

УДК 551.71:552.48:550.93:550.42(470.22)

РЕЛИКТ МЕЗОАРХЕЙСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В СТРУКТУРЕ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

© А.И. Слабунов^{1,*}, А.А. Щипанский², В.С. Степанов¹, И.И. Бабарина³

¹Институт геологии КарНЦ, 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11

²Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., д. 35

*e.mail: slabunov@krc.karelia.ru

Поступила в редакцию 4.05.2018 г., после доработки 24.07.2018 г., принята к публикации 27.11.2018 г.

В статье рассматривается геологическое строение метаморфизованной базит-гипербазитовой ассоциации Центрально-Беломорского пояса Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Приведены результаты изотопно-геохимического датирования и петро-геохимических исследований. Сделан вывод, что протолит, возраст которого оценивается в ~2.9–3.1 млрд лет и в котором произошли два значительных структурно-метаморфических преобразования 2.87 и 1.87 млрд лет, является одним из древнейших комплексов Беломорской провинции. Показано, что базит-гипербазитовая ассоциация обнаруживает петро-геохимическую когерентность метабазитов и метагипербазитов, указывающую на генетическое единство их протолитов, т. е. мантийного перидотитового источника и продуктов его плавления — вулканоплутонической серии основных пород, что позволяет рассматривать ее как фрагмент мезоархейской океанической литосферы. Петрологическое моделирование протолитов метабазит-гипербазитовой ассоциации показало, что первичные расплавы формировались в поле гранатового лерцолита при давлении 3.5–3.8 ГПа и потенциальной мантийной температуре верхней мантии 1520–1550 °С. Это позволяет оценить мощность изученного фрагмента архейской океанической коры в ~25–30 км. Геохимические данные подтверждают, что рассматриваемая ассоциация образовалась на начальной стадии инициации субдукции, маркируя старт процессов формирования древнего фрагмента континентальной коры Беломорской провинции.

Ключевые слова: архей, метаперидотит, амфиболит, офиолит, базит-гипербазитовая ассоциация, U–Pb датирование циркона, плавление лерцолита, потенциальная температура мантии, инициация субдукции

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019246-71>

ВВЕДЕНИЕ

Выявление начала действия плейт-тектонических процессов и особенностей их проявления является ключевой проблемой наук о Земле, в решении которой Фенноскандинавский (Балтийский) щит имеет ключевое значение, т. к. в его структуре сохранились архейские островодужные, офиолитовые, эклогитсодержащие и другие важные комплексы-индикаторы геодинамических процессов.

Субдукционные, мантийно-плюмовые и коллизионные процессы привели в мезо- и неогархее к формированию ранней континентальной коры Фенноскандинавского щита [32, 68, 90, 91], в структуру которого входит Беломорская провинция, сложенная неоднократно деформированными и глубокометаморфизованными раннедокембрийскими комплексами [3, 10, 14, 39, 40].

Сложность строения предопределяла ранее рассмотрение раннедокембрийских комплексов провинции как древнейших (саамских) образова-

ний горячей раннеархейской сиалической коры, которая составляла фундамент более молодых лопийских зеленокаменных поясов Карельского кратона [39].

Позднее Беломорская структура была отнесена к эклогито-гнейсовым поясам с аномально низким термическим градиентом 16–17 °С/км [13], что соответствует термальным градиентам субдукционных обстановок. В работах В.А. Глебовицкого и Е.В. Бибиковой [4, 7, 14, 52] впервые было показано:

- тектоника Беломорского пояса генетически связана с развитием неогархейского и палеопротерозойского коллизионных орогенов;

- архейские комплексы Беломорского пояса сохранили свидетельства субдукционно-аккреционных и коллизионных событий становления ранней континентальной коры, несмотря на их значительную палеопротерозойскую тектоно-термальную переработку;

- саамский гнейсовый комплекс имеет мезо-неоархейский возраст, и он не является фундаментом лопийских зеленокаменных поясов.

В Беломорской провинции среди гранитоидов архейского тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) комплекса были обнаружены многочисленные тела амфиболитов с реликтами эклогитов [11] — индикаторов субдукционных процессов, изотопный возраст которых впервые был определен Е.В. Бибиковой как архейский (2.72 млрд лет) [6]. Накопленные данные позволяют нам оценивать Беломорские эклогиты как мезо-неоархейские образования [71, 79, 83], несмотря на мнение об их палеопротерозойском возрасте [54].

Более того, в Беломорской провинции обнаружены фрагменты архейского (~2.8 млрд лет) супрасубдукционного офиолитового разреза, включающего лавовый комплекс с бонинитовой серией, комплекс параллельных даек и габбровый комплекс, представляющих систему тектонических пластин [88].

Другой тип офиолитов в виде базит-гипербазитовой ассоциации слагает Центрально-Беломорский пояс [12, 20, 26, 29, 34, 37]. В его составе установлены метаперидотиты, которые отсутствуют в супрасубдукционном офиолите, но именно они критично важны для изучения процессов плавления мантийного вещества, и мы полагаем:

- базит-гипербазитовая ассоциация является одной из ранних в Беломорской структуре, т. к. ранее выполненное изотопное датирование секущих ее трондьемитовых гнейсов методом TIMS по цирконам показало возраст 2878 ± 13 млн лет [7], что является древнейшим возрастом гранитоидов региона;

- данная ассоциация обладает представительным составом, что позволяет использовать петрологические модели для исследования ее геодинамической природы.

Целью статьи является рассмотрение возрастных ограничений и возможной взаимосвязи пород, входящих в состав базит-гипербазитовой ассоциации, анализ ее петро-геохимических особенностей и определение вероятных геодинамических обстановок формирования. В рамках настоящего исследования мы предлагаем решение следующих задач:

- получение возрастных ограничений базит-гипербазитовой ассоциации;
- выяснение петрогенетической природы ассоциации и возможной взаимосвязи входящих в ее состав базитов и гипербазитов;
- определение вероятных геодинамических обстановок формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

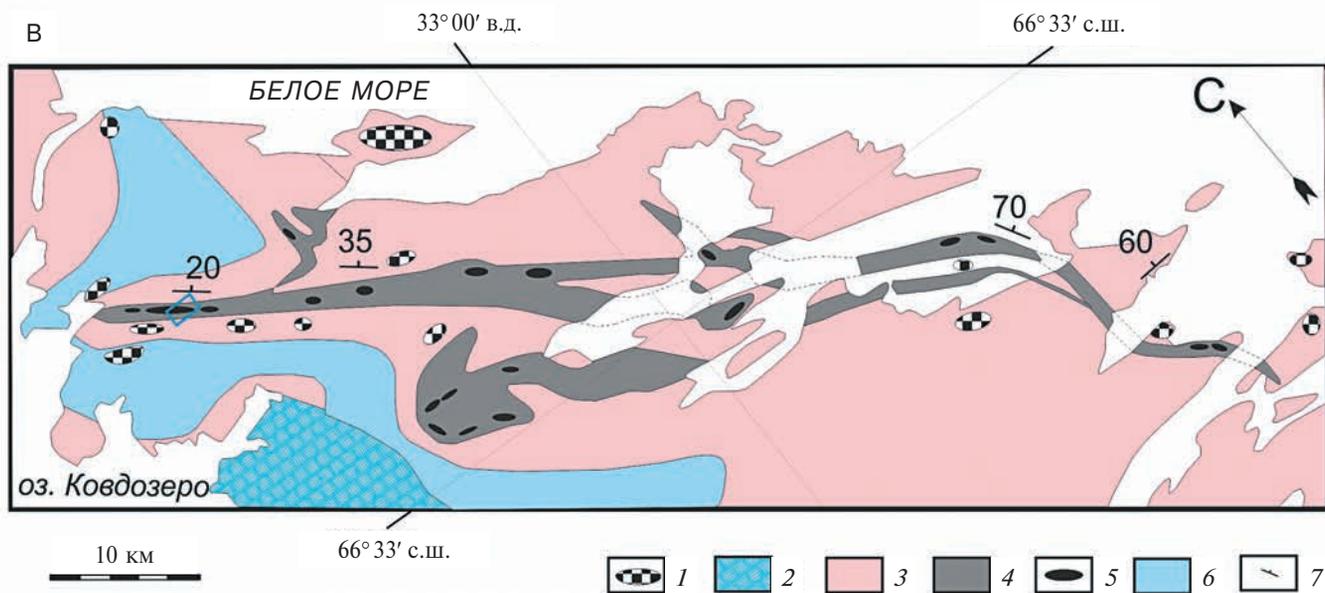
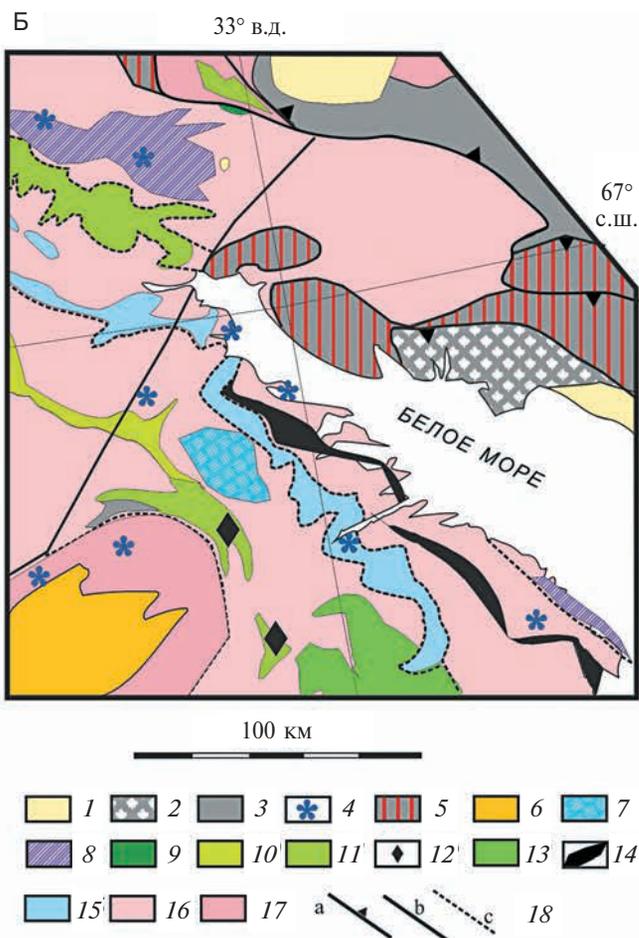
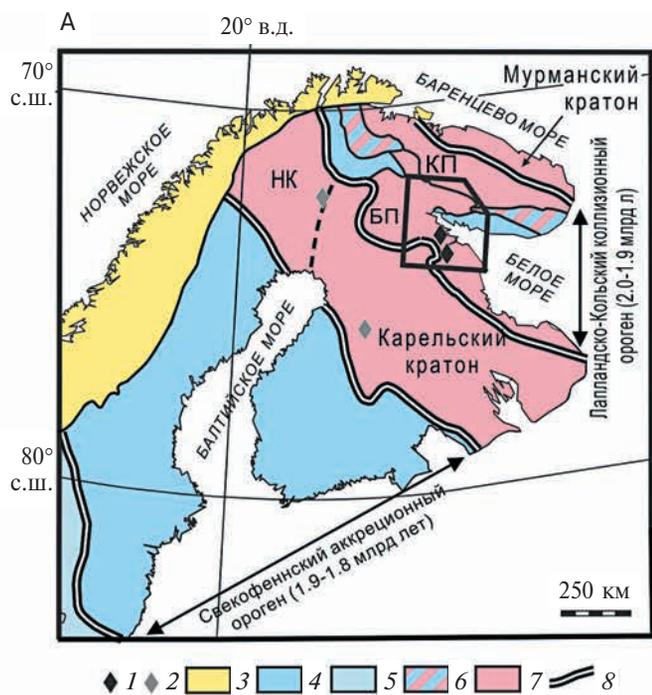
Беломорская провинция представляет собой суперпозицию неоархейской и палеопротерозойской коллизионных орогений [14, 48, 89]. Отличительной особенностью Беломорской провинции

является неоднократная метаморфическая переработка большинства пород в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций высоких давлений (кианитовая субфация) [10, 13] и влияние палеопротерозойских процессов, которые мы принимаем во внимание, на ее формирование.

