

УДК 550.4:552.3

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ¹

© 2020 г. В. М. Козловский^a, *, В. В. Травин^b, В. М. Саватенков^c,
Л. Б. Терентьева^d, Е. Б. Сальникова^c, Е. Б. Курдюков^a

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^bИнститут геологии Карельского научного центра РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185035 Россия

^cИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 119034 Россия

^dООО Лаборатория изучения минерального сырья “ЛИМС” 24-я линия В.О.,
3-7 “Ж”, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: bazil@igem.ru

Поступила в редакцию 15.03.2019 г.

После доработки 17.05.2019 г.

Принята к публикации 27.05.2019 г.

Проведенные геолого-структурные работы и петрологическое изучение наиболее распространенных метаморфических ассоциаций Беломорского подвижного пояса Северной Карелии позволили выделить пять возрастных групп (0–IV), образованных по протолиту различного состава и генезиса. Палеопротерозойские метаморфические ассоциации были сформированы в течение трех последовательных метаморфических эпизодов, отвечавших этапам становления Лапландско-Кольского орогена. Первый эпизод палеопротерозойского метаморфизма – высокобарный метаморфизм – был связан с формированием крутопадающих зон пластического течения субмеридионального или северо-восточного простирания. Второй эпизод – высокотемпературный метаморфизм умеренного и высокого давления инициирован становлением пологозалегающих зон пластического течения и тектонического меланжа, имеющих субширотное простирание. Третий метаморфический эпизод – амфиболитизация пород при высокотемпературной декомпрессии и остывании, вероятно, связан с формированием разноориентированных трещин при выходе пород Беломорского подвижного пояса на средний или верхний уровень земной коры. Каждый эпизод характеризуется изменениями P - T условий метаморфизма, которые отражены в эволюции составов метаморфических минералов: первые два эпизода соответствуют проградной эволюции условий метаморфизма, третий – ретроградной. Начало первого эпизода связано с образованием амфиболитов при $T = 560$ – 640°C и $P = 6.7$ – 9.5 кбар; на пике метаморфизма были сформированы эклогиты при $T = 600$ – 690°C и $P = 11.3$ – 12.9 кбар и более высокотемпературные эклогитоподобные породы при $T = 650$ – 780°C и $P = 10.3$ – 13.0 кбар. Пик второго метаморфического эпизода соответствуют многочисленные плагиомигматитовые лейкосомы, становление которых проходило в широком температурном интервале (640 – 840°C) и узком интервале давления (9.0 – 11.9 кбар). Широко проявленная амфиболитизация всех типов метабазитов связана только с третьим эпизодом метаморфизма, параметры которого варьируют в широких пределах – $T = 590$ – 740°C и $P = 7.5$ – 10.8 кбар. Разновидности даек комплекса эклогитизированных гранатовых метагаббро сформировались на пике метаморфизма при тех же P - T параметрах, что и вмещающие их метаморфические толщи в соответствующих структурах: метагаббро-I – в крутопадающих зонах пластического течения, метагаббро-II – в аналогичных пологозалегающих зонах.

Ключевые слова: палеопротерозойский полиметаморфизм, зоны пластического течения, термобарометрия минеральных ассоциаций, возраст метаморфических эпизодов, P - T тренд метаморфизма, Беломорский подвижный пояс

DOI: 10.31857/S0869590320010033

ВВЕДЕНИЕ

Беломорский подвижный пояс Северной Карелии (БПП) является примером сложного полиметаморфического региона, в котором проявлены

процессы высокобарного и высокотемпературного докембрийского метаморфизма. В пределах БПП известны многочисленные находки эклогитов, эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород (кристаллических сланцев), гранатовых амфиболитов, меланократовых гранат-амфиболовых сланцев и других более редких умеренно- и высокобарных метабазитов. Прояв-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.1134/S0869590320010033 для авторизованных пользователей.

ления наиболее высокотемпературного и высокобарного метаморфизма в БПП связаны с зонами пластического течения (пластическими зонами сдвига, зонами расланцевания, разгнейсования) (Travin, Kozlova, 2009; Травин, 2015; Козловский и др., 2016). Такие зоны, представленные полосчатыми гнейсами с многочисленными телами (обломками/фрагментами) архейских и палеопротерозойских базитов и ультрабазитов, являются также и зонами тектонического меланжа. Эти зоны образуют две разновозрастные системы: ранняя (1) характеризуется крутым падением с субмеридиональным и северо-восточным простиранием и (2) поздняя – пологим падением с субширотным и северо-западным простиранием. Обе системы зон деформаций имеют секущее положение по отношению к архейским структурно-вещественным комплексам, простирающимся в северо-западном направлении (Травин, 2015; Козловский и др., 2017). Наложенность зон пластического течения на архейские структуры и пластическая деформация тел габброноритов, интродуцировавших в начале протерозоя, указывает на их палеопротерозойский возраст, что подтверждено изотопно-геохронологическими исследованиями (Скублов и др., 2010а, 2010б, 2011а, 2011б, 2012, 2013, 2016; Березин и др., 2012, 2013; Березин, Скублов, 2014; Херварц и др., 2012). Исследование этих высокобарных ассоциаций и вмещающих их пород показало, что палеопротерозойский метаморфизм БПП был неоднороден по *P-T* параметрам, а в истории метаморфических преобразований широко проявлены ассоциации, отвечающие проградной, пиковой и ретроградной стадиям метаморфизма (Козловский и др., 2015а).

Литературные данные (Скублов и др., 2014) и предварительно полученные нами результаты свидетельствуют о том, что в палеопротерозое породы БПП были метаморфизованы неоднократно, причем при разных *P-T* условиях. Цель настоящей работы состояла в анализе структурной локализации палеопротерозойских метаморфических ассоциаций, выявлении последовательности метаморфических эпизодов, определении *P-T* условий метаморфизма каждого эпизода в палеопротерозойской истории БПП.

Отдельным вопросом является петрогенезис эклогитов и эклогитоподобных пород в метаморфизованных дайках базитов. Существующие модели эклогитизации даек, как правило, не коррелируют метаморфические процессы в дайках и вмещающих породах, в связи с чем необходимость сопоставления возраста и *P-T* параметров метаморфических преобразований в дайках и во вмещающих породах представляется давно назревшей.

В качестве объектов исследования были выбраны хорошо обнаженные прибрежно-морские

участки, горные выработки и дорожные выемки в Чупинском и Энгозерском сегментах БПП (рис. 1), вскрывающие основные структуры и слагающие их метаморфические комплексы БПП. В основу статьи положена коллекция из 262 образцов, для 90 из которых было проведено подробное микронзондовое изучение породообразующих минералов (более 3000 анализов) и определены *P-T* параметры метаморфизма.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН ПРОЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МЕТАМОРФИЗМА В БПП

Беломорский подвижный пояс располагается на восточной окраине Фенноскандинавского кристаллического щита между Карельским кратоном и Кольской провинцией. Он простирается в северо-западном направлении на ≈ 700 км и имеет ширину 70–150 км. Пояс сложен преимущественно гнейсами – неравномерно и неоднократно деформированными и мигматизированными архейскими гранитоидами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ). Кроме ТТГ-гнейсов в строении пояса участвуют комплексы пород основного состава, выходы которых образуют мафические зоны, согласные с простиранием пояса и глиноземистые парагнейсы Чупинского комплекса. Вдоль северной границы БПП располагаются Колвицкая и Умбинская зоны гранулитов, являющиеся, вероятно, фрагментами Лапландского гранулитового пояса (рис. 1а).

На протяжении нескольких десятилетий изучения БПП модель его эволюции является предметом дискуссии. Для архейского отрезка его истории известны две версии. Согласно одной из них, в архее сформировалась система покровов, определяющая в основных чертах современную структуру БПП (Миллер, Милькевич, 1995). Согласно другой версии, на временном отрезке 2.88–2.58 млрд лет назад БПП имел несколько стадий развития от формирования океанической литосферы – через субдукционно-коллизийные стадии – к стадии коллизии с формированием коллизийного орогена гималайского типа и его развалом. Эта версия предполагает, что БПП сложен гнейсами и глубокометаморфизованными зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами; зеленокаменные комплексы слагают зеленокаменный пояс, парагнейсовый – Чупинский парагнейсовый пояс (Слабунов, 2008).

С палеопротерозойской историей БПП связано внедрение даек и изометричных малых интрузивных тел, относящихся к двум крупным магматическим комплексам. Магнезиальный комплекс лерцолитов–габброноритов сформировался в интервале 2.44–2.36 млрд лет (Бибикова и др.,

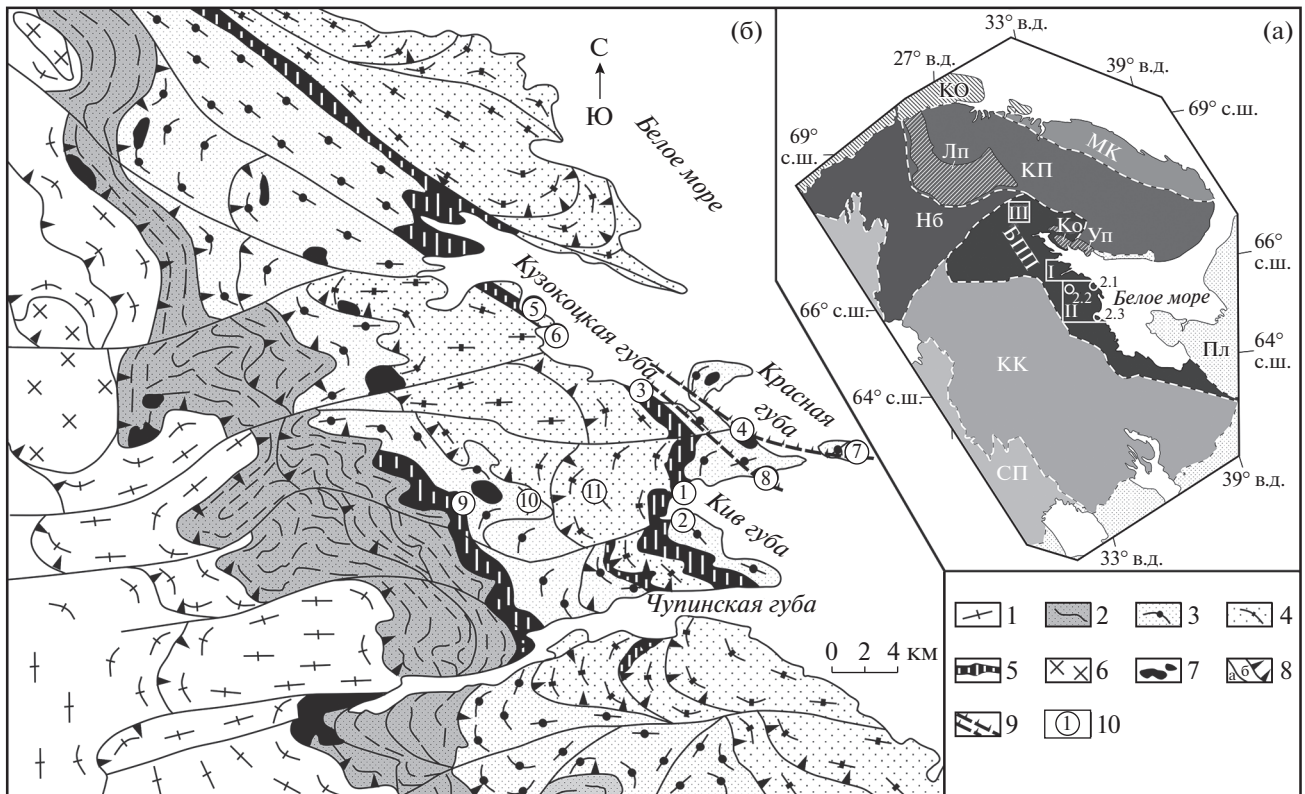


Рис. 1. (а) Положение Беломорского подвижного пояса на схеме тектонического районирования Фенноскандинавского щита, по (Слабунов, 2008): БПП – Беломорский подвижный пояс, КК – Карельский кратон, МК – Мурманский кратон, КП – Кольская провинция, Нб – провинция Норрботтен, СП – Свекофеннская провинция, КО – области Каледонского орогенеза, Пл – платформенный чехол; Лп, Уп, Ко – Лапландская, Умбинская и Колвицкая зоны гранулитов. Изученные площади и участки: I – Чупинский сегмент БПП, II – Энгозерский сегмент БПП, III – район проливов Узкая и Широкая Салма. В Энгозерском сегменте БПП: 2.1 – участок Гридино, 2.2 – участок в среднем течении р. Кузема и Верхняя Куземка, 2.3 – участок губа Поньгома. (б) Фрагмент геологической карты Чупинского сегмента БПП (по С.Ю. Колодяжному (2006) с дополнениями по (Слабунов, 2008) и материалам авторов). 1–7 – комплексы Беломорского подвижного пояса: 1 – Ковдозерский покров – преимущественно биотитовые, реже биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, гнейсограниты; 2 – Чупинский покров – глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые); 3 – Хетоламбинский покров – преимущественно амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, трондьемиты, гранодиориты, скиалиты орто- и параамфиболитов; 4 – Керетский покров – преимущественно биотитовые тоналитогнейсы; 5 – “мафические зоны” – гранитизированные метабазиты и ультрабазиты; 6 – эндербит-чарнокиты (неоархей – 2.4 млрд лет); 7 – массивы мафит-ультрамафитов (друзиты: 2.45–2.35 млрд лет). 8 – разрывы: крутопадающие (а) и пологие (б); 9 – зоны пологого расланцевания и разгнейсования в районе залива Красная губа; 10 (цифры в кружках) – изученные объекты палеопротерозойского метаморфизма в пределах Чупинского сегмента БПП (1 – залив Кивгуба, 2 – Песчаный мыс, 3 – залив Кузокоцкая губа, 4 – залив Красная губа, 5 – мыс Панфилов, 6 – о. Малый Еловый, 7 – о-ва Кемь-Луды, 8 – гора Шавруха, 9 – оз. Верхняя Пулонга, 10 – месторождение Хетоламбина, 11 – месторождение Уракко).

