



Минералогия и термобарометрия пород вулcano-плутонического комплекса калевия Каскамского блока террейна Инари (Кольско-Норвежская область Фенноскандинавского щита)

А.Б.Вревский^{1,2}✉, А.В.Юрченко¹, Ш.К.Балтыбаев^{1,3}

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

Как цитировать эту статью: Вревский А.Б., Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К. Минералогия и термобарометрия пород вулcano-плутонического комплекса калевия Каскамского блока террейна Инари (Кольско-Норвежская область Фенноскандинавского щита) // Записки Горного института. 2025. Т. 274. № 16472. С. 21-34. [EDN CMJJJB](#)

Аннотация

Изучены условия петрогенезиса и эволюции пород при региональном метаморфизме вулcano-плутонического комплекса каскамской структуры в пределах террейна Инари на северо-западе России. Применен детальный петрографический анализ пород, рассмотрены особенности химического состава минералов, выполнено моделирование магматического и метаморфического минералообразования. *PT*-условия образования пород, наряду с ранее известными фактами, включая изотопно-геохронологические, не позволяют соотнести изученные толщи с породами беломорского комплекса, как считалось прежде. Моделирование магматического и метаморфического минералообразования показало хорошую сходимость модельных полей устойчивости минеральных парагенезисов и количественного соотношения минералов с наблюдаемыми в реальных образцах. Ранние минеральные парагенезисы магматического этапа отвечают кристаллизации ряда породообразующих и акцессорных минералов из коматитового расплава, на них накладываются минеральные парагенезисы прогрессивного и регрессивного метаморфизма. Реликтовые магматические минералы (оливин, клинопироксен, ортопироксен, магнетит-шпинель) в метаперидотитах позволяют оценить их ликвидусные температуры в диапазоне 1480-950 °C. Прогрессивная стадия метаморфических преобразований характеризуется развитием минеральных парагенезисов: гранат + амфибол + плагиоклаз + кварц ± биотит, амфибол + плагиоклаз + кварц. Поздняя низкотемпературная регрессивная стадия метаморфизма характеризуется развитием эпидот-, цоизит-, актинолитсодержащих ассоциаций и ряда других низкотемпературных минералов. Пиковые значения параметров прогрессивного метаморфизма оцениваются как $T = 600-700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5-9\text{ кбар}$, для регрессивной стадии $T = 400-500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3-5\text{ кбар}$. Выявленные термодинамические условия эндогенного породообразования в каскамской структуре необходимо учитывать при определении принадлежности изученных вулканогенно-плутонических и метаосадочных комплексов к палеопротерозойским террейнам Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита.

Ключевые слова

Фенноскандинавский щит; террейн Инари; Каскамский блок; метавулканииты; метаперидотиты; метаморфизм; *PT*-условия

Финансирование

Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда № 24-27-00041.

Поступила: 02.05.2024

Принята: 07.11.2024

Онлайн: 29.04.2025

Опубликована: 25.08.2025

Введение

Геологическое и тектоническое строение Фенноскандинавского щита в целом и Кольско-Норвежской области в частности интерпретируется, исходя из представлений о блоковом строении земной коры, основанных на принципиальных различиях в тектоническом развитии верхнекорковых структур, периодизации их эндогенной эволюции и особенностях глубинного строения по геофизическим данным [1]. Эти представления в последние десятилетия трансформировались в «террейновую» геодинамическую парадигму. Террейновый анализ привнес в описательные принципы тектонического районирования и ранжирования докембрийских комплексов генетический

смысл (например, аккреционный, дисперсионный и составной террейны), который во многом зависит от концептуальных предпочтений авторов (плейт- или плюм-тектонических). Представления существенно эволюционировали благодаря появлению новых изотопных данных о возрасте верхнекоровых геологических комплексов и их глубинных протолитов.

Для Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита (Центрально-Кольский террейн) (рис.1, а) существует несколько вариантов геодинамических моделей развития литосферы в раннем докембрии [2-4], имеющих целый ряд принципиальных отличий, главным образом в интерпретации геодинамической природы террейнов. Одним из ключевых регионов для реконструкции орогенного развития континентальной литосферы Кольско-Норвежской области в раннем докембрии является террейн Инари [5]. Большая и наименее изученная часть террейна расположена между палеопротерозойскими структурами Пасвик-Полмак-Печенгского пояса и Лапландским гранулитовым поясом и протягивается в юго-восточном направлении более чем на 300 км от каледонид на территорию Северной Норвегии и Финляндии.

На территории России террейн Инари, который пространственно соответствует ранее выделенному Каскамскому блоку (блок-антиклинорий) [2, 6], граничит на юго-западе с Лоттинско-Сальнотундровским блоком Лапландского гранулитового пояса, а на северо-востоке граница проходит вдоль вулканогенно-осадочных комплексов Южно-Печенгской зоны. Террейн Инари пространственно во многом совпадает с Печенгско-Аллареченским рудным районом [7], что определяет актуальность его исследования в металлогеническом аспекте.

Существуют лишь общие представления о строении террейна Инари как о тектонической смеси (tectonic packages) архейских и протерозойских комплексов [3, 4, 8], а в рамках теоретических геодинамических построений эта область рассматривается в составе Инари-Терской ювенильной дуги, возникшей в результате двухстадийной коллизии с последующим формированием вторичного ороклина [4, 8]. Такое разнообразие геодинамических представлений во многом определяется ограниченным количеством современных петролого-геохимических и изотопных данных [9-11].

В разные годы на северо-западе Кольского п-ова в пределах, соответствующих современным представлениям о тектонических границах террейна Инари, исследователи выделяли в крупных синклинальных структурах существенно вулканогенную каскамскую свиту неопределенного неоархейско-палеопротерозойского возраста. В настоящее время, благодаря полученному изотопному U-Pb возрасту (1923-1926 млн лет) кислых и средних метавулканитов, каскамская свита была отнесена к калевийскому надгоризонту карельского комплекса [5], что принципиально меняет представления о геологическом строении и металлогенической зональности Печенгско-Аллареченского рудного района и геодинамической природе террейна Инари.

Цель работ – определение условий петрогенезиса мантийного магматизма и термобарической эволюции регионального метаморфизма вулкано-плутонического комплекса каскамской структуры на основе решения задач детальной петрографии, анализа особенностей химического состава минералов и определения *PT*-параметров метаморфических изменений. Исследование направлено на получение новых сведений о корреляции эндогенных процессов и сопоставление геологического строения и тектонической эволюции смежных блоков Кольско-Норвежской области, что является важнейшим инструментом для террейнового анализа Фенноскандинавского щита.

Методы

Исследование строения минералов и анализ их составов произведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с ЭДС JEOL JED-2200 (ИГГД РАН, аналитик О.Л.Галанкина) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 1 нА с ZAF-методом коррекции матричных эффектов. Предел обнаружения элементов – 0,1 %. Фотографии минералов получены в режимах композиционного контраста (BSE) и вторичных электронов (SEI).

Минеральные геотермометры. Для Ol-Cpx термометрии использовалось уравнение [12], основанное на Fe-Mg обмене между авгитом и оливином; для Cpx-Ol-Spl термометрии применялось уравнение, разработанное для шинелевых перидотитов [13]; для Ol-Spl термометрии использовалось уравнение равновесия по [14]; для парагенезиса двух пироксенов применялись геотермометры [15, 16]; для парагенезиса амфибола с плагиоклазом использован геотермометр Т.Холланда и Р.Бланди [17]; для парагенезиса граната и амфибола использованы несколько термометрических инструментов, калибровки которых даны в работах [18-21]; для парагенезиса граната и биотита применялся термометр [22].



Минеральные геобарометры – мономинеральный амфиболовый [23], гранат-амфибол-плагиоклазовый [24-26], гранат-биотит-плагиоклазовый для кварцсодержащих пород [27].

Расчет полей устойчивости минеральных парагенезисов выполнялся с помощью программы Perple_X v.6.9.1 [28] с обновлениями до 2022 г. В расчетах использовалась база термодинамических данных hpr62ver [29] для минералов и твердых растворов клиноамфибола cAmph(G), ортоамфибола oAmph(DP), клинопироксена Omph(GHP), оливина O(HP), талька T, биотита Bio(TCC), полевых шпатов (feldspar), хлорита Chl(W), граната Gt(W), шпинели Sp(WPC), ортопироксена Opx(W), белых слюд Mica(CHA), хлоритоида Ctd(W), ставролита St(W), ильменита Ilm(WPH) в системе MnTiNCKFMASH-CO₂ (MnO-TiO₂-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O), а также модель силикатного расплава melt(G) [30, 31].

Порядок кристаллизации минералов определялся в породе перидотитового состава вместе с оценкой ликвидусных температур для оливина, пироксенов, плагиоклаза и магнетита по уравнениям геотермометров, откалиброванных для систем минерал-расплав программного комплекса SOMAGMAT 3.73 [32].

Для моделирования минералообразования и оценок *PT*-параметров были использованы представительные химические анализы основных разновидностей пород каскамской свиты (табл.1) и около 400 микрозондовых анализов минералов. Сокращения названий минералов приведены по [33], расчет формул минералов по [34].

