

УДК 551.253:551.243.4:552.48

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И *P-T*-УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОН ПОЛОГОГО РАССЛАНЦЕВАНИЯ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

© 2016 г. В. М. Козловский^{а, *}, В. В. Травин^{б, с}, Д. И. Корпечков^а, М. Н. Зайцева^а,
Е. Б. Курдюков^а, А. В. Травин^{а, е}, Л. Б. Терентьева^г, В. М. Саватенков^г

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

^бИнститут геологии Карельского научного центра РАН,
185035, Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 3

^сПетрозаводский государственный университет,
185000, Петрозаводск, ул. Ленина, д. 33

^дИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, д. 3

^еНациональный исследовательский Томский государственный университет,
634050, Томск, пр. Ленина, д. 36

^гИнститут геологии и геохронологии докембрия,
119034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2

*e-mail: bazil@igem.ru

Поступила в редакцию 28.12.2015 г.

Значительную часть площади Беломорского подвижного пояса северной Карелии (БПП) составляют выходы зон пологого рассланцевания, для которых характерна тонкая полосчатость в гнейсах, мигматизированных амфиболитах и бластомилонитах, имеющая выдержанное пологое падение к северу или северо-востоку. Зоны пологого рассланцевания не испытали складчатых деформаций после своего формирования и не секутся дайками палеопротерозойских метабазитов. Интрузивные метабазиты в зонах пологого рассланцевания слагают небольшие (как правило, менее 5 м) изометричные или вытянутые тела, фрагменты более крупных тел. Эти фрагменты часто образуют полосовидные скопления. Кроме того, метабазиты в зонах пологого рассланцевания могут формировать линзовидные и пластовые тела небольшой мощности, согласные с гнейсовидностью или сланцеватостью вмещающих пород. Срезание зонами пологого рассланцевания более древних и более сложно устроенных структурных доменов свидетельствует о том, что эти зоны представляют собой пластические зоны сдвига пологого залегания. По этим зонам в южном и в юго-западном направлении происходило надвигание тектонических пластин, завершившее формирование основных структурных черт БПП в эпоху становления палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена. На двух удаленных друг от друга объектах в Энгозерском и Чупинском сегментах БПП разными изотопно-геохимическими методами был получен практически одинаковый возраст формирования зон пологого рассланцевания: 1879 ± 21 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование по амфиболу из апобазитового амфиболита), 1857 ± 13 млн лет (Sm-Nd изохрона по минералам из апогаброноритовых гранатовых амфиболитов) и 1855 ± 19 млн лет (Sm-Nd изохрона по минералам из мелких пластовых тел эклогитизированных базитов). *P-T*-параметры метаморфизма пород в зонах пологого рассланцевания существенно отличаются от *P-T*-параметров за их пределами (давление на 3–4 кбара ниже, а температура на 60–100°C выше). Декомпрессия, связанная с процессами надвигообразования, обусловила переход от ранней высокотемпературной стадии палеопротерозойского метаморфизма к поздней синнадвиговой более высокотемпературной стадии. Параметры пика метаморфизма, соответствующие границе амфиболитовой и гранулитовой фаций, достигались только в центральных частях зон рассланцевания – $T = 680\text{--}760^\circ\text{C}$, $P = 8.0\text{--}11.9$ кбар. В некоторых участках, где мигматизация проявлена наиболее интенсивно, температура в центре зон рассланцевания могла подниматься до 810–830°C. Краевые части зон рассланцевания были сформированы при более низкой температуре – $T = 610\text{--}630^\circ\text{C}$. Температурная неоднородность и разогрев пород в зонах пологого рассланцевания, вероятно, являются следствием фокусирования высокотемпературного метаморфического флюида в их центральных частях.

Ключевые слова: Беломорский подвижный пояс, зоны пологого рассланцевания, зоны надвигов, изотопное датирование метаморфических процессов

DOI: 10.7868/S0016853X16060047

ВВЕДЕНИЕ

При исследовании геологического строения и истории развития древних кристаллических щитов важную роль играет наличие характерных геологических структур и магматических комплексов, проявленных на широкой территории и обладающих яркой геологической и петрографической индивидуальностью. Такие структуры и комплексы можно рассматривать как реперные геологические образования, которые помогают сопоставить геологические события, протекавшие в разное время на разных участках, удаленных друг от друга. Кроме того, изучение взаимоотношений этих ярко выраженных структур и магматических комплексов с окружающими породами помогает выстроить последовательность геологических событий, а оценка их изотопного возраста позволяет отнести эти структуры и комплексы к определенному этапу тектонического развития региона. Кроме того, это актуально и для понимания эволюции истории метаморфических процессов.

Одним из таких геологических реперов в Беломорском подвижном поясе северной Карелии (БПП) могут служить пологозалегающие пластические зоны сдвига [32] (или зоны полого расланцевания), выходы которых составляют значительную часть территории БПП. Эти зоны известны и изучаются более 80 лет. Так, уже в начале геологического изучения Беломорья отмечалось, что для северной его части характерно пологое залегание плоскостных текстур пород [30]. По результатам исследований Е.Н. Терехова, важнейшим элементом строения Лапландско-Беломорского пояса является субгоризонтальная тектоническая расслоенность, которая представлена зонами вязких разломов, лежащими складками и синтектоническими интрузиями [28]. Генетически связанными с палеопротерозойскими покровами (Лапландским и Риколатвинским) предполагаются пространственно удаленные от площади их распространения структуры горизонтального течения — мелкие лежащие складки, иногда пологая сланцеватость, контролирующая новообразованную мигматитовую полосчатость [21]. С.Ю. Колодяжный отмечает широкое развитие в пределах БПП пологопадающих зон надвигов, образованных в результате становления протрузии гранулитов Порьей Губы [17]. Современные геолого-геофизические исследования по программе EUROPROBE, основанные на региональном сейсмическом зондировании Фенноскандинавского щита показали, что подавляющее большинство тектонических границ этого региона

сформировалось в результате субгоризонтальных тектонических перемещений [27].

Вместе с тем, в большинстве работ, освещающих вопросы тектоники и петрогенезиса пород БПП, пластические зоны сдвига пологого залегания и процессы, проходящие в этих зонах, как правило, не рассматриваются и даже не упоминаются. Целью работы стало комплексное изучение зон пологого расланцевания для определения их места в тектонической эволюции БПП и для проведения петрогенетических построений. В статье приведены некоторые результаты исследований, в задачи которых входило:

1. Описание строения пластических зон сдвига пологого залегания в различных участках БПП и выявление геологических взаимоотношений этих зон с окружающими породами для построения относительной последовательности геологических событий.

2. Выявление характерных геологических и петрографических особенностей пород, слагающих пластические зоны сдвига пологого залегания для понимания петрогенетических процессов, протекавших в этих зонах.

3. Определение возраста формирования пластических зон сдвига пологого залегания в различных участках БПП и *P-T*-параметров метаморфизма пород в этих зонах для установления соответствия зон пологого расланцевания определенному этапу тектонического развития БПП.

Пластические зоны сдвига пологого залегания изучались на четырех участках в Чупинском и Энгозерском сегментах БПП по [17] (рис. 1). В Чупинском сегменте были изучены: Красногубский участок, включающий смежные территории — острова Кемь-Луды и залив Кив губа, участок Хетолабмина, участок Чкаловский. В Энгозерском сегменте БПП изучение зон пологого расланцевания проходило в районе села Гридино на прибрежных морских обнажениях и прилегающих островах.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Беломорский подвижный пояс северной Карелии представляет собой крупную тектоническую структуру, простирающуюся в северо-западном направлении на расстояние около семисот километров при ширине 70–150 км. Пояс расположен в восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита между Карельским кратоном и Кольской провинцией (см. рис 1). Значительная часть территории БПП находится

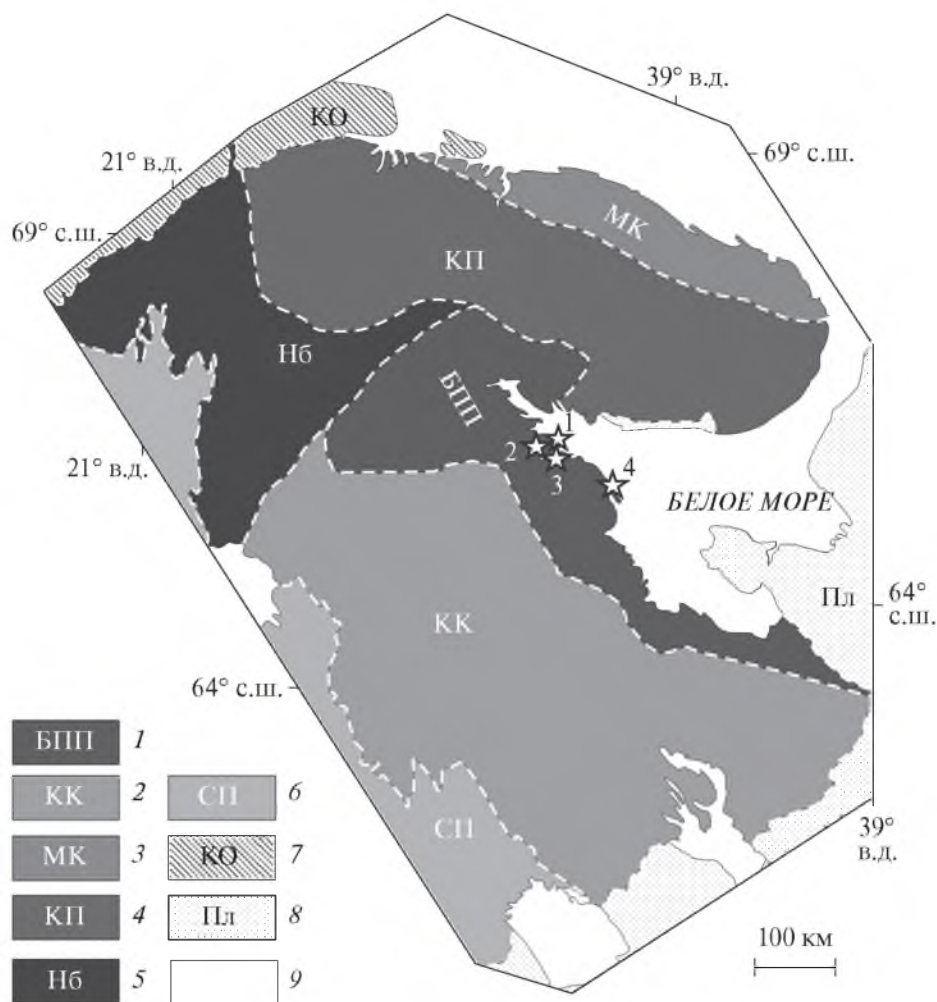


Рис. 1. Положение участков исследования зон пологого расланцевания в структуре восточной части Балтийского щита по [23].

1 – Беломорский подвижный пояс; 2 – Карельский кратон; 3 – Мурманский кратон; 4 – Кольская провинция; 5 – провинция Норрботтен; 6 – Свекофеннская провинция; 7 – области Каледонского орогенеза; 8 – платформенный чехол; 9 – современные акватории. Звездочками обозначены: 1 – участок Красная губа, 2 – участок Хетоламина, 3 – участок Чкаловский, 4 – участок Гридино

на юго-западной периферии Колвицко-Умбинской зоны крупного палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена [2, 27].

По современным представлениям БПП представляет собой сложный коллаж неоархейских тектонических покровов, сформировавшийся в интервале 2.9–2.6 млрд лет [20, 23], испытавших деформацию и метаморфизм во время в палеопротерозойской тектоно-метаморфической активизации [2, 18, 27]. Наиболее крупными архейскими покровами, простирающимися в северо-западном направлении, согласно со структурой пояса, являются (с востока на запад): Хетоламинский, Чупинский и Ковдозерский. В строении Хетоламинского и Ковдозерского покровов выделяются два типа крупных структур: мафиче-

ские зоны, протяженностью в несколько десятков километров при мощности 2–6 км и области развития гнейсов (гнейсовые купола), разделяющие эти мафические зоны.

Мафические зоны сложены преимущественно пара- и ортоамфиболитами и кристаллическими сланцами разного состава. Среди амфиболитов встречаются тела метаультрабазитов. По мнению А.И. Слабунова, мафические зоны представляют собой метаморфизованные разновозрастные архейские (2.7–2.9 млрд лет) заленокаменные пояса [23]. Гнейсовые области обычно сложены эпидот-биотитовыми, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, гранат-биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, сформировавшимися по крупным массивам гранитоидов ТТГ-ассоциации.