2004; Степанов, Степанова, 2005; Шарков и др., 2004). В слабо деформированных фрагментах интрузий этого комплекса сохранилась магматическая ассоциация $Pl + Crx + Orx \pm Ol$, сформировавшаяся при $T \approx 1070^\circ\text{C}$ и $P \approx 2.5$ кбар (Козловский, Аранович, 2010). Дайки комплекса железистых гранатовых габбро секут дайки комплекса лерцолитов-габброноритов. Этот комплекс, первоначально именовался как комплекс метапорфиритов-гранатовых габбро (Степанов, 1981). Позднее в (Степанова, Степанов, 2005) было показано, что комплекс объединяет несколько групп пород с геохимическими и, вероятно, возрастными отличиями. Прове-

денное датирование его пород из дайки в районе оз. Боярского (Энгозерский сегмент) – 2.12 млрд лет (Степанова и др., 2003) и из крупного дезинтегрированного тела в районе Красной губы (Чупинский сегмент) – 2.18 млрд лет (Скублов и др., 2013) подтверждает более молодой возраст комплекса по отношению к комплексу лерцолитов-габброноритов. Породы обоих комплексов метаморфизованы в условиях умеренных и высоких давлений (Егорова, 2017; Козловский, Аранович, 2008, 2010).

Архейские и палеопротерозойские породы БПП претерпели метаморфизм в ходе палеопротерозой-

ской тектоно-метаморфической активизации БПП (Терехов, 2007; Колодяжный, 2006; Кориковский и др., 2014). В Кольской провинции (рис. 1а) эта активизация привела к формированию Лапландско-Кольского орогена, включающего Кольскую провинцию, Лапландский гранулитовый пояс и Кольскую и Умбинскую зоны гранулитов. Некоторые тектонические модели рассматривают этот ороген как коллизионный (Daly et al, 2006; Балаганский и др., 1998; Балаганский, 2002; Ранний докембрий, 2005). Другие модели, например метаморфическая модель Л.Л. Перчука (Перчук, 2004, 2006; Перчук и др., 2006) и структурно-кинематическая модель С.Ю. Колодяжного (Колодяжный, 2006), связывают формирование орогена со становлением крупной протрузии Кандалакско-Колвицких гранулитов; модель Е.Н. Терехова – с формированием крупных кольцевых структур растяжения (Терехов, Балуев, 2011).

Проведенные нами структурно-геологические и петрологические исследования показали, что в пределах рассматриваемой части БПП палеопротерозойские высокоградные, наиболее высокобарные и высокотемпературные метаморфические преобразования пород локализованы в зонах пластического течения двух генераций и генетически связаны с деформациями, происходившими в нижней коре. Зоны пластического течения перерабатывают ранние, часто сложные структуры с образованием новой генерации полосчатости и линейности и характеризуются простой структурой (интенсивные сдвиговые деформации приводят к потере структурной памяти). Зоны пластического течения имеют различную мощность; их выходы занимают значительные площади и узнаются по рассланцеванию и разгнейсованию тел метабазитов и гнейсов и по наличию тектонического меланжа. Ранние зоны связаны с развитием крутопадающих сбросов и взбросов (иногда со сдвиговой составляющей) преимущественно субмеридионального или северо-восточного простирания. Более молодые палеопротерозойские зоны пластического течения – пологопадающие; они сформировались в результате становления крупных надвигов субширотного или северо-западного простирания (Травин, 2015; Козловский и др., 2016). Дайки габброноритов из реперного комплекса лерцолитов–габброноритов, вовлеченные в деформации в крутопадающих зонах пластического течения, эклогитизированы. В пределах пологопадающих зон пластического течения габбронориты и гранатовые метагаббро сохранились преимущественно в виде будин даек.

Ранние палеопротерозойские крутопадающие зоны пластического течения, по нашим наблюдениям, распространены регионально. Крупная крутопадающая зона рассланцованных и разгнейсованных пород (протяженностью около 8 км и мощностью 300–400 м) изучалась нами на южном

берегу губы Поньгома в Энгозерском сегменте БПП. Меньшие (мощностью от полутора до десятков метров) зоны были изучены в районе с. Гридино (Travin, Kozlova, 2009; Травин, 2015) и в среднем течении р. Кузема (Козловский и др., 2015а). В Чупинском сегменте БПП зоны крутопадающих рассланцованных пород были исследованы в западной части Кузокоцкого полуострова и на островах Кемь-Луды (Козловский и др., 2015а). В пределах крутопадающих зон пластического течения в блоках амфиболитов и гнейсов сформировалась грубая полосчатость (угол падения 50°–90°) субмеридионального или северо-восточного простирания, а в массивах эклогитизированных габброноритов – субвертикальная сланцеватость и/или минеральная либо агрегатная линейность. С этапом формирования крутопадающих зон пластического течения связан высокобарный метаморфизм и интенсивная региональная плагиомигматизация. Метаморфические преобразования пород в крутопадающих зонах пластического течения выражены в эклогитизации габброноритов, вовлеченных в деформации (район с. Гридино), перекристаллизации амфиболитов, порфиробластезе граната и амфибола, формировании апоамфиболитовых эклогитов (Кемлудские о-ва) и апоамфиболитовых и апогнейсовых гранат-авгитовых эклогитоподобных пород (среднее течение р. Верхняя Кузема) (Козловский и др., 2015а).

Крутопадающие зоны пластического течения секут или полностью захватывают дайки габброноритов, а крупные дайки и небольшие массивы первой возрастной и морфологической группы комплекса гранатовых метагаббро (эклогитизированные гранатовые метагаббро-I) залегают в зонах согласно с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих гнейсов.

Более молодые палеопротерозойские полого залегающие зоны пластического течения также разномасштабны и распространены регионально. Нами детально исследована одна из крупных субширотных пологопадающих надвиговых зон, простирания на расстоянии около 10 км вдоль северного берега заливов Кузокоцкая губа, Красная губа и Кив губа и захватывающая южную часть Кемлудских о-ов (рис. 1б). В этой зоне большинство амфиболитов и габброноритов рассланцованы, перекристаллизованы и превращены в гранатовые амфиболиты, гранат-клинопироксеновые породы и гранат-плагиоклаз-биотитовые сланцы, которые представляют собой бластомилониты; во вмещающих гнейсах сформировалась однородная полосчатая текстура. В разгнейсованных и амфиболитизированных габброноритах согласно с их микроскладчатостью залегают маломощные (Козловский, Аранович, 2008; Козловский и др., 2015б) дайки второй группы гранатовых метагаббро (эклогитизированные гранатовые метагаббро-II) и жильные гранат-биотит-кварц-полевошпатовые мигматито-

вые лейкосомы (Козловский, Вириус, 2011). В центральной части этой зоны пологого разгнейсования наблюдаются участки, мощностью несколько десятков метров и протяженностью первые сотни метров, в которых наблюдается интенсивная дезинтеграция компетентных тел массивных и сланцеватых амфиболитов, габброноритов и метагаббро-I. Такие участки представляют собой тектонический меланж, в котором компетентные тела амфиболитов, апоамфиболитовых эклогитов, эклогитизированные интрузии габброноритов и гранатовых метагаббро-I разбиты на отдельные блоки или растащены на фрагменты чечевичной формы разного размера (будины). Матрикс меланжа сложен интенсивно мигматизированными тонкополосчатыми биотитовыми гнейсами или мигматизированными амфиболитами. В будинах амфиболитов сохраняется более грубая полосчатость, характерная для более древних крутопадающих зон пластического течения (рис. 2).

Перекристаллизация пород в крутозалегающих и в пологозалегающих зонах пластического течения сопровождалась формированием ветвящихся жильных (Козловский, 2006) или послойных субстратиформных плагиомигматитовых лейкосом (Козловский, Русинов, 2008). Проявления высокобарных эклогитоподобных *Grt-Cpx* пород в районе р. Кузема и губы Поньгома пространственно связаны с участками интенсивной плагиомигматизации амфиболитов. С областями региональной плагиомигматизации гнейсов, содержащих линзы амфиболитов, связаны находки апоамфиболитовых эклогитов Кемлудских островов (Козловский и др., 2015а). Эклогитоподобные *Grt-Cpx* породы также могли формироваться по прослоям ТТГ-гнейсов, сопровождая жилы плагиомигматитов.

Однако в местах проявления палеопротерозойского метаморфизма среди интенсивно перекристаллизованных, рассланцованных и разгнейсованных пород могут встречаться структурно обособленные реликтовые субизометричные блоки и домены разного размера (как правило, несколько десятков или сотен метров), не затронутые перекристаллизацией. Породы в этих реликтовых доменах существенно отличаются текстурно-структурными особенностями, составом сосуществующих минералов и *P-T* параметрами формирования от окружающих их перекристаллизованных пород. Такие реликтовые домены наиболее часто сохраняются внутри крупных блоков, сложенных компетентными породами, прежде всего в массивах габброноритов (Козловский, Аранович, 2010) и эндербитов и в местах сосредоточения даек разного состава.

Можно сказать, что современный петрографический облик пород БПП и многообразие минеральных ассоциаций сформировались в результате палеопротерозойского метаморфизма. Наиболь-

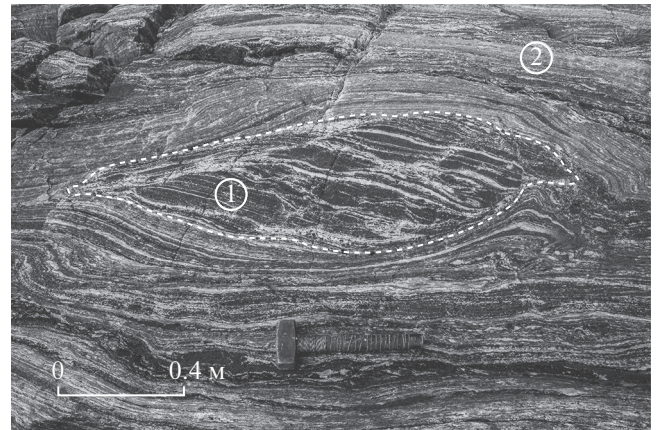


Рис. 2. Участок дезинтеграции и пологого разгнейсования в крупной мафической зоне, сложенной мигматизированными амфиболитами разного состава. Более компетентные фрагменты амфиболитов образуют будины (1), а менее компетентные слагают матрикс меланжа (2). В матриксе наблюдается тонкая линзовидная полосчатость пологого залегания. В будинах амфиболитов наблюдается реликтовая более грубая мигматитовая полосчатость, сформировавшаяся на более раннем этапе становления крутопадающих зон пластического течения. Остров Малый Еловый в Чупинском сегменте БПП.

шее многообразие проявлений палеопротерозойского метаморфизма установлено в прибрежной северо-восточной части БПП.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Термобарометрические исследования

Большинство анализов состава минералов выполнены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ на растровом электронном микроскопе JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy-350 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 10 нА. Время накопления импульсов – 120 с. Часть анализов выполнена в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на волновом микроанализаторе JXA-8200 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 15 нА. Время накопления импульсов – 10 с на каждый элемент. Диаметр пучка зонда на обоих приборах составлял 1–2 мкм. Сходимость результатов между лабораториями хорошая. Всего выполнено более 3000 анализов, некоторые из которых приведены в ранее опубликованных работах (Козловский, Аранович, 2008, 2010; Аранович, Козловский, 2009; Козловский, 2010; Козловский и др., 2015а).

Оценка *P-T* параметров метаморфизма проводилась методом TWQ (Berman, 1991; Berman, Aranovich, 1996; Aranovich, Berman, 1996; Berman et al., 1995; Mader, Berman, 1992) с использованием баз взаимно согласованных термодинамиче-

ских данных (база DEC06 – для гранат-клинопироксеновых и гранат-биотитовых ассоциаций, база B92 – для гранат-амфиболовых). Условия образования безгранатовых амфиболитов ($Amp + Qz + Pl \pm Cpx$) приближенно оценивались по Al-роговообманковым барометрам (Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister, 1987) и амфибол-плагиоклазовому термометру (Holland, Blundy, 1994), интегрированным в программу TPF (Фонарев и др., 1989). Учитывая, что практически все минералы из исследуемых пород обладают зональностью, отдельно рассчитывались P - T параметры по центрам и краям зерен каждого минерала в ассоциации.

Результаты термобарометрических расчетов конкретных образцов пород и использованные для расчетов уравнения минеральных равновесий приведены в табл. 1 (Suppl. 1–4)², положение пород на сетке метаморфических фаций – на рис. 3.

Изотопные исследования

Изотопные исследования проводились в ИГД РАН. Монофракции минералов (навески по 120–150 мг) предварительно обрабатывались методом химического выщелачивания в 4 N растворе HCl на горячей плитке с целью удаления вторичных изменений. Гранаты после истирания в пудру подвергались выщелачиванию в концентрированной серной кислоте при 180°C в течение суток в закрытой посуде, согласно (Anczkiewicz, Thirlwall, 2003), с целью удаления включений монацита.

Химическое выделение Sm и Nd производилось после разложения валовых проб и минералов в смеси кислот ($HF + HNO_3$) при температуре 110°C, к которым был добавлен смешанный индикатор ^{149}Sm – ^{150}Nd . Сумма РЗЭ была выделена посредством стандартной катионно-обменной хроматографии на колонках со смолой Bio-Rad AG 1-X8 (100–200 меш) с промывкой в 2.2 M HCl и элюированием в 5 M HCl. Последующее выделение Sm и Nd из суммы РЗЭ проводилось с помощью экстракционной хроматографии на колонках EICHRON со смолой LN-Resin (100–150 меш), согласно методике в работе (Pin et al., 1997). На момент проведения работы уровень лабораторно-

го загрязнения, определяемый холостым опытом, составил 0.03–0.1 нг для Sm и 0.1–0.2 нг для Nd.

Измерение изотопного состава Nd и Sm проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ и приведены к отношению 0.512117 в международном Nd стандарте JNdi-1 (Tanaka et al., 2000). Концентрации Sm и Nd, а также отношение $^{147}Sm/^{144}Nd$ определялись методом изотопного разбавления. Точность определения изотопных отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ оценивалась по серии повторных анализов (10) стандарта BCR-2 и составляет 0.002 и 0.3% соответственно ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512642 \pm 14$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1380 \pm 6$).

Химическое разложение рутила и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973) и Д. Мане (Manhes et al., 1984). Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Точность определения U/Pb отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.02 нг Pb и 0.001 нг U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2 σ .

АССОЦИАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БПП И ИХ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Большинство метаморфических пород в БПП можно объединить в несколько групп по схожести P - T параметров и относительному возрасту метаморфизма, установленному по геологическим соотношениям этих пород с зонами пластического течения. Каждая группа пород обладает набором характерных ориентированных метаморфических текстур и структур, позволяющих рассматривать ее как самостоятельный структурный парагенез.