Геологическая характеристика строения региона и состава пород

На территории северо-запада Кольского п-ова наиболее сохранившимся и доступным для исследования фрагментом супракрустального комплекса каскамской свиты являются две сопряженные синклинальные структуры протяженностью более 25 км в районе тундр Куройви, Кораблекк, Каскама, Шуорт в 40 км к юго-западу от Печенгской структуры (рис.1, а).

Нижняя часть разреза вулканогенно-осадочного комплекса каскамской свиты (более 3000 м) представлена преимущественно различными амфиболитами и Grt-Bt-Amp сланцами, по химическому составу отвечающими толеитовым и глиноземистым метабазальтам (табл.1). Характерной особенностью разреза является присутствие тел метагипербазитов, анхимономинеральных амфиболитов и актинолит-хлоритовых сланцев мощностью 15-20 м и протяженностью более 300 м, химический состав которых отвечает коматиитам и коматиитовым базальтам (табл.1). Структурно-геологическое положение пород позволяет рассматривать часть из них как метаморфизованные потоки вулканитов, силлы и гипабиссальные интрузии, а наиболее крупные массивы вероятно являются доскладчатыми интрузиями перидотитов. Вышележащая средняя толща гранат-биотит-амфиболовых гнейсов и плагиосланцев с прослоями амфиболитов слагает две синклинальные структуры (рис.1, б). В верхней части средней толщи залегает несколько пачек мелкозернистых плагиосланцев, лейкократовых биотит-полевошпатовых гнейсов и амфиболитов мощностью 20-30 м, которые рассматриваются как метаморфизованные аналоги кислых и средних вулканитов и их туфов (табл.1).

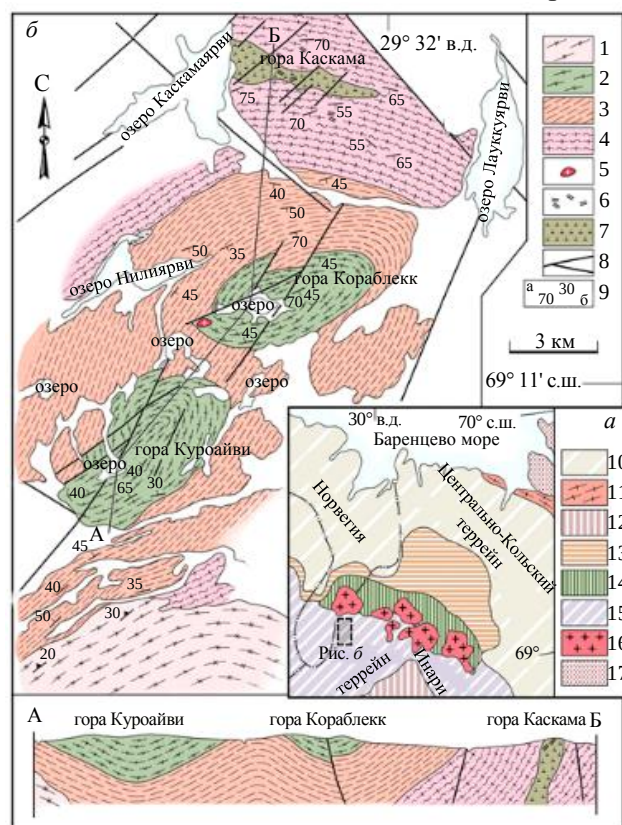


Рис.1. Схема геологического строения каскамской структуры [35] с изменениями

- 1 – тоналитовые гнейсы; 2-4 – супракрустальный комплекс каскамской свиты (2 – верхняя, 3 – средняя и 4 – нижняя толщи);
- 5 – плагиомикроклиновые граниты; 6 – метагаббро; 7 – дайки метагипербазитов; 8 – разрывные нарушения; 9 – структурные элементы (а – сланцеватость, б – гнейсовидность);
- 10 – Центрально-Кольский террейн; 11 – Мурманский террейн;
- 12 – Лапландский гранулитовый пояс; 13 – Северо-Печенгская зона;
- 14 – Южно-Печенгская зона; 15 – террейн Инари; 16 – интрузии тоналитов и плагиогранитов; 17 – осадки венда



Таблица 1

Содержание петрогенных оксидов в представительных образцах основных типов пород каскамской свиты, мас. %

Петрогенные оксиды	Образцы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	104	20-3д	106	18-56	101-1	17-3а	8-12	8-6	17-4а
SiO ₂	42,00	42,60	39,60	40,00	47,15	46,20	52,75	78,95	71,00
TiO ₂	0,13	0,10	0,09	0,07	0,53	0,44	0,48	0,19	0,20
Al ₂ O ₃	8,30	10,45	13,75	13,50	19,60	20,00	16,55	9,90	12,80
Fe ₂ O ₃	5,52	3,79	3,97	2,83	1,85	3,35	2,41	1,22	0,90
FeO	8,54	8,41	8,67	9,32	9,96	9,32	7,63	3,10	4,92
MnO	0,20	0,18	0,19	0,15	0,23	0,18	0,20	0,10	0,10
MgO	21,95	20,00	20,00	20,00	6,50	5,48	4,91	0,32	1,51
CaO	7,69	10,21	12,24	7,52	11,20	12,08	9,88	2,74	5,05
Na ₂ O	0,27	0,32	0,37	0,44	1,41	1,18	2,51	2,67	2,72
K ₂ O	0,07	0,28	0,04	0,18	0,14	0,09	0,53	0,45	0,15
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,19	0,06	0,10
ППП	5,84	3,92	3,30	6,30	1,62	1,99	1,66	0,34	0,93
Сумма	100,58	100,29	100,25	100,34	100,24	100,34	99,70	100,04	100,38
CaO/Al ₂ O ₃	0,9	1,0	0,9	0,8	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	64	86	153	193	51	—	—	—	—
CIA	—	—	—	—	—	—	51	49	48
al'	0,23	0,32	0,42	0,42	1,1	1,1	—	—	—

Примечания.

al' = Al₂O₃/(MgO + Fe₂O₃ + FeO) – индекс глиноземистости, мас. %.CIA = 100 × [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] – химический индекс зрелости, мол. %.

1-4 – метаперидотиты; 5, 6 – гранат-амфиболовый сланец и гранат-эпидотсодержащий амфиболит (глиноземистые метабазальты); 7 – эпидотсодержащий амфиболит (метаандезит); 8, 9 – амфибол-плагиоклазовый сланец и мигматизированный гранат-амфибол-плагиоклазовый сланец (кислые метавулканыты).

Ядерные части синклиналей (рис.1) сложены верхней толщей каскамской свиты, представленной преимущественно мелко- и среднезернистыми сланцеватыми и массивными амфиболитами с прослоями актинолит-хлоритовых сланцев, по составу сходных с коматиитовыми базальтами, толеитовыми и глиноземистыми метабазальтами нижней толщи разреза.

Петрографо-минералогическая характеристика пород и особенности химического состава минералов

Метаморфизованный перидотит (обр. 104, 20-3д, 106, 18-56). Петрография. Количественный минеральный состав породы, об. %: оливин 20-40; ортопироксен до 5; роговая обманка до 10; клинопироксен 20-40; плагиоклаз 20-30; зеленая шпинель до 5. В массивных породах из силлов и гипабиссальных интрузий достаточно определенно диагностируется ранний (магматический) парагенезис, состоящий из оливина (впоследствии серпентинизированного), клинопироксена, ортопироксена, плагиоклаза и шпинели. К метаморфическим минералам относятся амфибол, эпидот, хлорит, шпинель, магнетит. Оливин образует бесцветные изометричные зерна размером до 1-1,5 см и имеет сетчато-петельчатую структуру за счет многочисленных трещин (рис.2, а, б), заполненных серпентином, в котором находится новообразованный магнетит. По краю зерен оливина развивается светло-зеленый тремолит, а на контакте с плагиоклазом – червеобразные вроски шпинели (рис.2, б), ориентированные перпендикулярно кайме. Клинопироксен встречается как во включениях в оливине, так и в виде ксеноморфных зерен в матриксе. При этом он часто замещается амфиболом по краю зерна и по трещинам спайности. Ортопироксен развит в виде единичных мелких ксеноморфных зерен, как правило, по контакту с оливином в виде тонкой каймы между оливином и амфиболом. Зеленая шпинель расположена как в матриксе в виде крупных отдельных зерен, так и в симплектитовых сростках с амфиболом. Плагиоклаз часто имеет полисинтетические двойники,