Проявлениями в пределах провинции палеопротерозойского («сумийского») супер-плюма [41, 72] являются бимодальный магматизм, который включает многочисленные интрузии, дайки габброноритов и массивы чарнокитов [26, 35, 94], и ультра-высокотемпературный метаморфизм [51]. В регионе широко развит ятулийский (2.12 млрд лет) габброидный магматизм, связанный с континентальным рифтогенезом, предшествующим образованию Лапландско-Кольского океана [93].

Беломорская провинция являлась юго-западным форландом палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена. В настоящее время она представляет собой его глубоко эродированную часть, сложенную преимущественно архейскими образованиями. Это крайне характерно для докембрийских орогенов: они относятся к типу глубоко эродированных горных сооружений. В них, в отличие от фанерозойских, практически не сохраняются верхне-коровые уровни горных сооружений, но становятся доступными для исследований их средне- и нижне-коровые горизонты. Подобные орогены известны на многих докембрийских щитах [103], и Лапландско-Кольский — это один из них. Его возникновение связывается с коллизией Мурманского и Карельского кратонов, произошедшей в результате закрытия палеопротерозойского океанического бассейна около 1.94–1.9 млрд лет назад [25, 53]. Многочисленные поля палеопротерозойских (~1.8 млрд лет) слюдяных и керамических пегматитов региона связываются с пост-коллизионным подъемом и растяжением глубинных горизонтов Беломорского форланда.

Таким образом, архейские образования Беломорской провинции претерпели в палеопротерозое сильную тектоно-термальную переработку, связанную с син-орогенной тектоникой и длительной (> 100 млн лет) пост-орогенной эксгумацией глубоких горизонтов архейского фундамента к поверхности. Охлаждение континентальной коры орогена в это время оценивается градиентами 2–4 °С/млн лет [8, 50], что на порядок ниже градиентов охлаждения фанерозойских орогенов. Медленный процесс пост-орогенного выведения комплексов раннедокембрийских орогенов на верхнекоровые уровни способствует возникновению условий для длительной циркуляции флюидов и, как следствие, к появлению открытых изотопно-геохимических систем [46, 103]. Тем не менее гетерогенность палеопротерозойской тектоно-термальной переработки архейских комплексов создает условия для выявления реликтовых ассоциаций, необходимых для реконструкции их геодинамической природы [1, 15, 30].



Беломорская провинция сложена преимущественно архейскими серыми гнейсами, которые принадлежат к тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, рассматриваемой как определяющий компонент ранней континентальной коры. Ее изотопные характеристики в Беломорской провинции имеют ювенильные метки: Sm–Nd-модельные возрасты гнейсов 2.93–2.73 млрд лет, значения ϵ_{Nd} для образцов с надежным определением U–Pb возрастов — положительные или слабоотрицательные значения [7, 99]. Архейские супракрустальные образования (в том числе амфиболиты и парагнейсы) в Беломорской провинции присутствуют в подчиненном количестве, хотя их доля немного выше, чем в Карельском кратоне [29]. Они слагают зеленокаменные и парагнейсовые пояса.

Центрально-Беломорский пояс — это одна из подобных структур в центральной части Беломорской провинции [3, 17, 20, 26, 34, 37]. Он представляет собой узкую линейную структуру северо-западного простирания шириной от 0.5 до 3.0 км, прослеживающуюся на расстоянии около 170 км (рис. 1, б, в). Она представляет собой сложно деформированную тектоническую пластину и состоит из пакетов изоклинальных складок, в северо-западном замыкании пояса отмечены признаки крупной колчановидной складки палеопротерозойского возраста [22]. На схеме геологического строения провинции (см. рис. 1) отчетливо видно азимутальное несогласие между рассматриваемой структурой и Чупинским парагнейсовым поясом, которое интерпретируется как результат покровообразования [21–24]. Покровная структура провинции лучше всего согласуется с данными сейсмического профилирования региона [16, 34].

Уникальной особенностью пояса является состав слагающей его породной ассоциации, которая пред-

ставлена практически целиком метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений базитами и гипербазитами [29, 36, 37]. Помимо них в поясе описаны маломощные горизонты метапелитов — магнетитсодержащих гранат-биотитовых гнейсов, редкие линзы массивных колчеданов [31] и тела метаанортозитов [36, 42].

Наиболее обнаженный фрагмент пояса находится на восточном берегу озера Серяк [17, 36], где и было проведено его детальное картирование (рис. 2). Как видно на карте, тела метагипербазитов деформированы совместно с амфиболитами, местами эту ассоциацию секут гранитоиды и палеопротерозойские (сумийские) габбронориты. Кроме того, в районе оз. Серяк описаны [22, 36, 37] ксенолиты амфиболитов и метагипербазитов в гранитоидах. Таким образом, геологический возраст базит-гипербазитовой ассоциации уверенно оценивается как до-сумийский, и до-гранитоидный. Именно гранитоиды (диориты) были отобраны [22, 53] для геохронологических исследований, результаты которых обсуждаются ниже.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Метагипербазиты слагают линзовидные тела размером до 500 м по простиранию при мощности до 300 м и имеют тектонические контакты с амфиболитами (см. рис. 2). Вдоль контактов развиты хлорит-карбонатные породы, горнблендиты и ортопироксениты; характер приконтактных изменений гипербазитов может меняться в пределах одного тела в зависимости от состава контактирующих с ними вмещающих пород. Метагипербазиты представлены, главным образом, массивными серпентинитами и серпентин-хлоритовыми породами, в которых сохраняются реликтовые участки

Рис. 1. Центрально-Беломорский пояс в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (по данным [2, 16, 17, 29, 48, 90, 91], с изменениями и дополнениями).

А — раннедокембрийские офиолиты на схеме тектонического районирования Фенноскандинавского щита.

1 — архейские офиолиты; 2 — палеопротерозойские офиолиты; 3 — рифейские-фанерозойские породы; 4 — палеопротерозойская молодая кора (в основном); 5 — мезо- и палеопротерозойская молодая кора; 6 — палеопротерозойская молодая и архейская кора; 7 — архейская кора; 8 — граница палеопротерозойского орогена

Б — Центрально-Беломорский пояс в структуре Беломорской провинции (показан контуром на А).

1 — палеозойские-неопротерозойские образования; 2 — ~2.0 млрд лет гранулиты умбинского комплекса; 3 — палеопротерозойские (2.5–1.92 млрд лет) осадочные и вулканогенные образования; 4 — ~2.4 млрд лет интрузии комплекса лерцолитов-габброноритов; 5 — коллажи тектонических пластин из палеопротерозойских и архейских комплексов; 6 — 2.72 млрд лет санукитоиды; 7 — 2.78–2.75 млрд лет гранулиты нотозерского комплекса; 8 — 2.88–2.72 млрд лет эклогитсодержащий комплекс; 9–14 — мезо- и неогархейские зеленокаменные комплексы: 9 — 2.7 млрд лет воче-ламбинский, 10 — 2.72 млрд лет кичанский, 11 — 2.8–2.76 млрд лет хизоваарский, 12 — ~2.78 млрд лет ириногорский супрасубдукционных офиолитов, 13 — 2.9–2.82 млрд лет керетьозерский, 14 — ~2.9 млрд лет Центрально-Беломорский; 15 — ~2.9 млрд лет метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса; 16–17 — гранитоиды ТГГ ассоциации: 16 — 2.9–2.72 млрд лет Беломорской провинции, 17 — 3.5–2.85 млрд лет Карельского кратона; 18 — поверхности сместителей: а — палеопротерозойских покровов, б — сдвигов, в — архейских покровов.

В — схема геологического строения северо-западной части Центрально-Беломорского пояса (с использованием данных [29, 38]).

Показано (прямоугольник) положение рис. 2.

1 — интрузии палеопротерозойского комплекса лерцолитов-габброноритов; 2–6 — мезо- и неогархейские образования: 2 — неогархейский нотозерский гранулитовый комплекс, 3 — гранитоиды ТГГ ассоциации, 4 — амфиболиты (метабазалты) Центрально-Беломорского пояса, 5 — тела метагипербазитов, 6 — метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса, 7 — элементы залегания гнейсовидности

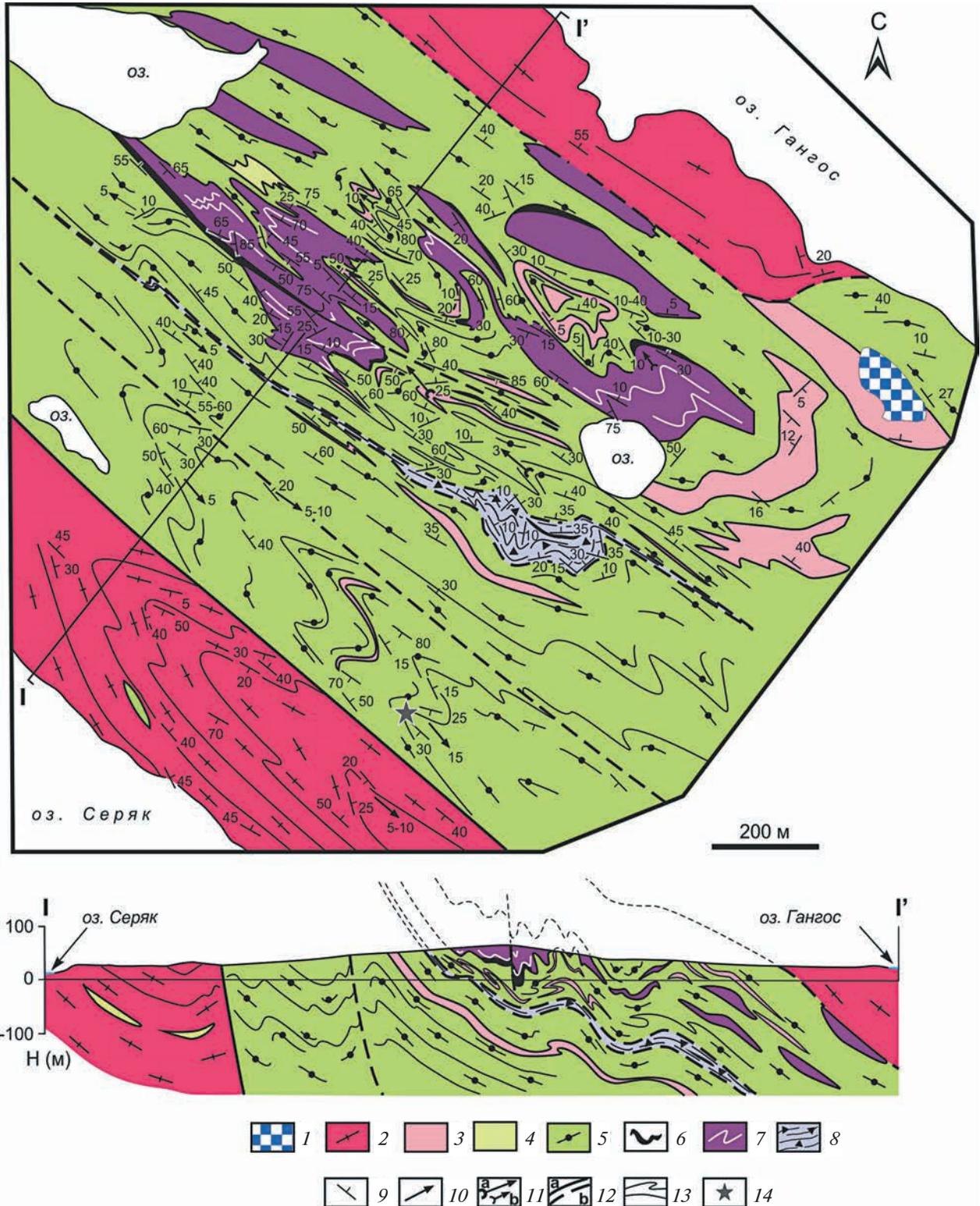


Рис. 2. Схема геологического строения фрагмента метабазит-гипербазитовой ассоциации северо-западной части Центрально-Беломорского пояса в районе оз. Серьяк (по данным [29, 33], с изменениями и дополнениями).