Группа 0 – нерассланцованные метаморфические породы, минимально перекристаллизованные в процессе палеопротерозойского метаморфизма. К этой группе относятся однородные мелкозернистые безгранатовые амфиболиты-I с очень хорошо выраженной линейной ориентировкой игольчатых кристаллов амфибола. Такие породы в пределах БПП встречаются редко. Обычно они слагают реликтовые линзоподобные тела или изометричные домены размером в несколько десятков или сотен метров, расположенные среди крупнозернистых гранатовых параамфиболитов,

² Далее в тексте приводятся интервалы P - T параметров по всей совокупности исследованных пород, которые несущественно шире, чем параметры конкретных образцов в табл. 1. Микронзондовые анализы минералов, используемые для расчетов параметров метаморфизма конкретных образцов пород из табл. 1 приведены в ESM_1.xls (Suppl. 1) (гранаты), ESM_2.xls (Suppl. 2) (клинопироксены), ESM_3.xls (Suppl. 3) (биотиты и амфиболы), ESM_4.xls (Suppl. 4) (плагиоклазы) и доступны по ссылке: <http://link.springer.com/> для английской версии и <https://elibrary.ru/> для русской версии.

Таблица 1. Результаты оценки P - T условий метаморфизма наиболее характерных образцов пород Беломорского подвижного пояса

Группа пород	Характерные горные породы	Образцы; зоны	Место отбора*	$T, ^\circ\text{C}$	P , кбар	Метод оценки; база данных; уравнения минеральных равновесий, используемые для оценки P - T параметров**
Группа 0	Амфиболиты-I однородные, без граната	Обр. КЛ-37; параметры пика метаморфизма	О-ва Кемь-Луды (7)	720–740	7.0–7.5	TRF
	Гранатовые амфиболиты-II	Обр. КУЗ-1; параметры начала компрессионного метаморфизма, оцененные по центрам зональных кристаллов	Участок Верхняя Кузема (Энгозерский сегмент БПП)	620–640	7.3–8.0	TWQ (B92); (15); (16); (18); (19); (20); (21)
Группа I	Апоамфиболитовые гнейсовидные плагиомигматиты	Обр. КГ-76; параметры начала компрессионного метаморфизма, оцененные по центрам зональных кристаллов	Губа Кив (1)	590–640	7.2–8.5	TWQ (B92); (15); (16); (17); (18); (19); (20); (21)
		Обр. КЛ-40; параметры пика высокобарного метаморфизма	О-ва Кемь-Луды (7)	670–690	10.7–11.8	TWQ (DEC06); (10); (11); (12); (13); (14)
Группа II	Апоамфиболитовые эклопиты	Обр. КЛ-28; параметры начала высокобарного метаморфизма, оцененные по центрам зональных кристаллов	О-ва Кемь-Луды (7)	580–610	10.9–11.8	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)
		600–630		12.5–12.8	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)	
		Обр. КГ-90; параметры пика высокобарного метаморфизма	Губа Красная (4)	650–690	12.2–12.9	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)
		Обр. СЛМ-17; параметры пика высокобарного метаморфизма	Участок Салма (Кольский п-ов)	590–630	13.7–14.3	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)

Таблица 1. Продолжение

Группа пород	Характерные горные породы	Образцы; зоны	Место отбора*	T, °C	P, кбар	Метод оценки; база данных; уравнения минеральных равновесий, используемые для оценки P-T параметров**
Группа II		Обр. ГРД-22; параметры пика высокобарного метаморфизма	Участок Гридино, (Энгозерский сегмент БПП)	600–710	14.3–15.8	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)
	Апоамфиболитовые <i>Grt-Spx</i> эклогитоподобные породы	Обр. КУЗ-3; параметры начала высокобарного метаморфизма, оцененные по центрам зональных кристаллов	Участок Верхняя Кузема (Энгозерский сегмент БПП)	590–610	9.0–9.8	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
		Обр. КУЗ-3; параметры пика высокобарного метаморфизма, оцененные по краям зональных кристаллов.		680–690	10.5–11.1	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
	Меланократовые гранатовые амфиболиты-III	Обр. ПУЛ-22-б; параметры пика высокобарного метаморфизма	Оз. Верхнее Пулонгское (9)	650–780	10.3–13.0	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
		Обр. КГ-86; параметры пика высокобарного метаморфизма	О. Малый Еловый (6)	750–770	11.0–13.0	TWQ (B92); (15); (16); (17); (18); (19); (20); (21)
	Эклогитизированные гранатовые метагаббро-I	Обр. КГ-17; параметры пика высокобарного метаморфизма при $a\text{SiO}_2 = 0.8-1.0$	Губа Красная (4)	660–710	10.0–13.0	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)
		Обр. КГ-68; параметры пика высокобарного метаморфизма при $a\text{SiO}_2 = 0.8-1.0$		Губа Кузокоцкая (3)	630–670	12.5–14.0

Таблица 1. Продолжение

Группа пород	Характерные горные породы	Образцы; зоны	Место отбора*	T, °C	P, кбар	Метод оценки; база данных; уравнения минеральных равновесий, используемые для оценки P-T параметров**
Группа III	Алгоаброноритовые рассланцованные гранатовые амфиболиты-IV	Обр. КГ-344; параметры пика высокотемпературного метаморфизма	Губа Красная (4)	680–710	8.4–10.9	TWQ (B92); (15); (16); (18); (19); (20); (21)
		Обр. ШВР-5; параметры пика высокотемпературного метаморфизма	Гора Шавруха (8)	680–710	8.3–11.3	TWQ (B92); (15); (16); (18); (19); (20); (21)
		Обр. ШВР-15; параметры пика высокотемпературного метаморфизма		680–700	8.0–9.8	TWQ (B92); (15); (16); (18); (19); (20); (21)
	Эклогитизированные гранатовые метагаббро-II	Обр. КГ-30; параметры формирования синнаквиговой метаморфической ассоциации, оцененные по центрам зерен зональных кристаллов при $a\text{SiO}_2 = 0.3–0.7$	Губа Красная (4)	660–750	9.3–10.7	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)
		Обр. КГ-73; параметры формирования синнаквиговой метаморфической ассоциации, оцененные по центрам зерен зональных кристаллов при $a\text{SiO}_2 = 0.7–1.0$	Гора Шавруха (8)	640–680	10.4–11.9	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
		Обр. КГ-73; кайма в зональных кристаллах, отражающая ретроградные декомпрессионные изменения	Гора Шавруха (8)	610–690	9.7–10.6	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
	Жильные плагиомигматитовые лейкосомы	Обр. ШВР-8 и ШВР-12; параметры пика высокотемпературного метаморфизма	Гора Шавруха (8)	780–810	10.7–11.8	TWQ (B92); (15); (16); (17); (18); (19); (20); (21)
		Обр. КЛ-24; параметры пика высокотемпературного метаморфизма	О-ва Кемь-Лулы (7)	640–700	9.0–11.7	TWQ; (10); (11); (12); (13); (14)
	Плагиомигматитовые лейкосомы, формирующие субстратиформную полосчатость в амфиболитах	Обр. 12-18; параметры пика высокотемпературного метаморфизма	Месторождение Хетоламина (10)	810–830	10.4–10.7	TWQ (B92); (15); (16); (17); (18); (19); (20); (21)

Таблица 1. Окончание

Группа пород	Характерные горные породы	Образцы; зоны	Место отбора*	T, °C	P, кбар	Метод оценки; база данных; уравнения минеральных равновесий, используемые для оценки P-T параметров**
Группа III	Алгоамфиболитовые Grt-Cpx эклогитоподобные породы эпидотизированные	Обр. КГ-58; параметры проградной стадии метаморфизма, оцененные по центрам зональных кристаллов	Губа Кив (1)	510-540	8.2-8.7	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)
		Обр. КГ-58; параметры пика метаморфизма, оцененные по краям зональных кристаллов		610-630		
Группа IV	Алгоаброноритовые гранатые амфиболиты-V	Обр. ШВР-2; параметры пика метаморфизма	Гора Шавруха (8)	680-740	8.4-10.4	TWQ (B92); (15); (16); (17); (18); (19); (20); (21)
		Обр. КГ-25; параметры пика метаморфизма		640-680		
	Керамический пегматит из жилы, окруженной зоной амфиболитов-V	Обр. КЛ-18; параметры пика метаморфизма	О-ва Кемь-Луды (7)	680-700	6.5-7.3	TWQ (DEC06); (10); (11); (12); (13); (14)

* Номер участка, расположенного в Чулинском сегменте БПП, соответствует его номеру на рис. 1.

** Уравнения минеральных равновесий, используемые для оценки P-T параметров метаморфизма; символы минералов взяты из программы TWQ234:

- (1) $Alm + 3Di = Prp + 3Hd$
- (2) $Jd + Qtz = Ab$
- (3) $3Qtz + 2Grs + Alm = 3An + 3Hd$
- (4) $3Qtz + 2Grs + Prp = 3An + 3Di$
- (5) $2Grs + Alm = 3Ca-Ts + 3Hd$
- (6) $Ca-Ts + Cpx + Qtz = An$
- (7) $En + Hd = Di + Fs$
- (8) $Al-Opx + Hd + Qtz = Fs + An$
- (9) $Al-Opx + Di + Qtz = En + An$
- (10) $Alm + Phl = Prp + Ann$
- (11) $3Eas + 2Alm = 2Prp + 3Sid$
- (12) $3Sid + 6Qtz + 3Prp + 2Grs = 2Alm + 6An + 3Phl$
- (13) $3Eas + 6Qtz + Prp + 2Grs = 6An + 3Phl$
- (14) $3Sid + 6Qtz + 2Grs + Alm = 6An + 3Ann$
- (15) $3Tr + 5Alm = 5Prp + 3Fe-Tr$
- (16) $3Prg + 4Alm = 4Prp + 3Fe-Prg$
- (17) $Ts + Alm = Prp + Fe-Ts$
- (18) $2Grs + 5Prp + 18Qtz + 3Fe-Prg = 3Tr + 6An + 4Alm + 3Ab$
- (19) $2Grs + Prp + 18Qtz + 3Prg = 3Tr + 6An + 3Ab$
- (20) $5Alm + 2Grs + 18Qtz + 3Prg = 3Fe-Tr + 4Prp + 6An + 3Ab$
- (21) $Alm + 2Grs + 18Qtz + 3Fe-Prg = 3Fe-Tr + 6An + 3Ab$

испытывавших существенную палеопротерозойскую перекристаллизацию, а также среди гнейсов ТТГ-комплекса. Характерной особенностью таких амфиболитов является практически полное отсутствие субстратиформной мигматитовой полосчатости и весьма слабая распространенность в них жильных мигматитовых лейкосом. Из-за отсутствия граната, термобарометрия этих пород затруднена. По Al-роговообманковым геобарометрам (Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987) и Amp-Pl термометру (Holland, Blundy, 1994) давление образования амфиболитов-I по всей совокупности образцов соответствует 7–9 кбар, а температура – 720–740°C (табл. 1, обр. КЛ-37). Эти параметры отвечают границе амфиболитовой и гранулитовой фаций (рис. 3а). Наиболее вероятно, что эти породы сформировались во время досвекофеннской (архейской) метаморфической истории БПП.

Кроме амфиболитов, к группе 0 можно отнести слабо мигматизированные, как правило, безгранатовые, биотит-амфиболовые гнейсы ТТГ-ассоциации.

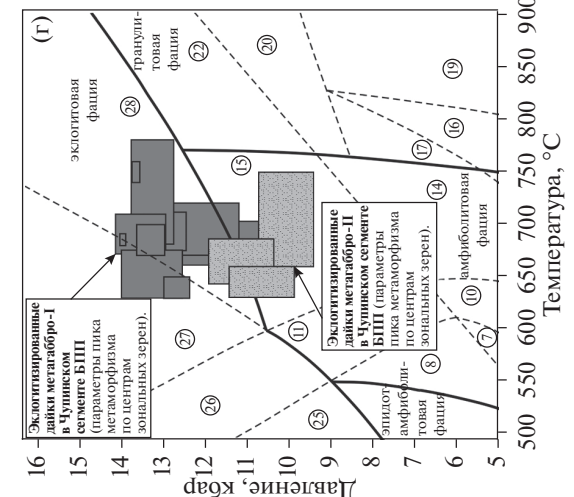
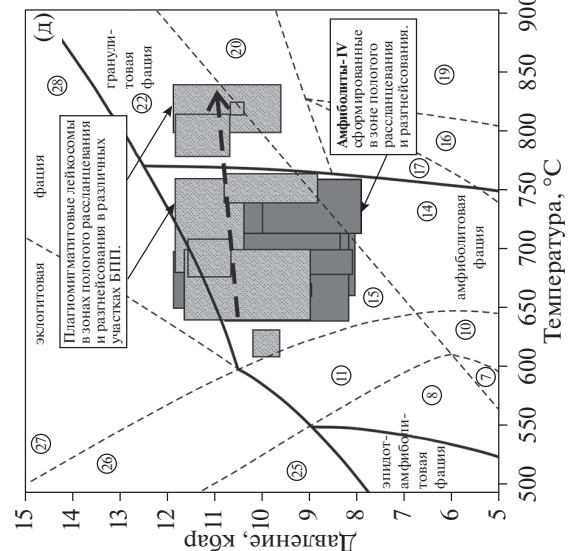
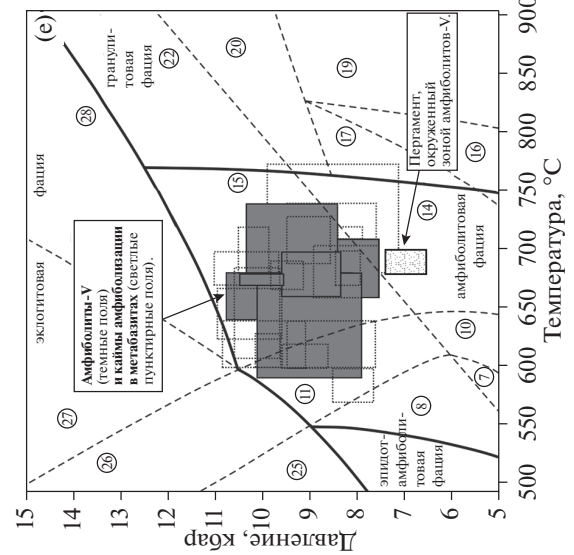
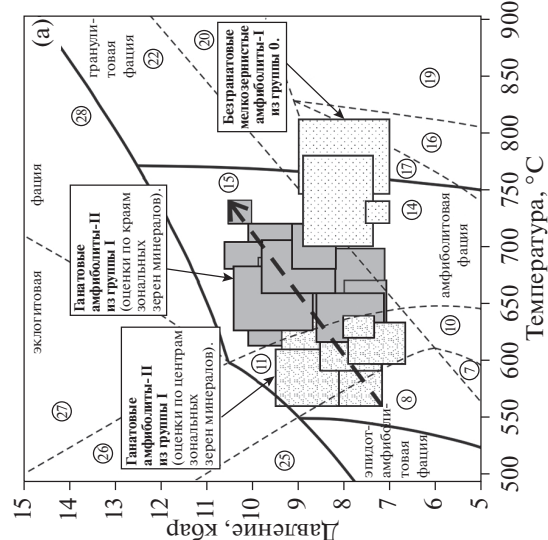
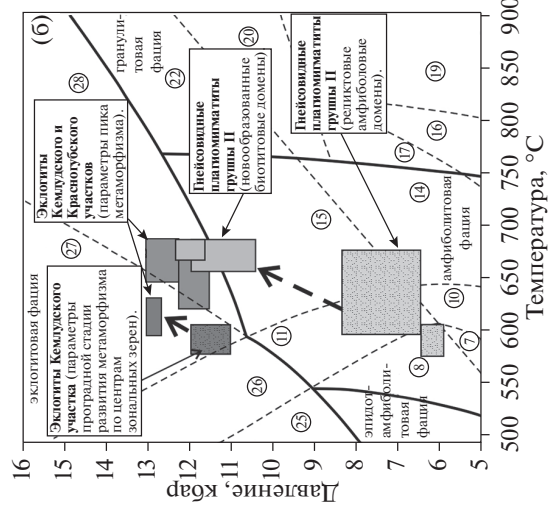
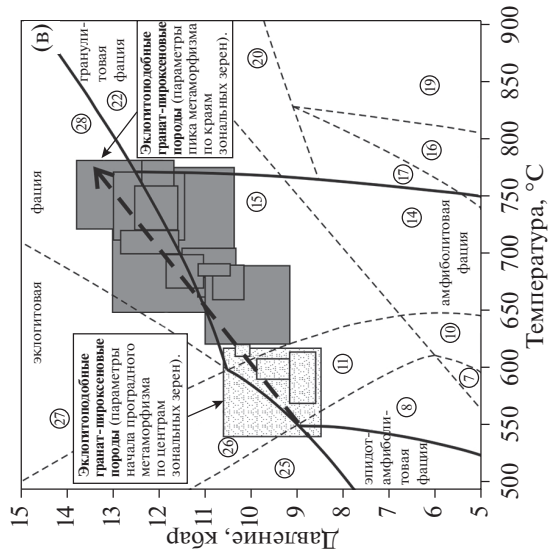
Группа I – рассланцованные, разгнейсованные и мигматизированные породы, испытывавшие метаморфизм умеренного давления и сформировавшиеся до активной фазы становления крутопадающих и пологого залегающих зон пластического течения. Эти породы широко распространены за пределами и на флангах палеопротерозойских зон пластического течения либо сохраняются в этих зонах в виде реликтов или в виде будин в зонах меланжа (рис. 2). Типичными представителями пород группы I являются однородные гранатовые и гранатсодержащие пара- и ортоамфиболиты (амфиболиты-II). В этих породах по центральным частям зональных зерен граната, плагиоклаза и амфибола или по однородным доменам в породах, содержащих незональные зерна этих минералов, установлены минимальные для исследованных пород *P-T* параметры, соответствующие начальной стадии палеопротерозойского метаморфизма и отвечающие амфиболитовой фации умеренного давления (Бушмин, Глебовицкий, 2008) – $T = 560–640^\circ\text{C}$ и $P = 6.7–9.5$ кбар (рис. 3а; табл. 1, обр. КУЗ-1, КГ-76). Такие *P-T* параметры образования гранатовых амфиболитов-II характерны и для западной части БПП (участок Верхняя Кузема, обр. КУЗ-1), и для восточной части БПП (участки Кив губа и Красная губа, обр. КГ-76). В этих же образцах краевые части зональных минеральных зерен, а также некоторые отдельные однородные домены в породах, как правило, отражают более высокобарическую и более высокотемпературную стадию палеопротерозойского метаморфизма – $T = 610–740^\circ\text{C}$ и $P = 7.1–10.6$ кбар (рис. 3а) которая является дальнейшим развитием проградного метаморфизма пород группы I и переходом к породам группы II.