Гнейсы и амфиболиты интенсивно плагиомигматизированы. В составе Чупинского покрова доминируют мигматизированные глиноземистые гранат-кианит-биотитовые гнейсы.

С палеопротерозойской историей БПП связано внедрение даек, пластовых тел и изометричных интрузий, относящихся к двум крупным магматическим комплексам. Комплекс лерцолитов-габбро-норитов сформировался в интервале 2.44–2.36 млрд лет [5, 25, 26, 35]. Становление более молодого комплекса гранатовых метагаббро оценивается около 2.12 млрд лет [22, 24, 26]. Этот более молодой комплекс весьма неоднороден; он объединяет интрузивные тела разной морфологии, состава и, вероятно, разного возраста. Породы обоих комплексов метаморфизованы в условиях умеренных и высоких давлений [11, 19].

Большинство исследователей связывает палеопротерозойские тектоно-метаморфические процессы в пределах БПП с формированием Лапландско-Кольского коллизионного орогена [2, 18, 21, 27]. Реже палеопротерозойскую активизацию связывают с протрузией Кандалакшско-Колвицких гранулитов [17] или с формированием крупных структур растяжения [28, 29]. Большинство тектонических моделей подразумевает формирование в восточной части БПП надвигов северо-западного или субширотного простирания полого падающих к северу или северо-востоку [2, 17, 21, 27]. Предполагается, что по этой системе надвигов породы Лапландского гранулитового пояса надвинуты в юго-западном направлении на породы Беломорского пояса. Горизонтальная амплитуда перемещения могла достигать 100 и более км [27]. Надвиг в основании Лапландского гранулитового пояса представляет собой тектонический меланж, который выделяется как пояс Танаэльв [2, 27]. В строении Колвицко-Умбинской зоны Лапландского гранулитового пояса тектонический меланж надвигового происхождения обнажается на мысе Шомбач [1]. Кроме Лапландского гранулитового пояса в качестве крупного палеопротерозойского аллохтона рассматривается Риколатвинский покров на севере БПП, также перемещенный к юго-западу по системе пологих надвигов [7]. Из приведенных и многочисленных других данных следует, что масштабы проявления покровно-надвиговой тектоники в палеопротерозое на территории БПП весьма значительны.

По наблюдениям С.Ю. Колодяжного, в исследуемом районе, особенно в Чупинском сегменте БПП, пологопадающие надвиги являются доминирующим типом разрывных нарушений, сформировавшихся в период палеопротерозойской активизации БПП [17]. Наши наблюдения пока-

зывают, что эти надвиги очень хорошо выражены как структурно, так и петрографически. В зонах влияния надвигов породы БПП либо дезинтегрированы и превращены в тектонический меланж, либо подвержены интенсивному пологому (5° – 30°) или субгоризонтальному расщеплению и милонитизации. Зоны пологого расщепления состоят из участков, площадь которых может достигать многих гектаров. Эти зоны характеризуются тонкой мигматитовой полосчатостью гнейсов и амфиболитов и параллельной ей гнейсовидностью с выдержанным пологим моноклиальным залеганием, не нарушенным более поздней складчатостью. Моноклиальное залегание гнейсов осложняется складками волочения, указывающими на синметаморфические надвиговые перемещения в южном или юго-западном направлении и мелкими складками около изометричных тел метабазитов.

Тела интрузивных базитов в зонах пологого расщепления представлены пластами и линзами, согласными с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород, а также изометричными телами (фрагментами более крупных интрузивов), часто образующими полосовидные скопления и серии будин.

Зоны пологого расщепления не секутся дайками базитов (габбро-норитов с возрастом 2.44–2.36 млрд лет [5] и более молодых гранатовых метагаббро (2.12 млрд лет)) и раннепалеопротерозойскими, около 1.9 млрд лет, крутопадающими пластическими зонами сдвига, с которыми связана эклогитизация базитов [3, 32]. При этом, зоны пологого расщепления содержат тела базитов, являющихся фрагментами более крупных интрузивов, эклогитизированных в крутопадающих зонах сдвига [32]. Следовательно, возраст формирования зон пологого расщепления не древнее 1.9 млрд лет.

Зоны пологого расщепления секутся жилами керамических и слюдоносных пегматитов, возраст которых составляет около 1.850 ± 50 млн лет [34] или 1.85–1.75 млрд лет [8].

Приведенные выше структурные признаки свидетельствуют о позднепалеопротерозойском возрасте и синметаморфической деформационной природе зон пологого расщепления. Они представляют собой пластические зоны сдвига (ductile shear zones в понимании [44]) надвигового происхождения, простирающиеся, как правило, в северо-западном или в субширотном направлении. В результате интенсивных деформаций, обусловивших формирование зон пологого расщепления, произошла “потеря структурной памяти”: по ранним, часто сложноскладчатым структурам

амфиболитово-гнейсового комплекса, сформировалась новообразованная тонкая полосчатость выдержанного пологого залегания.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН ПОЛОГОГО РАССЛАНЦЕВАНИЯ

Участок Красная губа

На этом участке хорошо представлены три группы метаморфических пород: породы не рассланцованные и не затронутые метаморфизмом в зонах пологого рассланцевания; синдеформационные метаморфические породы, сформировавшиеся в пологозалегающих зонах рассланцевания; метаморфические породы, сформировавшиеся после зон пологого рассланцевания. Амфиболиты и гнейсы в различной степени затронутые плагиомигматизацией слагают реликтовые блоки линзовидной формы, окруженные породами с новообразованной полосчатостью пологого залегания. Площади выходов таких блоков обычно составляют первые сотни квадратных метров. Наиболее хорошо амфиболитово-гнейсовая толща обнажается в центральной и восточной части Большого Кемлудского острова. Толща сложена плагиомигматизированными гнейсами, которые содержат многочисленные линзы и прослои амфиболитов разного состава, эклогитизированных меланократовых амфиболитов с Na-авгитом и $Grt-Omp-Qz-Amp \pm Pl$ эклогитов, сформировавшихся по амфиболитам [15]. Мощность таких линз и прослоев обычно составляет от 0.5 до 15 м при протяженности 2–45 м. На данном участке амфиболитово-гнейсовая толща залегает практически моноклинально и имеет преимущественно северо-восточное или субмеридианальное простирание и крутое падение полосчатости и гнейсовидности на юго-восток под углом 70° – 90° . Возраст ранней высокобарной стадии палеопротерозойского метаморфизма в этом районе около 1.9 млрд лет [4].

Амфиболитово-гнейсовая толща прорвана многочисленными изометричными интрузивными массивами габбро-норитов с возрастом 2.44–2.36 млрд лет [5], а также крупными дайками и изометричными массивами эклогитизированных более молодых гранатовых метагаббро с секущими контактами. Возраст массивов метагаббро в этом районе составляет 2177 ± 11 млн лет [22].

В южной части острова Большой Кемлудский субмоноклинальное крутопадающее залегание амфиболитово-гнейсовой толщи срезается зоной пологого рассланцевания надвиговой природы, простирающейся в субширотном или северо-западном направлении и падающей к северу и северо-

востоку под углом 20° – 45° (рис. 2). Тела базитов в зоне рассланцевания подвержены неравномерному рассланцеванию и фрагментации (размер фрагментов 1–20 м, рис. 3А). По существу, зона пологого рассланцевания представляет собой зону меланжа, обломочная часть которого представлена телами амфиболитов, эклогитов и эклогитизированных метагаббро, которые пронизаны сетью многочисленных тонких субпараллельных мигматитовых лейкосом, сопровождающихся ореолом мелкочешуйчатого биотита (рис. 3Б). Матрикс — интенсивно мигматизированные $Qz-Pl-(\pm Kfs)$ лейкосомы и микроклинизированные тонкополосчатые гнейсы с выдержанным субмоноклинальным залеганием, нарушаемым вблизи фрагментов компетентных базитов. Интенсивность тектонической и вещественной переработки нарастает от краевой к центральной части зоны пологого рассланцевания.

Крупные интрузивные массивы габбро-норитов, вовлеченные в зону надвига (например, массив на г. Шавруха), интенсивно рассланцованы и превращены в гранат-плагиоклаз-жедрит-паргаситовые амфиболиты (амфиболиты-I) в которых наблюдаются складки волочения (рис. 4). Для амфиболитов-I характерна отчетливая сланцеватость и полосчатость, которые обусловлены наличием субпараллельных мелкозернистых мигматитовых прожилков, имеющих характерное гранулированное строение; полосчатость и сланцеватость полого погружаются на север или северо-восток. Кроме того, в амфиболитах-I наблюдается линейная ориентировка игольчатых кристаллов амфибола. Линейность в амфиболитах-I, также как и сланцеватость, погружается к северу и северо-востоку, маркируя направление перемещения при образовании надвигов (к югу и юго-западу). В амфиболитах сохранились многочисленные обломки минералов габбро-норитов, которые запечатаны в мелкозернистый плагиоклаз-амфиболовый матрикс (рис. 5А). Регулярно, в амфиболитах-I формируются пойкилобласты новообразованного амфибола и граната (рис. 5Б). Такие структурные особенности амфиболитов-I, сформировавшихся в зоне пологого рассланцевания, позволяют рассматривать их как бластомилониты.

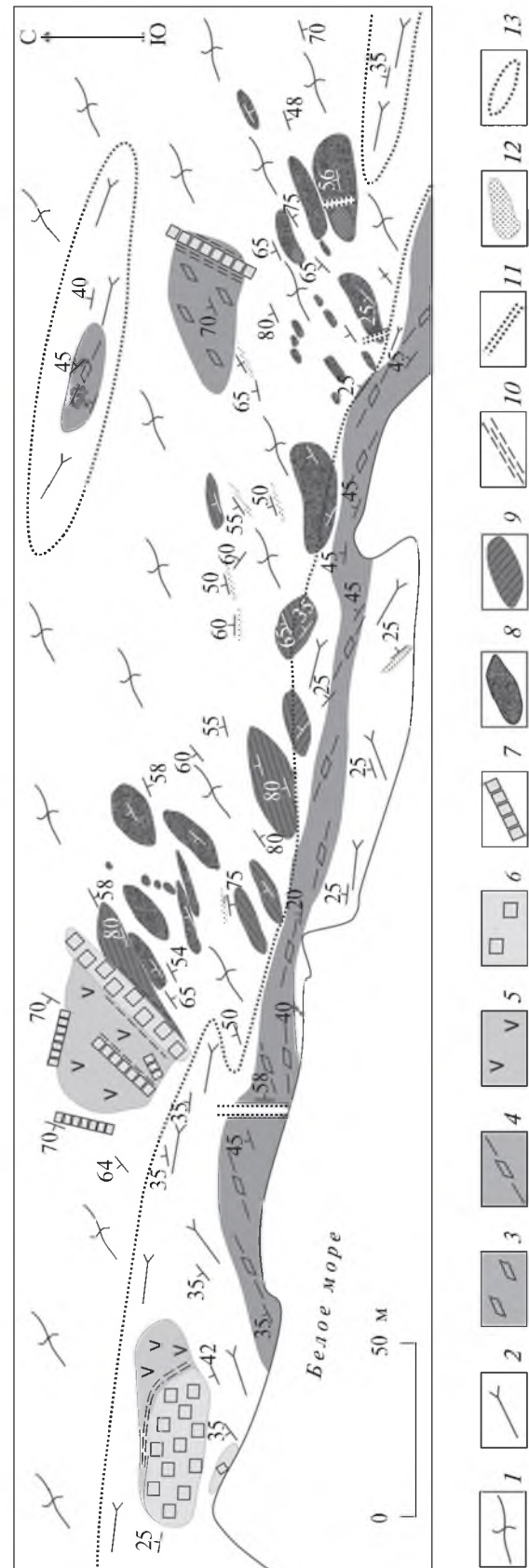
Эклогитизированные гранатовые метагаббро, относящиеся к более молодому (чем габбро-нориты) интрузивному комплексу, по соотношению с зонами пологого рассланцевания могут быть разделены на две морфологические группы. Группа “А” объединяет изометричные интрузивные тела размером до 1 км и крупные дайки протяженностью несколько сотен метров. Суще-

ственно реже в этой группе встречаются дайки малой мощности. В зонах пологого расщепления крупные интрузивные тела либо дезинтегрированы и пронизаны сетью плагиомигматитовых прожилков (рис. 6А), либо расщеплены, мигматизированы и превращены в гранатовые амфиболиты-І, аналогично габбро-норитам (рис. 6Б). Дайки обычно дезинтегрированы и растащены на отдельные изометричные фрагменты различного размера, обычно от 0.5 до 25 м (рис. 6В). Эти особенности позволяют рассматривать гранатовые метагаббро группы “А” как ортометаморфические образования, формирование которых предшествовало формированию зон пологого расщепления.