1 – палеопротерозойские габбронориты; 2 – архейские тоналито-гнейсы; 3–8 – мезозархей: 3 – гранитоиды и диориты, 4 – амфиболиты лейкократовые, 5 – амфиболиты (метабазиты), 6 – ортопироксениты и меланократовые амфиболиты, 7 – метаперидотиты и серпентиниты, 8 – меланж (?) с телами амфиболитов, ортопироксенитов; 9 – гнейсовидность, полосчатость; 10 – минеральная линейность; 11 – шарниры изоклинальных складок: а – ранних, б – поздних; 12 – разломы: а – прослеженные, б – предполагаемые; 13 – структурные линии; 14 – геохронологическая проба Э-SR-GB2 из амфиболитов

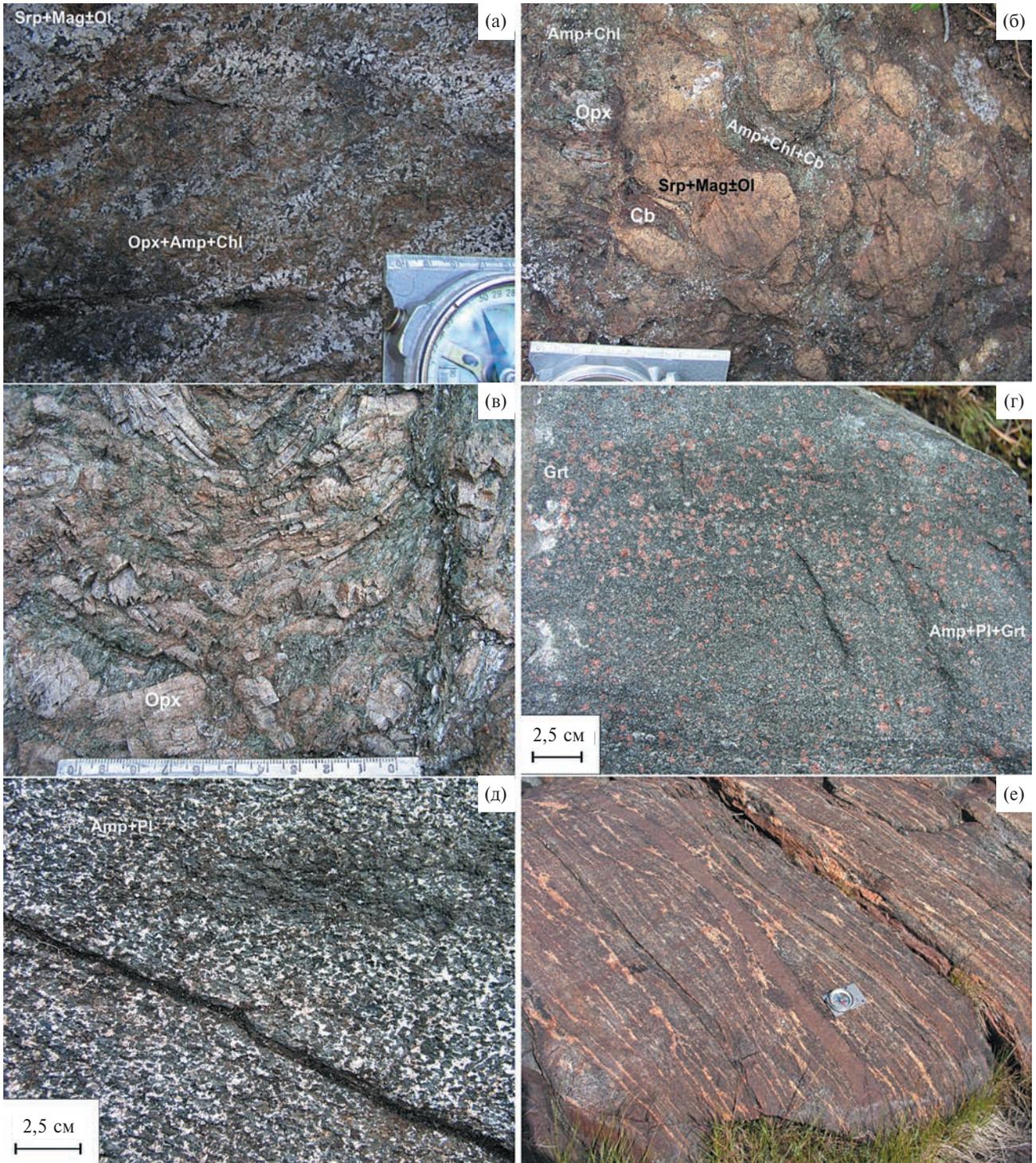


Рис. 3. Метагипербазиты (А–В) и амфиболиты (Г–Е) метабазит-гипербазитовой ассоциации Центрально-Беломорского пояса.

А — метаперидотиты (обнажение С-2800-26), показаны: участки преимущественно серпентин-магнетитового состава с реликтами оливина, амфибол-хлоритовый матрикс с порфиробластами ортопироксена;

Б — фрагменты серпентинита с реликтами оливина в амфибол-хлорит-карбонатном с порфиробластами ортопироксена матрикс (обнажение SR-64);

В — изогнутые порфиробласты ортопироксена в метаперидотите (обнажение С-2800-5);

Г — зеленый гранатовый амфиболит с неравномерным распределением порфиробластов граната;

Д — среднезернистый однородный зеленый плагиоклазовый с редкими зернами граната амфиболит (метааббро). Место отбора геохронологической пробы Э-SR-GB2);

Е — дайкообразное тело бурых амфиболитов среди мигматизированных зеленых амфиболитов.

с панидиоморфными структурами [38], характерными для ультраосновных интрузивных пород. Вместе с тем детальные полевые наблюдения не обнаружили никаких признаков возможной магматической дифференциации.

В реликтовых участках гипербазитов установлено присутствие оливина и хромшпинели [38]. Оливины (Ol) представлены мелкими (10–300 мкм) редкими зернами, замещающимися серпентином. По составу они отвечают хризолиту с сильными вариациями форстеритового минала от 0.81 до 0.86. На диаграмме Cr#(spinel) — Fo (olivine) [47] фигуративные точки составов оливина и шпинели находятся за пределами поля мантийных оливина и шпинели, указывая на вторичную, метаморфогенную, их природу. Действительно, изученные составы хромшпинелей [38] показывают их принадлежность к шпинелям метаморфического генезиса в соответствии с критериями, разработанными в работе [49].

Ортопироксены (Orx) метагипербазитов по химическому составу относятся к бронзиту ($mg = 0.85 - 0.86$). Выделяются две генерации Орх:

- ранняя — представлена мелкими зернами, замещаемыми баститом;
- поздняя — образована крупными призматическими кристаллами с включениями магнетита, оливина и хромшпинели.

Ильменит (Ilm) в небольших количествах присутствует практически во всех изучавшихся образцах. По химическому составу он относится к пикроильменитовой разности.

Петрографическое исследование метагипербазитов обнаруживает, с одной стороны, редкие реликты магматической — панидиоморфной структуры в оливиновых серпентинитах [38], с другой стороны, сложную историю их метаморфических преобразований. В частности, присутствие в их минеральной ассоциации поздней роговой обманки указывает на то, что завершающий этап метаморфизма происходил в условиях амфиболитовой фации.

Амфиболиты — преобладающая группа пород, представлены двумя типами:

- зеленые амфиболиты — гранатосодержащие, реже безгранатовые, составляют основной объем этой группы;
- бурые амфиболиты — обогащенные гранатом, иногда до гранатитов.

Зеленые амфиболиты — мезократовые, реже меланократовые породы. Для них характерна метаморфическая полосчатость, обусловленная чередованием слоев с различным содержанием темноцветных минералов. Среди последних, наряду с амфиболом, отвечающим по составу эдениту и магниальной роговой обманке, встречаются диопсид и минералы группы эпидота [37]. Плагиоклаз представлен, главным образом, андезином [37]. Интенсивные структурно-метаморфические пре-

образования пород позволяют только предполагать природу протолита зеленых амфиболитов: ассоциирующие с колчеданами и парагнейсами разности образовались, вероятно, по эффузивам, а сохранившие реликты габбровой структуры (рис. 3, д) — по габброидам. Амфиболиты часто мигматизированы, особенно интенсивно этот процесс проявлен вблизи контакта с гнейсами.

Бурые амфиболиты имеют темно-коричневую до розовой окраску и, благодаря этому, резко выделяются в толще (см. рис. 3, е). Их цвет связан с большим количеством граната в минеральном составе. Часть пород этой группы относится к гранатитам (биотит-амфибол-кварцевым). Они образуют маломощные пластовые, линзовидные или дайкообразные тела, иногда дискордантные по отношению к ранней метаморфической полосчатости в зеленых амфиболитах (см. рис. 3, е). Наиболее вероятно, что протолитом этих амфиболитов являлись габброиды.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение петрогенных окислов выполнено классическим методом химического силикатного анализа в Институте геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН), г. Петрозаводск. Концентрации рассеянных и редкоземельных элементов в породах измерены методом ICP—MS (X Series II, ThermoScientific) также в ИГ КарНЦ РАН по методике, детально описанной в работе [27], а часть результатов получена в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии Уральского отделения РАН (г. Екатеринбург). Сравнительный анализ полученных в разных лабораториях результатов показывает хорошую их сходимость.

Выделение цирконов из отобранных проб проводилось в ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) и ИГД РАН (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), состав минеральных включений в них был определен на электронном сканирующем микроскопе Vega II с полупроводниковым детектором Oxford Inca 350 в ИГ КарНЦ РАН.

U—Pb изотопное исследование цирконов из диоритов проводилось классическим методом изотопного разбавления в ГЕОХИ РАН (г. Москва) [9].

U—Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов из амфиболитов проводились на ионном микрозонде SHRIMP—II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [73, 102].

Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 [77].