Группа II – породы, испытывавшие высокобарный метаморфизм, достигавший уровня низкобарической эклогитовой фации или высокобарической амфиболитовой фации в крутопадающих зонах пластического течения. К породам этой группы в Восточном Беломорье относятся гнейсовидные апоамфиболитовые и апогнейсовые плагиомигматиты, лейкократового амфиболит-гнейсово-плагиомигматитового комплекса. Эти породы обычно имеют *Grt-Amp-Bt-Qz-Pl* состав и обладают полосчатостью и отчетливой гнейсовидной текстурой. Плагиомигматиты могли быть сформированы как по гнейсам, так и по амфиболитам-I и -II. Для апоамфиболитовых плагиомигматитов характерно наличие сложной мелкоамплитудной складчатости. Кроме того, в них часто проявлены реликтовые теневые структуры, характерные для амфиболитов. В апоамфиболитовых плагиомигматитах сохраняются реликтовые домены плагиомигматитов с амфиболом. Эти домены, вероятно, представляют собой относительно слабо переработанные амфиболиты-II, параметры формирования которых отвечают амфиболитовой фации умеренных температуры и давления (рис. 3б). Новообразованные биотитовые домены в апоамфиболитовых плагиомигматитах сформировались при следующих *P-T* параметрах: 10.3–12.2 кбар и 670–690°C (рис. 3б; табл. 1, обр. КЛ-40).

Апоамфиболитовые и апогнейсовые плагиомигматиты группы II являются существенно более высокобарными образованиями, чем породы группы I. При этом температура формирования пород групп I и II практически одинаковая.

Апоамфиболитовые и апогнейсовые плагиомигматиты содержат линзы мощностью 3–10 м и протяженностью до 10–25 м, сложенные массивными крупнозернистыми меланократовыми амфиболовыми и гранат-амфиболовыми породами ($Qz + Pl \approx 10–20\%$, $Grt + Amp \approx 80–90\%$, $\pm Cpx$) – амфиболитами-III, гранат-клинопироксеновыми породами с Na-авгитом ($Qz + Pl \approx 10–20\%$, $Grt + Na-Aug + Amp \approx 80–90\%$) и апоамфиболитовыми эклогитами ($Qz \approx 10–15\%$, $Pl \approx 2–5\%$, $Grt + Omp + Amp \approx 80–90\%$)³. Линзы эклогитов и меланократовых гранат-амфиболовых пород залегают согласно с полосчатостью и гнейсовидностью плагиомигматизированной толщи. Нигде не наблюдается пересечений полосчатости плагиомигматизированной толщи телами эклогитизированных пород; также не наблюдаются и обратные соотношения (Козловский и др., 2015а).

³ Согласно сетке фаций В.А. Глебовицкого и С.А. Бушмина (2008) в высокотемпературной области эклогитовой фации, пограничной с высокобарной областью гранулитовой фации, существует область совместной устойчивости ом-фациита и граната с плагиоклазом (субфация плагиоклазовых эклогитов С.П. Кориковского (2009)). Поэтому признание термина “эклогит” к плагиоклазосодержащим породам нам представляется оправданным.



Амфиболиты-III, *Grt-Cpx* породы с *Na-Aug* и апоамфиболитовые эклогиты практически всегда встречаются совместно в пределах одного геологического тела. Петрографические наблюдения указывают на то, что в таких телах формирование эклогитов происходило по амфиболитам-III, а не наоборот (Козловский и др., 2015а). Эклогитизация гранат-амфиболовых и амфиболовых пород начинается с того, что в отдельных доменах этих пород появляются первые редкие зерна клинопироксена. Постепенно его количество возрастает, а количество амфибола и плагиоклаза уменьшается; при этом порода в целом приобретает кварц-гранат-клинопироксеновый (\pm плагиоклаз) состав. Амфибол остается только в виде реликтовых зерен, зажатых между короткопризматическими выделениями клинопироксена или в виде включений в нем. Состав пироксена от центров зерен к их краям меняется от авгита к *Na*-авгиту и омфациту (Козловский и др., 2015а). Обычно, увеличение содержания клинопироксена в меланократовых амфиболитах-III происходит неравномерно; наиболее интенсивно формирование клинопироксена происходит в субвертикально ориентированных прожилковых зонах, согласных с залеганием зон пластических деформаций. Частая смена вдоль и вкрест сланцеватости эклогитов с амфиболитами-III приводит к тому, что в одном образце встречается сочетание мелких вытянутых линзовидных и прожилковых доменов (мощностью 10–40 мм), сложенных эклогитами, чередующимися с доменами меланократовых гранат-амфиболовых пород. По совокупности геологических и петрографических наблюдений можно выстроить ряд метаморфических преобразований амфиболитов в эклогиты: амфиболиты-II–амфиболиты-III–гранат-клинопироксеновые породы с *Na*-авгитом–эклогиты.

Во всех образцах апоамфиболитовых эклогитов *P-T* параметры пика метаморфизма были получены по краевым частям зональных кристаллов. По условиям образования апоамфиболитовые экло-

гиты и гранат-клинопироксеновые породы с *Na*-авгитом из разных районов БПП несколько отличаются. В районе Кемлудских о-ов и залива Красная губа Чупинского сегмента БПП температура пика метаморфизма эклогитов находится в интервале 600–690°C, а давление – 11.3–12.9 кбар (рис. 3б; табл. 1, обр. КГ-90, КЛ-28) (Козловский и др., 2015а). Как и следовало ожидать, *P-T* параметры формирования апоамфиболитовых эклогитов, эклогитоподобных пород с *Na*-авгитом и вмещающей их толщи гнейсовидных плагиомигматитов весьма близки, что свидетельствует в пользу синхронности метаморфизма этих пород. Полученные оценки *P-T* параметров отвечают самой низкобарической области эклогитовой фации метаморфизма.

На участках Салма и Гридино *P-T* параметры формирования апоамфиболитовых эклогитов находятся в области более высокого давления. Для гридинских эклогитов – $T = 600–710^\circ\text{C}$, $P = 14.3–15.8$ кбар (табл. 1, обр. ГРД-22), для салминских – $T = 595–625^\circ\text{C}$, $P = 13.7–14.3$ кбар (табл. 1, обр. СЛМ-17). При этом температура формирования гридинских, салминских и кемлудских эклогитов практически одинакова. Более высокобарные условия метаморфизма 13.7–15.8 кбар на этих участках, отвечающие низкобарической области эклогитовой фации, могут указывать на зональность метаморфизма пород БПП с увеличением давления в северо-восточном направлении.

Кроме эклогитов и гранат-клинопироксеновых пород с *Na*-авгитом, в пределах БПП широко распространены эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, клинопироксен которых содержит не более первых процентов жадеитовой молекулы, т.е. не является натриевым авгитом. В отличие от первых двух разновидностей эклогитизированных пород, эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы обычно залегают в протяженных мафических зонах, сложенных амфиболитами-I и II; как правило, они

Рис. 3. Положение наиболее характерных метаморфических пород БПП, сформировавшихся в результате трех последовательных метаморфических эпизодов палеопротерозойского метаморфизма на сетке фаций метаморфизма: (а) – породы протолита (группы 0) и амфиболиты-II из группы-I, сформировавшиеся до пика первого эпизода высокобарного метаморфизма; (б) – апоамфиболитовые эклогиты и вмещающие их гнейсовидные плагиомигматиты (породы группы II), сформировавшиеся на пике первого эпизода высокобарного метаморфизма; (в) – эклогитоподобные гранат-пироксеновые породы (породы группы II), сформировавшиеся на пике первого эпизода высокобарного метаморфизма; (г) – эклогитизированные гранатовые метагаббро-I и II; (д) – амфиболиты-IV и плагиомигматиты (группы-IV), сформировавшиеся в пологозалегающих зонах пластического течения в ходе второго эпизода метаморфизма; (е) – амфиболиты-V (породы группы-V) и каймы амфиболитизации в минералах метабазитов, сформировавшиеся на третьем эпизода метаморфизма. Границы фаций и субфаций метаморфизма проведены по С.А. Бушмину и В.А. Глебовицкому (2008). Цифры в кружках – номера субфаций: 7 – силиманит-мусковит-биотит-ставролитовая, 8 – кианит-мусковит-биотит-ставролитовая, 10 – гранат-силиманит-биотит-мусковитовая, 11 – гранат-кианит-биотит-мусковитовая, 14 – гранат-биотит-силиманит-ортоклазовая, 15 – гранат-биотит-кианит-ортоклазовая, 16 – биотит-гранат-ортоклаз-гиперстеновая, 17 – ортоклаз-кордиерит-силиманит-биотитовая, 19 – гранат-ортоклаз-кордиерит-гиперстеновая, 20 – силиманит-гиперстеновая, 22 – кианит-гиперстеновая, 25 – парагонит-кианит-цоизитовая, 26 – цоизит-кианит-каринтиновая, 27 – гранат-кианит-омфацитовая, 28 – плагиоклаз-кианит-омфацитовая. Каждый прямоугольник отвечает *P-T* полю образования одной породы. Пунктирной стрелкой показана эволюция *P* и *T* на разных метаморфических эпизодах.

формируют маломощные (3–20 см) будинированные линзовидные тела или метаморфические жилы мощностью 0.1–1.5 м и протяженностью 1–6 м, согласные с крутопадающей полосчатостью вмещающих амфиболитов-II. Подобно эклогитам, жилы эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород сопровождаются экзоконтактовым ореолом различных меланократовых пород – меланократовых крупнозернистых гранатовых амфиболитов-III или биотит-амфиболовых гранатитов, некоторые разновидности которых содержат новообразованный клинопироксен. Включения в клинопироксене эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород представлены реликтовым амфиболом, аналогичным по составу амфиболу из вмещающей толщи амфиболитов-II. В крупных жилах эклогитоподобных пород отмечаются скиалиты амфиболитов-II, а также теньевые полосчатые структуры, унаследованные от амфиболитов вмещающих пород (Козловский и др., 2015а). Подобные взаимоотношения пород указывают на то, что эклогитоподобные породы, так же как и эклогиты, являются апоамфиболитовыми метаморфическими образованиями. Как и эклогиты, эклогитоподобные породы встречаются в тесной пространственной ассоциации с областями интенсивной плагиомигматизации амфиболитов или в контактовой зоне не крупных (150–300 м) массивов гранатовых плагиогранитов.

В эклогитоподобных породах, так же как и в эклогитах, наблюдается тенденция возрастания параметров метаморфизма в северо-восточном направлении. В среднем течении р. Кузема, в центральной части БПП, P - T параметры пика метаморфизма, полученные по краевым частям зональных минералов находятся в интервалах 620–710°C и 9.2–11.9 кбар, что отвечает границе амфиболитовой и эклогитовой фаций (рис. 3в; табл. 1, обр. КУЗ-3). В северо-восточной части БПП, на участках Верхняя Пулонга, Пояконда, Красная губа, Кив губа были обнаружены эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, которые были сформированы при более высоком давлении и температуре – 10.3–13.0 кбар и 650–780°C, что соответствует области сочленения полей амфиболитовой, эклогитовой и гранулитовой фаций (табл. 1, обр. ПУЛ-22-б). По давлению на пике метаморфизма эклогитоподобные породы близки к апоамфиболитовым эклогитам Кемьлудских о-ов и Красной губы, но при этом температура формирования эклогитоподобных пород оказывается выше на 50–80°C (рис. 3б, 3в).

