитах при среднетемпературном метаморфизме низких и средних давлений // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 1–16.

Вревский А.Б. Людикий Район-Ладожской зоны Фенноскандинавского щита (изотопно-геохимический состав и геодинамическая природа) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. С. 1–21.

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_View: программа для просмотра и работы с диаграммами, рассчитанными в программном комплексе TWQ Р. Бермана (1991), используемом для мультиравновесной геотермобарометрии. 2006а. Версия 1.2.0.23. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_Comb: программа для автоматической генерации всех возможных комбинаций из выбранных анализов минералов и их обработки в программах CMP.EXE и TWQ.EXE термобарометрического комплекса TWQ (Berman, 1991), работающих в пакетном режиме. 2006б. Версия 1.2.0.4. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>

Доливо-Добровольский Д.В. TC_Comb: оболочка программы THERMOCALC для эффективной мультиравновесной геотермобарометрии методом *avPT* с визуализацией и анализом результатов. 2013.

Доливо-Добровольский Д.В. PTQ_Comb: программа для генерации комбинаций анализов минералов для геотермобарометрических исследований с помощью программы PTQuick. 2016а. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptqcomb>

Доливо-Добровольский Д.В. PTQ_Avg: дополнение к программе PTQuick для вычисления “простых средних” — точек кратчайших среднеквадратичных расстояний до всех линий, построенных на 2D диаграммах. 2016б. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptqavg>

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерогения) / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

- Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А. U-Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метасадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 2. С. 55–67.
- Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1974. 160 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1992. 152 с.
- Симаков С.К., Доливо-Добровольский Д.В. PTQuick: программа для определения условий равновесия минеральных парагенезисов методами классической геотермобарометрии. 2009. URL: <http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. и др. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62.
- Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253–277.
- Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковлева С.З. и др. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. № 6. С. 20–33.
- Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // J. Petrol. 1988. V. 29. № 2. P. 445–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>
- Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canad. Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
- Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geol. Surv. Canada. 2007. Open File 5462 (revised). <https://doi.org/10.4095/223228>
- Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: 1. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 1–24.
- Berman R.G., Aranovich L. Ya., Rancourt D.G., Mercier D.G. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of $\text{Mg}-\text{Fe}-\text{Al}$ biotite // Amer. Mineral. 2007. V. 92. № 1. P. 139–150. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2051>
- Connolly J.A. Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 666–718.
- Escuder Viruete J., Indares A., Arenas R. P-T paths derived from garnet growth zoning in an extensional setting: An example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain) // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 1489–1515.
- Escuder Viruete J., Indares A., Arenas R. P-T path determinations in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain // J. Metamorph. Geol. 1997. V. 15. P. 645–663.
- Eskola P.E. The problem of mantled gneiss domes // Geol. Soc. London Quart. J. 1949. V. 104. Pt. 4. P. 461–476.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–344.
- Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // J. Metamorph. Geol. 2011. V. 29. P. 333–383.
- Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // Amer. J. Sci. 1971. V. 271. P. 97–131.
- Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 881–892.
- Hollister L.S. The reaction forming cordierite from garnet, the Khtada Lake metamorphic complex, British Columbia // Canad. Mineral. 1977. V. 15. P. 217–229.
- Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga lake region, Russian Karelia // Precambrian Res. 2003. V. 120. P. 37–53.
- Petrakakis K. Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets // J. Metamorph. Geol. 1986. V. 4. P. 323–344.
- Prasad S.B., Bhattacharya A.K., Raith M.M., Bhadrar S. The origin of orthopyroxene/biotite + plagioclase coronas from the Bolangir anorthosite complex (India), and implications for reconstructing P-T paths // Amer. Mineral. 2005. V. 90. P. 291–303.
- Suda Y., Shin-ichi K., Madhusoodhan S-K. et al. Geochemistry of mafic metamorphic rocks in the Lutzow-Holm Complex, East Antarctica: Implications

for tectonic evolution // *Polar Geosci.* 2006. V. 19. P. 62–88.

Stüwe K., Oliver R.L. Geological history of Adélie Land and King George V Land, Antarctica: Evidence for a polycyclic metamorphic evolution // *Precamb. Res.* 1989. V. 43. P. 317–334.

Tong L., Wilson C.J.L. Tectonothermal evolution of the ultrahigh temperature metapelites in the Rauer Group, east Antarctica // *Precamb. Res.* 2006. V. 149. P. 1–20.

Van der Wal D., Vissers R.L.M. Structural petrology of the ronda peridotite, SW Spain: deformation history // *J. Petrol.* 1996. V. 37. P. 23–43.

Villaseca C., Downes H., Pin C., Barbero L. Nature and composition of the lower continental crust in Central Spain and the granulite–granite linkage: inferences from granulitic xenoliths // *J. Petrol.* 1999. V. 40. P. 1465–1496.

Vrána S. Perpotassic granulites from southern Bohemia. A new rock type derived from partial melting of crustal rocks under upper mantle conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 103. P. 510–522.

White R., Powell R., Johnson T. The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a - x relations for manganese-bearing minerals // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. № 8. P. 261–286.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.

Wu C.M. Revised empirical garnet-biotite-muscovite-plagioclase geobarometer in metapelites // *J. Metamorph. Geol.* 2015. V. 33. P. 167–176.

Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites // *J. Petrol.* 2006. V. 45. № 9. P. 1907–1921.

Zhao G.C., Wilde S.A., Cawood P.A., Lu L.Z. Petrology and P - T path of the Fuping mafic granulites: implications for tectonic evolution of the central zone of the North China craton // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. № 4. P. 375–391.

Zhao G. Palaeoproterozoic assembly of the North China Craton // *Geol. Magaz.* 2001. V. 138. P. 87–91.

Metamorphic mineral reactions and mineral paragenesis in the rocks of the Meyeri tectonic zone (the south-eastern part of the Fennoscandian shield, Russia)

E. S. Vivdich^{1, 2}, Sh. K. Baltybaev^{1, 3}, O. L. Galankina¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

²*St. Petersburg State Mining University, St. Petersburg, Russia*

³*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

Mineral reactions were studied in metamorphic rocks from the Meyeri tectonic zone, and the P - T path of the development of this structure was calculated. According to the P - T path, the Proterozoic granulite complex of the Svecofennian Belt was thrust onto low-temperature rocks of the Archean Karelian Craton's margin. Relict staurolite and other minerals preserved as inclusions in the garnet porphyroblasts made it possible to identify P - T parameters of the pre-peak stage of metamorphism using the compositions of the relict minerals. The temperature on the prograde trend of metamorphism was 500–600°C at a pressure of about 5 kbar. The peak metamorphic conditions of the Meyeri tectonic zone are estimated at $T > 700^\circ\text{C}$ and $P \sim 7$ kbar. The post-peak stage began with a decompressional P - T path at the aforementioned temperatures, with a change from granulite hypersthene-containing paragenesis to lower-temperature amphibole-containing ones. The subsequent metamorphic retrogression was characterized by the development of numerous hydrous minerals as a result of the activation of fluids in the shear zone. The P - T path of the tectonic zone is clockwise and reflects the exhumation of the Svecofennian granulite complex during the orogenic events.

Keywords: tectonic zone, evolution, metamorphism, mineral paragenesis, thermobarometry, trend, exhumation of granulites