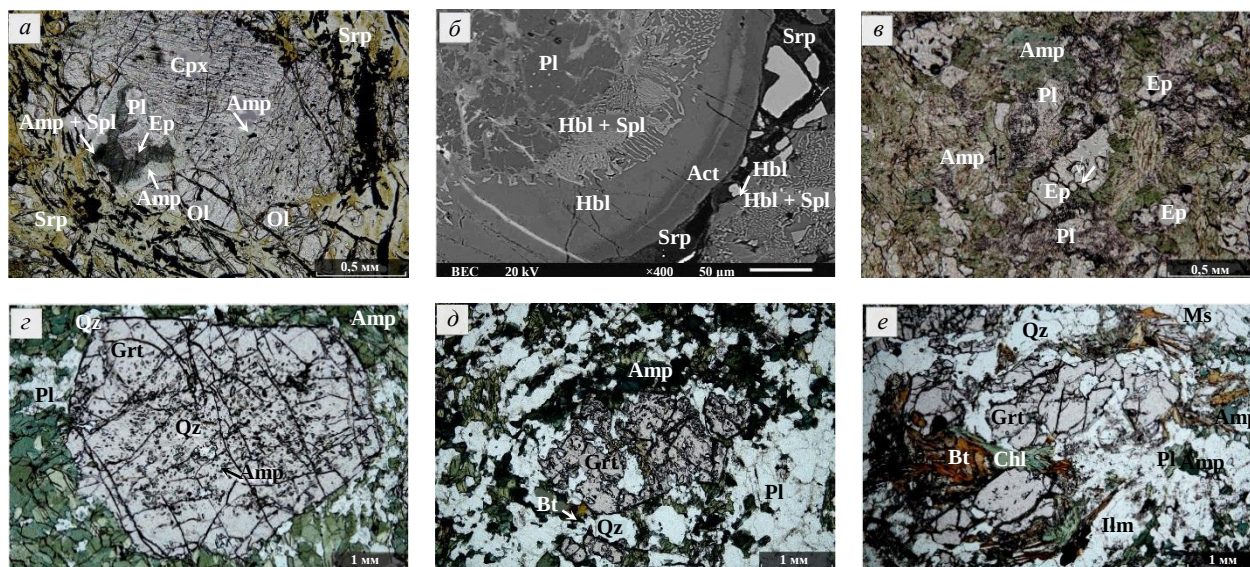


Рис.2. Фотографии шлифов в проходящем свете (а, в-е) и BSE-изображение (б) изученных пород каскамской свиты: а – метаморфизованный перидотит (обр. 104), серпентинизированный Ol, Cpx замещающийся Hbl, Ep замещает Pl, симплектит Spl+Hbl по Pl; б – метаморфизованный перидотит (обр. 104), Spl+Hbl симплектиты, зональная Amp кайма на контакте Ol с Pl; в – эпидотсодержащий амфиболит (обр. 8-12), зерна эпидота содержат включения кварца, плагиоклаз измененный; г – гранат-амфиболовый сланец (обр. 101-1), Grt содержит включения Qz и Amp, обтекается призматическим травянисто-зеленым Amp; д, е – мигматизированный гранат-амфибол-плагиоклазовый сланец (обр. 17-4а), Grt в Pl-Amp матрице, замещается Chl-Bt-Ms агрегатом, содержит включения Qz и Pl

храняется и распознается внутри амфибол-шпинелевого симплектита. В плагиоклазе наблюдаются скопления эпидот-цоизитового агрегата. Местами отмечаются крупные зерна роговой обманки (до 2 мм), насыщенные включениями ильменита. Отмечается также локальное замещение амфибола актинолит-тремолитовым агрегатом совместно с игольчатым хлоритом.

Состав минералов. Оливин относится к форстериту с $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe) = 0,72-0,75$ у крупных зерен, у мелких зерен $X_{Mg} = 0,66$ без примеси Cr_2O_3 , в единичных анализах содержание NiO до 0,28 мас.%, а также присутствует постоянная примесь MnO – 0,19-0,74 мас.%. Клинопироксен представлен диопсидом с $X_{Mg} = 0,86-0,94$, небольшими примесями Cr_2O_3 до 0,41 мас.%, TiO_2 до 0,31 мас.% и MnO до 0,22 мас.% в отдельных зернах, содержание Al_2O_3 – 0,54-2,8 мас.%. Наибольшее содержание алюминия имеет клинопироксен, образующий включения в оливине. Ортопироксен по составу отвечает энстатиту с $X_{Mg} = 0,74-0,79$, содержит примеси MnO (0,33-0,72 мас.%) и Al_2O_3 (0,51-1,65 мас.%). Плагиоклаз имеет анортитовый состав ($An = 94-100\%$).

Шпинель по составу соответствует $Hs_{43-54}Spl_{44-54}Mg_{2-4}$, содержит небольшую примесь цинка ($ZnO = 0,11-0,49$ мас.%), марганца ($MnO = 0,26-0,9$ мас.%). Не выявлено явных различий в составе крупных зерен шпинели и ее прорастаний в виде симплектитов.

Амфибол в основном представлен магнезиальной роговой обманкой (рис.3, а) с $X_{Mg} = 0,79-0,89$. В симплектитовых прорастаниях со шпинелью амфибол заметно богаче Al_2O_3 : соответствует чермакиту с $Al_2O_3 = 14,2-17,5$ мас.%, а в кайме – роговой обманке с $Al_2O_3 = 5,5-13,4$ мас.%. В симплектите также встречаются более крупные части роговой обманки, по составу отвечающие минералу, находящемуся в каймах. Роговая обманка, развивающаяся по клинопироксену, содержит заметную примесь $TiO_2 = 0,1-0,75$ мас.%.

Глиноземистый метабазальт (эпидотсодержащий амфиболит, обр. 8-12). Петрография. Количественный минеральный состав, об.%: эпидот до 10; плагиоклаз до 20; амфибол до 55; кварц до 15; хлорит до 5; акцессорные апатит, титанит и магнетит. Структура породы в основном пойкилобластовая, гранонематобластовая, текстура массивная. В эпидот-амфиболовой массе не наблюдается заметной предпочтительной ориентировки минералов (см. рис.2, в). Эпидот до 0,5 мм содержит округлые включения кварца, алланита. Плагиоклаз изменен, размеры зерен до 0,3 мм, замещается цоизитом. Амфибол травянисто-зеленый, по трещинам спайности более коричневый, замещается хлоритом. Кварц в виде округлых зерен до 0,1 мм находится в тесной ассоциации с

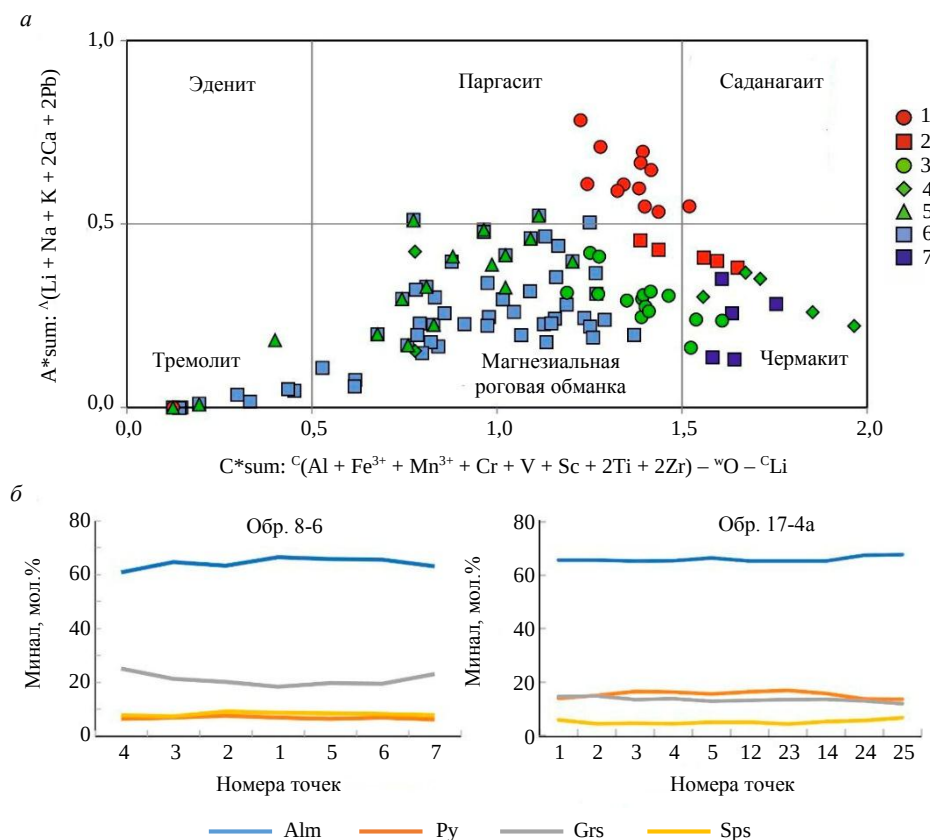


Рис.3. Особенности составов минералов пород каскамской свиты:
 а – химический состав амфибола по [36], координаты осей соответствуют сумме содержаний катионов в минерале, в кислом метавулканите (1 – обр. 8-6; 2 – обр. 17-4а), глиноземистом метабазальте (3 – обр. 101-1; 4 – обр. 17-3а), метаандезите (5 – обр. 8-12), метаперидотите (6 – обр. 104; 7 – тот же образец, но амфибол в составе симплектитового прорастания);
 б – профили химической зональности гранатов из амфибол-плагиоклазового сланца (обр. 8-6) и мигматизированного гранат-амфибол-плагиоклазового сланца (обр. 17-4а)

эпидотом, встречается в небольшом количестве также во включениях в амфиболе. В осветленных участках породы, эпидот-плагиоклаз-кварцевых по составу, эпидот с включениями кварца имеет размер зерен до 0,5 мм. Плагиоклаз изменен сильнее, а размеры зерен кварца становятся больше – до 0,4 мм.