Меланократовые гранатовые амфиболиты-III, сопровождающие многие тела эклогитов и эклогитоподобных пород, также показывают высокое давление и высокую температуру формирования: $P=9.4–13.1$ кбар, $T=680–810$ °C (табл. 1, обр. КГ-86). Практически во всех амфиболитах-III, апоамфиболитовых эклогитах и апоамфиболитовых экло-

гитоподобных гранат-клинопироксеновых породах в западной и центральной части БПП есть свидетельства проградной метаморфической истории. Как правило, это выражается в противоположном изменении магнезиальности граната и сосуществующего с ним клинопироксена: магнезиальность гранатов увеличивается от центра зерен к краям, а магнезиальность клинопироксена в этом направлении снижается (Козловский и др., 2015а).

Для образца эклогита КЛ-28 удалось получить оценки не только пика метаморфизма, но и начальной проградной стадии метаморфических преобразований (табл. 1, $T = 580–610$ °C, $P = 10.9–11.8$ кбар) (Козловский и др., 2015а). Параметры проградной стадии образования эклогитоподобных пород практически такие же, как и для эклогитов и находятся в интервале: 540–690°C и 8.5–10.8 кбар (табл. 1, обр. КУЗ-3).

В образцах из северной и северо-восточной части БПП (участки Салма, Гридино), в которых были установлены максимальные параметры метаморфизма, составы минералов, отвечающие началу проградных метаморфических преобразований, не сохранилось.

Плагиомигматизация амфиболитов и гнейсов и формирование меланократовых пород по амфиболитам имеют противоположные тренды эволюции химического состава в отношении петрогенных компонентов. Поэтому мы рассматриваем апоамфиболитовые меланократовые амфиболовые породы и апоамфиболитовые эклогиты как базификаты, сопровождающие обширные поля развития апоамфиболитовых и апогнейсовых плагиомигматитов (Козловский и др., 2015а). Тесная пространственная и генетическая связь базификатов и мигматитов является характерной чертой не только Беломорского пояса (Кориковский, Аранович, 2010), но и многих других метаморфических и метасоматических комплексов (Метаморфический комплекс ..., 1975; Роненсон, 1989; Утенков, 1989). Вдали от участков мигматизации в амфиболитах не происходит формирования новообразованных эклогитовых парагенезисов и меланократовых зон, сложенных гранатовыми амфиболитами-III.

К породам **группы II**, испытавшим высокobarный метаморфизм в крутопадающих зонах пластического течения, относятся также эклогитизированные гранатовые метагаббро-I. В зонах крутопадающего расщепления и разгнейсования гранатовые метагаббро-I формируют крупные изометричные массивы ($\approx 0.8–1.2$ км) и крупные дайки (протяженностью до 700 м и мощностью 20–70 м), залегающие согласно с полосчатостью и гнейсовидностью вмещающих пород. В более молодых зонах полого залегающего тектонического меланжа, например на о-ве Большой Кем-

лудский (Козловский и др., 2016), фрагменты этих массивов и даек встречаются в виде будин изометричной формы размером несколько метров или десятков метров. Крупные массивы гранатовых метагаббро-I обычно фрагментированы и разбиты на отдельные сближенные блоки размером 70–200 м.

В отличие от апоамфиболитовых эклогитов и эклогитоподобных пород, в эклогитизированных гранатовых метагаббро-I не обнаружено следов проградной метаморфической зональности; параметры пика метаморфизма были получены по центральным частям зональных минеральных зерен. С учетом активности $a\text{SiO}_2 = 0.8\text{--}1.0$, параметры пика метаморфизма гранатовых метагаббро-I составляют: $T = 630\text{--}780^\circ\text{C}$ и $P = 10.0\text{--}14.1$ кбар (рис. 3г; табл. 1, обр. КГ-17, КГ-68).

Мы предполагаем, что массивы и крупные дайки эклогитизированных метагаббро-I были метаморфизованы синхронно с вмещающей их толщей гнейсов и амфиболитов (Козловский и др., 2015б). На это указывает сходство параметров пика метаморфизма эклогитизированных гранатовых метагаббро-I и апоамфиболитовых эклогитов из вмещающих толщ. Однако в апоамфиболитовых эклогитах вмещающих пород по эволюции составов граната и клинопироксена установлена мощная проградная история метаморфических преобразований (Козловский и др., 2015а). А в эклогитизированных дайках максимальные P - T параметры установлены только во внутренних частях зональных зерен. Каймы ретроградных изменений в гранатах и клинопироксенах из метагаббро-I и из апоамфиболитовых эклогитов во вмещающих породах одинаковы.

Синхронно с образованием пород группы II сформировались коронитовые (друзитовые) структуры в габброноритах комплекса лерцолитов-габброноритов, консервативных к метаморфической перекристаллизации из-за их магнетизма: эклогизация с образованием равновесных парагенезисов прошла только в габброноритах, вовлеченных в интенсивные деформации крутопадающих зон пластических сдвиговых деформаций (Travin, Kozlova, 2009).

Группа III – рассланцованные или разгнейсованные породы, испытавшие метаморфизм высокобарической амфиболитовой и гранулитовой фации и локализованные в пологозалегающих зонах пластического течения (часто в виде тектонического меланжа), которые являются, по-видимому, сместителями надвигов. В этих зонах крупные тела габброноритов и эклогитизированных гранатовых метагаббро-I, а также субстратиформные линзы амфиболитов-II, меланократовых высокобарных гранатовых амфиболитов-III и апоамфиболитовых эклогитов интенсивно фрагментированы, а их

фрагменты рассланцованы и превращены в нематобластовые гранат-плагиоклаз \pm жедрит-паргаситовые амфиболиты-IV (Козловский и др., 2016). Следовательно, формирование пологопадающих зон пластического течения происходило позднее, чем образование высокобарных пород группы II.

Микроструктурные особенности амфиболитов-IV (реликтовые зерна минералов из пород протолита, окруженные новообразованным сахаровидным гранобластовым агрегатом, тени давления около этих реликтовых зерен, порфириобласты новообразованного амфибола и граната) позволяют рассматривать амфиболиты-IV как породы динамометаморфизма – бластомилониты и бластокактазиты. Гнейсовидные апоамфиболитовые плагиомигматиты, сформировавшиеся в преднадвиговый этап (породы группы II), были повторно интенсивно разгнейсованы. На некоторых участках гнейсовидность гнейсов или сланцеватость амфиболитов-IV может быть смята в синнадвиговые складки волочения.

Конформно с изгибами гнейсовидности или сланцеватости в пологих зонах пластического течения в амфиболитах-IV и во вмещающих гнейсах залегают очень маломощные (1–10 см) пластовые тела эклогитизированных гранатовых метагаббро-II. Такие пластовые тела метагаббро-II совместно с вмещающими разгнейсованными и рассланцованными породами смяты в мелкоамплитудные птигмититоподобные складки. Мелкие пластовые тела гранатовых метагаббро-II не будинированы и не пересекают сланцеватость или гнейсовидность вмещающих амфиболитов или гнейсов. Кроме того, гранатовые метагаббро-II могут образовывать не крупные дайки, мощностью 2–4 м (Козловский, Аранович, 2008, 2010). Для даек метагаббро-II характерны контакты сложной морфологии. Доминируют волнистые плавные контакты, как правило, конформные изгибам гнейсовидности и/или полосчатости вмещающих пород. Встречаются также контакты, секущие гнейсовидность, и контакты пламевидной формы. Тонкие апофизы этих даек, так же как и мелкие пластовые тела, не будинированы и залегают согласно с изгибами полосчатости вмещающих разгнейсованных и рассланцованных пород. Некоторые дайки метагаббро-II образуют серии из нескольких каплевидных или чечевицеобразных будин с плавными волнистыми контактами.

Минеральный состав метагаббро-II и -I очень близок. В большинстве изученных образцов основной объем породы сложен гранобластовым гранат-плагиоклаз-омфацитовым агрегатом. Кварц в строении этого агрегата не участвует; он приурочен преимущественно к межзерновым трещинам.

Параметры образования гранатовых амфиболитов-IV в полого залегающих зонах пластиче-

ского течения на разных участках БПП находятся в интервале: $T = 640\text{--}760^\circ\text{C}$ и $P = 7.8\text{--}11.7$ кбар (рис. 3д; табл. 1, обр. КГ-344, ШВР-5, ШВР-15). Некрупные синдеформационные дайки гранатовых метагаббро-II сформировались при практически таких же параметрах — $T = 630\text{--}750^\circ\text{C}$ и $P = 9.3\text{--}11.9$ кбар (рис. 3г) при $a\text{SiO}_2 = 0.3\text{--}0.7$ (табл. 1, обр. КГ-30, КГ-73). Ранее для этих даек были определены практически такие же параметры пика метаморфизма: $T = 700 \pm 40^\circ\text{C}$ и $P = 10 \pm 0.5$ кбар (Козловский, Аранович, 2010). Приведенные оценки P - T параметров указывают на то, что породы группы-III, метаморфизованные в пологозалегающих зонах пластического течения, сформировались при меньшем давлении, чем высокобарные породы второй группы, образованные в крутопадающих зонах. В пластовых телах метагаббро-II, относящихся к группе III, рассчитанная активность SiO_2 несколько ниже, чем в крупных дезинтегрированных массивах метагаббро-I. Поэтому в метагаббро-II мы практически не наблюдаем кварца, равновесного с гранатом и омфацитом (Козловский, Аранович, 2010).

В зонах пластического течения пологого залегания конформно со сланцеватостью амфиболитов-IV залегает множество жильных тел плагиомигматитов. Для большинства лейкосом получены весьма высокотемпературные оценки. Например, детально исследованные жильные тела плагиомигматитов, залегающие в зоне пологого рассланцевания, секущей массив габброноритов на горе Шавруха (Козловский, Вириус, 2011) или по амфиболитовой толще на месторождении Хетоламбина в Чупинском сегменте БПП, показали температурный интервал $640\text{--}840^\circ\text{C}$. Давление образования этих плагиомигматитов ($9.0\text{--}11.9$ кбар) соответствует давлению образования амфиболитов-IV и мелких даек гранатовых метагаббро-II (рис. 3г, 3д; табл. 1, обр. ШВР-8, ШВР-12, КЛ-24, 12-18).

Синдеформационные апоамфиболитовые эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы в полого залегающих зонах рассланцевания формируются редко. Они развиваются по мощным пачкам амфиболитов протяженных мафических зон. В рассланцованных амфиболитах эклогитоподобные породы формируют участки микропрожилкового строения. Мощность микропрожилков эклогитоподобных пород не превышает 3 см, а протяженность — 5 см (Козловский и др., 2015а). Так же как и эклогитоподобные породы группы II, гранат-клинопироксеновые эклогитоподобные породы в пологозалегающих зонах рассланцевания и разгнейсования сформировались в результате проградного метаморфизма амфиболитов. Эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, сформированные в пологих зонах пла-

стического течения часто бывают интенсивно эпидотизированы.

Эклогитоподобные апоамфиболитовые гранат-клинопироксеновые породы в зонах пологого рассланцевания сформировались при более низкой температуре, чем другие породы группы III, но практически при таком же давлении ($610\text{--}630^\circ\text{C}$ и $9.6\text{--}10.2$ кбар) (табл. 1, обр. КГ-58). Параметры начальной (проградной) стадии метаморфизма, определенные по центральным зонам зональных кристаллов для обр. КГ-58, составляют: $510\text{--}540^\circ\text{C}$ и $8.2\text{--}8.7$ кбар (табл. 1, обр. КГ-58).

Группа IV — метаморфические породы, сформировавшиеся после становления круто- и пологозалегающих зон пластического течения. Самыми распространенными метаморфическими образованиями этой группы в БПП являются амфиболиты-V, развивающиеся по всем более ранним породам базитового ряда. Обычно амфиболиты-V формировались вдоль незакономерно ориентированных систем трещин в массивах метагабброноритов и гранатовых метагаббро или вдоль контактов пород контрастного химического состава. Регулярно амфиболиты-V можно обнаружить в экзоконтактах не крупных жил керамических пегматитов и в экзоконтактах карбонатно-силикатных жил, широко распространенных на рассматриваемых площадях. Тела амфиболитов-V и сопровождающие их карбонатно-силикатные жилы секут текстуры пород, сформировавшихся в крутопадающих и пологозалегающих зонах пластических деформаций. Следовательно, амфиболиты-V и карбонатно-силикатные жилы сформировались позднее, чем породы групп II и III. Начальная стадия амфиболитизации-V характеризуется образованием граната с высокой долей спессартина $Sps \approx 5\text{--}6\%$ и пиропы $Prp = 25\text{--}30\%$. На заключительной стадии амфиболитизации-V гранат полностью замещается эпидот-плагиоклаз-амфиболовым или биотит-плагиоклазовым симплектитовым агрегатом.