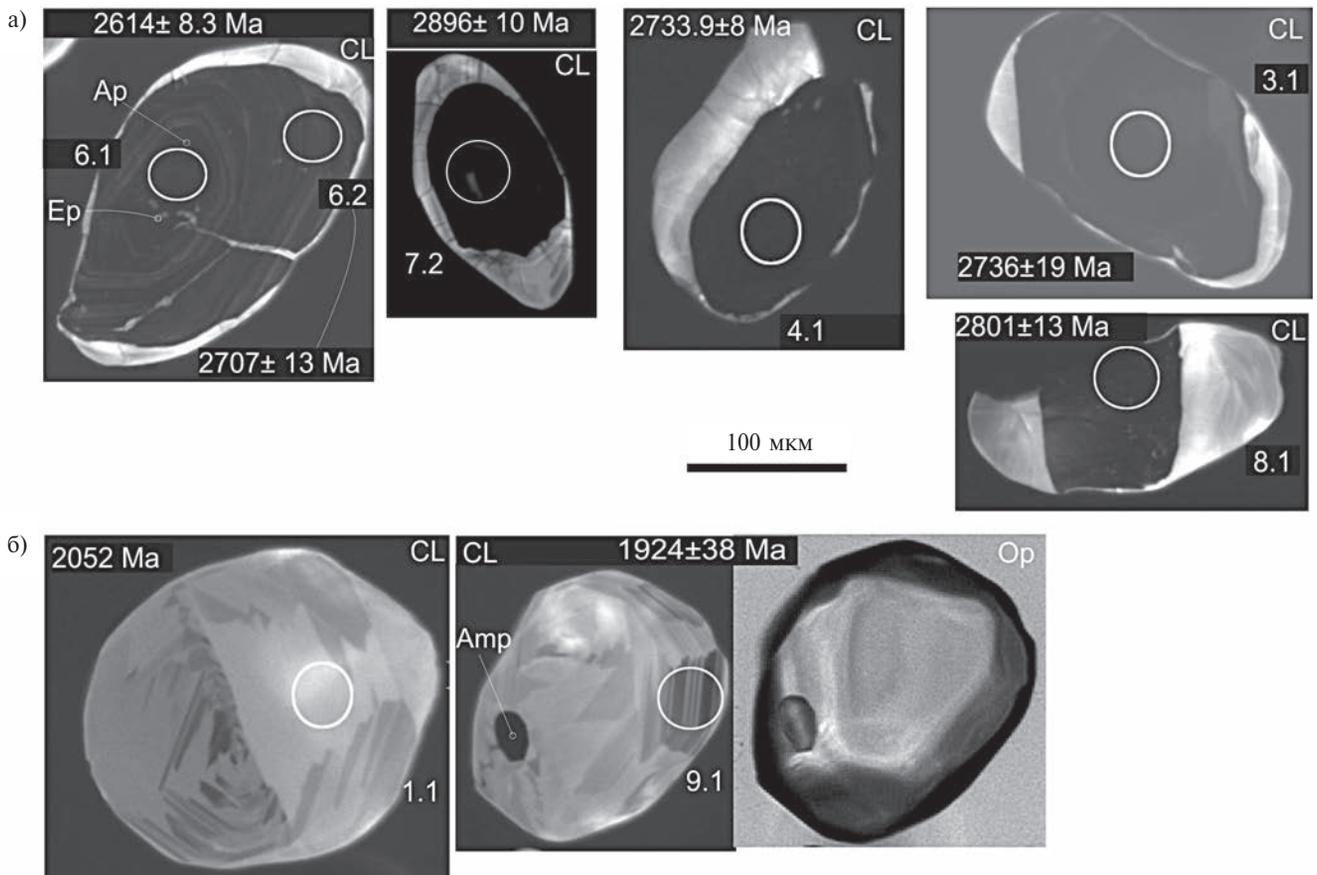


Рис. 4. Катодолуминесцентные (CL) и в проходящем свете (Op) изображения цирконов призматических с ядрами (а) и изометричных (б) из амфиболитов Э-SR-GB2.

На изображениях цирконов показаны места и номера точек датирования, значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста, состав минеральных включений.

ДАННЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологических исследований из метадiorитов [22, 53], секущих в районе оз. Серяк породы метабазит-гипербазитовой ассоциации, были выделены цирконы. Они представляют собой призматические зерна с тонкой осцилляционной зональностью, низким содержанием U (табл. 1) и интерпретируются как магматические. Возраст этих цирконов по верхнему пересечению оценивается в 2877 ± 29 , а по нижнему — 1869 ± 130 млн лет (рис. 5, см. табл. 1). Таким образом, по результатам изотопного датирования цирконов из метаморфизованных диоритов можно оценить возраст магматической стадии их становления в 2877 ± 29 млн лет, кроме того, породы претерпели метаморфические преобразования около 1870 млн лет. Возраст этих метадiorитов определяет минимальный возраст метабазит-гипербазитовой ассоциации.

Для оценки ее возраста из массивных мезократовых зеленых амфиболитов (метагаббро) без видимых признаков мигматизации (см. рис. 3, д) в районе оз. Серяк (см. рис. 2) была отобрана проба Э-SR-GB2 весом около 10 кг. Из нее было выделено 6 мг циркона. Он представлен двумя мор-

фологическими типами (см. рис. 4, а, б). Первый включает идиоморфные удлиненные зерна, в которых в катодной люминисценции (CL) и обычной оптике отчетливо выделяются ядра, окруженные тонкими светлыми в CL каймами, сходными по строению с зернами второго типа (см. рис. 4, а). В составе ядер, в свою очередь, выделяются две генерации: ранняя — представлена однородными, темными в CL (см. рис. 4, а), с относительно высоким содержанием U, Th (табл. 2); поздняя — с тонкой, но не очень контрастной в CL зональностью. Минеральные включения в ядрах представлены амфиболом, эпидотом и апатитом.

Второй тип цирконов — это изометричные с прерывистой секториальной зональностью, низким содержанием U и Th (см. табл. 2), светлые в CL зерна (см. рис. 4, б). Данные цирконы содержат редкие минеральные включения амфибола и апатита. Образование таких цирконов типично для метаморфических процессов гранулитовой фации [18, 55] и широко распространено в Беломорской провинции, а их происхождение детально рассмотрено в работе [46].

Приведены результаты изотопных исследований цирконов (см. табл. 2) и положение аналитических

Таблица 1. U—Pb изотопные данные для цирконов из метадiorита (проба 5622/3), оз. Серяк.

№	Размер фракции	Навеска, мг	Содержание, ч/мн		Изотопный состав Pb				Изотопные отношения и возраст, млн лет			
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Коэфф. корр	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	+125 аб*	0.9	54.72	31.89	3020	5.215	5.407	13.1415	0.5017	0.89	2723.8 ± 2.6	
2	+100 аб	0.75	65.75	40.53	3890	5.072	4.970	13.7984	0.5163	0.86	2778.2 ± 2.3	
3	+75 аб	0.8	85.52	50.53	9800	5.206	5.641	13.4108	0.5074	0.96	2750.9 ± 1.9	
4	+75	1.8	72.14	40.97	4800	5.264	5.915	13.5647	0.5111	0.92	2721.3 ± 1.0	
5	-75	1.0	89.84	48.01	5600	5.422	6.399	12.8706	0.4968	0.86	2675.2 ± 2.1	

Примечание. * аб — абрадирированные цирконы. Измерения выполнены Е.Ю. Борисовой (ГЕОХИ РАН, г. Москва) под руководством Е.В. Биби-ковой.

Таблица 2. Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований (SHRIMP-II) цирконов из амфиболитов (проба Э-SR-GB2) базит-гипербазитовой ассоциации Центрально-Беломорского пояса (район оз. Серяк).

№ п/п	Номера образцов и точек анализа	Содержание			Th/U	Измеренные изотопные отношения ($\pm 1\sigma$)			Rho	Возраст**, млн лет ($\pm 1\sigma$)		D, %
		U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{206}\text{Pb}_c$, %		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	1.1	6	0	1.66	0.02	0.1267 \pm 6.9	5.97 \pm 7.4	0.3416 \pm 2.6	.358	1894 \pm 43	2052 \pm 120	8
2	3.1	161	116	0.27	0.74	0.1893 \pm 1.1	13.05 \pm 1.8	0.5 \pm 1 \pm 1.4	.778	2614 \pm 30	2736 \pm 19	5
3	4.1	464	216	0.10	0.48	0.18905 \pm 0.49	12.72 \pm 1.4	0.488 \pm 1.4	.942	2562 \pm 29	2733.9 \pm 8	7
4	6.1	635	372	0.04	0.60	0.17583 \pm 0.5	10.49 \pm 1.5	0.4328 \pm 1.4	.941	2318 \pm 27	2614 \pm 8.3	13
5	6.2	206	93	—	0.46	0.186 \pm 0.78	12.36 \pm 1.6	0.482 \pm 1.4	.876	2536 \pm 30	2707 \pm 13	7
6	7.1	290	105	0.09	0.37	0.2088 \pm 0.64	14.73 \pm 1.6	0.5115 \pm 1.4	.910	2663 \pm 31	2896 \pm 10	9
7	8.1	222	237	0.12	1.11	0.1981 \pm 0.82	14.39 \pm 1.7	0.5269 \pm 1.5	.870	2728 \pm 32	2810 \pm 13	3
8	9.1	67	1	—	0.02	0.1178 \pm 2.1	5.55 \pm 2.7	0.3418 \pm 1.6	.603	1895 \pm 27	1924 \pm 38	2
9	10.1	29	0	1.39	0.01	0.111 \pm 9.1	5.02 \pm 9.3	0.3296 \pm 0.1	.230	1837 \pm 34	1808 \pm 160	-2

Примечание: *Pb_c и Pb_u указывают обыкновенную и радиогенную составляющие соответственно. Ошибки приведены для интервала 1σ. Ошибка калибровки стандарта — 0.54%. ** Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . D — степень дискордантности $D = 100 \{ [t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})] / [t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] - 1 \}$. Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

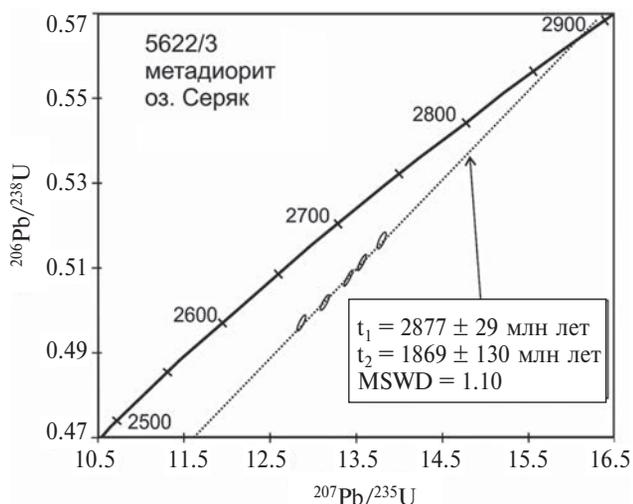


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из метадiorита (проба 5622/3) района оз. Серяк. t_1 , t_2 — возрасты цирконов по верхнему и нижнему пересечению с конкордией, соответственно.

точек на диаграмме с конкордией (рис. 6). Оценка возраста по двум аналитическим точкам цирконов ранней генерации ядер по верхнему пересечению с конкордией — 3134 ± 80 млн лет, а по нижнему — 1871 ± 73 млн лет (см. рис. 6). Первая цифра может с большой долей неопределенности отвечать возрасту протолита амфиболитов, а вторая — времени нарушения системы в связи с метаморфическими процессами в ходе Лапландско-Кольской орогении. Возраст цирконов поздней генерации ядер оценивается по верхнему пересечению в 2871 ± 85 млн лет (см. рис. 6). Этот возраст близок таковому для магматических цирконов в секущих

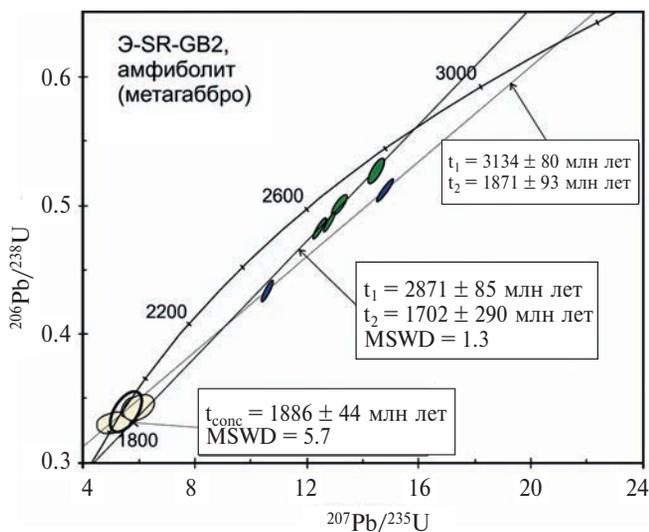


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы амфиболитов (метагаббро) Э-SR-GB2. t_{conc} — конкордантный возраст для идиоморфных цирконов, t_1 , t_2 — возрасты цирконов ранней и поздней генерации ядер по верхнему и нижнему пересечению с конкордией соответственно.

метадiorитах и соответствует, по-видимому, времени ранней метаморфической переработки амфиболитов. Конкордантный возраст цирконов второго типа по трем аналитическим точкам оценивается в 1886 ± 44 млн лет (см. рис. 6), что согласуется с возрастом Лапландско-Кольской орогении.