Группа “Б” объединяет небольшие дайки и пластовые тела (мощностью от нескольких см до 1.5 м) (рис. 7А), с многочисленными апофизами во вмещающие расщепленные амфиболиты и гнейсы. Тонкие апофизы гранатовых метагаббро группы “Б” (мощностью не более 15 мм), обычно смяты в мелкоамплитудные складки и залегают в зонах расщепления конформно с изгибами полосчатости вмещающих мигматизированных гнейсов (рис. 5 из [11]). Кроме того, мелкие тела эклогитизированных гранатовых метагаббро группы “Б”, мощностью 1–5 см, регулярно можно встретить в расщепленных апогабброноритовых амфиболитах-І, где они залегают изоструктурно с изгибами складчатости амфиболитов (рис. 7Б). В зонах пологого расщепления нигде не наблюдается будинирование и дезинтеграция тел гранатовых метагаббро группы “Б”, которые так характерны для гранатовых метагаббро группы “А”. При этом, гранатовые метагаббро

Рис. 2. Фрагмент геологической карты южной части острова Большой Кемлудский

1 – гранат-амфибол-биотитовые гнейсы плагиомигматизированные, однородные; 2 – биотитовые двуполощатые прожилково-полосчатые мигматизированные гнейсы в зоне пологого расщепления; 3 – гранатовые ортоамфиболиты массивные; 4 – гранатовые ортоамфиболиты полосчатые, мигматизированные и биотитизированные в зоне пологого расщепления; 5 – габбро-нориты массивные, однородные; 6 – малые изометричные интрузии и крупные дайки эклогитизированных массивных мелкозернистых гранатовых метагаббро; 7 – дайки эклогитизированных гранатовых метагаббро (вне масштаба); 8 – субстратиформные линзы апоамфиболитовых эклогитов; 9 – субстратиформные линзы амфиболитов и меланократовых амфиболитов; 10 – зоны экзоконтактных изменений, сопровождающие дайки и малые интрузии гранатовых метагаббро; 11 – карбонатно-силикатные, кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы (вне масштаба); 12 – эпидозиты и эпидотизированные амфиболиты и гнейсы; 13 – приблизительные контуры развития интенсивно расщепленных пород



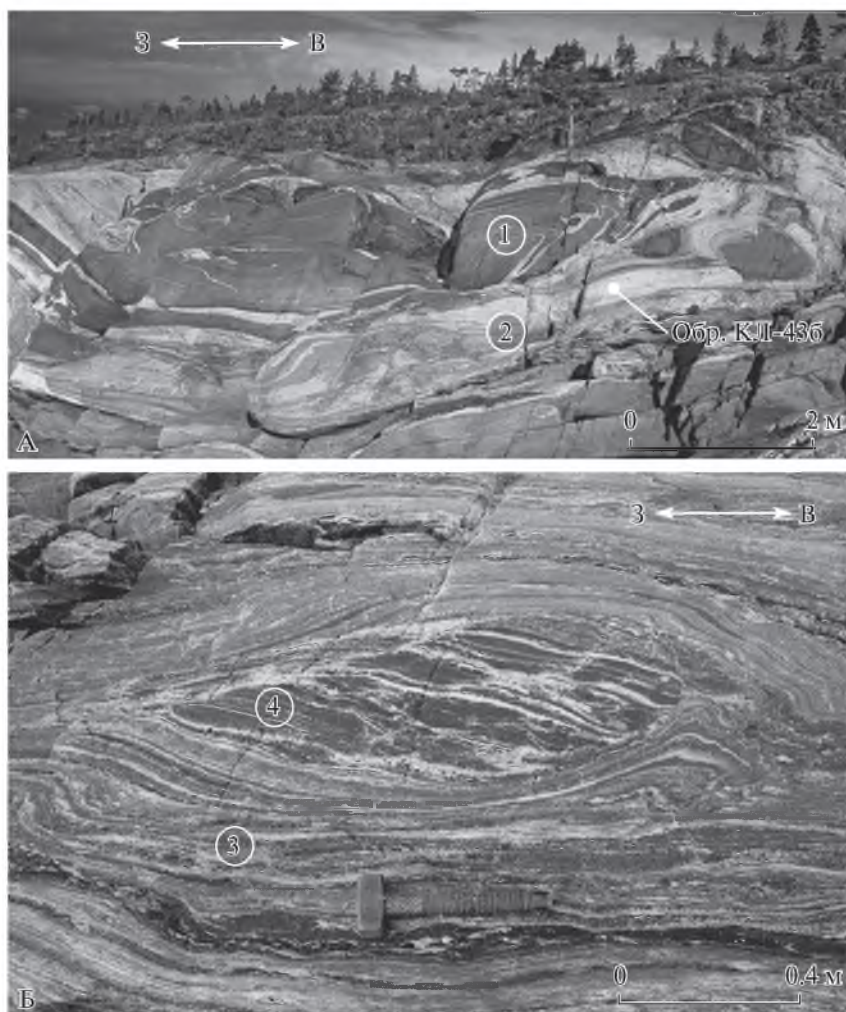


Рис. 3. Фрагменты крупной зоны пологого рассланцевания, обнажающейся в Красногубском участке Чупинского сегмента БПП

А — наклонное обнажение на южном берегу о. Большой Кемлудский. Центральная часть зоны пологого рассланцевания представляет собой тектонический меланж. Цифры в кружках: 1 — крупные фрагменты дезинтегрированных тел амфиболитов, 2 — матрикс меланжа, состоящий из интенсивно деформированных и перекристаллизованных гнейсо-видных плагиомигматитов.

Б — наклонное обнажение на южном берегу о. Малый Еловый, вскрывающее краевую часть зоны пологого рассланцевания. Цифры в кружках: 3 — интенсивно рассланцеванные амфиболиты, пронизанные тонкими субпараллельными прожилками плагиомигматитов, 4 — скиалит чечевицепоподобной формы, сложенный амфиболитами, сохранившими раннюю полосчатость

группы “Б” нигде не рассланцованы и сохранили текстуры и структуры магматических пород [12]. Эти наблюдения дают основание считать, что внедрение гранатовых метагаббро группы “Б” происходило синхронно с деформациями в зонах пологого рассланцевания путем нагнетания расплава в пластично деформируемую толщу гнейсов и амфиболитов [11]. Приведенные геологические взаимоотношения показывают, что мелкие конформные тела эклогитизированных гранатовых метагаббро группы “Б” являются относительно более молодыми, чем массивы и крупные

дайки группы “А”, внедрившиеся до заложения зон пологого рассланцевания и бунинированные при их формировании. Следовательно, гранатовые метагаббро группы “Б” следует рассматривать как синнадвиговые пластовые интрузивные тела.

Анализ эволюции составов породообразующих минералов в эклогитизированных интрузивах и во вмещающих породах показал, что внедрение гранатовых метагаббро групп “А” и “Б” произошло на высокобарических и высокотемпературных пиках метаморфизма [15, 16].

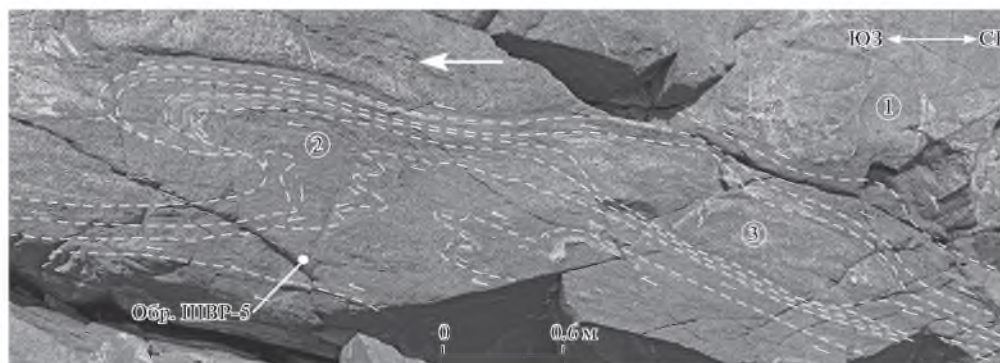


Рис. 4. Фрагмент крупного массива габбро-норитов на г. Шавруха, подверженный амфиболизации в зоне пологого расланцевания (вертикальное обнажение, вскрывающее центральную часть массива в юго-восточном прибрежном обрыве г. Шавруха). Цифры в кругах: 1 – массивные габбро-нориты, 2 – апогабброноритовые гранатовые амфиболиты-I (бластомилониты) в зоне пологого расланцевания, 3 – реликты массивных габбро-норитов чечевицеобразной формы, оконтуренные расланцеванными апогабброноритовыми амфиболитами-I. Пунктиром показаны плоскости сланцеватости гранатовых амфиболитов-I. Короткие стрелки, параллельные пунктиру, – направление линейной ориентировки кристаллов амфибола; толстая стрелка – направление перемещения висячего крыла надвига. Изгибы плоскостей сланцеватости в левой части рисунка отвечает синнадвиговой складке волочения; складка имеет субгоризонтальный шарнир, ориентированный в СЗ-ЮВ направлении

В зонах пологого расланцевания, затронутых мощные и протяженные амфиболитовые толщи (например, в мафической зоне, относящейся к Центральнo-Беломорскому зеленокаменному поясу и обнажающейся на северном берегу залива Кив губа), в амфиболитах встречаются уплощенные домены (размером в несколько десятков или сотен метров по простиранию) с новообразованной линзовидно-полосчатой текстурой. В этих доменах по первичным безгранатовым амфиболитам вдоль новообразованных плоскостей расланцевания были сформированы многочисленные линзы Grt-Cpx эклогитоподобных пород с крупными порфиробластами граната (рис. 2–г из [15]). Мощность линз составляет 10–20 мм, а протяженность 20–80 мм. Ориентировка новообразованной линзовидной полосчатости аналогична ориентировке сланцеватости пород на других участках затронутых преобразованиями в зонах пологого расланцевания.

Постнадвиговый метаморфизм привел к широкому развитию амфиболитов-II по всем типам ранее образованных базитов и метабазитов. Это один из наиболее широко проявленных палеопротерозойских метаморфических процессов в БПП. В отличие от синнадвиговых амфиболитов-I, постнадвиговые амфиболиты-II содержат существенно меньше граната; на некоторых участках доминируют безгранатовые разновидности. Характерным минералом амфиболитов-II является биотит. Морфология проявлений амфиболитов-II весьма разнообразна, а структурное положение указывает на их постнадвиговое фор-

мирование. Амфиболиты-II повсеместно развиты в контактовых зонах дезинтегрированных фрагментов метабазитов, заключенных в кварцполевошпатовом матриксе меланжа в центральной части зоны пологого расланцевания (рис. 01.02.09 из [15]). Кроме того, амфиболиты-II развиваются вдоль трещин отрыва, заполненных небольшими телами крупнозернистых двуполевошпатовых жил пегматоидного облика или кварцкарбонатно-силикатными жилами (рис. 01.02.11 из [10]). Практически все тела плодоносных и керамических пегматитов, широко известные в БПП, сопровождаются экзоконтактовым ореолом амфиболитов-II. В этом случае полосчатость амфиболитов ориентирована параллельно контактам пегматитовых жил.

Участки Хетоламбина и Чкаловский

На этих участках многочисленными горными выработками вскрыты разрезы мощной и протяженной толщи амфиболитов и гранатовых амфиболитов с отчетливо выраженной полосчатостью, относимых ранее к хетоламбинской толще.