Параметры метаморфизма пород группы IV определялись по составам минералов амфиболитов-V и гранатовым амфиболитам, образованным по эклогитизированным метагаббро-II и пегматитам. Давление на пике метаморфизма амфиболитов-V существенно меньше, чем давление при формировании метаморфических пород групп II и III в зонах крутопадающего и пологого пластического течения и составляет $7.5\text{--}10.8$ кбар. Температура формирования амфиболитов-V, оцененная по разным образцам, изменяется в очень широком диапазоне — $590\text{--}740^\circ\text{C}$ (рис. 3е; табл. 1, обр. ШВР-2, КГ-25). Практически при таких же параметрах P - T формировались декомпрессионные каймы в минералах из высокобарных пород группы II (рис. 3е). Образец жилы гранатсодержащего двуполевошпатового пегматита КЛ-18,

Таблица 2. Nd систематика эцлогитизированных гранатовых метагаббро из Красногубского участка

Номер образца	Минерал, фракция	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Err, %	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err, %	Возраст по изохроне, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
КГ-17	WR	3.5454	12.9471	0.1655	0.5	0.512250	0.0050	1901 ± 23 (Pl; Grt; WR)	(+ 0.05)
	Cpx	1.3726	3.2650	0.2541	0.5	0.513293	0.0050		
	Pl	0.0427	0.1734	0.1488	0.5	0.512031	0.0050		
	Grt	0.8436	1.1996	0.4250	0.5	0.515490	0.0050		
КГ-30	WR	2.8151	9.9214	0.1715	0.5	0.512300	0.0050	1855 ± 19 (Cpx; Grt; WR)	(-0.60)
	Cpx	2.4747	7.1510	0.2091	0.5	0.512739	0.0050		
	Pl	0.1362	0.5923	0.1390	0.5	0.511982	0.0050		
	Grt	0.9148	1.0225	0.5407	0.5	0.516800	0.0050		

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований рутила из кварц-карбонатно-силикатной жилы (проба КГ-63)

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	>150, 10 зер.	1.25	5.1	15.3	438	0.1108 ± 2	0.0108 ± 1	4.7004 ± 172	0.3076 ± 10	0.83	1767 ± 6	1729 ± 5	1813 ± 4
2	>150, 14 зер.	1.28	3.8	11.3	601	0.1107 ± 1	0.0149 ± 1	4.9372 ± 169	0.3235 ± 11	0.94	1809 ± 6	1807 ± 6	1810 ± 2
3	>150, 20 зер.	1.58	4.3	11.8	359	0.1110 ± 1	0.0127 ± 1	4.9649 ± 74	0.3244 ± 4	0.82	1813 ± 3	1811 ± 2	1816 ± 2

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

* Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

ооконтуренного амфиболитами-V, показал еще меньшее давление (6.5–7.3 кбар) при практически такой же температуре (680–700°C). Карбонатно-силикатные жилы – самые низкотемпературные образования, известные в данном районе, сформировались при $T = 450\text{--}470^\circ\text{C}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из-за ограниченности минеральных ассоциаций некоторых пород и их возможной изотопной неравновесности (как правило, из-за наличия реликтовых или новообразованных минералов, сформировавшихся ранее или позднее главной ассоциации) не все образцы метабазитов оказались пригодны для геохронологических оценок. Наиболее перспективными объектами для установления возраста метаморфизма в зонах пластического течения оказались дайки метагаббро-I (обр. КГ-17) и метагаббро-II (обр. КГ-30), метаморфизованные в крутопадающих и пологопадающих зонах пластического течения соответственно.

Результаты Sm-Nd геохронологических исследований пород и породообразующих минералов

представлены в табл. 2 и на рис. 4. Метагаббро-I и -II имеют близкий изохронный возраст – 1901 ± 23 млн лет, СКВО = 0.29 (обр. КГ-17) и 1855 ± 19 млн лет, СКВО = 1.07 (обр. КГ-30) соответствующий этапу палеопротерозойской активизации БПП. Эти оценки возраста хорошо согласуются с ранее полученными данными для эцлогитизированных даек в районе залива Красная губа. Возраст внедрения массива метагаббро-I составляет 2177 ± 11 млн лет (U-Th-Pb, циркон), а возраст проявления метаморфизма – 1880–1890 млн лет (Sm-Nd, Lu-Hf изохронные данные) (Скублов и др., 2013). Небольшое различие в возрасте метагаббро-I и метагаббро-II может указывать на то, что метаморфизм пород в зонах крутопадающего пластического течения опережает метаморфизм пород в зонах пологозалегающего пластического течения (в пределах одного тектоно-метаморфического цикла). Это согласуется с наблюдениями над геологическими взаимоотношениями этих зон.

Для оценки возраста наиболее позднего метаморфического события, проявленного в породах БПП, были проведены U-Pb геохронологические исследования рутила из кварц-карбонатно-силикатных жил (обр. КГ-63), сопровождающих амфи-

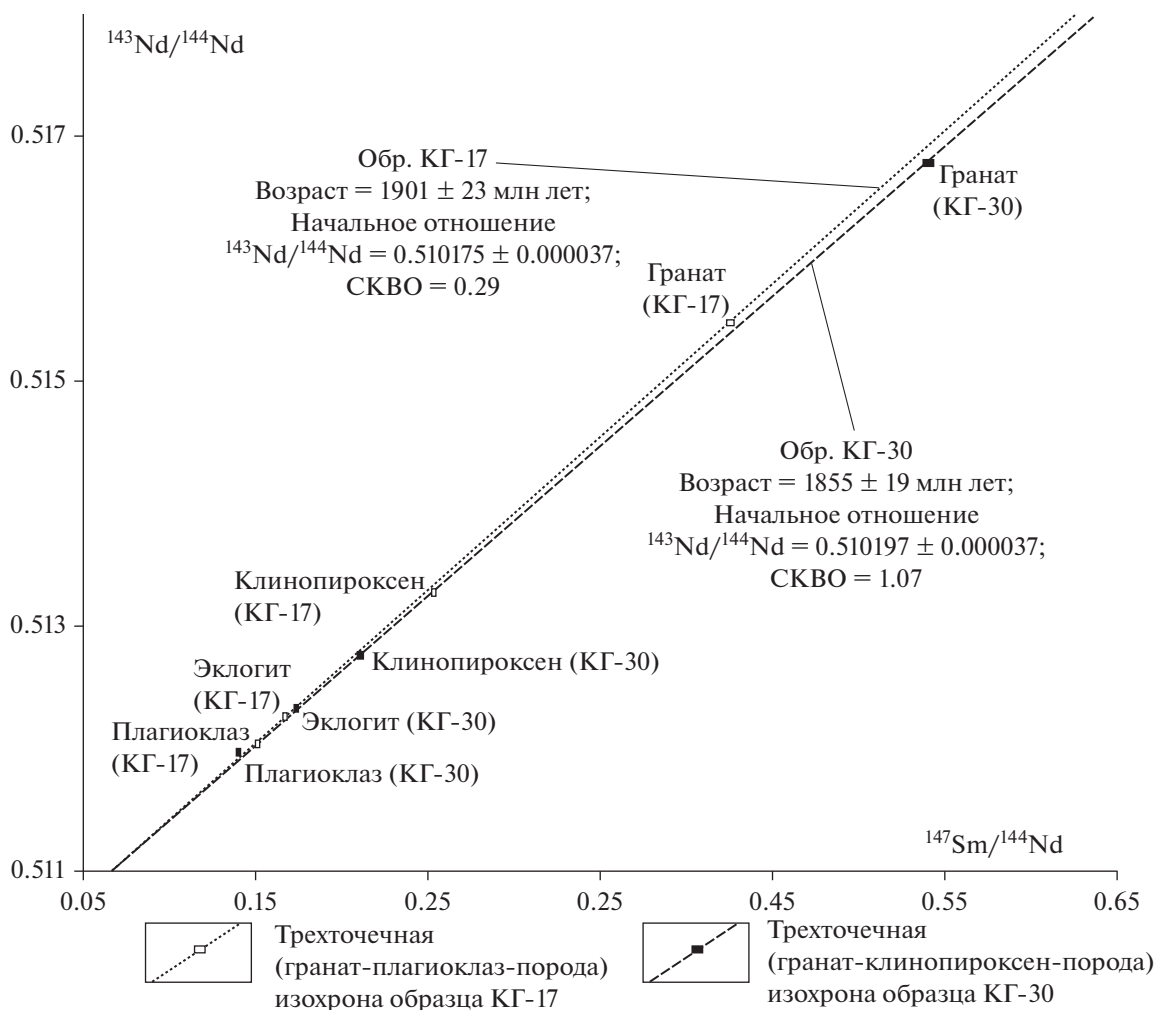


Рис. 4. Sm-Nd изохроны метабазитов на участке Красная губа: обр. КГ-17 – изохрона эклогитизированного гранатового метагаббро-I из дезинтегрированного изометричного интрузивного тела, простирающегося согласно направлению крутопадающих зон пластического течения, обр. КГ-30 – изохрона эклогитизированного метагаббро-II, залегающего в биотитовых гнейсах в зоне пологого разгнейсования.

болиты-V. Рутил представлен крупными (>150 мкм) идиоморфными чистыми кристаллами красновато-коричневого цвета. Для изотопных исследований нами были использованы три микронавески (10–20 зерен) рутила. Как видно из табл. 3 и на рис. 5, рутил характеризуется конкордантными U/Pb отношениями (№ 2 и 3) или несколько дискордантен (№ 1). Значение конкордантного возраста составляет 1811 ± 4 млн лет (СКВО = 0.22) и совпадает с величиной возраста (1814 ± 36 млн лет), определяемого верхним пересечением дискордии, рассчитанной для трех проанализированных микронавесок рутила (нижнее пересечение – 33 ± 2200 , СКВО = 3.0) (табл. 3, рис. 5).

Эта оценка возраста согласуется с геологическими и петрологическими данными, указывающими на то, что амфиболиты-V и карбонатно-силикатные жилы являются наиболее поздними из

известных ныне палеопротерозойских образований в БПП.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволили охарактеризовать последовательность метаморфических эпизодов в палеопротерозойской геологической истории БПП. В этой последовательности нашли отражение не один, как предполагалось ранее, а три метаморфических эпизода, что в общих чертах подтверждает выводы С.Г. Скублова о неодновременности палеопротерозойского метаморфизма в БПП, сделанные на основании изучения сфенов из различных метаморфических пород (Скублов и др., 2014).

Первое метаморфическое событие сопровождалось формированием крутопадающих зон пластического течения субмеридионального или северо-

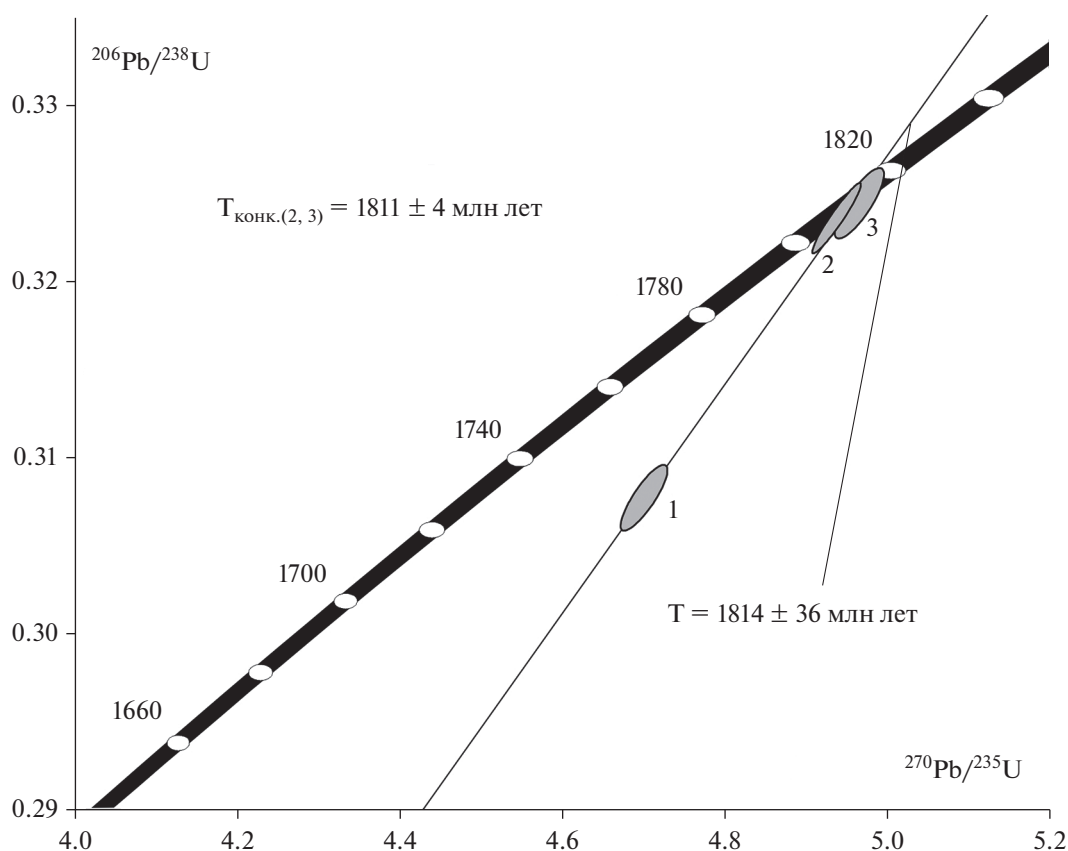


Рис. 5. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для рутилов из наиболее поздних метаморфических образований БПП – кварц-карбонатно-силикатных жил (обр. КГ-63), сопровождаемых экзоконтактовым ореолом амфиболитов-V.

восточного простираия. Эти зоны были инициированы тектоническими движениями сдвига-сбросового и сдвига-взбросового характера, в результате которых проходило ступенчатое погружение отдельных блоков коры, сопровождавшееся высокобарным метаморфизмом. Доминирующие породы, сформированные на пике метаморфизма – эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, параметры образования которых лежат в области сочленения амфиболитовой, эклогитовой и гранулитовой фаций – $T = 650\text{--}780^\circ\text{C}$ и $P = 10.3\text{--}13.8$ кбар (отдельные образцы – до $T = 805^\circ\text{C}$). Собственно апоамфиболитовые эклогиты, сформированные в низкобарической области эклогитовой фации при $P = 11.3\text{--}12.9$ кбар, имеют более низкую температуру образования – $600\text{--}690^\circ\text{C}$, чем эклогитоподобные породы. И распространены они в БПП существенно меньше, чем эклогитоподобные породы.

Для высокобарного метаморфизма была установлена латеральная зональность; степень метаморфизма и полнота метаморфических преобразований усиливается с юго-запада на северо-восток – в направлении приближения к Лапландско-Кольскому орогену. Высокобарный метаморфизм, связанный

с крутопадающими зонами пластического течения имел яркую проградную историю. Проградные преобразования наиболее эффективно выглядят в амфиболитах – бластез амфибола и граната, уменьшение количества плагиоклаза, формирование новообразованного метаморфического клинопироксена, эволюция состава клинопироксена от авгита до омфацита.

Важно отметить, что эклогиты и эклогитоподобные породы в крутопадающих зонах пластического течения никогда не встречаются совместно друг с другом. В разных доменах БПП пика метаморфизма отвечают либо только эклогиты, либо только эклогитоподобные породы. Вероятная причина этого заключается в различном температурном режиме формирования эклогитов и эклогитоподобных пород. Как следует из рис. 3б, 3в (см. выше), P - T эволюция эклогитов отличается от таковой эклогитоподобных пород. На доминирующей части БПП при относительно повышенной температуре, достигающей на пике метаморфизма 780°C , формировались эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы. P - T тренд эволюции этих пород располагается вблизи границы амфиболитовой и эклогитовой фаций (рис. 3в) и

имеет отчетливый положительный наклон 60–70°C/кбар, что примерно соответствует геотермическому относительно высокому градиенту 16–19°C/км. В других доменах, расположенных преимущественно в восточной части БПП, при меньшей температуре – не более 690°C происходило образование эклогитов (или гранат-клинопироксеновых пород с Na-авгитом). *P-T* тренды формирования эклогитов и вмещающих гнейсовидных плагиомигматитов имеют существенно более крутой положительный наклон – 40–50°C/кбар, соответствующий более низкому градиенту – около 11–14°C/км (рис. 3б).