Таким образом, морфологические особенности цирконов, особенности их внутреннего строения и состав минеральных включений в них позволяют предполагать, что поздняя генерация ядер и второй тип цирконов с возрастaми 2871 ± 85 и 1886 ± 44 млн лет, соответственно, связаны с метаморфическими преобразованиями амфиболитов, т. е. их протолит заведомо древнее 2.9 млрд лет. В этой связи возможно, что возраст ранней генерации ядер (3134 ± 80 млн лет) близок ко времени формирования протолита амфиболитов (метагаббро), однако этот вопрос требует более детального обоснования.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТВОЙ АССОЦИАЦИИ

Приведены результаты новых определений главных и рассеянных элементов в породах ассоциации (табл. 3). В общей базе используемых в работе анализов содержатся как новые, так и ранее опубликованные [29].

Применение геохимических данных для петрогенетических исследований и геодинамических выводов требует некоторых пояснений в связи с сильными метаморфическими изменениями протолита рассматриваемой базит-гипербазитовой ассоциации. В специальных исследованиях мобильности химических элементов при метаморфизме

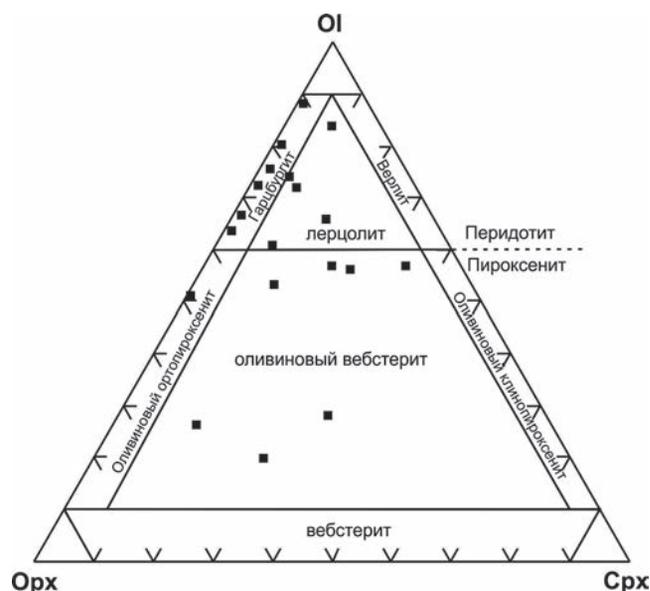


Рис. 7. Классификационная диаграмма составов метагипербазитов Центрально-Беломорского пояса (по данным [75]).

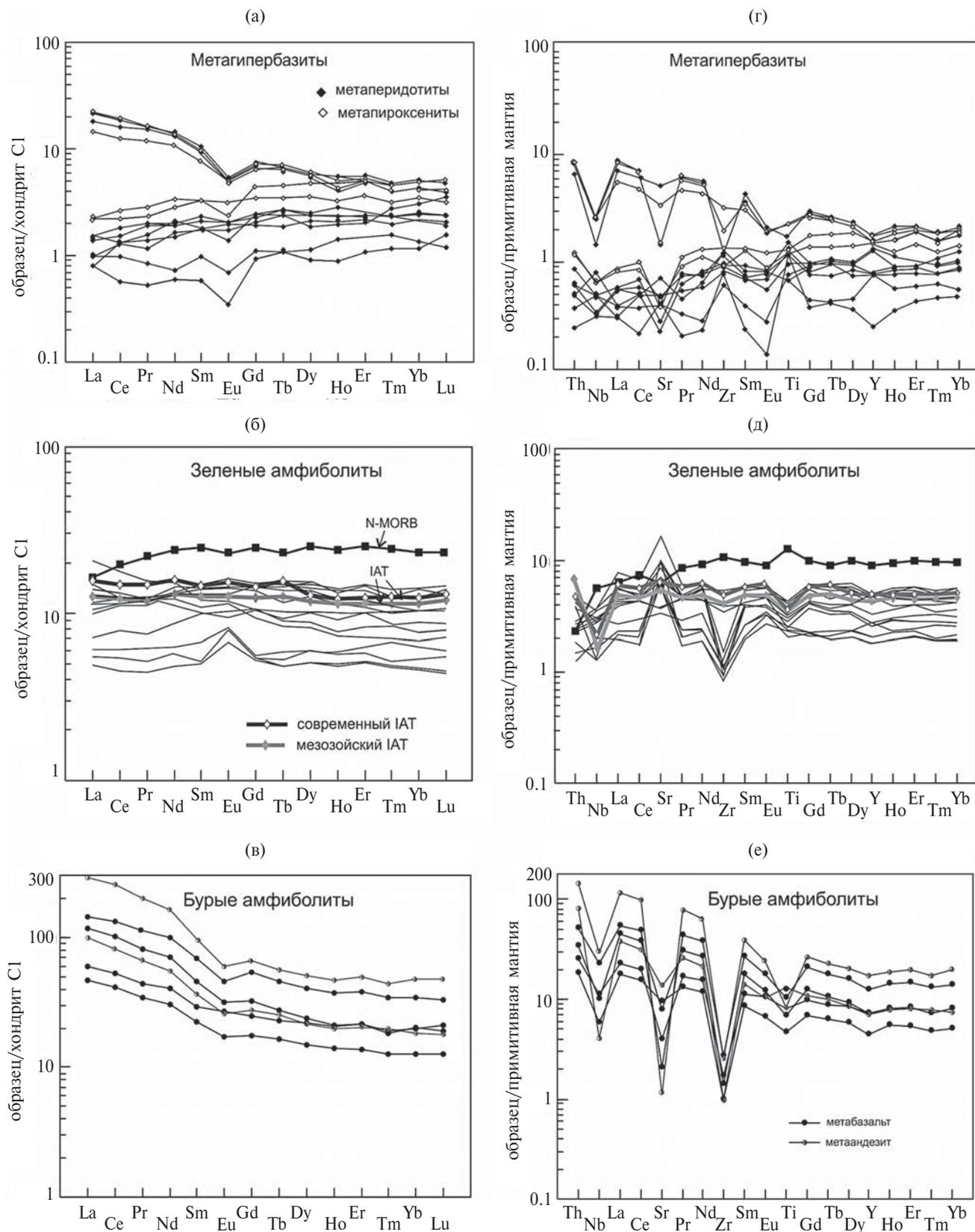


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов (а–в) и спайдерограммы малых элементов (г–е) в пробах, отобранных из метагипербазит-габброидной ассоциации Центрально-Беломорского пояса.

Составы: хондрита (по [97]), примитивной мантии, нормальных толеитов срединно-океанических хребтов (N-MORB) (по [67]), толеитов интра-островодужных дуг (IAT) (по [62]).

Таблица 3. Химический состав пород базит-гипербазитовой ассоциации района оз. Серяк (окислы в вес. %, элементы в г/т).

Авт. номер	Гипербазиты						
	С-2800-2	С-2800-9	С-2800-14*	SR-36	SR-64	Э-51/2	С-2800-7
порода	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-гарцбургит</i>
SiO ₂	37.18	38.68	38.16	43.53	38.07	38.48	38.12
TiO ₂	0.14	0.12	0.12	0.35	0.32	0.21	0.14
Al ₂ O ₃	2.62	2.62	2.62	6.75	3.20	4.58	2.36
Fe ₂ O ₃	5.36	4.61	4.42	4.06	8.70	4.56	6.99
FeO	4.79	2.87	3.23	6.32	5.74	5.82	4.43
MnO	0.12	0.09	0.11	0.11	0.16	0.10	0.14
MgO	36.61	38.42	38.08	25.35	29.06	34.00	37.02
CaO	1.59	0.58	0.07	7.08	3.42	1.01	0.07
Na ₂ O	0.01	0.04	0.02	0.60	0.20	0.03	0.08
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.14	0.03	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.04	0.16	0.16	0.08	0.04
H ₂ O	0.35	0.48	0.47	0.17	0.05	0.18	0.35
LOI	11.18	11.64	12.69	5.07	10.83	10.52	10.38
Сумма	100.01	100.20	100.04	99.69	99.94	99.58	100.14
Sc	11.3	12.1	13.4**	25.0	16.8	14	13.6
Ti	672	627	624	1531	1217	701	767
V	50.9	49.2	53.6	130	99.1	24.4	53.9
Cr	1375	1241	1400	2883	4691	2895	1448
Co	96.4	76.8	82.1	84.2	123	105.7	101
Ni	1405	1389	1505	1041	1353	2109	1425
Cu	2.49	1.90	5.07	2.64	11.0	4.6	3.87
Zn	61.2	40.8	52.1	35.2	45.2	51.1	69.2
Ga	3.76	2.85	3.08	4.04	2.74	3.7	3.64
Rb	0.33	0.20	0.14	1.78	2.61	0.9	0.205
Sr	30.0	4.49	4.56	23.0	7.24	7.7	6.02
Y	0.516	4.57	4.03	7.56	6.37	1.3	2.52
Zr	4.78	10.9	5.87	10.8	4.50	8.3	5.37
Nb	0.25	0.22	0.17	0.44	0.44	0.2	0.26
Ba	0.84	0.91	3.27	13.1	3.82	—	2.58
La	0.23	0.32	0.23	0.60	0.75	0.19	0.22
Ce	0.38	0.97	0.60	1.74	2.07	0.35	0.54
Pr	0.04	0.17	0.09	0.28	0.33	0.05	0.07
Nd	0.15	0.78	0.51	1.56	1.68	0.28	0.31
Sm	0.03	0.28	0.19	0.55	0.57	0.09	0.13
Eu	0.01	0.11	0.06	0.18	0.15	0.02	0.03
Gd	0.04	0.44	0.27	0.77	0.70	0.19	0.21
Tb	0.01	0.09	0.06	0.15	0.14	0.04	0.032
Dy	0.05	0.56	0.46	1.03	0.94	0.23	0.26
Ho	0.01	0.14	0.11	0.23	0.21	0.05	0.07
Er	—	—	—	0.70	0.59	0.18	—
Tm	0.01	0.06	0.05	0.11	0.09	0.03	0.034
Yb	0.08	0.36	0.30	0.71	0.60	0.20	0.21

Таблица 3. Продолжение

Авт. номер	Гипербазиты						
	С-2800-2	С-2800-9	С-2800-14*	SR-36	SR-64	Э-51/2	С-2800-7
порода	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-перидотит</i>	<i>мета-гарцбургит</i>
Lu	0.02	0.05	0.05	0.11	0.09	0.04	0.03
Hf	0.12	0.32	0.17	0.35	0.18	0.27	0.15
Pb	0.22	0.16	0.32	0.43	0.61	0.9	0.30
Th	0.04	0.04	0.03	0.09	0.08	0.02	0.03
U	0.004	0.02	0.01	0.06	0.02	0.03	0.008

Зеленые амфиболиты

Авт. номер	С-2800-32*	С-2800-22	С-2800-33*	Э-SR-GB-2	SR-1	Э-88/5
порода	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>
SiO ₂	47.90	57.24	48.36	46.50	47.14	54.58
TiO ₂	0.41	0.69	0.60	0.52	0.42	0.43
Al ₂ O ₃	15.98	18.10	15.33	15.64	16.76	12.30
Fe ₂ O ₃	2.14	1.80	3.05	1.71	1.62	1.54
FeO	6.58	5.03	7.42	7.90	6.89	7.25
MnO	0.16	0.11	0.17	0.16	0.16	0.36
MgO	11.23	4.16	9.15	11.29	10.99	7.56
CaO	10.69	7.08	10.94	10.90	10.47	11.34
Na ₂ O	2.10	4.20	2.52	1.81	1.87	2.23
K ₂ O	0.85	0.63	0.70	0.68	1.25	0.58
P ₂ O ₅	0.05	0.18	0.08	0.16	0.03	0.05
H ₂ O	0.10	0.05	0.05	0.03	2.10	0.09
LOI	1.47	0.79	1.14	2.33	0.13	1.20
Сумма	99.66	100.06	99.51	99.63	99.83	
Sc	28.3**	15.0	32.8	32.3	28.0	31
Ti	2394	4145	3926	2830	2260	2039
V	164	127	205	181	148	115.9
Cr	379	59	303	487	448	1991
Co	53.8	23.0	62.0	57.5	53.1	68.8
Ni	250	45.5	206	246	270	572
Cu	55.6	20.2	81.2	26.2	18.5	28.6
Zn	58.2	68.4	80.1	50.6	45.7	72.7
Ga	14.2	20.0	17.9	9.5	10.5	7.8
Rb	33.2	14.59	10.6	31.4	52.1	6.0
Sr	169	328	174	104	117	59.5
Y	11.3	13.8	12.8	11	9.04	7.8
Zr	18.6	63.7	24.6	9.83	11.7	8.4
Nb	1.15	4.59	2.19	1.02	0.933	0.6
Ba	161	156	140	124	199	64.1
La	1.839	13.6	3.31	1.43	1.87	0.98
Ce	4.77	32.0	7.72	3.73	4.65	2.23
Pr	0.675	3.97	1.03	0.58	0.663	0.38