Наиболее детально был изучен разрез толщи гранатовых амфиболитов на карьерах, вскрывающих жилы керамических пегматитов № 12 и 2 на южной окраине поселка Хетоламбина (см. рис. 1). Здесь амфиболитовая толща имеет хорошо выраженное ритмичное линзовидно-полосчатое строение за счет присутствия лейкократовых кварцбиотит-плагиоклазовых прослоев (рис. 1 из [14]). Полосчатость амфиболитов на Хетоламбинском

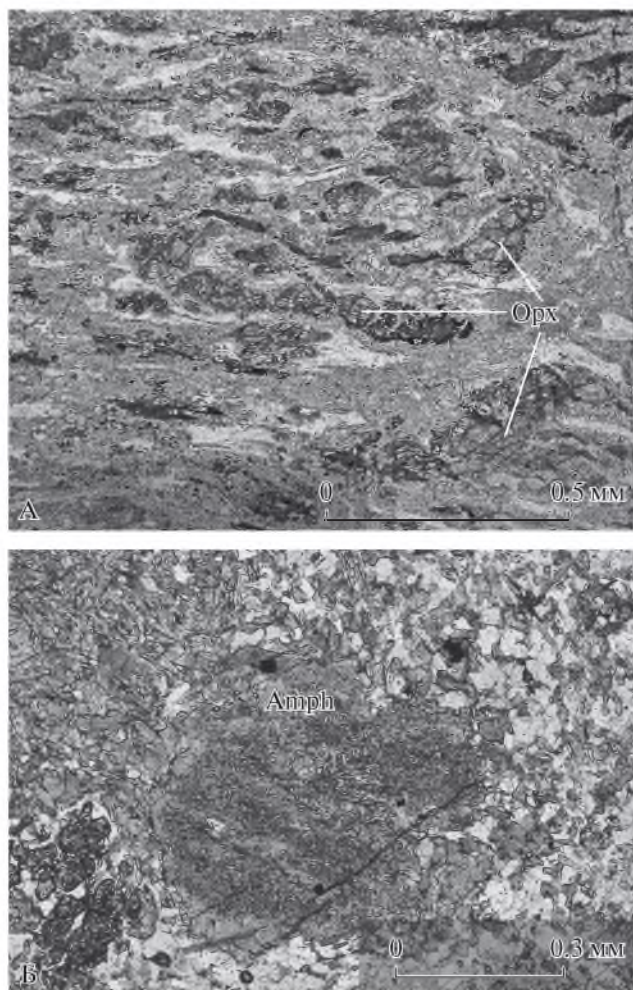


Рис. 5. Микротектурные особенности гранатовых амфиболитов-I, сформировавшихся по габбро-норитам в зоне пологого рассланцевания. А — бластопорфировые обломки реликтового магматического ортопироксена (Orx) в линзовидно-полосчатом кварц-гранат-плагиоклаз-амфиболовом агрегате. Б — порфиробластовые выделения амфибола (Amph) в гранобластовом биотит-кварц-плагиоклаз-гранат-амфиболовом агрегате гранатовых амфиболитов-I

участке имеет субширотное или запад-северо-западное простирание с северным и север-северо-восточным падением под углами 10° – 40° , что соответствует направлению залегания зон рассланцевания и меланжа на участке Красная губа.

Формирование такой полосчатости связано с региональной метасоматической мигматизацией амфиболитов с возникновением ряда: амфиболиты протолита—биотит-амфиболовые плагиомигматиты (меланократовые)—амфибол-биотитовые плагиомигматиты (мезократовые)—биотитовые плагиомигматиты и лейкократовые плагиограниты [36]. В этой линзовидно-полосчатой толще

меланократовые прослои местами фрагментированы и дезинтегрированы. В результате этого, некоторые меланократовые прослои преобразованы в серию будин чечевичной формы. Промежутки между будинами выполнены, как правило, мезо- и лейкократовыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми плагиомигматитами. Морфология и строение мигматизированных амфиболитов участка Хетоламбина аналогично мигматизации в зоне рассланцевания, развивающейся по габбро-норитам на г. Шавруха на участке Красная губа [13].

Детальное исследование амфиболитовой толщи показало, что ее плагиомигматизация инициирована пластическими деформациями и приурочена к мощной полого залегающей зоне развития сланцеватости [14]. Поступление флюидов в эту зону приводило к метасоматическому замещению цветных минералов парагенезисом кварц + + плагиоклаз, обусловившему снижение вязкости и увеличение пластичности амфиболитов и, соответственно, ускорению деформаций, снижению давления и увеличению потока высокотемпературных метасоматизирующих флюидов (автокаталитическое развитие общего процесса). То есть формирование мигматитовой полосчатости на участке Хетоламбина происходило синхронно с пластическими деформациями сдвига [14]. Учитывая сходство геологического строения мигматизированных участков в зонах пологого рассланцевания в районе Хетоламбина и Красная губа, можно сделать вывод, что формирование пологозалегающей мигматитовой полосчатости на участке Хетоламбино также происходило в условиях надвигообразования, вероятно, синхронно с надвигообразованием в районе Красной губы.

Подобное полосчатое строение и сходные элементы залегания полосчатости и сланцеватости имеет толща мигматизированных амфиболитов на участке Чкаловский. Однако, в этом районе отмечаются интенсивно амфиболитизированные будинированные пластовые интрузивные тела метабазитов, по петрографическому составу весьма близкие раннепротерозойским гранатовым метагаббро. Контакты пластовых тел нигде не пересекают полосчатость мигматизированной амфиболитовой толщи; полосчатость вмещающих пород всегда ориентирована параллельно контактам будин метабазитов (рис. 8). Подобный характер контактов имеют гранатовые метагаббро группы “А” на участке Красная губа, внедрение которых произошло до формирования полосчатости пологого залегания. Следовательно, такие взаимоотношения указывают на то, что общий структурный план участка Чкаловский, вероятно, сложился после внедрения пластовых интрузий,

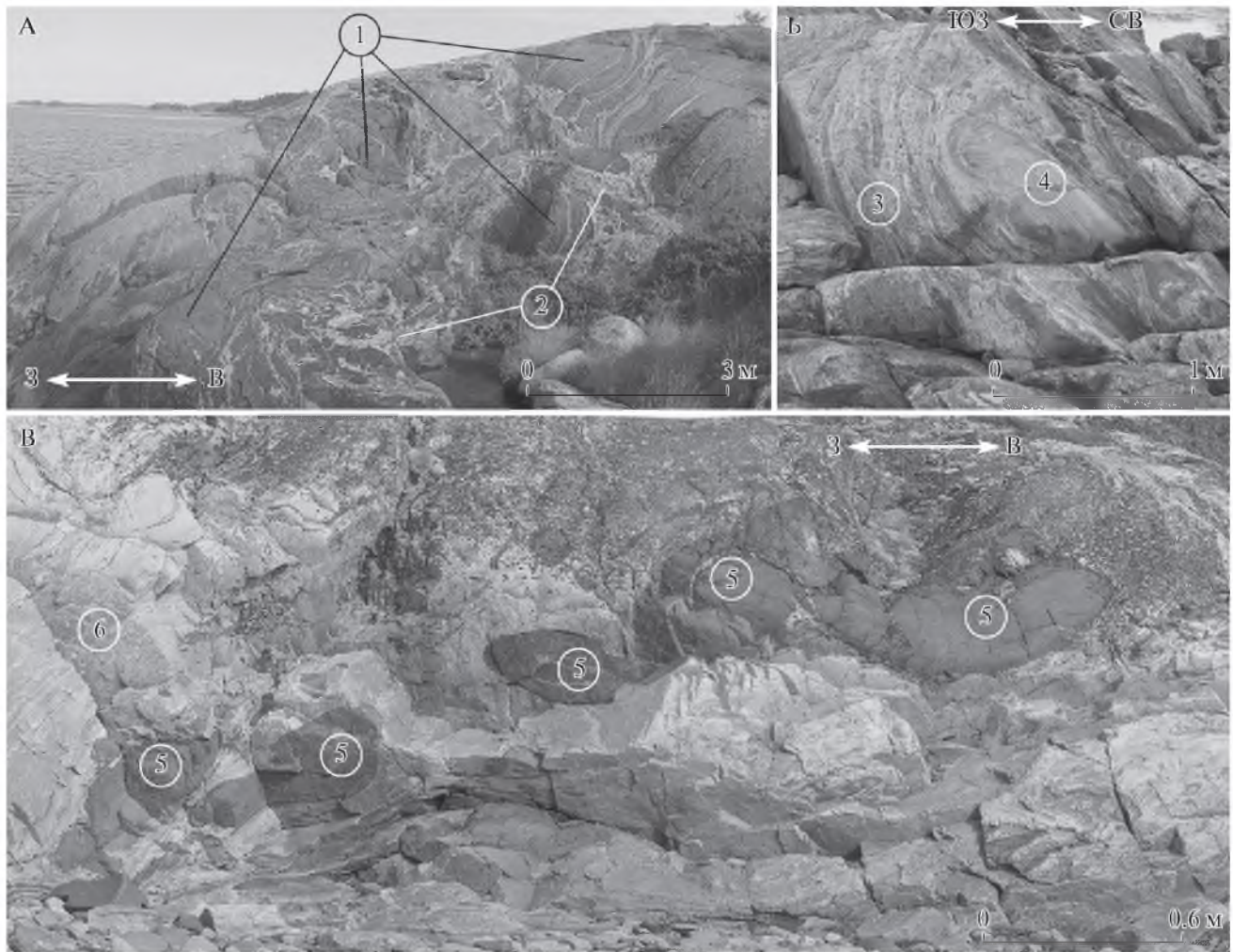


Рис. 6. Морфология геологических тел преднадвиговых эклогитизированных гранатовых метагаббро группы “А”, вовлеченных в зоны пологого расланцевания в районе залива Красная губа в Чупинском сегменте БПП

А – наклонное обнажение в западной части небольшого безымянного острова. Цифры в кружках: 1 – изометричное интрузивное тело гранатовых метагаббро, дезинтегрированное на отдельные фрагменты неправильной формы, 2 – ветвистые жильные плагиомигматиты, выполняющие пространство между фрагментами гранатовых метагаббро.

Б – прибрежный скальный выход на севере Кузокоцкого п-ова. Цифры в кружках: 3 – зона интенсивного расланцевания и плагиомигматизации в крупном массиве гранатового метагаббро, 4 – плоские реликтовые линзовидные фрагменты амфиболитизированных гранатовых метагаббро (амфиболиты-1), ориентированные согласно залеганию зоны расланцевания.

В – вертикальное обнажение в южной части небольшого безымянного острова. Цифры в кружках: 5 – фрагменты дайки гранатового метагаббро в зоне тектонического меланжа, 6 – матрикс меланжа, сложенный полосчатыми двуполовошпатовыми мигматитами

т.е. во время формирования зон пологого расланцевания.

После формирования полосчатости пологого залегания метаморфические процессы на участках Хетоламбина и Чкаловский были связаны с образованием хрупких крутопадающих трещин северо-западного простирания, в которых локализованы промышленные жилы керамических пегматитов. Жилы секут пологую полосчатость амфиболит-плагиомигматитовой толщи и содержат немногочисленные ксенолиты измененных полосчатых вмещающих пород. В экзоконтакто-

вой зоне пегматитов во вмещающих породах формируются новообразованный амфибол, биотит, скаполит. Полосчатость новообразованных амфиболитов ориентирована параллельно контактам пегматита и не соответствует направлению сланцеватости в зонах пологого расланцевания. Возраст пегматитов, согласно данным Л.Л. Гродницкого, составляет 1.85–1.75 млрд лет [8].