Мы предполагаем, что температурная неоднородность высокобарных пород БПП могла являться следствием того, что породы протолита испытали воздействие потоков флюидов, имевших разную температуру. Домены, содержащие эклогитоподобные породы, формировались под воздействием первичного высокотемпературного восстановленного флюида. Домены, содержащие эклогиты, – под воздействием относительно низкотемпературного окисленного флюида. Несмотря на установленные небольшие различия в температурном режиме, образование эклогитов и эклогитоподобных пород происходило в интервале геотермического градиента 10–20°C/км и отвечает условиям формирования коровых эклогит-амфиболитовых комплексов (Кориковский, 2009). Этот градиент выше, чем градиент формирования высокобарных пород в областях субдукции (около 6–10°C/км) и ниже, чем градиент формирования гранулитовых комплексов (25–35°C/км).

Второе метаморфическое событие – формирование пологозалегающих зон пластического течения и тектонического меланжа. Эти тектонические зоны были сформированы в результате становления пологозалегающих надвигов субширотного или северо-западного простирания падающих на север или северо-восток. Метаморфизм пород в пологозалегающих зонах характеризуется очень строгой локализацией именно в этих зонах; за их пределами полнота метаморфических преобразований пород существенно ослабевает.

В пологозалегающих зонах протекали не столь высокобарные, но более высокотемпературные метаморфические процессы, чем в ранее образованных крутопадающих зонах. Пик метаморфизма отвечают апоамфиболитовые жильные плагиомигматиты, которые частично занимают поле в высокобарической области гранулитовой фации – $T = 640–840^\circ\text{C}$ и $P = 8.8–11.9$ кбар. Большой температурный интервал формирования плагиомигматитов, вероятно, может быть связан с различной интенсивностью прогресса пород метаморфическим флюидом на разных стадиях развития зон пологого расщепления и разгнейсования. В результате того, что эти зоны залегают субго-

ризонтально и предположительно формировались на одной глубине, прогрев пород происходил в относительно нешироком интервале давления. Поэтому *P-T* эволюция пород группы-IV, сформировавшихся в пологих зонах пластического течения, может быть интерполирована трендом субгоризонтального разогрева (рис. 3д). Подобные субгоризонтальные участки *P-T* трендов является характерной особенностью зон деформаций.

Вся совокупность исследованных образцов метабоцитов, сформированных в зонах пластического течения пологого залегания, – апоабронированных амфиболитов-IV и эпидотизированных эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород показывает, что эти породы имеют меньшую температуру метаморфизма – 610–760°C. При этом они были сформированы при практически таком же давлении – 7.8–11.8 кбар, что и жильные плагиомигматиты.

Третье метаморфическое событие ознаменовано формированием безгранатовых амфиболитов-V вдоль трещин и ослабленных зон на контактах пород с разными реологическими свойствами. Амфиболиты-V формируются, главным образом, по габброноритам, по метагаббро-I и -II, по апоамфиболитовым эклогитам и эклогитоподобным породам, но не внутри массивов этих пород, а на тех участках, где они граничат с пегматитами, жильными плагиомигматитами или гнейсовидным матриксом тектонического меланжа. Реже амфиболиты-V формируются вдоль трещин в этих породах внутри массивов. Амфиболиты-V всегда сопровождают жилы кварц-карбонатно-силикатных пород. Отсутствие закономерности в ориентировке амфиболов амфиболитов-V и расположение жил карбонатно-силикатных пород не позволяют оценить доминирующий тип тектонических нарушений, с которыми связан петрогенезис этих метаморфических образований. По нашим данным, трещиноватость, с которой связана амфиболитизация-V, сформировалась в результате неравномерной релаксации напряжений в контактовых зонах разных по составу и свойствам горных пород при снятии литостатической нагрузки при выводе БПП на уровень верхней коры. Широкий диапазон *P-T* параметров метаморфизма, при которых сформировались амфиболиты-V – $P = 6.5–11$ кбар и $T = 570–776^\circ\text{C}$ объясняется тем, что релаксационная трещиноватость могла сформироваться на разных уровнях коры, а отсутствие единой системы трещин не способствует равномерному поступлению флюида. Неравномерное поступление флюида приводит к неравномерному прогреву и неполноте минеральных преобразований.

Породы третьего эпизода метаморфизма не связаны с четко выраженными структурными элементами и не показали максимальных значе-

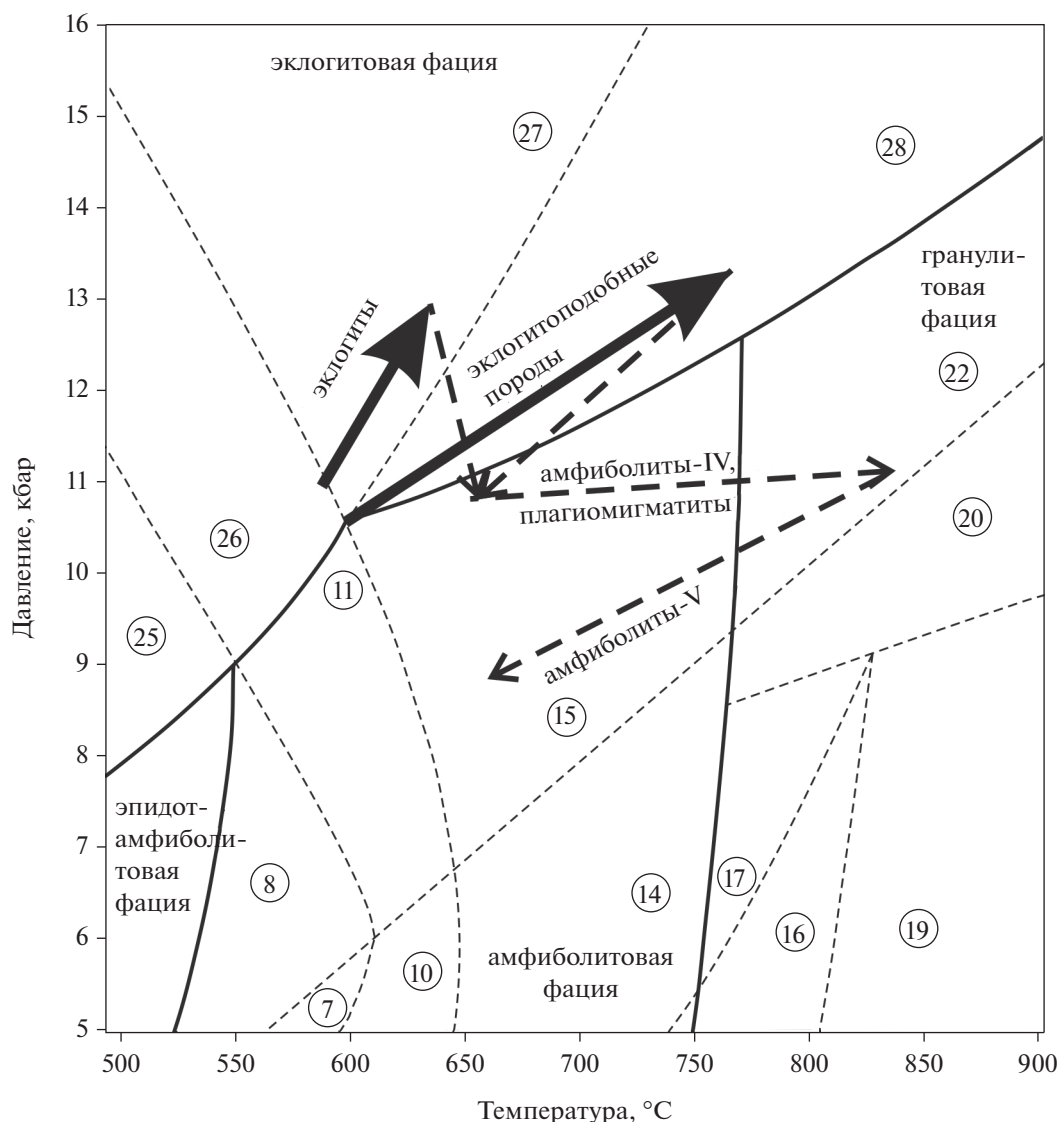


Рис. 6. Результирующий P - T тренд палеопротерозойского метаморфизма, построенный по отдельным метаморфическим эпизодам. Две прогрессивные субпараллельные ветви (толстые сплошные линии) отражают формирование эктолитов и эктолитоподобных пород в крутопадающих зонах пластического течения. Регрессивная ветвь (пунктир) осложнена участком субизобарического разогрева, отражающим формирование плагиомигматитовых лейкосом в амфиболитах-IV в пологозалегающих зонах пластического течения. Нижний сегмент регрессивной ветви отражает формирование амфиболитов-V при декомпрессии и остывании. Цифры в кружках – номера субфаций по С.А. Бушмину и В.А. Глебовицкому (2008) (см. рис. 3).

ний P - T параметров метаморфизма. Несмотря на то, что распространенность пород третьего метаморфического эпизода существенно меньше, чем пород первых двух эпизодов, во многих случаях некоторыми авторами (Докукина и др., 2012 и др.) только породы третьего метаморфического эпизода принимаются за единственное проявление палеопротерозойского метаморфизма в исследуемом районе.

Результирующий P - T тренд палеопротерозойского метаморфизма, построенный по отдельным метаморфическим эпизодам, имеет сложную

конфигурацию (рис. 6). В его строении отчетливо выделяется две прогрессивные ветви формирования эктолитов и эктолитоподобных пород, отвечающие первому метаморфическому эпизоду, и регрессивная ветвь, отвечающая второму и третьему эпизодам метаморфизма. Регрессивная ветвь имеет характерную Z-образную конфигурацию, обусловленную областью субизобарического разогрева (второй эпизод метаморфизма в пологих зонах пластического течения). Тренды аналогичной конфигурации являются характерной чертой многих гранулитовых комплексов. Они

установлены не только в Лапландском гранулитовом поясе, но и в южноафриканском комплексе Лимпопо и в шарьжалгайском метаморфическом комплексе Прибайкалья (Перчук и др., 2006; Smit et al., 2011). Участки тренда, осложненные субизобарическим разогревом пород обычно связывают с формированием “shear-zones” или зон пластического течения, посредством которых проходило выведение гранулитовых комплексов на верхний уровень коры. Особенность метаморфизма пород Беломорского подвижного пояса заключается в том, что в породах сохранились устойчивые свидетельства проградных преобразований (переход амфиболитов в эклогиты). В гранулитовых комплексах эта прогрессивная ветвь практически всегда редуцирована. На наш взгляд, это связано с тем, что, по сравнению с указанными выше гранулитовыми комплексами, метаморфизм пород Беломорского пояса относительно низкотемпературный; пиковые параметры, отвечающие гранулитовой фации высоких давлений, отмечены далеко не повсеместно, а наблюдаются только в отдельных породах.

Предполагаемая последовательность метаморфических эпизодов в БПП связана со становлением и развитием крупной геологической структуры — Лапландско-Кольского орогена, расположенного к северу от БПП. Фрагмент этого орогена — гранулиты Колвицкой и Умбинской зон и расположенной между ними Порьей губы (рис. 1а) — через акваторию Кандалакшского залива контактируют с породами Беломорского подвижного пояса. Полученные данные по палеопротерозойским метаморфическим эпизодам БПП наилучшим образом интерпретируются моделями развития Лапландского гранулитового комплекса Л.Л. Перчука, Т.В. Гери (Перчук, 2004, 2006; Перчук и др., 2006; Perchuk, Gerya, 2011) и С.Ю. Колодяжного (2006), предполагающих выдвигание горячих масс гранулитов в верхние горизонты коры в результате гравитационной нестабильности. В этих моделях подъем гранулитов в ядре орогена сопровождался погружением масс горных пород в краевой части на уровень средней или нижней коры. Именно это мы и наблюдаем в Беломорском подвижном поясе — краевой части Лапландско-Кольского орогена. Первый эпизод высокобарического метаморфизма связан с погружением блоков пород по системе крутопадающих сдвига-сбросов и сдвига-взбросов на север и северо-восток под ядро орогена и формированием крутопадающих зон пластического течения. Дальнейшее развитие орогена по моделям Л.Л. Перчука, Т.В. Гери и С.Ю. Колодяжного сопряжено с выдвиганием гранулитовых комплексов на уровень верхней коры в виде пологозалегающей гарполитобразной протрузии и надвигании гранулитов на фрагменты коры, погруженные в краевой части орогена. Это модельное геологическое событие хорошо

согласуется со вторым метаморфическим эпизодом в истории БПП — высокотемпературным метаморфизмом пород в полого залегающих зонах пластического течения. Формирование пологих зон было инициировано становлением надвигов. Надвигание висячего крыла происходило в юго-западном направлении на подстилающие породы БПП, как и предполагалось в моделях.

Модель гравитационного перераспределения пород может хорошо объяснить латеральную зональность по давлению, которая выявлена при оценке параметров метаморфизма пород в крутопадающих зонах пластического течения. В северо-восточной части БПП, наиболее близко прилегающей к области развития гранулитов, погружение пород по системе сдвига-сбросов и сдвига-взбросов под ядро Лапландско-Кольского орогена происходило, возможно, на большую глубину, соответствующую давлению 14–16 кбар (Гридино), 13–14 кбар (Салма) или 11–13 кбар (Кемь-Луды). В центральной части БПП, отдаленной от области развития гранулитов и погруженной на меньшую глубину, оценки давления существенно меньше и составляют 9–12 кбар (Кузема) и 10–12 кбар (Поньгома, по нашим новым неопубликованным данным).

Характерная особенность конфигурации результирующего *P-T* тренда метаморфизма, представленного на рис. 6, состоит в том, что прогрессивная и регрессивная ветви метаморфизма на высокобарном участке расположены весьма близко и имеют практически одинаковый наклон. Это можно интерпретировать как близость траекторий, по которым проходило погружение и последующее выведение пород комплекса на более высокий уровень коры. Близкий наклон траекторий погружения и выведения также хорошо объясняются моделью гравитационного перераспределения пластичных масс горных пород в континентальной коре.

Коллизионная модель формирования БПП в палеопротерозое объясняет последовательность метаморфических событий существенно хуже. Находит объяснение только второй эпизод метаморфизма, связанный с образованием надвигов. Первый метаморфический эпизод, связанный с погружением блоков по системе крутопадающих зон пластического течения, на периферии орогена под его ядро и сопровождаемый высокобарным метаморфизмом, вызвавшим эклогитизацию пород, коллизионная модель не объясняет. Также коллизионная модель не объясняет и наличие уже сформированных палеопротерозойских высокобарных пород (апоамфиболитовых эклогитов, эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород, эклогитизированных даек метагббро-I) в виде будин в синнадвиговых зонах тектонического меланжа.