Состав минералов. Плагиоклаз в амфиболите имеет состав андезина ($An = 44-53\%$), при замещении его эпидотом состав приближается к чистому альбиту ($An = 2-16\%$). Амфибол представлен паргаситом и магнезиальной роговой обманкой (рис.3, а), в ассоциации с хлоритом ранний амфибол замещается актинолитом. В более лейкократовой части породы магнезиальная роговая обманка чуть более железистая с $X_{Mg} = 0,53-0,65$, содержит больше TiO_2 (0,37-0,85 мас.%), Na_2O (0,76-1,55 мас.%) и Al_2O_3 (7,92-14,0 мас.%), меньше Cl (0,11-0,28 мас.%), чем магнезиальная роговая обманка с $X_{Mg} = 0,61-0,70$ в амфиболовой массе, содержащая TiO_2 (0,40-0,81 мас.%), Na_2O (0,6-1,6 мас.%), Al_2O_3 (7,4-11,4 мас.%), Cl (0,15-0,19 мас.%). Более поздний актинолит имеет $X_{Mg} = 0,71-0,72$ и содержит TiO_2 (0-0,61 мас.%), Na_2O (0-0,23 мас.%), Al_2O_3 (0,75-5,41 мас.%), Cl (0-0,08 мас.%).

Глиноземистый метабазальт (гранат-эпидотсодержащий амфиболит, обр. 17-3а). Петрография. Количественный минеральный состав, об.%: амфибол до 65; плагиоклаз до 15; эпидот до 10; кварц 10; единичные зерна граната; вторичные минералы – хлорит, акцессорный ильменит. Представляет собой крупнозернистую неоднородную породу, в которой амфибол-плагиоклазовая матрица содержит порфириобласты амфибола размером до 4 мм и единичные зерна граната размером до 2 см (см. рис.2, з). Встречаются зерна амфибола с обильными включениями ильменитовых игл и округлых зерен кварца размером до 0,1 мм, а также более мелкие зерна амфибола без включений. Порфириобласты граната иногда содержат включения крупных (до 1 мм) зерен эпидота-цоизита и ильменита, а также кварца, плагиоклаза и амфибола в центральной части зерна, края не



содержат включений. Лейкократовые участки породы представлены кварц-эпидот-плагиоклазовыми агрегатами. Встречаются зерна плагиоклаза размером до 1 мм с полисинтетическими двойниками, зажатые между зерен амфибола. По плагиоклазу развиваются эпидот и цоизит. Хлорит отдельными скоплениями развивается по амфиболу.

Состав минералов. Гранат по составу гроссуляр-альмандиновый $\text{Py}_{9-14}\text{Alm}_{65-72}\text{Sp}_{2-5}\text{Grs}_{15-19}$. Отмечается тенденция к увеличению гроссулярового и пиропового компонента к краю с уменьшением альмандинового. Амфибол рядом с гранатом представлен магнезиальной роговой обманкой с $X_{\text{Mg}} = 0,55-0,56$, содержит TiO_2 (0,68-0,77 мас.%), Na_2O (0,68-0,82 мас.%), Al_2O_3 (7,16-7,50 мас.%), куммингтонит с $X_{\text{Mg}} = 0,44$ на контакте с гранатом и по краю роговой обманки. В безгранатовом матриксе амфибол представлен ферри-чермакитом с $X_{\text{Mg}} = 0,39-0,44$ и содержит TiO_2 (0,14-0,35 мас.%), Na_2O (1,17-1,62 мас.%), Al_2O_3 (17,3-20,1 мас.%). Плагиоклаз неоднородный, для него характерны более кислые по составу включения ($\text{An} = 52-68\%$, лабрадор) в более основном зерне ($\text{An} = 87-92\%$, битовнит-анортит), на контакте с гранатом плагиоклаз имеет состав лабрадора ($\text{An} = 54-64\%$). Хлорит в виде крупных зерен ~3 мм на контакте с амфиболом имеет магнезиальность $X_{\text{Mg}} = 0,57-0,58$.

Глиноземистый метабазальт (гранат-амфиболовый сланец, обр. 101-1). Петрография. Количественный минеральный состав, об. %: гранат до 15; амфибол 50; плагиоклаз до 25; кварц до 10. В плагиоклаз-амфиболовой матрице породы встречаются порфировласты граната с хорошо сформированными гранями размером до 1,5 см. Эти порфировласты содержат многочисленные включения кварца, плагиоклаза, амфибола в центре зерна, края зерен без включений. Плагиоклаз при размере зерен до 0,5 мм, вместе с амфиболом размером до 0,6 мм, расположен параллельно сланцеватости, облекая при этом порфировласты граната (см. рис.2, з).

Состав минералов. Гранат пироп-альмандиновый $\text{Py}_{22-26}\text{Alm}_{58-63}\text{Sp}_{3-4}\text{Grs}_{11-16}$ с незначительной зональностью, показывающей уменьшение пиропового компонента с возрастанием гроссулярового и альмандинового к краю зерна. В матриксе плагиоклаз по составу отвечает битовниту ($\text{An} = 78-82\%$), к контакту с гранатом и амфиболом некоторые зерна имеют небольшую зональность – содержание анортитового компонента уменьшается до $\text{An} = 48-58\%$. Во включениях в гранате состав плагиоклаза более основной ($\text{An} = 86-87\%$), чем в матриксе. Амфибол по составу отвечает магнезиальной роговой обманке (рис.3, а), на контакте с гранатом ближе к чермакиту с $X_{\text{Mg}} = 0,57-0,66$, содержит $\text{TiO}_2 = 0,41-0,83$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} = 1,04-1,67$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,2-15,11$ мас.%.

Метариолит (амфибол-плагиоклазовый сланец, обр. 8-6). Петрография. Количественный минеральный состав, об. %: амфибол до 20; плагиоклаз до 30; кварц до 50; единичные зерна биотита, хлорита и граната, акцессорные ильменит, апатит, циркон. Порода состоит из зеленого, травянисто-зеленого амфибола размером зерен до 2 мм, вытянутых параллельно сланцеватости. В амфиболе встречаются включения акцессорных минералов и кварца. Текстура неоднородная: в более лейкократовой части отмечается укрупнение зерен амфибола до 3 мм, при этом их становится заметно меньше. В самых лейкократовых частях породы встречаются только отдельные зерна амфибола в интерстициях между зернами кварца. Амфибол частично хлоритизирован. Биотит встречается в виде тонких лейст. Ближе к гранату биотита становится больше, он находится в сростании с амфиболом и местами развивается по измененному плагиоклазу. Плагиоклаз часто с двойниками, размер зерен до 3 мм, их размер увеличивается в лейкократовой части до 5 мм, подвержен замещению карбонатно-слюдистым агрегатом (не более 10 об. %). В лейкократовой части зерна плагиоклаза так же, как и зерна кварца, вытянуты по направлению рассланцевания, часто с корродированными краями. Иногда плагиоклаз содержит включения кварца и амфибола. Единичные зерна граната встречаются как в меланократовой, так и лейкократовой массе. Размер граната в меланократовом матриксе (до 2 мм) больше, чем в лейкократовом (до 1 мм). В лейкократовой части гранат замещается хлоритом в ассоциации с рудным (ильменит) и более поздним (альбит) плагиоклазом.

Состав минералов. Состав амфибола в лейкократовой части более железистый с $X_{\text{Mg}} = 0,25-0,32$, помимо железистого паргасита присутствует и гастингсит (см. рис.3, а). Содержание $\text{TiO}_2 = 0,59-1,14$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,5-14,7$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} = 1,42-1,89$ мас.%, $\text{Cl} = 0,33-0,48$ мас.%. В меланократовой части породы амфибол представлен железистым паргаситом с $X_{\text{Mg}} = 0,29-0,32$, содержит $\text{TiO}_2 = 0,46-1,16$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,7-15,1$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} = 1,3-1,86$ мас.%, $\text{Cl} = 0,25-0,40$ мас.%. Биотиты образца относятся к железистым разностям ($X_{\text{Mg}} = 0,35$) с преобладанием в составе сидерофиллитового компонента и содержат TiO_2 (3,3-3,4 мас.%). Состав плагиоклаза в пределах образца



однороден ($An = 26-29\%$) и соответствует олигоклазу, кроме его оторочек вокруг граната, состав в которых более кислый ($An = 8-10\%$). Гранаты гроссуляр-альмандинового ряда $Py_{6-7}Alm_{61-66}Sps_{7-9}Grs_{18-25}$ в лейкократовой части и $Py_{7-8}Alm_{62-65}Sps_{8-9}Grs_{19-23}$ в меланократовой в ассоциации с амфиболом. Для них одинаково характерно снижение альмандинового и спессартинового компонентов, а также увеличение гроссулярового от центра к краю зерен (рис.3, б).