Участок в районе села Гридино

Район села Гридино уникален по неравномерности структурно-метаморфического преобра-

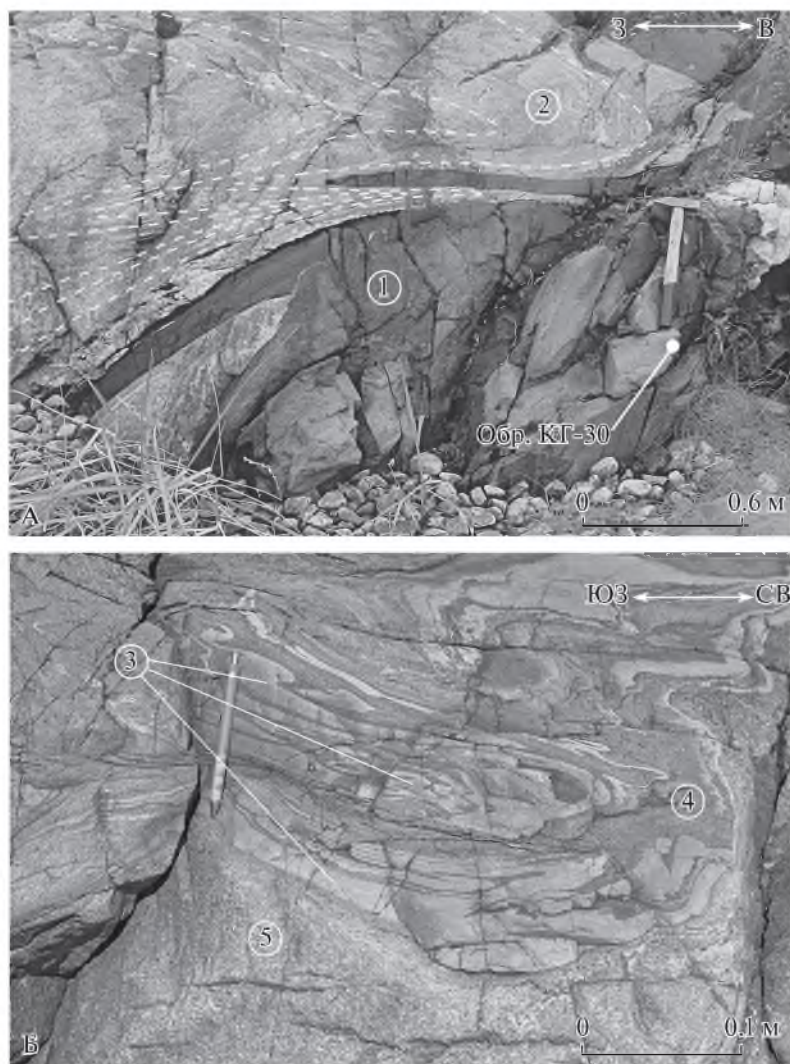


Рис. 7. Морфология тел синдеформационных эклогитизированных гранатовых метагаббро группы “Б” в районе залива Красная губа в Чупинском сегменте БПП

А — вертикальное прибрежное обнажение на о. Кедровый. Цифры в кружках: 1 — апофизы дайки метагаббро, имеющие конформные контакты с вмещающей толщей, 2 — мигматизированные гнейсы. Пунктиром обозначена полосчатость гнейсов.

Б — фрагмент вертикального обнажения в юго-восточном обрыве г. Шавруха. Цифры в кружках: 3 — мелкое пластовое тело гранатовых метагаббро, залегающее конформно гнейсовидности рассланцеванных гранатовых амфиболитов-I и образующее в них мелкоамплитудные складки, 4 — рассланцеванные гранатовые амфиболиты-I, сформировавшиеся по габбро-норитам, 5 — нерассланцеванные однородные габбро-нориты, слагающие крупный массив

зования архейских комплексов. Наиболее поздние структуры района — зоны пологого рассланцевания.

На острове Кочкома, расположенном в 9 км к юго-востоку от села Гридино, обнажен контакт древнего архейского структурного домена с зоной пологого рассланцевания (рис. 9). Выходы древнего домена занимают западную часть острова. Мигматитовая полосчатость в его пределах имеет крутое залегание и смята в мелкие складки различной ориентировки, создающие сложносклад-

чатую структуру домена. На небольшом участке в южной части острова сохранились реликты брекчиевидных структур, характеризующих особенности архейских деформаций земной коры района [33]. Гнейсы рассечены дайками гранатовых метагаббро и содержат тела амфиболитов.

Зона пологого рассланцевания занимает восточную часть острова. Тонкая полосчатость гнейсов в целом падает на северо-восток. Гнейсы не секутся дайками базитов. Редкие плоские тела амфиболитов залегают согласно с полосчатостью



Рис. 8. Разрез фрагмента зоны пологого расщепления, обнажающейся в северном борту карьера на месторождении в районе пос. Чкаловский в Чупинском сегменте БПП. Цифры в кружках: 1 — полосчатая толща, состоящая из прослоев амфиболитов и плагиомигматитов, развивающихся по амфиболитам; 2 — будинированное межпластовое тело метагаббро; 3 — жила керамического пегматита; 4 — ксенолит полосчатого мигматизированного амфиболита внутри пегматита

гнейсов (рис. 10А). В толще гнейсов присутствуют также изометричные тела метабазитов размером до 8 м в поперечнике. Полосчатость гнейсов, облекающая пологие поверхности изометричных тел метабазитов, образует купола и мульды. Выдержанное пологое залегание полосчатости гнейсов осложняется мелкими разноориентированными складками около крутопадающих поверхностей компетентных тел метабазитов и лежащими складками волочения (рис. 10Б). Среди тонкополосчатых гнейсов залегают также реликтовые фрагменты древних структурных доменов со складчатой структурой (рис. 10В).

В северной и южной части острова обнажена контактовая зона гнейсов древнего структурного домена и зоны пологого расщепления. Переработка ранних структур с образованием новообразованной тонкой полосчатости пологого залегания (“потеря структурной памяти”) по южному берегу острова происходит в зоне мощностью не более 5 м вкост новообразованной тонкой полосчатости. Соотношение древнего структурного домена с зоной пологого расщепления в северной части острова более сложное: в основании толщи тонкополосчатых гнейсов находится зона с реликтовыми фрагментами со сложноскладчатой структурой.

Структура архейского домена сохранилась в тени давления крупного тела габбро-норитов, обнажающегося на площади приливного затопления к югу от острова Кочкома (рис. 11). По-видимому, такова же причина сохранения небольших реликтовых тел, обнажающихся по северо-восточному берегу острова (врезка на рис. 11).

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЗОН ПОЛОГОГО РАССЛАНЦЕВАНИЯ

Оценка *P-T*-параметров метаморфизма проводилась методом TWQ [37–40, 43] с использованием баз взаимно согласованных термодинамических данных (база DEC06 — для гранат-клинопироксеновых и гранат-биотитовых ассоциаций, база B92 — для гранат-амфиболовых). Составы

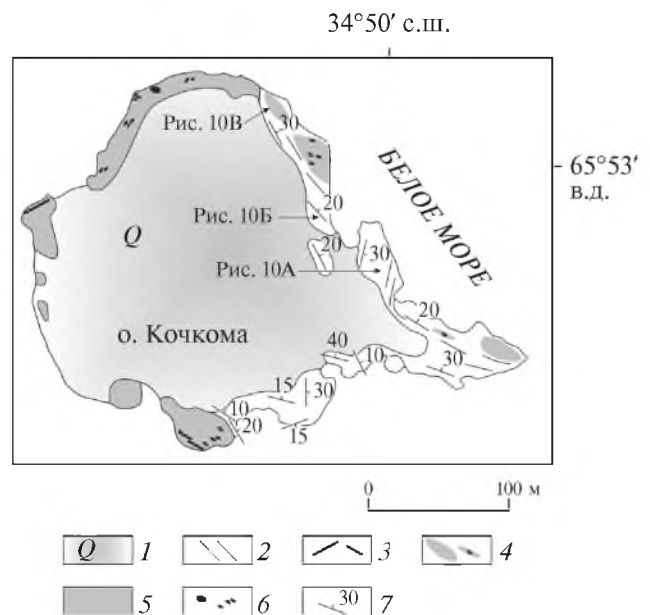


Рис. 9. Схема геологического строения о. Кочкома 1 — четвертичные отложения; 2 — тонкополосчатые гнейсы зоны пологого расщепления; 3 — дайки метабазитов; 4 — реликтовые фрагменты древних структурных доменов со складчатой структурой; 5 — гнейсы древнего структурного домена; 6 — бескорневые тела метабазитов; 7 — элементы залегание тонкой полосчатости и сланцеватости в зоне пологого расщепления

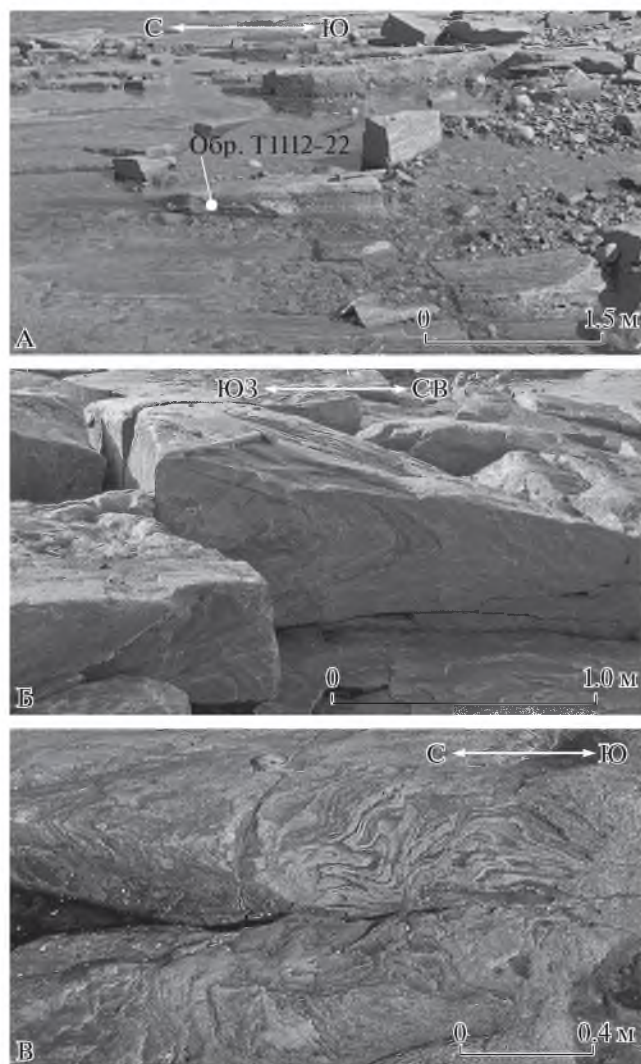


Рис. 10. Обнажения в пределах зоны пологого расщепления на о. Кочкома

А — моноκлиальное залегание тонкополосчатых гнейсов; Б — синдеформационные складки волочения в гнейсах; В — сложная складчатость в реликтовом фрагменте древнего структурного домена

сосуществующих минералов из пород, сформированных в зонах пологого расщепления и из окружающих их метаморфических толщ, приведены в ряде наших работ [12, 13, 15]. Там же показана взаимная равновесность минералов, являющаяся необходимым условием для термобарометрии и изотопного датирования.

Для оценок P - T -параметров метаморфизма в районе Красной губы было выбрано 6 образцов, характеризующих разные структурные зоны этого участка.

1. Образец КЛ-28 отобран из линзы эклогитов, сформированных по амфиболитам, залегающих в толще плагиомигматизированных гнейсов на о. Большой Кемлудский. Этот образец характеризует пик метаморфизма в домене, не вовлечен-

ном в зону пологого расщепления. Составы минералов приведены в [15]. Параметры пика метаморфизма, оцененные по внешним зонам кристаллов граната, омфацита и плагиоклаза соответствуют низкобарической области эклогитовой фации — $T = 600\text{--}690^\circ\text{C}$ и $P = 11.3\text{--}14.3$ кбар [15].

2. Образец КЛ-436 отобран из мигматизированного гранат-амфиболового гнейса, слагающего матрикс тектонического меланжа на о. Большой Кемлудский (см. рис. 3А) (табл. 1, анализы КЛ-436-04, КЛ-436-09, КЛ-436-23). P - T -параметры формирования зоны меланжа на Большом Кемлудском острове, рассчитанные по ассоциации Grt-Amp-Pl составляют $T = 680\text{--}760^\circ\text{C}$ и $P = 10.3\text{--}11.9$ кбар.

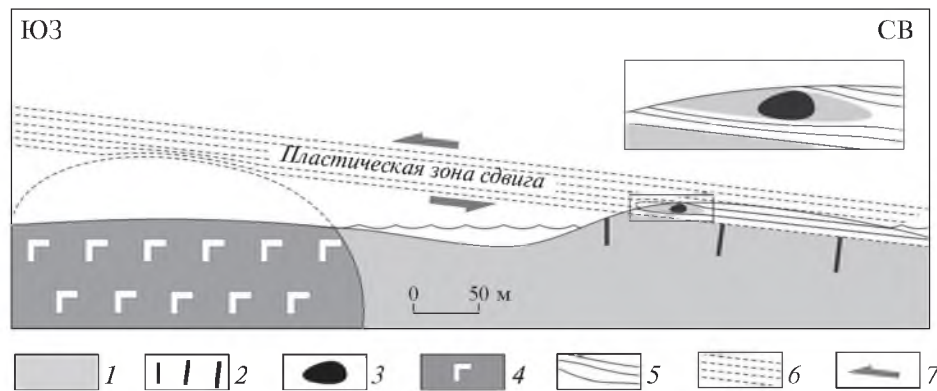


Рис. 11. Схематичный разрез о. Кочкома и прилегающей к нему с юга площади приливного затопления
 1 – древний домен, представляющий останец в тени давления тела габбро-норитов; 2 – дайки метабазитов; 3 – бескорневое тело метабазитов; 4 – массив габбро-норитов; 5 – плоскости гнейсовидности; 6 – положение пластической зоны сдвига; 7 – направление перемещения крыльев

3. Образец ШВР-5 отобран из гранатовых амфиболитов-I, представляющих собой в структурном отношении бластомилониты, сформированные в центральной части зоны пологого расланцевания, разрезающей крупный массив габбро-норитов на г. Шавруха (см. рис. 4; см. табл. 1, анализы ШВР-5-46, ШВР-5-56, ШВР-5-59). Параметры образования амфиболитов-I находятся в интервале $T = 680\text{--}750^\circ\text{C}$ и $P = 8.0\text{--}11.3$ кбар. Эти параметры хорошо согласуются с *P-T*-параметрами формирования меланжа на Большом Кемлудском острове.