Кроме того, в коллизионной модели не находят объяснения особенности конфигурации результирующего P - T тренда палеопротерозойского метаморфизма в БПП (область субизобарического разогрева и сближенное расположение прогрессивной и регрессивной ветвей, рис. б). Орогены, развивающиеся по коллизионному сценарию характеризуются совершенно другой конфигурацией P - T тренда (England, Thompson, 1984), который отражает последовательную смену режимов — субизотермической компрессии, нагрева, остывания и декомпрессии. В P - T координатах эта последовательность отражается канонической “петлей по часовой стрелке”. Такой тренд в породах БПП не установлен.

Третий метаморфический эпизод, связанный с подъемом блоков пород и развалом орогена, может найти подтверждение и в гравитационных, и в коллизионной модели.

Происхождение широко обсуждаемых в литературе эклогитов Беломорского подвижного пояса, эклогитизированных даек габброидов и гранатовых метагаббро-I и -II связано преимущественно с первым эпизодом палеопротерозойского метаморфизма. Существование в БПП более древних эклогитов фактическим материалом не подтверждено и, по всей видимости, маловероятно.

Принимая во внимание сложность геологической истории исследуемого района, авторы не исключают возможную альтернативную интерпретацию приведенного фактического материала.

ВЫВОДЫ

1. Палеопротерозойский метаморфизм Беломорского подвижного пояса Северной Карелии представлял собой не одноактное событие, а серию из трех последовательных метаморфических эпизодов, связанных со становлением Лапландско-Кольского орогена. Первый эпизод — высокобарный метаморфизм — сопровождал становление сдвига-сбросов и сдвига-взбросов субмеридионального и северо-восточного простирания, выражающихся на местности в виде крутопадающих зон пластического течения. Начало первого эпизода связано с проградным преобразованием пород в условиях амфиболитовой фации умеренного давления; пику метаморфизма отвечают условия низкобарической эклогитовой фации.

2. Второй эпизод палеопротерозойского метаморфизма — высокотемпературный метаморфизм — сопровождал формирование зон пологого разгнейсования и расланцевания, образованных в результате становления надвигов субширотного или северо-западного простирания. Его начало связано с декомпрессией до уровня амфиболитовой фации умеренного и высокого давления. Пик метаморфизма достигался в результате последую-

щего субизобарического разогрева, иногда достигающего до температур гранулитовой фации.

3. Третий эпизод палеопротерозойского метаморфизма — высокотемпературная декомпрессия — связаны с сетью наиболее поздних не крупных трещин в телах метабазитов, секущих все более ранние структуры, а также с контактными зонами пород разного состава. Третий эпизод метаморфизма весьма неоднороден по P - T параметрам. Декомпрессия до уровня амфиболитовой фации умеренного давления и последующее остывание, вероятно, были инициированы выведением глубинных метаморфических комплексов на уровень средней или верхней коры.

4. Обе разновидности даек комплекса эклогитизированных гранатовых метагаббро (метагаббро-I и метагаббро-II) были метаморфизованы при тех же P - T параметрах, что и вмещающие их метаморфические породы в соответствующих зонах пластического течения: метагаббро-I — в крутопадающих зонах, метагаббро-II — в пологозалегающих зонах. Эклогитизация даек метагаббро и габброноритов не требует привлечения механизмов повышения давления по отношению к вмещающим толщам.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Л.Я. Арановичу, А.Б. Котову, С.Г. Скублову за помощь в организации изотопных и термобарометрических исследований и за обсуждение основных положений статьи; С.Е. Борисовскому, А.А. Вириюс, а также Е.В. Гусевой, Л.И. Марущенко, В.О. Япаскурту за проведение микрозондовых анализов.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках базовой темы НИР № 0136-2018-0029 ИГЕМ РАН и при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00329).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я., Козловский В.М.* Роль подвижности кремнезема при формировании “зарождающихся” эклогитов // *Геохимия*. 2009. № 2. С. 210–215.
- Балаганский В.В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб.: ИГД РАН, 2002. 32 с.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // *Геотектоника*. 1998. № 2. С. 16–28.
- Березин А.В., Скублов С.Г.* Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности состава, условия и возраст метаморфизма // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 3. С. 265–286.
- Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б. и др.* Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) и P - T параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района Гридино (Беломор-

- ский подвижный пояс) // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.
- Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др.* Новые проявления эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // Докл. АН. 2013. Т. 448. № 1. С. 64–75.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др.* Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227–244.
- Бушмин С.А., Глебовицкий В.А.* Схема минеральных фаций метаморфических пород // Зап. РМО. 2008. Ч. СXXXVII. № 2. С. 1–13.
- Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В. и др.* Беломорская эклогитовая провинция: последовательность событий и возраст формирования магматических и метаморфических пород ассоциации Гридино // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1335–1373.
- Егорова С.В.* Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, 2017. 221 с.
- Козловский В.М.* Физико-химическая модель образования свекофенских плагиомигматитов Беломорского комплекса Северной Карелии // Геохимия. № 9. 2006. С. 924–936.
- Козловский В.М.* Новые находки высокобарных пород в Беломорском подвижном поясе // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 3. С. 382–387.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я.* Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. № 4. 2008. С. 70–84.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я.* Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 29–52.
- Козловский В.М., Вирюс А.А.* Автохтонные гранитоидные выплавки во флюидонасыщенных зонах деформаций Беломорского подвижного пояса // Докл. АН. 2011. Т. 437. № 6. С. 798–802.
- Козловский В.М., Русинов В.Л.* Преобразование амфиболитов и фрактальная размерность мигматитов Беломорского комплекса как свидетельство синхронности и периодичности сдвиговых деформаций и мигматизации // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 807–812.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я., Фришман Н.И.* Програнные преобразования амфиболитов в эклогиты и эклогитоподобные породы в условиях низкобарической части эклогитовой фации (на примере Беломорского подвижного пояса) // Геология и геофизика. 2015а. Т. 56. № 5. С. 906–931.
- Козловский В.М., Терентьева Л.Б., Саватенков В.М., Бычкова Я.В.* Новые данные по геохимии, возрасту и условиям формирования даек низко-Ti толеитов восточной части Беломорского подвижного пояса // Докл. АН. 2015б. Т. 463. № 4. С. 455–462.
- Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И. и др.* Палеопротерозойские метаморфические события в восточной части Беломорского подвижного пояса как отражение формирования Лапландского гранулитового покрова (термобарометрия, геохронология и структурная локализация метаморфических парагенезисов) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия от 24–26 октября 2017 г. СПб.: ИГГД РАН, 2017. С. 81–82.
- Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И. и др.* Геологическое строение, возраст и P-T условия формирования зон пологого расщепления Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2016. № 6. С. 52–74.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части балтийского щита в палеопротерозое // Тр. ГИН РАН. Вып. 572. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
- Кориковский С.П.* Програнные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 339–354.
- Кориковский С.П., Аранович Л.Я.* Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей губы): 1. Петрология и термобарометрия // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 340–368.
- Кориковский С.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст протолита метаморфических пород юго-восточной части Лапландского гранулитового пояса (юг Кольского полуострова): корреляция с Беломорским подвижным поясом в связи с проблемой архейских эклогитов // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 107–125.
- Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита // Под ред. З.И. Петровой, Л.К. Пожарицкой, Б.М. Роненсон и др. Новосибирск: Наука, 1975. 152 с.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
- Перчук Л.Л.* Гравитационное перераспределение пород в докембрийской континентальной коре: решение проблемы // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2004. № 5. С. 26–36.
- Перчук Л.Л.* Локальные равновесия и P-T эволюция глубинных метаморфических комплексов. М.: ГЕОС, 2006. 70 с.
- Перчук Л.Л., Геря Т.В., Ван Ринен Д.Д., Смит С.А.* P-T тренды и проблемы высокотемпературного полиметаморфизма // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 131–167.
- Ранний докембрий Балтийского щита // Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Роненсон Б.М.* Проблемы базификации и основного фронта в метаморфических комплексах // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. научн. тематич. сборник. Свердловск: СГИ, 1989. С. 72–86.
- Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б. и др.* U-Pb возраст и геохимия цирконов из Салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский подвижный пояс) // Докл. АН. 2010а. Т. 432. № 5. С. 668–675.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Марин Ю.Б. и др.* Комплексное изотопно-геохимическое (Sm-Nd, U-Pb) исследование Салминских эклогитов // Докл. АН. 2010б. Т. 434. № 6. С. 802–806.

- Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б. и др. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // Докл. АН. 2011а. Т. 439. № 6. С. 795–802.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 2011б. Т. 19. № 5. С. 493–519.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470–494.
- Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б. и др. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 319–325.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Ризванова Н.Г. и др. Многоэтапность свекофеннского метаморфизма по данным состава и U-Pb возраста титанита из эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2014. Т. 22. № 4. С. 405–413.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др. Возраст протолита эклогитов южной части Пезжострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 640–653.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
- Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикина Е.В. и др. Раннепротерозойский (2.1 млрд лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 4. С. 528–532.
- Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
- Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 285–288.
- Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита // Литосфера. 2007. № 6. С. 15–39.
- Терехов Е.Н., Балуев А.С. Постскладчатый магматизм (1.85–1.7 млрд лет) восточной части Балтийского щита: корреляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 26–43.
- Травин В.В. Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. № 5. С. 78–93.
- Утенков В.А. Высокобарические базификаты в Сысертско-Ильменогорском гнейсово-мигматитовом комплексе // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. научн. тематич. сборник. Свердловск: СГИ, 1989. С. 62–82.
- Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Система согласованных минералогических термометров для метаморфических комплексов // Физико-химический анализ процессов минералообразования. М.: Наука, 1989. С. 96–126.
- Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221–224.
- Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 632–655.
- Anczkiewicz R., Thirlwall M.F. Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H₂SO₄ leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem // Geological Society. London. Special Publications 2003. V. 220. P. 83–91.
- Aranovich L.Ya., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 25–37.
- Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineral. 1991. V. 29. P. 833–855.
- Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 1–24.
- Berman R.G., Aranovich L.Y., Pattison D.R.M. Reassessment of the Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 30–42.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogeny: Paleoproterozoic collision and accretion of the nortен Fennoscandian lithosphere // Geological Society London Memoirs. 2006. V. 32. P. 579–598.
- England P.C., Thompson A.B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 894–928.
- Hammarstrom J.M., Zen E-an. Aluminum in hornblend: An empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral. 1986. V. 71. P. 1297–1313.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 433–447.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. Conformation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Mineral. 1987. V. 72. P. 231–239.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.

Manhes G., Allegre C.J. and Provost A. U-Th-Pb systematics of the eucrite "Juvinas": precise age determination and evidence for exotic lead // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. № 12. P. 2247–2264.

Mader Urs K., Berman R.G. Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach // *Geol. Surv. Canada. Current Res*. 1992. Part E. 92-1. P. 393–400.

Perchuk L.L., Gerya T.V. Formation and evolution of Precambrian granulite terranes: A gravitational redistribution model // *Geol. Soc. Amer. Memoir*. 2011. V. 207. P. 289–310.

Pin C., Zalduegui J.F.S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks // *Anal. Chim. Acta*. 1997. V. 339. P. 79–89.

Smit C. André, Dirk D., van Reenen et al. Neoproterozoic to Paleoproterozoic evolution of the polymetamorphic Central Zone of the Limpopo Complex // *Geol. Soc. Amer. Memoir*. 2011. V. 207. P. 213–244.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Tanaka T., Kamioka H., Togashi S., Dragusanu C. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chemical Geology*. August 2000. V. 168. P. 279–281.

Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorje // *Petrology*. 2009. V. 17. P. 684–706.

Thermobarometry of Paleoproterozoic Metamorphic Events in the Central Part of the Belomorian Mobile Belt, Northern Karelia

V. M. Kozlovskii^{1,*}, V. V. Travin², V. M. Savatenkov³,
L. B. Terent'eva⁴, E. B. Salnikova³, and E. B. Kurdyukov¹

¹*Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017 Russia*

²*Institute of Geology, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, 185035 Russia*

³*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia*

⁴*Laboratory for studying of mineral raw materials, St. Petersburg, 199106 Russia*

*e-mail: bazil@igem.ru

Geological-structural and petrological data acquired by the authors on the most widely spread metamorphic associations of the Belomorian Mobile Belt in northern Karelia, Russia, indicate that the rocks belong to five age groups (0–IV), which were produced by metamorphism of protoliths of different composition and genesis. The Paleoproterozoic metamorphic associations were formed by three successive metamorphic episodes, which corresponded to discrete evolutionary episodes of the Lapland–Karelian Orogen. The first episode of Paleoproterozoic metamorphism was high-pressure transformations that produced steep zones of ductile flow of submeridional and northeastern trend. The second episode was high-temperature metamorphism at intermediate and high pressure, which was triggered by the development of gently sloped ductile flow zones and tectonic melange of roughly latitudinal trend. The third metamorphic episode involved amphibolization of the rocks during high-temperature decompression cooling and was likely related to the development of randomly oriented fractures when the rocks of the Belomorian Mobile Belt were brought to middle and upper crustal levels. Each of the episodes was characterized by different *P-T* parameters of metamorphism, which are recorded in the compositions of the rock-forming minerals. The former two episodes corresponded to the prograde metamorphic evolution, and the third one was a retrograde evolution. The beginning of the first episode was responsible for the origin of amphibolites at $T = 560\text{--}640^\circ\text{C}$ and $P = 6.7\text{--}9.5$ kbar, with the metamorphic peak producing eclogites at $T = 600\text{--}690^\circ\text{C}$ and $P = 11.3\text{--}12.9$ kbar and eclogite-like rocks at higher temperatures of $T = 650\text{--}780^\circ\text{C}$ and $P = 10.3\text{--}13.0$ kbar. The peak of the second metamorphic episode corresponded to the origin of abundant plagiomigmatite leucosomes, which were formed within a broad temperature range ($640\text{--}840^\circ\text{C}$) and a narrow pressure range ($9.0\text{--}11.9$ kbar). The widespread amphibolization of the metabasites of all types occurred only during the third metamorphic episode, whose *P-T* parameters broadly varied: $590\text{--}740^\circ\text{C}$ and $P = 7.5\text{--}10.8$ kbar. All dike varieties of the complex of eclogitized garnet metagabbro were formed at the metamorphic peak at the same *P-T* parameters as the host metamorphic rocks in the corresponding structures: metagabbro-I were formed in steep ductile flow zones, and metagabbro-II were produced in the gently sloped zones.

Keyword: Paleoproterozoic polymetamorphism, ductile flow zones, thermobarometry of mineral assemblages, age of metamorphic episodes, *P-T* metamorphic paths, Belomorian Mobile Belt