Метариодацит (мигматизированный гранат-амфибол-плаггиоклазовый сланец, обр. 17-4а).

Петрография. Количественный минеральный состав, об. %: гранат до 5; амфибол до 20; плаггиоклаз до 30; кварц до 45; единичные зерна биотита, мусковита и хлорита; акцессорный ильменит. Порода неоднородная, представляет собой мигматизированный гранатсодержащий амфиболит. На контакте с лейкократовой частью появляются порфиروبласты граната размером до 1 см (см. рис.2, д, е) с обилием включений кварца и плаггиоклаза. От предыдущего рассматриваемый образец отличается более крупными размерами зерен, отсутствием предпочтительной ориентировки минералов, большим развитием хлорита как в ассоциации с амфиболом, так и по гранату. Вместе с хлоритом встречаются биотит и мусковит, которые местами развиваются по плаггиоклазу. Акцессорные минералы представлены ильменитом с включениями рутила, по которому в свою очередь развивается титанит.

Состав минералов. Гранат гроссуляр-пироп-альмандинового состава $Py_{11-18}Alm_{65-71}Sps_{4-9}Grs_{9-15}$. Для него характерно увеличение альмандинового и спессартинового компонентов, уменьшение пиропового и гроссулярового от центра к краю зерен (рис.3, б). Наиболее железистый состав имеет гранат, замещающийся хлоритом, $Py_{11-13}Alm_{70-71}Sps_{7-9}Grs_{10}$. Плаггиоклаз в породе имеет состав олигоклаза ($An = 28-31\%$), наибольшие изменения наблюдаются в лейкократовой части породы, где плаггиоклаз становится чуть более основным ($An = 33\%$). Амфибол в породе представлен магнезиальной роговой обманкой и чермакитом (рис.3, а) с $X_{Mg} = 0,42-0,46$, содержит TiO_2 (0,20-0,44 мас. %), Na_2O (1,54-1,66 мас. %), Al_2O_3 (16,6-17,55 мас. %). Более железистый хлорит на контакте с гранатом, возможно, развивается по амфиболу, $X_{Mg} = 0,43-0,47$. Хлорит, развивающийся по мелким зернам граната и плаггиоклазу, имеет $X_{Mg} = 0,31-0,39$.

Магматическая стадия кристаллизации

Для выяснения *PT*-условий кристаллизации магматических минералов использованы составы метаморфизованных перидотитов – образцы 104, 106, 18-5б, 20-3д (табл.1, 2), в которых хорошо сохранились структурно-текстурные признаки и минералы магматической стадии образования породы.

Таблица 2

Ликвидусные температуры кристаллизации минералов в породах перидотитового состава каскамской свиты, °C

Образец	Ol-melt	Opx-melt	Aug-melt	Mt-melt	Pl-melt
106	1478	—	1285	1187	1074
20-3д	1457	—	1307	1184	1036
18-5б	1486	1168	1284	1189	1073
104	1493	1172	1312	1199	955

Примечание. Ликвидусные температуры рассчитаны с использованием уравнений минерал-расплав программы COMAGMAT 3.73 [32].

Идентифицированный первичный минеральный парагенезис, состоящий из оливина, двух пироксенов, плаггиоклаза с некоторым количеством магнетита-шпинели, хорошо воспроизводится при модельном построении равновесной кристаллизации в программе COMAGMAT (рис.4). При этом, кроме совпадения состава минералов при образовании их из расплава, воспроизводятся и объемные соотношения, устанавливаемые по петрографическим данным. Помимо воспроизведения порядка кристаллизации минералов и их количества, результаты моделирования показали хорошее соответствие расчетных составов минералов (оливина, пироксенов, плаггиоклаза) реально наблюдаемым в породах. В частности, магнезиальность оливина снижается от ~0,94 до 0,70, а основность плаггиоклаза меняется от почти чистого анортита до битовнита, демонстрируя уменьшение номера плаггиоклаза при снижении температуры кристаллизации (рис.4, а).

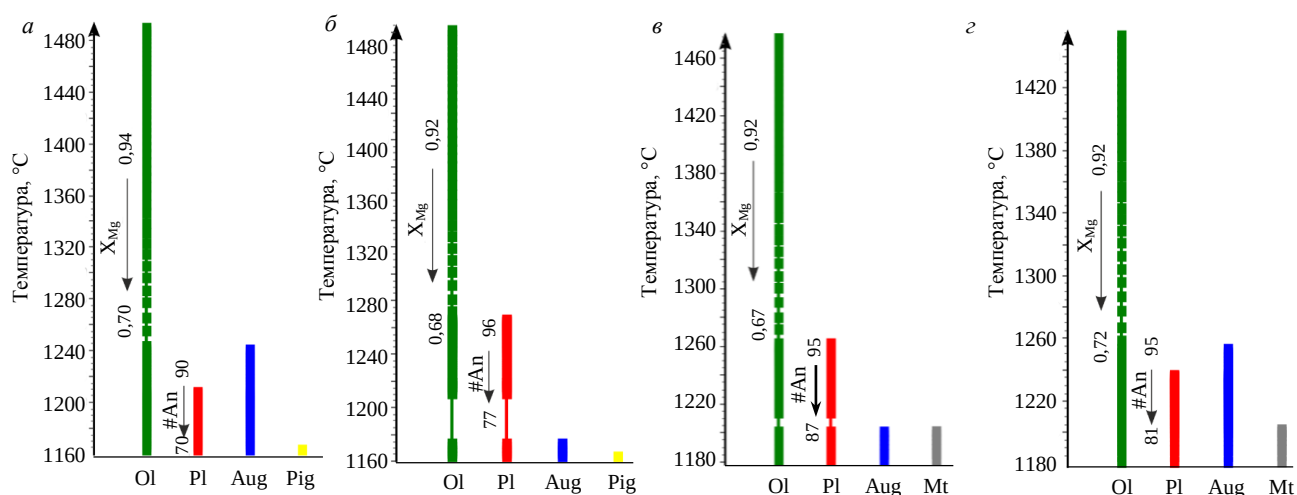


Рис.4. Последовательность равновесной магматической кристаллизации минералов из расплава по данным расчета в программе COMAGMAT для образцов метаморфизованного перидотита: а – обр. 104; б – обр. 18-56; в – обр. 106; г – обр. 20-3д. Составы оливина и плагиоклаза согласуются с реальными составами минералов по данным микрозондового анализа

Дополнительно рассчитаны температуры и последовательность кристаллизации минералов, полученных с применением уравнений равновесий в системе минерал-расплавы (табл.2). Уравнения расчета температур программного комплекса COMAGMAT показали, что ликвидусные температуры для оливина и пироксенов находятся в диапазоне ~1500-1200 °С. Для плагиоклаза температура равновесия в системе плагиоклаз-расплавы определена как 955 °С, но первая кристаллизация минерала начинается при $T = 1202$ °С.

РТ-условия метаморфических преобразований пород

Для оценки термодинамических режимов устойчивости минеральных парагенезисов при меняющихся P и T для изученных основных типов пород (см. табл.1) использован метод построения псевдосечений. Помимо устойчивости минеральных парагенезисов при изменении режима давления и температуры, оценивались вариации соотношения CO_2 и H_2O в предполагаемом углекислотно-водном флюиде. Расчеты показали, что наиболее адекватные (отвечающие наблюдаемым) результаты получаются при использовании чистого водного флюида без примеси CO_2 . С помощью программного пакета *Perple_X* [28] построены фазовые диаграммы для пород, отвечающих составу исходного протолита (рис.5). На диаграммах хорошо воспроизводится ассоциация метаморфических минералов, наблюдаемая в шлифах.

Широко распространенный в породах метаморфический минеральный парагенезис, состоящий из граната, амфибола, плагиоклаза, вторичного клинопироксена, моделируется в области средних значений температуры и давления – $T \sim 700$ °С; $P \sim 5-7$ кбар. Диапазон P и T отвечает суперпозиции изоплет составов минералов, близких к реальным составам минералов по данным микрозондового анализа.

Наблюдаемая в некоторых породах мигматизация (например, в гранат-амфибол-плагиоклазовом сланце, обр. 17-4а) позволяет значительно сузить возможную PT -область метаморфического минералообразования. Так, с учетом появления анатектического расплава в изученной породе, PT -область метаморфического минералообразования для нее оценивается как $T = 710-760$ °С и $P = 6-8$ кбар (рис.5, б).

Результаты классической минеральной термобарометрии не противоречат оценкам P и T минералообразования, полученным методом псевдосечений. Для пород, сохранивших магматические и метаморфические минеральные парагенезисы (например, обр. 104), выявляются давления и температуры, соответствующие магматической стадии кристаллизации минералов и последующим среднетемпературному и среднебарическому режимам метаморфических преобразований (табл.3). Использование минеральных термометров и барометров, основанных на соответствии химических составов сосуществующих минералов определенным значениям давления и температуры, позволило определить высокотемпературную стадию минералообразования (оливин-шпинель-пироксеновые, пироксеновые термометры), соотносимую с этапом магматической кристаллизации минералов и расплава.