4. Образец КГ-30 взят из не крупного пластового тела эклогитизированных гранатовых метагаббро группы “Б”, залегающего конформно с изгибами гнейсовидности вмещающих мигматизированных биотитовых гнейсов в зоне пологого расланцевания (см. рис. 7). Составы минералов приведены в [10, 11]. *P-T*-параметры формирования Pl-Grt-Omp-ассоциации в метагаббро группы “Б” составляют $T = 700 \pm 40^\circ\text{C}$ и $P = 10.0 \pm 0.5$ кбар [12], то есть весьма близки к параметрам формирования зон меланжа на Большом Кемлудском острове и зоны расланцевания на г. Шавруха.

Приведенные четыре образца показывают, что породы в центральной части зоны пологого расланцевания (обр. КЛ-43б, ШВР-5, КГ-30) формировались при более низком давлении и при более высокой температуре, чем вмещающие породы, не вовлеченные в метаморфические преобразования в зоне пологого расланцевания (обр. КЛ-28).

5. Образец КГ-58 взят из Grt-Pl-Cpx эклогитоподобных пород, сформировавшихся по гранатовым амфиболитам на периферии зоны пологого расланцевания на северном берегу залива Кив

губа. *P-T*-параметры формирования этих пород составляют $T = 610\text{--}630^\circ\text{C}$ и $P = 9.7\text{--}10.2$ кбар (см. табл. 1, анализы КГ-58-10, КГ-58-47, КГ-58-02), т.е. на периферии зоны пологого расланцевания давление и температура меньше, чем в центре зоны.

6. Образец ШВР-2 характеризует наиболее поздние метаморфические образования района – амфиболиты-II, развивающиеся как по нерасланцованным габбро-норитам и гранатовым габбро, так и по амфиболитам-I в зонах пологого расланцевания. Образец ШВР-2 взят из центральной части массива габбро-норитов на г. Шавруха, которая ранее была перекристаллизована в зоне пологого расланцевания. *P-T*-параметры формирования амфиболитов-II существенно ниже, чем параметры формирования амфиболитов-I, сформировавшихся в зонах пологого расланцевания. Они изменяются в широком интервале $T = 590\text{--}740^\circ\text{C}$ и $P = 8.5\text{--}10.5$ кбар (см. табл. 1, анализы ШВР-2-82, ШВР-2-34, ШВР-2-86).

На участке Хетоламина *P-T*-параметры формирования относительно меланократовых биотит-амфиболовых плагиомигматитов (обр. 12–14) (рис. 1 из [14]) с гранатом находятся в интервале $P = 8.8\text{--}10.8$ кбар, $T = 740\text{--}760^\circ\text{C}$ (см. табл. 1, анализы 12-14-03, 12-14-17, 12-14-72), что соответствует параметрам образования расланцованных амфиболитов-I, сформировавшихся по габбро-норитам (обр. ШВР-5). Но температура формирования лейкократовых амфибол-биотитовых плагиомигматитов с гранатом (обр. 12-18) (см. табл. 1, анализы 12-18-03, 12-18-18, 12-18-21) существенно выше, чем меланократовых – $T = 810\text{--}830^\circ\text{C}$, а давление практически такое же –

Таблица 1. Химический состав (мас. %) минералов из метаморфических пород зон пологого расланцевания Беломорского подвижного пояса.

Компо- ненты	обр. КЛ-436			обр. ШВР-5			обр. КГ-58			обр. ШВР-2			обр. 12-14			обр. 12-18			обр. Т-1112-22
	Grt	Amp	Pl	Grt	Amp	Pl	Grt	Cpx	Pl	Grt	Amp	Pl	Grt	Amp	Pl	Grt	Amp	Pl	Amp
	<i>кл-436-04</i>	<i>кл-436-09</i>	<i>кл-436-23</i>	<i>швр-5-46</i>	<i>швр-5-56</i>	<i>швр-5-59</i>	<i>кг-58-10</i>	<i>кг-58-47</i>	<i>кг-58-02</i>	<i>швр-2-34</i>	<i>швр-02-82</i>	<i>швр-2-86</i>	<i>12-14-03</i>	<i>12-14-17</i>	<i>12-14-73</i>	<i>12-18-03</i>	<i>12-18-18</i>	<i>12-18-21</i>	<i>1</i>
SiO ₂	37.78	39.91	62.69	39.28	44.22	60.68	38.09	51.82	56.25	38.63	42.96	57.52	37.43	41.44	54.29	37.17	42.02	59.56	41.26
TiO ₂	0.06	1.58	н.о.	0.04	0.26	н.о.	0.00	0.14	н.о.	0.06	1.07	н.о.	0.03	0.73	н.о.	0.01	0.83	н.о.	1.23
Al ₂ O ₃	21.11	13.50	22.99	21.94	13.54	25.00	20.98	2.02	27.38	21.78	14.39	26.64	21.33	15.50	28.79	21.05	14.68	25.50	12.38
FeO	26.13	19.64	0.06	21.81	9.05	0.07	24.79	10.61	0.14	21.25	10.43	0.05	26.59	15.94	0.08	27.90	17.20	0.03	19.37
MnO	2.07	0.13	н.о.	1.07	0.10	н.о.	0.57	0.15	н.о.	2.02	0.19	н.о.	1.61	0.12	н.о.	2.08	0.19	н.о.	0.31
MgO	2.52	7.85	н.о.	9.75	14.33	н.о.	2.67	11.57	н.о.	6.89	12.77	н.о.	5.01	9.27	н.о.	5.10	8.78	н.о.	7.83
CaO	10.33	11.30	4.33	5.52	11.21	6.65	12.50	23.56	9.24	9.06	11.55	8.44	7.75	11.30	11.06	6.09	10.92	6.81	11.71
Na ₂ O	0.05	1.72	9.08	0.00	1.49	8.19	0.00	0.54	6.26	0.00	1.48	6.75	0.04	1.56	5.42	0.02	1.57	8.08	1.29
K ₂ O	н.о.	1.78	0.21	н.о.	0.75	0.04	н.о.	0.00	0.06	н.о.	0.96	0.11	н.о.	0.71	0.03	н.о.	0.71	0.07	1.54
Сумма	100.05	97.41	99.36	99.41	94.95	100.63	99.60	100.41	99.33	99.69	95.80	99.51	99.79	96.57	99.67	99.42	96.90	100.05	96.92

Таблица 2. Результаты Sm-Nd датирования синдеформационных пород из зоны пологого рассланцевания в районе Красной губы в Чупинском сегменте БПП.

Образец	Минерал, фракция	Sm (г/т)	Nd (г/т)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	Возраст, (млн лет)
ШВР-5 (рассланцеванные гранатовые амфиболиты-I, сформировавшиеся по габбро-норитам)	WR	1.24	6.62	0.1131	0.511167	4	1857 $\pm$ 13 (Pl; Grt; WR)
	Pl	0.14	1.16	0.0705	0.510637	7	
	Grt	0.50	0.46	0.6576	0.517814	25	
КГ-30 (синдеформационные дайки гранатовых метагаббро)	WR	2.82	9.92	0.1715	0.512300	4	1855 $\pm$ 19 (Cpx; Grt; WR)
	Cpx	2.47	7.15	0.2091	0.512739	4	
	Pl	0.14	0.59	0.1390	0.511982	31	
	Grt	0.91	1.02	0.5407	0.516800	4	
ШВР-2 (амфиболиты-II)	WR	2.04	10.11	0.1219	0.511396	4	1792 $\pm$ 23 (Grt; Pl)
	Amph	1.04	2.76	0.2285	0.51272	4	
	Pl	0.08	0.46	0.1027	0.5112	9	
	Grt	0.33	0.54	0.3752	0.514412	6	

$P = 10.4\text{--}10.7$ кбар. Таким образом, интенсивность преобразования амфиболитов при мигматизации в зонах пологого рассланцевания находится в прямой зависимости от температуры циркулирующих метаморфических флюидов.

ОЦЕНКА ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД

Возраст зон пологого рассланцевания определялся по метаморфическим минералам, сформировавшимся непосредственно в этих зонах. Sm-Nd определение возраста проводилось в лабораториях изотопной геохронологии и геохимии изотопов ИГГД РАН по методике, описанной в [16]. Исследования изотопов Ag проводились по методике ступенчатого прогрева, описанной в [31]. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск).

Для геохронологических исследований Красногубского участка было выбрано три образца. Образцы ШВР-5, КГ-30 сложены минеральными парагенезисами, сформированными непосредственно в зонах пологого рассланцевания. Образец ШВР-2 отвечает амфиболитам-II, сформированным после становления зон пологого рассланцевания. Характеристики образцов даны в разделе “Термобарометрия”.

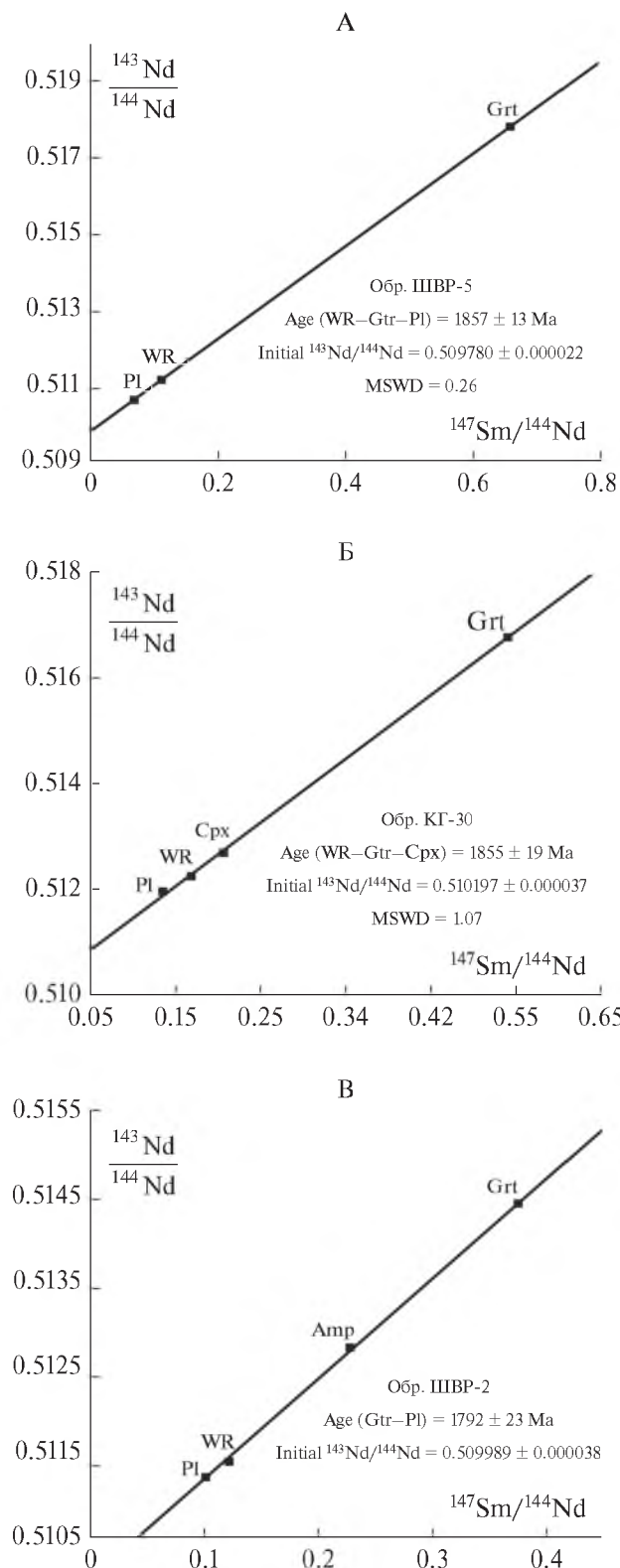
Для образца ШВР-5, характеризующего амфиболиты-I, сформированные при метаморфизме габбро-норитов в зоне пологого рассланцевания, по Sm-Nd изохроне (вал-гранат-плаггиоклаз) получен возраст 1857 $\pm$ 13 млн лет (табл. 2; рис. 12А).