Таблица 3. Продолжение

Авт. номер	C-2800-32*	C-2800-22	C-2800-33*	Э-SR-GB-2	SR-1	Э-88/5	
порода	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>	<i>амфиболит</i>	
Nd	3.13	14.7	4.93	2.91	3.10	2.08	
Sm	0.922	2.79	1.19	1.04	0.956	0.67	
Eu	0.442	1.03	0.538	0.481	0.52	0.26	
Gd	1.32	2.63	1.639	1.15	1.11	1.01	
Tb	0.227	0.398	0.278	0.215	0.203	0.19	
Dy	1.51	2.29	1.69	1.5	1.35	1.46	
Ho	0.327	0.434	0.405	0.334	0.305	0.33	
Er	0.94	—	1.043	1.03	0.881	1.00	
Tm	0.144	0.182	0.170	0.167	0.139	0.16	
Yb	0.941	1.15	1.092	1.06	0.892	1.10	
Lu	0.145	0.158	0.161	0.152	0.132	0.17	
Hf	0.521	1.61	0.632	0.466	0.495	0.40	
Pb	2.07	2.96	2.512	2.35	2.29	8.4	
Th	0.100	1.36	0.180	0.116	0.15	0.12	
U	0.020	0.333	0.067	0.0536	0.199	0.05	

Бурые амфиболиты

Авт. номер	C-2800-23	Э-62/1	Э-54/4	Э-13/2	Э-57/1	Э-69/1	
порода	<i>гранатовый амфиболит</i>	<i>амфибол-кварцевый гранатит</i>	<i>гранатовый амфиболит</i>	<i>гранатовый амфиболит</i>	<i>гранатовый амфиболит</i>	<i>гранатовый амфиболит</i>	
SiO ₂	40.50	54.54	43.78	58.88	51.94	58.72	
TiO ₂	1.75	2.20	1.72	1.72	1.01	2.70	
Al ₂ O ₃	16.11	12.22	16.55	12.26	14.81	14.10	
Fe ₂ O ₃	7.04	2.33	2.57	0.31	2.32	2.93	
FeO	10.30	14.36	12.21	14.22	9.12	5.82	
MnO	0.34	0.30	0.16	0.31	0.18	0.08	
MgO	10.11	3.22	6.86	1.79	6.52	3.82	
CaO	10.25	8.41	11.70	8.58	9.05	9.76	
Na ₂ O	1.35	0.35	1.42	0.11	2.32	0.73	
K ₂ O	0.55	0.39	0.77	0.10	0.83	0.58	
P ₂ O ₅	0.43		0.29	0.88	0.15	0.29	
H ₂ O	0.04	0.08	0.06	0.01	0.10	0.03	
LOI	1.35	1.40	1.74	0.43	1.49	1.36	
Сумма	100.12	99.80	99.83	99.60	99.84	100.92	
Sc	37.2	31.0	40.2	40.0	31.3	34	
Ti	9637	13040.0	12330.0	13020.0	6372.0	7215	
V	291	112.8	270.9	62.0	207.9	322.4	
Cr	182	205.1	288.8	325.5	205.6	165	
Co	52.9	32.9	60.9	25.3	45.9	19.4	
Ni	135	48.3	122.8	33.2	109.3	45	
Cu	59.0	136.6	149.8	171.3	95.7	10.8	
Zn	116	123.7	171.7	61.4	93.5	38.6	
Ga	22.4	15.6	22.5	9.1	15.5	22.6	

Таблица 3. Окончание

Авт. номер	С-2800-23	Э-62/1	Э-54/4	Э-13/2	Э-57/1	Э-69/1	
порода	<i>гранатовый амфиболит</i>	<i>амфибол-кварцевый гранатит</i>	<i>гранатовый амфиболит</i>	<i>гранатовый амфиболит</i>	<i>гранатовый амфиболит</i>	<i>гранатовый амфиболит</i>	
Rb	5.79	16.9	11.2	7.0	15.1	11.1	
Sr	47.0	39.0	74.3	20.3	176.8	247.8	
Y	46.8	50.0	28.6	66.6	18.3	27.7	
Zr	177	27.2	16.8	24.2	9.8	10.2	
Nb	20.5	14.4	7.0	17.6	3.7	2.5	
Ba	59.4	215	111	93	171	35.4	
La	57.365	33.85	14.09	70.39	11.10	23.23	
Ce	122	80.83	32.56	156.10	25.18	49.77	
Pr	13.2	10.69	4.21	18.94	3.28	6.29	
Nd	53.2	46.55	18.86	76.12	14.28	25.79	
Sm	10.3	10.47	4.44	14.98	3.41	5.57	
Eu	2.49	2.63	1.56	3.44	1.00	1.51	
Gd	8.78	10.99	5.06	13.62	3.57	5.60	
Tb	1.40	1.72	0.85	2.11	0.61	0.94	
Dy	7.55	10.27	5.60	12.85	3.80	5.42	
Ho	1.70	2.09	1.16	2.66	0.80	1.11	
Er	5.25	6.35	3.56	8.20	2.28	3.36	
Tm	0.78	0.87	0.48	1.11	0.32	0.50	
Yb	5.11	5.87	3.38	8.09	2.16	3.11	
Lu	0.870	0.84	0.53	1.21	0.32	0.45	
Hf	4.48	1.17	1.00	1.16	0.68	0.69	
Pb	4.03	1.7	1.4	1.9	3.3	8.4	
Th	12.0	4.22	2.11	11.59	1.50	6.64	
U	2.44	0.80	0.36	1.74	0.30	1.76	

Примечание. * — образцы использовались при петрологическом моделировании; ** — анализы выполнены ICP-MS методом в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург).

различных фаций показано, что высокочargedные элементы (редкоземельные элементы (РЗЭ), Nb, Y, Zr, Hf, Ta, U, Th) относительно малоподвижны в ходе таких процессов. Следствие этого основа наших геохимических исследований базируется на поведении РЗЭ и других высокочargedных несовместимых элементов, особенно на их соотношениях, поскольку поведение таких из них, как Nb/Yb и Th/Yb, хорошо изучено и является индикаторным для расплавов, контаминированных коровым материалом или субдукционной компонентой [69, 82].

Метагипербазиты по нормативному содержанию оливина, орто- и клинопироксена обнаруживают перидотитовые (преобладают) и пироксенитовые составы (рис. 7). Среди перидотитов гарцбургиты преобладают над лерцолитами, а пироксениты отличаются по составу оливиновому вебстериту.

Поведение рассеянных элементов в метаги-

пербазитах показывает заметную вариативность (рис. 8, а, г). По содержаниям нормированных к хондриту РЗЭ их можно подразделить на три группы:

- метаперидотиты с субхондритовыми содержаниями рассеянных элементов и отрицательными аномалиями Eu,
- метаперидотиты и метапироксениты с надхондритовыми содержаниями РЗЭ (х 1—5 хондрита),
- обогащенные лантаноидами метаперидотиты и метапироксениты, отличающиеся от первых двух групп (метаперидотитов и метапироксенитов) хорошо выраженными отрицательными аномалиями Nb, Zr, Ti.

Химический состав амфиболитов также позволяет выделить две группы:

- зеленые амфиболиты на классификационной диаграмме Миясиро [80] обнаруживают составы,

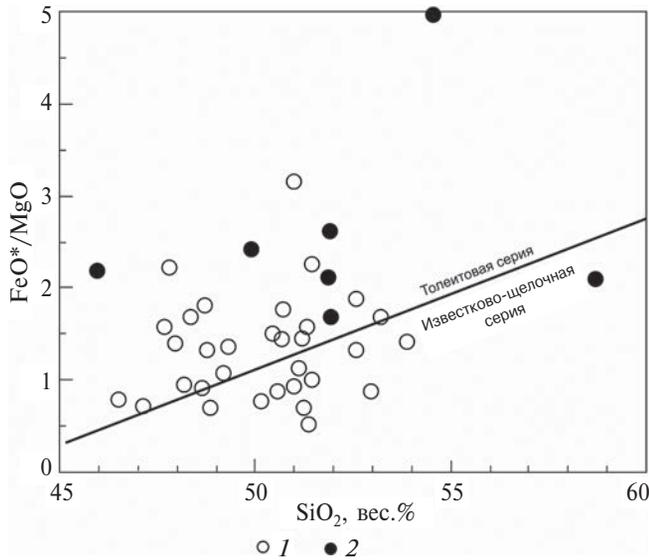


Рис. 9. Диаграмма $FeO^*/MgO - SiO_2$ для составов амфиболитов Центрально-Беломорского пояса с линией разграничения толейтовой и известково-щелочной серий, по [80].
1 — зеленые амфиболиты; 2 — бурые амфиболиты

принадлежащие как толейтовой, так и известково-щелочной сериям, что типично для островодужных обстановок [104];

– бурые амфиболиты, которые по составу попадают в поле толейтовой серии, и только один образец андезитового состава находится в поле известково-щелочной (см. рис. 9, см. табл. 3).

Действительно, как следует из классификационной диаграммы Пирса и Робинсона [83] (рис. 10), подавляющая часть зеленых амфиболитов отно-

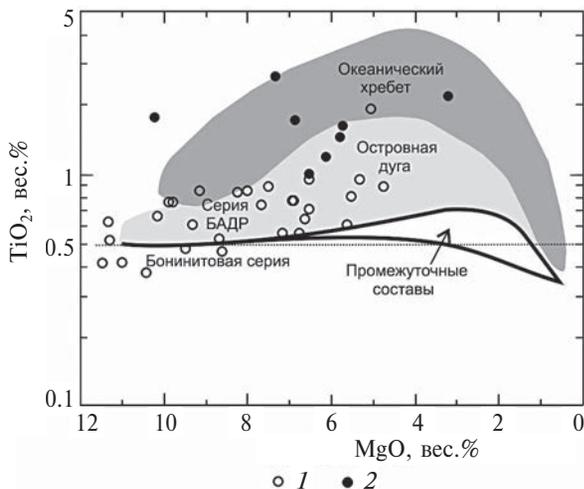


Рис. 10. Составы амфиболитов Центрально-Беломорского пояса на дискриминационной диаграмме $TiO_2 - MgO$ (по [83]), адаптированной к международной классификации основных пород (по [76]). Поля составов: пород бонинитовой серии, островодужных пород БАДР серии, пород океанического хребта.
1 — зеленые амфиболиты; 2 — бурые амфиболиты

сится к базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) серии островных дуг. Составы бурых амфиболитов на этой диаграмме смещены в сторону толейтов океанических хребтов (см. рис. 10).

По геохимии рассеянных элементов амфиболиты также существенно различаются. Зеленые амфиболиты обнаруживают элементные распределения (см. рис. 8, б, д), сходные с таковыми в современных толейтах интра-океанических островных дуг. Заметные различия проявлены в уровне деплетации, что может объясняться большими степенями плавления источника амфиболитов по сравнению с источником современных толейтов интра-океанических островных дуг. Обращают внимание положительные аномалии Sr и Eu в некоторых образцах зеленых амфиболитов (см. рис. 8, д), свидетельствующие о том, что их протолитами могли быть габброиды.