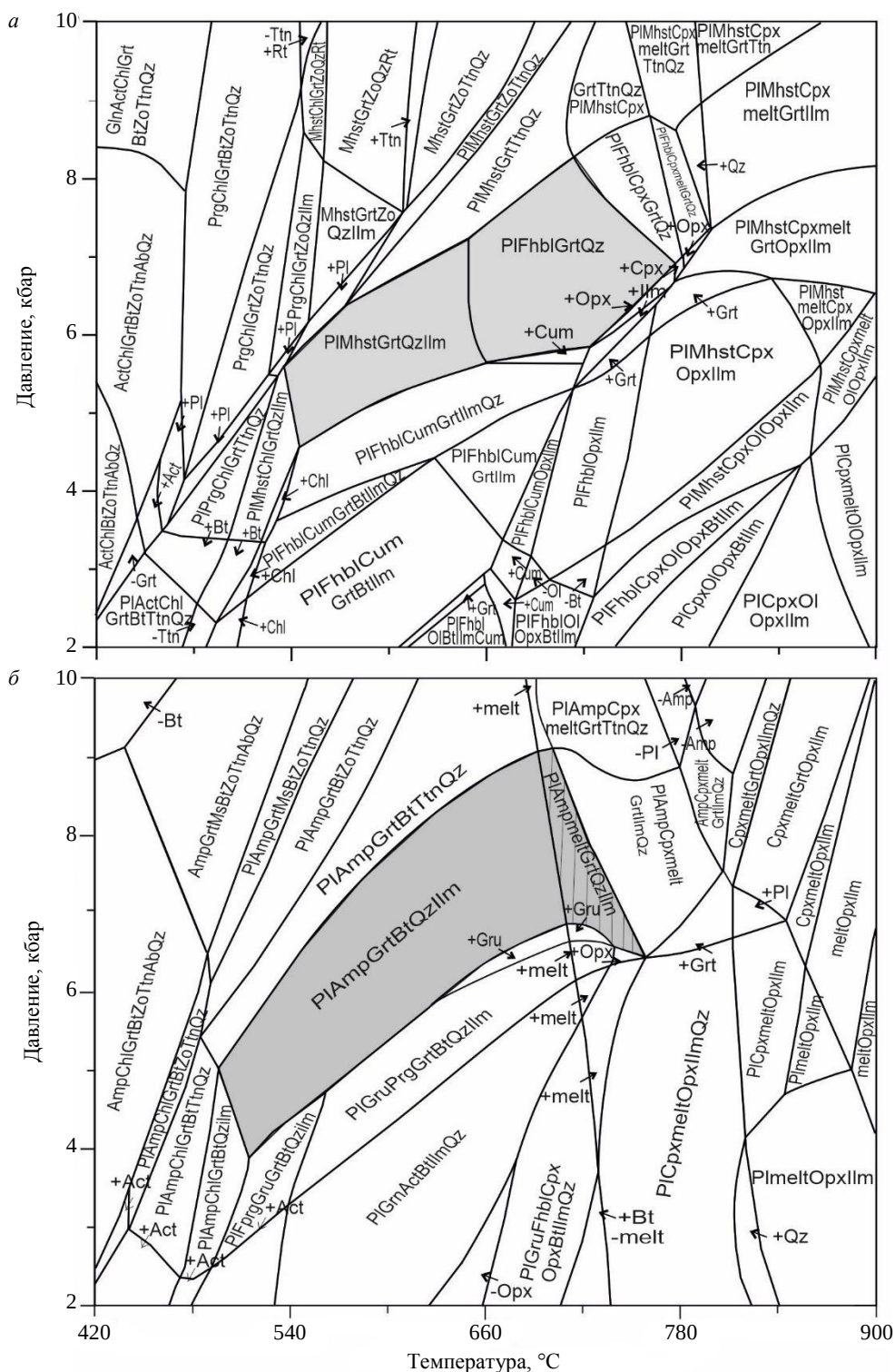


Рис.5. *PT*-диаграммы фазовых равновесий, рассчитанные методом минимизации энергии Гиббса в программе *Perple_X*: *a* – гранат-эпидотсодержащий амфиболит (обр. 17-3а); *б* – мигматизированный гранат-амфибол-плагиоклазовый сланец (обр. 17-4а). Серым цветом выделены области, которые соответствуют наблюдаемым гранатсодержащим минеральным парагенезисам в изученных породах. Штриховкой показан *PT*-диапазон образования наблюдаемого метаморфического минерального парагенезиса рассматриваемого сланца в условиях частичного плавления породы

Преобладающее большинство минеральных геотермометров, использующих составы амфиболов, биотитов, плагиоклазов и гранатов, указывает на температуру метаморфизма пород в диапазоне ~580-700 °C при давлении 5-9 кбар (рис.6).



Таблица 3

Оценка *PT*-параметров минералообразования пород каскамской свиты

Образец	CpxOl	CpxOl	GrtHbl	GrtHbl	GrtHbl	GrtHbl	HblPl	GrtBt	GrtHblPl	GrtHblPl	Hbl	GrtBtPl
	L96	MG15	GP84	P91	P85	R00	HB94	H00	DHP00	KS89	M16	WZR04
	Температура, °C						Давление, кбар					
104	940-1120	1120-1230	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
101-1	—	—	585-665	620-720	580-640	465-655	640-820	—	4,4-9,9	3,4-6,8	—	—
8-12	—	—	—	—	—	—	590-730	—	—	—	—	—
17-3a	—	—	—	—	—	—	647-800	—	—	—	—	—
8-6	—	—	660	670	615	580	620	660-720	6,9-8,0	6,9-7,8	—	9,7-9,8
17-4a	—	—	585-645	590-675	580-620	650-670	575-700	690-700	5,9-9,4	8,3-8,6	8,3-8,4	—

Примечание. Геотермометры: L96 [12], MG15 [13], GP84 [18], P91 [20], P85 [19], R00 [21], HB94 [17], H00 [22]; геобарометры: DHP00 [25], KS89 [24], M16 [23], WZR04 [27].

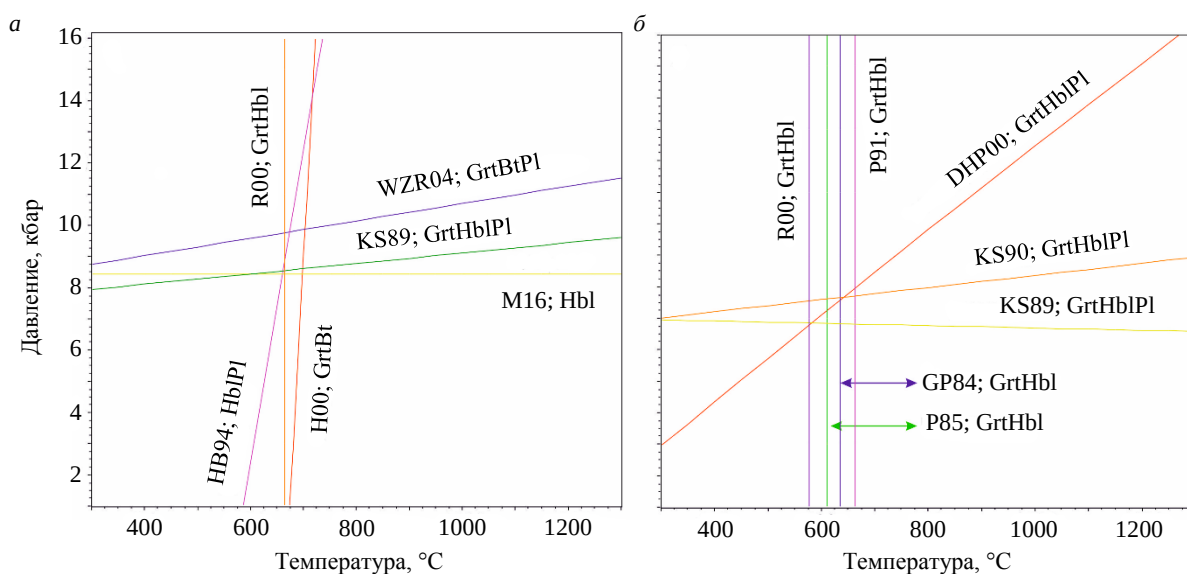


Рис.6. *PT*-диаграммы с результатами расчета параметров метаморфизма изученных сланцев: *а* – обр. 17-4а (мигматизированный гранат-амфибол-плагиоклазовый сланец); *б* – обр. 8-6 (амфибол-плагиоклазовый сланец). Расчетные линии для минеральных термометров и барометров: GP84 [18], P85 [19], KS89 [24], KS90 [25], P91 [20], HB94 [17], H00 [22], DHP00 [26], R00 [21], WZR04 [27], M16 [23]

Результаты термобарометрии согласуются с наблюдаемыми минеральными парагенезисами в породах каскамской структуры как магматического этапа, так и метаморфического. Следует отметить, что в последние годы неоднократно демонстрировалась успешность применения термобарометрических инструментов для оценки условий образования минеральных парагенезисов и в магматических системах [37-40], и в метаморфических [41-46]. Удалось проследить эволюцию термодинамических режимов петрогенезиса в различных тектонических обстановках, например зонах субдукции [47-49] или при экстремальных температурных режимах [44]. Немало работ посвящено реконструкции *PT*-параметров метаморфизма на основе применения геохимических особенностей минералов [50-52] или численных модельных реконструкций минералообразования [53-55]. Такой подход показал перспективность для пород разного состава и контрастных геодинамических обстановок появления [56-58].