Для образца КГ-30, характеризующего пластовые тела эклогитизированных гранатовых метагаббро группы “Б”, залегающих конформно с полосчатостью гнейсов в зонах пологого рассланцевания, по Sm-Nd изохроне (вал-гранат-клинопироксен) получен возраст 1855 $\pm$ 19 млн лет (см. табл. 2; рис. 12Б). Как и следовало ожидать, возрасты амфиболитов-I и гранатовых метагаббро группы “Б” идентичны.

Для образца ШВР-2, характеризующего амфиболиты-II — наиболее поздние метаморфические образования в данном районе — Sm-Nd методом по линии гранат-плаггиоклаз получен возраст 1792 $\pm$ 23 млн лет (см. табл. 2; рис. 12В). Такая “молодая” датировка подтверждает формирование этих пород после образования зон пологого рассланцевания.

В Гридинском участке для оценки изотопного возраста был выбран образец биотит-амфиболового сланца T1112-22, отобранный в одном из плоских тел метабазитов мощностью 0.1 м, залегающих в зоне пологого рассланцевания согласно с тонкой полосчатостью гнейсов (см. рис. 10А). Линейность и сланцеватость в исследуемом образце имеет ту же ориентировку, что и во вмещающих гнейсах. Из биотит-амфиболового сланца T1112-22 отобран амфибол для датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (см. табл. 1, анализ 1). Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований приведены в табл. 3.

В спектре амфибола T1112-22 (рис. 13) выделяется выдержанное плато, характеризующееся 95% выделенного ^{39}Ar , высокими Ca/K отношениями (11–12.5) и значением возраста 1879 $\pm$ 21 млн лет.



В пределах ошибки измерения возраста пород, сформированных в зонах пологого расщепления в Гридинском и Красногубском участке перекрываются. Температура закрытия K/Ar изо-

Рис. 12. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ датировки синдеформационных и постдеформационных метаморфических образований из зон пологого расщепления в Чупинском сегменте БПП. А – гранатовые амфиболиты-I, развивающиеся по крупной интрузии габбро-норитов на г. Шавруха (обр. ШВР-5); Б – дайка эклогитизированных гранатовых метагаббро в центральной части залива Красная губа (обр. КГ-30); В – постдеформационные амфиболиты-II, развивающиеся по синдеформа

топной системы амфибола порядка 550°C [41]. Учитывая, что формирование зон пологого расщепления происходило в условиях не выше амфиболитовой фации метаморфизма, закрытие $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной системы амфибола должно соответствовать завершающему этапу формирования этих зон.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Зоны пологого расщепления и метасоматической переработки, образованные по разному протолиту на разных участках БПП объединяет сходство и выдержанность залегания новообразованной тонкой полосчатости и линзовидно-полосчатых текстур, отсутствие наложенных, складчатых деформаций и пластических зон сдвига. Кроме того, они не секутся дайками базитов; изометричные амфиболитовые тела базитов, участвующие в их строении, представляют собой фрагменты более крупных интрузивов, в том числе и даек. Приведенные в статье структурные данные свидетельствуют о том, что зоны пологого расщепления на рассмотренных участках представляют собой пластические зоны сдвига, по которым в южном и юго-западном направлении происходило надвигание тектонических пластин, сохранивших донадвиговую структуру [17]. В пределах самих пластических зон сдвига все донадвиговые структуры были стерты, в результате деформаций и метасоматической переработки породы приобрели тонкую полосчатость и параллельную ей гнейсовидность либо сланцеватость пологого залегания с преобладающим северо-восточным и северным падением. Такой морфологический тип полосчатости и ее ориентировка не свойственны более древним метаморфическим комплексам. Это принципиально отличает синнадвиговые расщепленные и разгнейсованные породы от донадвиговых пород – амфиболитов и гнейсов, гнейсовидность и полосчатость которых имеет не столь выдержанное залегание и, как правило, крутое (50°–90°) падение.

В строении зон пологого расщепления принимают участие маломощные пластовые тела метабазитов (гранатовых метагаббро группы “Б”),

Таблица 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфибола из амфиболитов из зоны пологого рассланцевания на острове Кочкома в районе села Гридино в Энгозёрском сегменте БПП.

$T^{\circ}\text{C}$	t (мин)	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar} (\%)$	Возраст (млн лет) $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Амфибол 1112-22, навеска 153.68 мг, $J = 0.007052 \pm 0.000130^*$														
500	10	$8.0 * e^{-9}$	16.35	0.063	0.01605	0.00039	0.0551	0.0767	0.0022	0.0018	0.2	1.7	189.4	7
625	10	$13.7 * e^{-9}$	79.489	0.219	0.02696	0.00256	1.6946	0.1528	0.03003	0.0028	6.1	2.3	729.1	13.1
750	10	$83.1 * e^{-9}$	269.904	1.667	0.03034	0.00512	0.9784	0.2503	0.06711	0.0062	3.52	3.3	1833.9	23.9
850	10	$68.9 * e^{-9}$	268.96	1.2	0.02234	0.00564	0.6503	0.1575	0.05507	0.0044	2.34	4.2	1845.9	22.7
930	10	$102.9 * e^{-9}$	342.604	1.849	0.01911	0.00486	2.0875	0.1166	0.01892	0.0054	7.52	5.3	2195.4	25.1
1000	10	$1415.0 * e^{-9}$	263.688	0.22	0.034	0.00015	3.4529	0.0382	0.01019	0.0007	12.43	23.7	1882	21.6
1030	10	$1791.0 * e^{-9}$	264.196	0.187	0.03107	0.00018	3.37	0.0207	0.00563	0.0005	12.13	47	1890.3	21.6
1050	10	$841.7 * e^{-9}$	264.366	0.176	0.03022	0.0003	3.4086	0.0066	0.00586	0.0006	12.27	58	1890.8	21.6
1070	10	$1487.8 * e^{-9}$	260.201	0.231	0.02864	0.00047	3.245	0.0189	0.00605	0.0008	11.68	77.7	1871.9	21.5
1090	10	$937.4 * e^{-9}$	259.615	0.161	0.0286	0.00031	3.1771	0.0129	0.00399	0.0004	11.44	90.1	1872	21.5
1110	10	$541.5 * e^{-9}$	260.597	0.191	0.02692	0.00047	3.1093	0.0293	0.00413	0.0006	11.19	97.2	1876.2	21.5
1130	10	$208.4 * e^{-9}$	259.219	0.411	0.02679	0.00085	3.1	0.0398	0.0032	0.0015	11.16	100	1871.2	21.6

Примечание. * J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

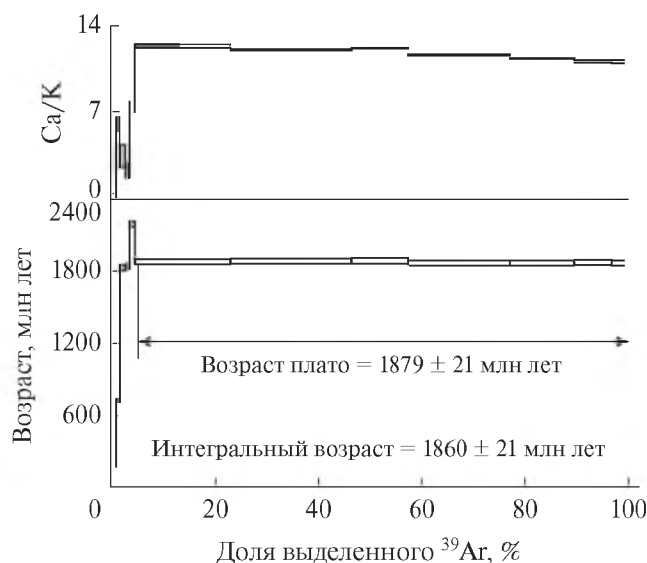


Рис. 13. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфибола из биотит-амфиболового сланца T1112-22. Приведены Ca/K и возрастная спектры

конформные полосчатости гнейсов или рассланцеванных и амфиболизированных габбро-норитов. При этом, сами пластовые тела этих метагаббро нигде не рассланцеваны. На основании структурных наблюдений было показано, что пластовые тела гранатовых метагаббро группы “Б” внедрялись синхронно с деформациями и метаморфизмом пород в этих зонах [10, 11, 16].

Многочисленные лейкосомы двуполевошпатовых мигматитов, мелкие тела керамических пегматитов, метаморфические карбонатно-силикатные жилы и сопровождающие их экзоконтактные амфиболиты-II (как правило, безгранатые) пересекают зоны пологого рассланцевания. Их формированием, вероятно, закончилась структурно-метаморфическая эволюция БПП в палеопротерозое.

Возраст метаморфизма, сопровождавшего формирование зон пологого рассланцевания определялся на удаленных друг от друга объектах в Энгозерском и Чупинском сегментах БПП. Для пород, которые имеют все геологические признаки, указывающие на их формирование непосредственно в зонах пологого рассланцевания, разными изотопными методами, характеризующимися различными температурами закрытия (порядка 550°C для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по амфиболу и порядка 680°C для Sm-Nd по гранату [42]), получены практически одинаковые датировки, что увеличивает вероятность их достоверности. Формирование зон пологого рассланцевания является важным мета-

морфическим событием, которое, как отмечалось выше, по структурно-геологическим признакам имеет позднепалеопротерозойский возраст. Изотопное датирование показало, что это событие происходило в интервале 1855–1879 млн лет; (1879 ± 21 млн лет $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по амфиболитам), 1857 ± 13 млн лет (Sm-Nd по гранатовым амфиболитам) и 1855 ± 19 млн лет (Sm-Nd по синдеформационным эклогитизированным пластовым интрузивным телам).

Полученные изотопные (Sm-Nd и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) датировки важного палеопротерозойского метаморфического события в БПП хорошо согласуются с датировками метаморфизма БПП, полученными по цирконам: результаты работ Е.В. Бибиковой с соавторами, показали, что палеопротерозойский метаморфизм в БПП протекал в интервале 1840–1875 млн лет [5]. Наши данные, с учетом ошибок измерений, укладываются в этот интервал. Полученные изотопные датировки подтверждают вывод Е.В. Бибиковой с соавторами о том, что в БПП, расположенном на периферии Лапландско-Кольского орогена, палеопротерозойские метаморфические процессы моложе, чем в ядре орогена — в Лапландском гранулитовом поясе, в котором пик метаморфизма приходился на 1920 млн лет [6].

Синнадвиговые зоны пологого рассланцевания моложе, чем крутопадающие пластические зоны сдвига района с. Гридино, с которыми связана более ранняя, около 1.9 млрд лет эклогитизация базитов [3, 32].

Эклогитизированные амфиболиты и крупные интрузивы эклогитизированных гранатовых метагаббро группы “А” Красной губы также имеют более древний возраст метаморфизма — 1901 млн лет и более [16] и наши неопубликованные Sm-Nd данные. Таким образом, изотопные данные свидетельствуют о двух, разделенных промежутком в 50 и, вероятно, более млн лет, стадиях палеопротерозойских синметаморфических деформаций. На ранней стадии формировались крутопадающие пластические зоны сдвига, на поздней — пластические зоны надвигов пологого залегания. При этом, учитывая сохранность K/Ar изотопной системы амфиболов раннего этапа, можно предположить, что термальное воздействие позднего этапа проявилось не повсеместно, а было сосредоточено в узких локальных зонах сосредоточенного потока метаморфического флюида.

Параметры метаморфизма, сопровождавшего деформации, обусловившие образование зон пологого рассланцевания, в большинстве случаев,

достигали границы амфиболитовой и гранулитовой фации — $T = 680\text{--}760^\circ\text{C}$, $P = 8.0\text{--}11.9$ кбар.