Бурые амфиболиты показывают иной — фракционированный спектр распределения рассеянных и редкоземельных элементов с сильными отрицательными аномалиями Nb, Sr и Zr (см. рис. 8, в, е). Отметим, что бурые амфиболиты обнаруживают заметную геохимическую когерентность с группой обогащенных метагипербазитов, тогда как зеленые амфиболиты — с группой деплетированных.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прямое датирование магматической стадии становления неоднократно метаморфизованных базит-гипербазитов крайне сложно. Поэтому, кроме датирования амфиболитов, нами проводилось и изучение секущих их метадиоритов. Возраст магматической стадии становления последних оценивается в 2877 ± 29 млн лет, что надежно определяет верхнюю возрастную границу формирования базит-гипербазитовой ассоциации. Аналогичная датировка — 2878 ± 13 млн лет — была получена ранее для трондземитовых гнейсов Центрально-Беломорского пояса из района, расположенного к юго-востоку от Серякской структуры [7, 29]. В исследованных амфиболитах установлены цирконы с возрастом 3134 ± 80 млн лет, который может служить лишь предварительным указанием на наличие древнего протолита, т. к. эта выборка крайне мала (две аналитические точки). Значительно более надежно установлен возраст второй генерации ядер цирконов — 2871 ± 85 млн лет, который в пределах аналитической ошибки аналогичен возрасту секущих толщ метадиоритов (2877 ± 29 млн лет). В амфиболитах базит-гипербазитового комплекса и секущих метадиоритах установлены проявления позднего метаморфизма — с возрастом 1886 ± 44 и 1870 млн лет соответственно. Последний сопоставим в пределах аналитических ошибок с нарушением более древних изотопных систем в ходе Лапландско-Кольской орогении [56]. Следует обратить внимание, что в породах района оз. Серяк не установлены цирконы неоархейского (около

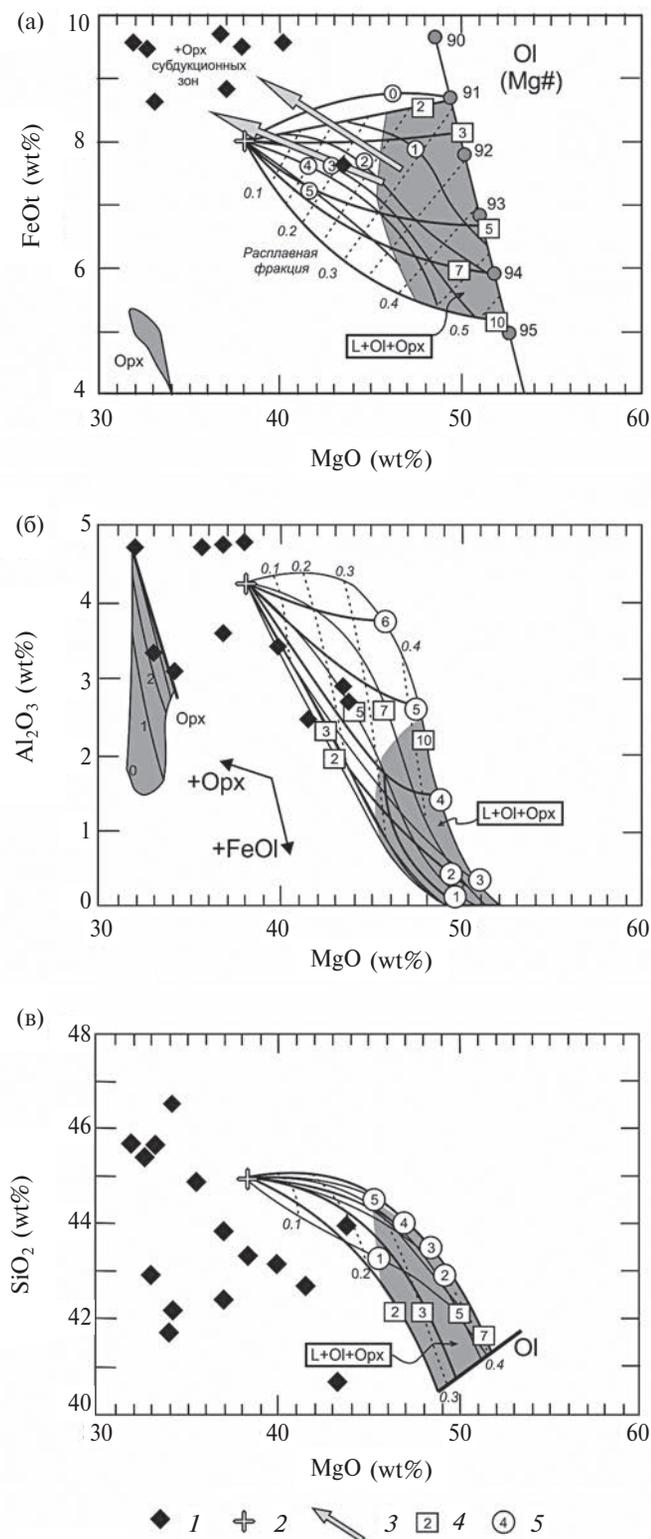


Рис. 11. Составы метаперидотитов Центрально-Беломорского пояса на петрогенетических сетках модели рести-тов составов, сформировавшихся при фракционном плавлении лерцолита KR-4003, по [63].

(а) — показаны (стрелки) тренды изменения составов перидотита, которые присущи только перидотитам субдукционных зон; (б) — поле составов магматического ортопироксена в равновесии с гарцбургитом разделено линиями 0, 1, 2, 3, соответствующими давлению плавления в ГПа.

1–2 — составы: 1 — метаперидотитов, 2 — лерцолита KR-4003; 3 — тренды изменения составов перидотита, которые присущи только перидотитам субдукционных зон; 4–5 — давление: 4 — начала плавления, 5 — окончания плавления

2.7 млрд лет) возраста, крайне обычные для Беломорской провинции и связанные с коллизионными процессами [4, 29, 30].

Таким образом, возраст формирования метабазит-гипербазитовой ассоциации Центрально-Беломорского пояса оценивается как ~2.9 (возможно ~3.1) млрд лет, т. е. Центрально-Беломорский пояс является одним из древнейших комплексов Беломорской провинции [4, 29].

Когерентность геохимических характеристик метабазитов и метагипербазитов указывает на вероятное генетическое единство их протолитов, т. е. мантийного перидотитового источника и продуктов его плавления — вулcano-плутонических серий основных пород Центрально-Беломорского пояса. Это обстоятельство предоставляет возможность использовать современную концепцию декомпрессионного плавления мантии в обстановках растяжения литосферы, фундаментальные основы которой заложены в работах [71, 78].

Перидотиты заключают в себе важную информацию не только о процессах их плавления, следовательно, деплетации, но и о геодинамических обстановках их формирования [63]. Показано положение аналитических точек составов метаперидотитов Центрально-Беломорского пояса на петрогенетических сетках, основанных на результатах экспериментального плавления фертильного перидотита, или лерцолита [63] (рис. 11). Как можно видеть, только в одном образце сохранилась информация о первичном составе лерцолита и условиях его плавления (см. рис. 11, а). И это не удивительно, принимая во внимание, что породы претерпели сильные метаморфические преобразования, и первичные магматические минералы не сохранились. Однако, этот образец (С-2800–14, см. табл. 3) предоставляет важную информацию о том, что плавление лерцолита происходило при давлении около 3 ГПа с формированием ~20% расплавленной фракции, а началось на несколько больших глубинах в равновесии с оливином $X_{fo} = 91–92$. Важно, что наблюдаемое смещение составов в сторону увеличения железистости, кремнекислотности и, в меньшей степени, глиноземистости имеет геодинамическое значение. Дело в том, что показанные стрелками (см. рис. 11, а) тренды эволюции первичных расплавов известны только в перидотитах активных субдукционных зон. В качестве причин возникновения нереститовых перидотитов с обогащением SiO₂, Al₂O₃, FeO* и некумулятивным ортопироксеном рассматриваются:

— высокая активность кремнезема при высокой активности воды в субдукционных зонах,

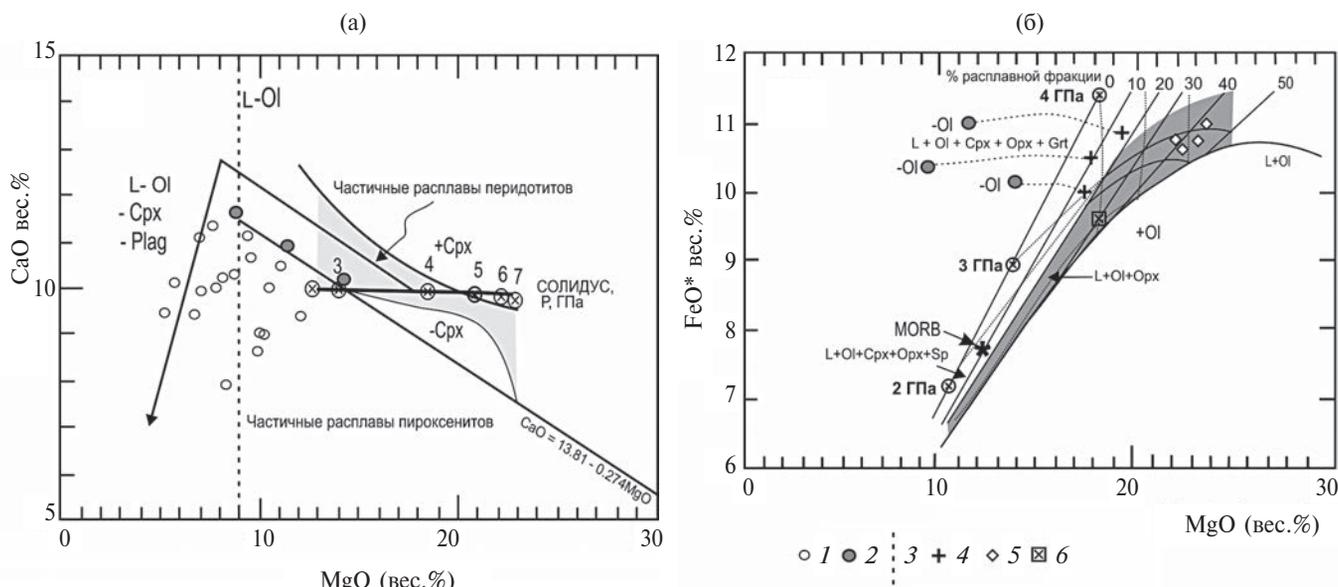


Рис. 12. Амфиболиты Центрально-Беломорского пояса на петрогенетических диаграммах MgO—CaO (а) и MgO—FeO* (б), связывающих происхождение их протолитов с процессами фракционирования и плавления верхней мантии (по данным [64, 65]).

1 — составы амфиболитов; 2 — составы протолитов амфиболитов, которые лежат на линии эволюции оливина в области плавления перидотитовой мантии; 3 — линия, соответствующая MgO ~9 вес.%, показывает начало процесса фракционирования клинопироксена и плагиоклаза (начало габбрового тренда); 4—6 — первичные расплавы протолитов для составов, контролируемых фракционированием оливина, по программе Primelst2 [64]: 4 — metabазальтов (зеленых амфиболитов) Центрально-Беломорского пояса, 5 — пород бонинитовой серии Северо-Карельского пояса, 6 — базальтов плато Манихики

— добавление в мантийный перидотит частичных расплавов из погружающихся в зонах субдукции эклогитов и осадков [70].

Моделирование параметров плавления лерцолита с образованием первичных расплавов для возникновения базитов Центрально-Беломорского пояса показывает те же самые параметры. Из довольно представительной популяции образцов амфиболитов (метабазитов) только три отвечают необходимым критериям для расчета параметров формирования первичных расплавов [64]. Их составы контролируются преимущественно оливином в поле фертильного лерцолита. Большинство же аналитических точек расположены вдоль габбрового тренда, свидетельствуя о том, что в разрезе базитовой ассоциации мог присутствовать большой объем габброидов (рис. 12, а). Тем не менее рассчитанные первичные расплавы (см. рис. 12, б) показывают, что они формировались в поле гранатового лерцолита при давлении 3.5—3.8 ГПа и были равновесны с оливином $X_{fo} = 91$ —92, образуя расплавную фракцию ~10—20%.