Заключение

Моделирование магматического и метаморфического минералообразования пород каскамской свиты с минимизацией энергии Гиббса показало хорошую сходимость модельных полей устойчивости минеральных парагенезисов и количественного соотношения минералов с наблюдаемыми в реальных образцах. Оценки *PT*-параметров метаморфического минералообразования с



использованием комплекса современных минеральных термобарометров и барометров, учитывающих составы большего числа сосуществующих минералов, удовлетворительно соответствуют модельным построениям полей устойчивости минеральных парагенезисов и позволяют выделить два этапа минералообразования. Первый, магматический, соответствует этапу кристаллизации оливина, клинопироксена, ортопироксена, магнетита-шпинели из коматиитового расплава в температурном диапазоне 1480-950 °С. Второй этап минералообразования отвечает прогрессивному метаморфизму и его низкотемпературной регрессивной стадии. Прогрессивная стадия метаморфических преобразований фиксируется во всех группах пород каскамской свиты и характеризуется массовым развитием минеральных парагенезисов: гранат + амфибол + плагиоклаз + кварц ± биотит, амфибол + плагиоклаз + кварц. Поздняя (низкотемпературная регрессивная) стадия метаморфизма характеризуется развитием эпидот-, цоизит-, актинолитсодержащих парагенезисов, а также серпентина, хлорита и других низкотемпературных минералов по минералам, образующим ранние парагенезисы. Пиковые значения параметров регионального метаморфизма ($T = 600-700$ °С, $P = 5-9$ кбар) и его регрессивной стадии ($T = 400-500$ °С, $P = 3-5$ кбар) для пород каскамской структуры отличаются от пиковых значений для Южной зоны Печенгской структуры ($T = 590-750$ °С, $P = 9,5-10,6$ кбар [59] и $T = 630-690$ °С, $P \sim 5$ кбар). Полученные данные указывают на отсутствие признаков раннего метаморфизма высоких давлений (доходящих до эклогитовой фации), как это предполагалось в более ранних работах [35].

Результаты проведенных исследований необходимо учитывать при определении принадлежности каскамской структуры к тем или иным палеопротерозойским террейнам Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита.

Авторы благодарят О.Л.Галанкину (ИГГД РАН) за помощь в аналитических исследованиях составов минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КаЭМ, 2003. 250 с.
2. Балазанский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16-28.
3. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London, 2006. Vol. 32. P. 579-598. DOI: [10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35](https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35)
4. Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // Precambrian Research. 2019. Vol. 330. P. 1-19. DOI: [10.1016/j.precamres.2019.04.022](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.022)
5. Вревский А.Б., Кузнецов А.Б., Львов П.А. Возраст и стратиграфическое положение супракrustального комплекса каскамского блока террейна Инари (северо-восток Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 2. С. 159-167. DOI: [10.31857/S2686739723600674](https://doi.org/10.31857/S2686739723600674)
6. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland-Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2001. Vol. 105. Iss. 2-4. P. 289-314. DOI: [10.1016/S0301-9268\(00\)00116-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00116-9)
7. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Издательство Кольского научного центра РАН, 2002. 359 с.
8. Lahtinen R., Salminen P.E., Sayab M. et al. Age and structural constraints on the tectonic evolution of the Paleoproterozoic Saimaa orocline in Fennoscandia // Precambrian Research. 2022. Vol. 369. № 106477. DOI: [10.1016/j.precamres.2021.106477](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106477)
9. Bergman S., Weihed P. Chapter 3: Archean (>2.6 Ga) and Paleoproterozoic (2.5–1.8 Ga), pre- and syn-orogenic magmatism, sedimentation and mineralization in the Norrbotten and Överkalix lithotectonic units, Svecokarelian orogen // Sweden: Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources. Geological Society of London, 2020. Vol. 50. P. 27-82. DOI: [10.1144/M50-2016-29](https://doi.org/10.1144/M50-2016-29)
10. Lahtinen R., Köykkä J. Multiply deformed Paleoproterozoic foreland fold and thrust belt in northern Fennoscandia – The peripheral Kuusamo belt as a key example // Precambrian Research. 2020. Vol. 346. № 105825. DOI: [10.1016/j.precamres.2020.105825](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105825)
11. Johnston S.T., Lahtinen R., Saumur B.M. et al. Reconstructing the Paleoproterozoic Heart of Nuna, from Fennoscandia to Northeastern Laurentia // Geological Society, London, Special Publications. 2024. Vol. 542. P. 31-49. DOI: [10.1144/SP542-2023-37](https://doi.org/10.1144/SP542-2023-37)
12. Loucks R.R. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 125. Iss. 2-3. P. 140-150. DOI: [10.1007/s004100050211](https://doi.org/10.1007/s004100050211)
13. MacGregor I.D. Empirical geothermometers and geothermobarometers for spinel peridotite phase assemblages // International Geology Review. 2015. Vol. 57. Iss. 15. P. 1940-1974. DOI: [10.1080/00206814.2015.1045307](https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1045307)
14. O'Neill H.St.C., Wall V.J. The Olivine-Orthopyroxene-Spinel Oxygen Geobarometer, the Nickel Precipitation Curve, and the Oxygen Fugacity of the Earth's Upper Mantle // Journal of Petrology. 1987. Vol. 28. P. 1169-1191. DOI: [10.1093/petrology/28.6.1169](https://doi.org/10.1093/petrology/28.6.1169)
15. Wells P.R.A. Pyroxene Thermometry in Simple and Complex Systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. Vol. 62. Iss. 2. P. 129-139. DOI: [10.1007/BF00372872](https://doi.org/10.1007/BF00372872)



16. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. Vol. 69. № 1. P. 61-120. DOI: [10.2138/rmg.2008.69.3](https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3)
17. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 116. Iss. 4. P. 433-447. DOI: [10.1007/BF00310910](https://doi.org/10.1007/BF00310910)
18. Graham C.M., Powell R. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California // Journal of Metamorphic Geology. 1984. Vol. 2. Iss. 1. P. 13-31. DOI: [10.1111/j.1525-1314.1984.tb00282.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1984.tb00282.x)
19. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // Journal of Metamorphic Geology. 1985. Vol. 3. Iss. 3. P. 231-243. DOI: [10.1111/j.1525-1314.1985.tb00319.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00319.x)
20. Perchuk L.L. 5-Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology. Cambridge University Press, 1991. P. 93-112. DOI: [10.1017/CBO9780511564444.007](https://doi.org/10.1017/CBO9780511564444.007)
21. Ravna E.K. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer // Lithos. 2000. Vol. 53. Iss. 3-4. P. 265-277. DOI: [10.1016/S0024-4937\(00\)00029-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00029-3)
22. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. Vol. 85. Iss. 7-8. P. 881-892. DOI: [10.2138/am-2000-0701](https://doi.org/10.2138/am-2000-0701)
23. Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C. et al. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. Vol. 171. Iss. 10. № 85. DOI: [10.1007/s00410-016-1298-9](https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9)
24. Kohn M.J., Spear F.S. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + plagioclase + quartz // American Mineralogist. 1989. Vol. 74. № 1-2. P. 77-84.
25. Kohn M.J., Spear F.S. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont // American Mineralogist. 1990. Vol. 75. № 1-2. P. 89-96.
26. Dale J., Holland T., Powell R. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2000. Vol. 140. Iss. 3. P. 353-362. DOI: [10.1007/s004100000187](https://doi.org/10.1007/s004100000187)
27. Chun-Ming Wu, Jian Zhang, Liu-Dong Ren. Empirical Garnet-Biotite-Plagioclase-Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. Iss. 9. P. 1907-1921. DOI: [10.1093/petrology/egh038](https://doi.org/10.1093/petrology/egh038)
28. Connolly J.A.D. Multivariable Phase Diagrams; an Algorithm Based on Generalized Thermodynamics // American Journal of Science. 1990. Vol. 29. P. 666-718. DOI: [10.2475/ajs.290.6.666](https://doi.org/10.2475/ajs.290.6.666)
29. 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 // Journal of Metamorphic Geology. 2011. Vol. 29. Iss. 3. P. 333-383. DOI: [10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x)
30. White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // Journal of Metamorphic Geology. 2014. Vol. 32. Iss. 3. P. 261-286. DOI: [10.1111/jmg.12071](https://doi.org/10.1111/jmg.12071)
31. Green E.C.R., White R.W., Diener J.F.A. et al. Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // Journal of Metamorphic Geology. 2016. Vol. 34. Iss. 9. P. 845-869. DOI: [10.1111/jmg.12211](https://doi.org/10.1111/jmg.12211)
32. Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a Magma Crystallization Model and Its Petrological Applications // Geochemistry International. 2004. Vol. 42. Suppl. 1. P. S1-S157.
33. Warr L.N. IMA-CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. Vol. 85. Iss. 3. P. 291-320. DOI: [10.1180/mgm.2021.43](https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43)
34. Кривовичев В.Г., Гульбин Ю.Л. Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов // Записки Российского минералогического общества. 2022. Т. 151. № 1. С. 114-124. DOI: [10.31857/S0869605522010087](https://doi.org/10.31857/S0869605522010087)
35. Кременецкий А.А. Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М.: Наука, 1979. 112 с.
36. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. № 11-12. P. 2031-2048. DOI: [10.2138/am.2012.4276](https://doi.org/10.2138/am.2012.4276)
37. Locock A.J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Computers & Geosciences. 2014. Vol. 62. P. 1-11. DOI: [10.1016/j.cageo.2013.09.011](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011)
38. Petrelli M., Caricchi L., Perugini D. Machine Learning Thermo-Barometry: Application to Clinopyroxene-Bearing Magmas // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020. Vol. 125. Iss. 9. № e2020JB020130. DOI: [10.1029/2020JB020130](https://doi.org/10.1029/2020JB020130)
39. Xiaoyan Li, Chao Zhang. Machine Learning Thermobarometry for Biotite-Bearing Magmas // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2022. Vol. 127. Iss. 9. № e2022JB024137. DOI: [10.1029/2022JB024137](https://doi.org/10.1029/2022JB024137)
40. An-Ping Chen, Hong-Fu Zhang, Ming-Jie Zhang et al. Metamorphic evolution and geological significance of Early Palaeozoic high-pressure granulites from the East Kunlun (NW China) // Journal of Metamorphic Geology. 2024. Vol. 42. Iss. 4. P. 583-608. DOI: [10.1111/jmg.12767](https://doi.org/10.1111/jmg.12767)
41. Jorgenson C., Higgins O., Petrelli M. et al. A Machine Learning-Based Approach to Clinopyroxene Thermobarometry: Model Optimization and Distribution for Use in Earth Sciences // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2022. Vol. 127. Iss. 4. № e2021JB022904. DOI: [10.1029/2021JB022904](https://doi.org/10.1029/2021JB022904)
42. Peacock S. Advances in the thermal and petrologic modeling of subduction zones // Geosphere. 2020 Vol. 16. № 4. P. 936-952. DOI: [10.1130/GES02213.1](https://doi.org/10.1130/GES02213.1)
43. Sakuwaha K.G., Takeshita T., Ahmed A.H. Dataset to evaluate the geology, metamorphic conditions and pseudosection modeling of the Luswishi Dome, Copperbelt, Zambia // Data in Brief. 2021. Vol. 39. № 107525. DOI: [10.1016/j.dib.2021.107525](https://doi.org/10.1016/j.dib.2021.107525)
44. Spear F.S., Wolfe O.M., Thomas J.B. et al. P-T Evolution of the Cyclades Blueschist Unit: Constraints on the Evolution of a Nascent Subduction System From Zr-In-Rutile (ZiR) and Quartz-In-Garnet (QuiG) Thermobarometry // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2024. Vol. 25. Iss. 4. № e2023GC011121. DOI: [10.1029/2023GC011121](https://doi.org/10.1029/2023GC011121)
45. Kaempfer J., Johnson T.E., Clark C. et al. Paleoproterozoic metamorphism in the Acasta Gneiss Complex: Constraints from phase equilibrium modelling and in situ garnet Lu-Hf geochronology // Journal of Metamorphic Geology. 2024. Vol. 42. Iss. 3. P. 373-394. DOI: [10.1111/jmg.12759](https://doi.org/10.1111/jmg.12759)
46. Manzotti P., Regis D., Petts D.C. et al. Formation of multistage garnet grains by fragmentation and overgrowth constrained by microchemical and microstructural mapping // Journal of Metamorphic Geology. 2024. Vol. 42. Iss. 4. P. 471-496. DOI: [10.1111/jmg.12761](https://doi.org/10.1111/jmg.12761)



47. Гульбин Ю.Л., Акбарпурян Хайяти С.А., Сироткин А.Н. Минеральный состав и термобарометрия метаморфических пород Западного Нью-Фрисланда, Шпицберген // Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673.
48. Pratharaj P., Rekha S., Bhattacharya A. P–T path reconstruction in a multi-layered garnet-bearing schist: Evidence for 2.2–2.1 Ga near-isothermal loading in the northern margin of the Western Dharwar Craton (India), and regional implications // Geological Journal. 2024. Vol. 59. Iss. 3. P. 906-933. DOI: [10.1002/gj.4899](https://doi.org/10.1002/gj.4899)
49. Abdrakhmanov I.A., Gulbin Yu.L., Skublov S.G., Galankina O.L. Mineralogical Constraints on the Pressure–Temperature Evolution of Granulites in the Bunge Hills, East Antarctica // Minerals. 2024. Vol. 14. Iss. 5. № 488. DOI: [10.3390/min14050488](https://doi.org/10.3390/min14050488)
50. Hernández-Urbe D., Holder R.M., Hernández-Montenegro J.D. Eclogite thermobarometry: The consistency between conventional thermobarometry and forward phase-equilibrium modelling // Journal of Metamorphic Geology. 2024. Vol. 42. Iss. 1. P. 89-108. DOI: [10.1111/jmg.12747](https://doi.org/10.1111/jmg.12747)
51. Botao Li, Massonne H.-J., Xiaoping Yuan. A wealth of P–t information from metasediments in the HP–UHP terrane of the Pohorje Mountains, Slovenia, elucidates the evolution of the Eastern Alps // Journal of Metamorphic Geology. 2023. Vol. 41. Iss. 9. P. 1167-1196. DOI: [10.1111/jmg.12740](https://doi.org/10.1111/jmg.12740)
52. Балтыбаев Ш.К., Юрченко А.В., Ризванова Н.Г. и др. Раннепротерозойские полимиктиты в зоне гранулитовой фации метаморфизма: термодинамические условия, возраст и длительность формирования (Северное Приладожье) // Геология и геофизика. 2024. № 7. С. 920-943. DOI: [10.15372/GiG2023195](https://doi.org/10.15372/GiG2023195)
53. Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К., Волкова Ю.Р., Мальчушкин Е.С. Особенности вещественного состава, параметры метаморфизма и протолиты гранулитов Ларбинского блока Джугджуро-Становой складчатой области // Тихоокеанская геология. 2024. Т. 43. № 2. С. 20-39. DOI: [10.30911/0207-4028-2024-43-2-20-39](https://doi.org/10.30911/0207-4028-2024-43-2-20-39)
54. Tiwari A.K., Sarkar T., Karmakar S. et al. Long-lived high-grade metamorphism in southern India: Constraints from charnockites and sapphirine-bearing semipelitic granulites from the Madurai Block // Journal of Metamorphic Geology. 2023. Vol. 41. Iss. 9. P. 1261-1297. DOI: [10.1111/jmg.12743](https://doi.org/10.1111/jmg.12743)
55. Takeshita T., Imayama T., Ando M. et al. Pressure–temperature paths of tectonic blocks in mélange: Recording thermal evolution of a subduction channel at an initial stage of subduction // Journal of Metamorphic Geology. 2023. Vol. 41. Iss. 6. P. 787-816. DOI: [10.1111/jmg.12718](https://doi.org/10.1111/jmg.12718)
56. Yi-Bing Li, Yu-Wen Wu, Bin Su et al. Thermodynamic constraints on the composition of orogenically thickened lower crust // Journal of Metamorphic Geology. 2022. Vol. 40. Iss. 8. P. 1405-1426. DOI: [10.1111/jmg.12679](https://doi.org/10.1111/jmg.12679)
57. Rebay G., Powell R., Holland T.J.B. Calculated phase equilibria for high-pressure serpentinites and compositionally related rocks close to the MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (MASH) system // Journal of Metamorphic Geology. 2022. Vol. 40. Iss. 7. P. 1219-1234. DOI: [10.1111/jmg.12663](https://doi.org/10.1111/jmg.12663)
58. Mulligan S.R., Wells M.L., Hoisch T.D. et al. Deviation between quartz-in-garnet elastic geobarometry and equilibrium-based pressure–temperature modelling in Barrovian metamorphic rocks // Journal of Metamorphic Geology. 2022. Vol. 40. Iss. 6. P. 1067-1086. DOI: [10.1111/jmg.12658](https://doi.org/10.1111/jmg.12658)
59. Аведисян А.А., Балашов Ю.А., Балаганский В.В. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: Кольский научный центр Российской академии наук, 1995. С. 164-182.

Авторы: Александр Борисович Вревский, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, avrevsky@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7038-0841> (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия); Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия), Анастасия Владимировна Юрченко, канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0002-3999-5151> (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия), Шаукет Канмович Балтыбаев, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, профессор, <https://orcid.org/0000-0002-6484-2042> (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.