Породы, сформированные или подверженные перекристаллизации в зонах пологого рассланцевания, отличаются по *P-T*-параметрам от нерассланцеванных вмещающих пород протолита. Как правило, в зонах пологого рассланцевания давление на 3–4 кбара меньше, а температура на 60–100°C выше, чем во вмещающих толщах. Мы предполагаем, что декомпрессия на 3–4 кбара при формировании зон рассланцевания связана со снятием стрессового давления, которое является составной частью общего давления. Декомпрессия, вероятно, связана с переходом от раннепалеопротерозойского относительно высокobarного метаморфизма к позднепалеопротерозойскому синнадвиговому менее высокobarному и более высокотемпературному метаморфизму. Сравнение *P-T*-параметров метаморфизма в рассланцеванных и нерассланцеванных породах помогает приблизительно оценить величину стрессовой составляющей общего давления. В исследуемом районе БПП доля стрессовой составляющей составляет около 30% от общего давления.

Причина различий *P-T*-параметров метаморфизма, полученных для разных участков представляется проблематичной. Вероятно, что различные параметры метаморфизма могут характеризовать различные глубинные срезы пластических зон сдвига, выступавших в роли сместителей надвигов и представленных в структуре БПП зонами пологого рассланцевания. Возможно также, что полученные различные значения температур в изученных участках отражают неоднородность по температуре внутри пластических зон сдвига. В краевой части, где наблюдается только рассланцевание и разлинзование пород, температура относительно невысока и составляет 610–630°C (обр. КГ-58). В центральной части, где происходит фрагментирование и будинирование тел компетентных метабазитов и незначительная мигматизация гнейсов матрикса температура поднимается до 680–760°C (обр. КЛ-436 и ШВР-5), а в редких участках интенсивной мигматизации температура может достигать 810–830°C (обр. 12-18). Такая температурная неоднородность может быть обусловлена фокусированием высокотемпературного метаморфического флюида в центральных частях зон рассланцевания.

Зоны позднепалеопротерозойского пологого рассланцевания разделяли менее деформированные надвиговые пластины. По-видимому, формирование этих зон в разных сегментах БПП происходило на разной глубине и при разной интенсивности потока метаморфического флюида.

Надвиговые пластины, разделенные зонами пологого рассланцевания, также могли быть подняты с разной глубины. Следовательно, на современном эрозионном срезе мы можем наблюдать совмещение архейских и раннепалеопротерозойских метаморфических комплексов разного уровня глубинности. Поэтому *P-T*-параметры формирования однотипных пород, как в зонах пологого рассланцевания, так и в разделяемых ими надвиговых пластинах, в разных сегментах БПП могут быть неодинаковы. Авторы не исключают возможной альтернативной интерпретации представленных данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Широко распространенные в Беломорском подвижном поясе зоны пологого рассланцевания связаны с формированием надвигов субширотного и северо-западного простирания с перемещением материала на юг и юго-запад. На разных участках БПП зоны рассланцевания могут иметь разное геологическое и петрографическое проявление: 1) формирование в гнейсах тонкой полосчатости с выдержанным пологим падением к северу и северо-востоку, 2) рассланцевание амфиболитов, интрузивных тел метагаббро и эклогитов с образованием тонкой милонитовой полосчатости, 3) будинирование и разлинзование компетентных тел метабазитов, залегающих в гнейсовом матриксе, 4) амфиболизация интрузивных тел габбро-норитов и гранатовых метагаббро группы “А”, 5) формирование по амфиболитам мигматитовой полосчатости и линзовидно-полосчатых эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород и др.

Формирование зон пологого рассланцевания происходило в интервале 1855–1879 млн лет: 1879 ± 21 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по амфиболитам), 1857 ± 13 млн лет (Sm-Nd по гранатовым амфиболитам) и 1855 ± 19 млн лет (Sm-Nd по синнадвиговым эклогитизированным дайкам). Это событие является важным возрастным и структурным репером в палеопротерозойской метаморфической истории БПП. По отношению к нему события структурно-метаморфической эволюции БПП можно разделить на пред-, син- и постнадвиговые.

Зоны рассланцевания неоднородны по *P-T*-параметрам протекавшего в них метаморфизма. Пик метаморфизма достигался в центральных частях зон рассланцевания. В большинстве наблюдаемых случаев он соответствовал границе амфиболитовой и гранулитовой фаций повышенного давления — $T = 680\text{--}760^\circ\text{C}$, $P = 8.0\text{--}11.9$ кбар. Эти параметры значительно отличаются от параметров

формирования вмещающих пород, не испытавших интенсивных деформаций позднепалеопротерозойского периода. В зонах пологого расслаивания давление на 3–4 кбара ниже, а температура на 60–100°C выше, чем во вмещающих толщах. Мы предполагаем, что декомпрессия могла быть связана со снятием стрессового давления при переходе от ранней высокобарической стадии палеопротерозойского метаморфизма к поздней синнадвиговой высокотемпературной стадии, разогрев пород был инициирован фокусированием высокотемпературного метаморфического флюида в центральной части области декомпрессии.

Благодарности. Авторы благодарят С.Е. Борисовского, В.О. Япаскурта, Е.В. Гусеву, Л.И. Марущенко за выполнение микрозондовых анализов и дирекцию Кандалакшского заповедника за содействие в полевых работах на островах Кемь-Луды.

Работа выполнена в рамках базовых научных тем ИГЕМ РАН (тема 67-2) и ИГМ СО РАН (Проект № 01201372938) и поддержана РФФИ (гранты № 13-05-00339, 14-05-91750, 14-05-00933, 15-05-01053).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азимов П.Я., Бушмин С.А. *P-T*-история высокотемпературного/высокобарного (НТ/НР) гранулитового метаморфизма, сопряженного с надвигобразованием в зоне сочленения Порьегубского и Умбинского блоков Лапландского гранулитового пояса (северо-восток Балтийского щита) // ДАН. 2009. Т. 425. № 3. С. 367–371.
2. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб. ИГГД РАН. 2002. 32 с.
3. Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) и *P-T*-параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.
4. Березин А.В., Скулов С.Г., Марин Ю.Б., Мельник А.Е., Богомолов Е.С. Новое проявление эклогитов в беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // ДАН. 2013. Т. 448. № 1. С. 64–75.
5. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконной геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227–244.
6. Бибикова Е.В., Клайссон С., Глебовицкий В.А., Седова И.С., Ручьев А.М. Изотопное датирование свекофеннского этапа преобразования Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1116–1119.
7. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
8. Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 295 с.
9. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Конилов А.Н. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // ДАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 370–375.
10. Козловский В.М. Структурно-вещественные геологические комплексы, слагающие острова Кемь-Лудского архипелага и прибрежную материковую зону // Летопись природы Кандалакшского заповедника за 2010 г. Кн. 56. Т. 1. Кандалакша: Изд. Кандалакшск. заповедника. 2011. С. 21–39.
11. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2008. № 4. С. 70–84.
12. 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.
13. Козловский В.М., Вирюс А.А. Автохтонные гранитоидные выплавки во флюидонасыщенных зонах деформаций Беломорского подвижного пояса // ДАН. 2011. Т. 437. № 6. С. 798–802.
14. Козловский В.М., Русинов В.Л. Преобразование амфиболитов и фрактальная размерность мигматитов Беломорского комплекса как свидетельство синхронности и периодичности сдвиговых деформаций и мигматизации // ДАН. 2008. Т. 419. № 6. С. 807–812.
15. 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. 2015. Т. 56. № 5. С. 906–931.
16. 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 // ДАН. 2015. Т. 463. № 4. С. 455–462.
17. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. Москва: ГЕОС, 2006. 332 с.
18. Кориковский С.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Аранович Л.Я., Корпечков Д.И., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В. 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.
19. Ларикова Т.Л. Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов Северного Беломорья, Карелия // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 430–448.
20. 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.
21. Ранний докембрий Балтийского щита // Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
22. Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С., Ишмурзин Ф.И. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 319–325.
23. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск. Изд-во КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
24. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Раннепротерозойский (2.1 млрд лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. 2003. Т. 390. № 4. С. 528–532.
25. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
26. 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: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 285–288.
27. Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Под ред. Павленковой Н.И. М.: Геокарт, ГЕОС, 2006. 735 с.
28. Терехов Е.Н. Геологическое строение Лапландско-Беломорского пояса и роль процессов растяжения в его эволюции. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН. 2003. 49 с.
29. 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.
30. Тимофеев В.М. Геологическая карта Карелии. Л.-М.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 17 с.
31. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудной гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
32. Травин В.В. Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. № 5. С. 78–93.
33. Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2005. С. 40–49.
34. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
35. 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.
36. Щербакова Т.Ф. Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука, 1988. 150 с.
37. Aranovich L. Ya., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 126. P. 25–37.
38. 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. Vol. 126. P. 1–24.
39. 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. Vol. 119. P. 30–42.
40. Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 833–855.
41. Harrison T. M. Diffusion of ⁴⁰Ar in hornblende // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. Vol. 78. P. 324–331.
42. Hodges K. V. Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems // Treasure on Geochemistry. Oxford, UK: Elsevier, 2004. P. 263–292.
43. Mader Urs K., Berman R. G. Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach // Geol. Surv. Canada. Current Research. 1992. Part E. 92-1E. P. 393–400.S
44. Ramsay J. G., Huber M. I. The techniques of modern structural geology, Vol. 2: Folds and fractures. London: Academic Press, 1987. P. 309–700.

Gently Sloping Shear Zones in the Belomorian Mobile Belt: Geology, Structure, and P – T Parameters

V. M. Kozlovskii^{a*}, V. V. Travin^{b,c}, D. I. Korpechikov^a, M. N. Zaitseva^a, E. B. Kurdyukov^a,
A. V. Travin^{d,e}, L. B. Terent'eva^g, and V. M. Savatenkov^g

^a*Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 109017 Russia*

^{*}*e-mail: bazil@igem.ru*

^b*Institute of Geology, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, Pushkinskaya ul. 3, Petrozavodsk, 185035, Russia*

^c*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, pr. Akademika Koptuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

^d*Petrozavodsk State University, ul. Lenina 33, Petrozavodsk, 185000 Russia*

^e*National Research Tomsk State University, pr. Lenina 36, Tomsk, 634050 Russia*

^g*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

Received December 28, 2015

Abstract—Much of the Belomorian Mobile Belt (BMB) in northern Karelia consists of gently sloping shear zones, whose gneisses and migmatized amphibolites and blastomylonites are typically thinly banded, with their banding consistently dipping north- and northeastward. These gently sloping shear zones were not affected by folding after they were produced and are not cut by Paleoproterozoic metabasite dikes. Intrusive metabasites in the gently sloping shear zones make up relatively small (usually <5 m) equant or elongate bodies and occur as fragments of larger bodies. These fragments are often concentrated in stripes. Metabasites in the gently sloping shear zone are sometimes also found as lenses and tabular bodies of relatively small thickness, which are conformable with the foliation of the host rocks. The gently sloping shear zones cut across older domains of more complicated structure, which suggests that these zones are gently sloping ductile shear zones. Along these zones, the nappes were thrust south- and southwestward, and this process was the last in the origin of major structural features of BMB when the Paleoproterozoic Lapland–Kola orogen was formed. Practically identical age values were obtained for the gently sloping shear zone in the two widely separated Engonozero and Chupa segments of BMB: 1879 ± 21 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole age of amphibolite whose protolith was mafic rock) and 1857 ± 13 Ma (Sm–Nd mineral isochron age of garnet amphibolites after gabbro-norite). The P – T metamorphic parameters in these gently sloping shear zones are remarkably different from the metamorphic parameters outside these zones: the pressure is 3–4 kbar lower and the temperature is 60–100°C lower. Thrusting-related decompression triggered the transition from the older high-pressure episode of Paleoproterozoic metamorphism to a younger syn-thrusting higher temperature metamorphic episode. The peak metamorphic parameters corresponding to the boundary between the amphibolite and granulite facies were reached only in the central portions of the shear zones: $T = 680$ – 760°C , $P = 8.0$ – 11.9 kbar. In areas of the most intense migmatization, temperature estimates in the central portions of the shear are as high as 810–830°C. The marginal portions of the shear zones were formed at lower temperatures of 610–630°C. The temperature heterogeneous and rock heating in the gently sloping shear zones may have resulted from flows of high-temperature metamorphic fluid that were focused to the central portions of the zones.

Keywords: Belomorian Mobile Belt, gently sloping shear zones, thrust zones, isotopic dating of metamorphic processes