Такое совпадение параметров частичного плавления мантии, полученное по амфиболитам с наиболее примитивными составами и по ассоциирующему с ними метагипербазиту лерцолитового состава, трудно объяснить случайностью. Действительно, составы базитов, удовлетворяющие критериям моделирования первичных расплавов, крайне редки. Так, для построения известной кривой термальной эволюции верхней мантии

Земли было выбрано только 33 анализа из ~1500 анализов базитов раннедокембрийского возраста, или ~2% от общего количества [66]. И хотя полученные нами результаты хорошо вписываются в эту кривую, они оказываются уникальными, поскольку находят свой источник в ассоциирующем с ними метаперидотите.

Таким образом, полученные данные позволяют говорить о базит-гипербазитовой ассоциации Центрально-Беломорского пояса как о тектоническом фрагменте мезоархейской океанической литосферы, или, в терминах фанерозойской тектоники, как о тектонически расчлененном офиолите мезоархейского возраста.

В настоящее время подавляющее число офиолитовых разрезов в Мире относятся к типу супрасубдукционных офиолитов, тогда как офиолиты срединно-океанических хребтов представлены лишь единичными примерами [28, 57, 58, 82, 95, 101]. Геохимия вулканитов архейских зеленокаменных поясов Мира также свидетельствует о присутствии в их разрезах фрагментов супрасубдукционных офиолитов [59]. Фрагментарно сохранившиеся комплексы параллельных даек встречаются крайне редко, например описаны в поясе Исуа (Гренландия) [60] и Ириногорской структуре Северо-Карельского пояса (Беломорская провинция) [88]. Однако все выше упоминавшиеся находки относятся к верхним частям офиолитовой последовательности. Уникальность Центрально-Беломорского пояса заключается в том, что здесь сохранился фрагмент нижней

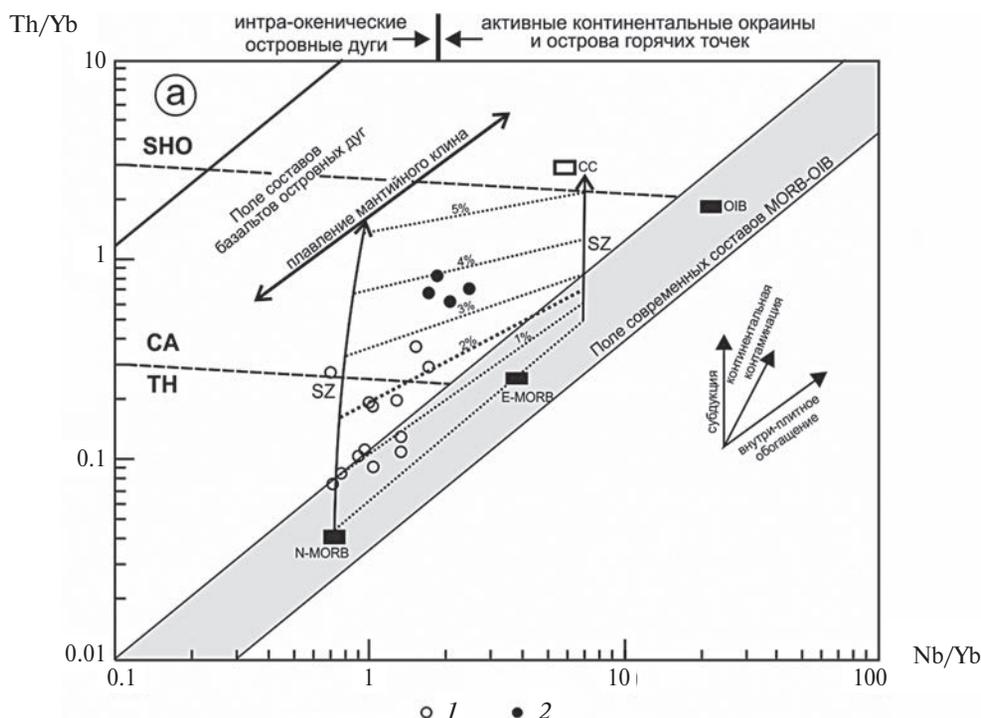


Рис. 13. Индикаторная геохимическая диаграмма Th/Yb — Nb/Yb для оценки степени контаминации мафических пород субдукционной компонентой или веществом континентальной коры генетических особенностей протолитов амфиболитов Центрально-Беломорского пояса (по данным [82]).

Обозначены: континентальная кора — CC, субдукционная зона — SZ; границы (пунктирные линии) петрологических серий: TH — толеитовой, CA — известково-щелочной, SHO — шошонитовой; степени контаминации (точечные линии) с субдукционной компонентой, %.

1 — зеленые амфиболиты; 2 — бурые амфиболиты.

части разреза архейского офиолита, включающий мантийные перидотиты, вероятно, полосчатый переходный комплекс (пироксениты) и, судя по хорошо проявленному габбровому тренду, габбровый комплекс (см. рис. 12, а). Соотношения между этими комплексами затушеваны полифазными структурно-метаморфическими преобразованиями, в результате которых практически полностью стерт первичные структурно-текстурные характеристики вулканоплутонической офиолитовой ассоциации. Тем не менее петро-геохимические характеристики свидетельствуют о ее субдукционном происхождении. Это наглядно видно на индикаторной к процессам субдукционной и коровой контаминации мантийных расплавов [82] диаграмме Th/Yb — Nb/Yb (рис. 13) с аналитическими точками составов зеленых и бурых амфиболитов Центрально-Беломорского пояса. Как можно видеть, точки составов зеленых амфиболитов располагаются вдоль вертикального тренда субдукционной компоненты от области мантийных расплавов океанической природы; субдукционная компонента в их составе не превышает 2%. Составы бурых амфиболитов контролируются большим вовлечением субдукционной компоненты ~3–4%.

Как отмечалось выше, появление обогащенных составов, вероятно, было связано с субдукционной переработкой метаперидотитов и метапирок-

сенитов за счет инфильтрации водного флюида в мантийный клин. Этот процесс должен приводить к частичному плавлению области мантийного клина, что и отражается в появлении андезитовых составов.

Другой важной чертой рассматриваемой базит-гипербазитовой ассоциации является то, что она знаменует начало процессов субдукции и формирования ранней континентальной коры в Беломорской провинции. Действительно, и полученные в данной работе изотопно-геохронологические данные, и ранее опубликованные [7, 90] свидетельствуют о том, что Центрально-Беломорский пояс является древнейшим на этой территории, его формирование относится к возрасту не моложе ~2.9 млрд лет. Становление этого комплекса дало старт к череде субдукционно-аккреционных событий, приведших к формированию ранней мезо-неоархейской континентальной коры провинции, становление которой завершилось ~2670 млн лет назад [4, 30, 90, 91]. Возможно, что инициация субдукции в Беломорской провинции была индуцирована мантийно-плюмовым событием, как это было недавно предложено в модели [61]. Такое предположение основывается на хорошей изотопно-геохронологической корреляции мантийно-плюмового события, свидетельства которого описаны в мезоархее Сумозерско-Кенозерского

зеленокаменного пояса на юго-востоке Карельского кратона [84], и инициальной стадии субдукции, запечатленной во фрагменте метаофиолита Центрально-Беломорского пояса.

В фанерозойской геодинамике офиолиты подобного типа формируются на начальных этапах инициации субдукции [83, 95, 101]. Инициация субдукции связывается с гравитационным коллапсом океанической литосферы, возникновением над зоной разрыва области спрединга, а затем при поддвигании лежачего крыла литосферной плиты декомпрессионное плавление прекращается и устанавливается режим плавления мантийного клина с генерацией островодужных толеитовых и известково-щелочных вулканических серий.

Указанная закономерность в развитии начальных интра-океанических островодужных стадий, известная как правило инициации субдукции, установлена для фанерозойских систем [101], данное правило распространяется также на мезоархейскую историю, наглядным примером его действия могут быть офиолиты Центрально-Беломорского пояса и Северо-Карельского зеленокаменного пояса Беломорской провинции [43].

Архейские островодужные системы Беломорской провинции обнаруживают принципиально важные отличия от фанерозойских, связанные, как мы полагаем, с термальным охлаждением верхней мантии.

На диаграмме $MgO-CaO$ (см. рис. 12, а) часть составов протолитов амфиболитов лежит на линии эволюции оливина в области плавления перидотитовой мантии, а на $MgO-FeO^*$ (см. рис. 12, б) первичные расплавы протолитов амфиболитов, составы которых контролируются фракционированием оливина, формировались в интервале давлений $\sim 3.5-3.8$ ГПа при частичном (10–20%) плавлении лерцолитовой мантии (расчет проводился с использованием программы *Primelts2* [64]). На данных диаграммах, кроме составов родоначальных расплавов протолитов базальтов (амфиболитов) Центрально-Беломорского пояса, также показаны:

- первичный расплав MORB, формирующийся в поле шпинелевых лерцолитов при потенциальной температуре (T_p) современной мантии ~ 1350 °С, и формирующих магматическую колонну для океанической коры мощностью 6–7 км;
- первичный расплав для базальтов океанического плато Манихики с мощностью 15–25 км, показывающий $T_p \sim 1510$ °С;
- первичные расплавы для бонинитовой серии Северо-Карельского пояса, генерированные в поле деплетированного перидотита при $T_p \sim 1630$ °С. Заметим, что первичные расплавы мезоархейских метавулканитов Беломорской провинции формировались на глубинах 3.5–3.8 ГПа в поле гранатовых перидотитов при высоких степенях их частичного плавления.

Поскольку в концепции частичного плавления верхней мантии параметр T_p связан с объемом расплава, формирующихся магматических колонн

[66, 78], то в архее должна была формироваться океаническая кора существенно большей мощности, чем в фанерозое [92]. Мощность архейской океанической коры, как следует из петрологических оценок (см. рис. 12, б), должна была превышать мощность коры современного океанического плато Манихики, достигая 25–30 км. Следовательно, в отличие от фанерозойской тонко-плитовой геодинамики с мощностью океанической коры в 6–7 км, в архее должна была действовать толсто-плитная (с мощностью океанической коры $\sim 25-30$ км [85]) геодинамика.

Геологические и петрологические данные, полученные в последнее время по Беломорской провинции, позволяют полагать, что толстые архейские плиты способны были к субдукции. Об этом свидетельствуют не только примеры сохранившихся мезо-неоархейских островодужных вулканогенных комплексов (Керетского, Хизоварского и других) [5, 7, 19, 29], фрагментов супрасубдукционных офиолитов (Центрально-Беломорского и Ириногорского), но и многочисленные находки эклогитов [11, 74, 79, 86, 87], в том числе и ультра-высокобарической субфации [45]. Эклогиты Узкой Салмы Беломорской провинции с возрастом океанического протолита ~ 2900 млн лет датированы по цирконам из син-метаморфических ювенильных высокобарических трондьемитов и показывают возраст 2866 ± 10 млн лет [79]. В пределах ошибок измерений эта датировка соответствует полученному нами возрасту ювенильного метадiorита, прорывающего базит-гипербазитовую ассоциацию Центрально-Беломорского пояса.

Полагаем, что подобная корреляция событий в Беломорской провинции не является случайной, а отражает проявление тех или иных геодинамических событий, связанных с архейскими субдукционными процессами. Их реконструкция по всему региону крайне затруднена, поскольку наблюдаемая современная структура провинции представляет собой интегральную картину тектонического совмещения разновозрастных архейских субдукционных и коллизионных комплексов, на которые были наложены тектоно-термальные процессы Лапландско-Кольской коллизионной орогении [1, 2, 14, 48, 89].

В Беломорской провинции реставрируются фрагментарно сохранившиеся породные ассоциации, связанные с геодинамическими обстановками архейских субдукционных процессов [29, 43, 44], ранее не было данных для палеорекострукции начальной «до-бонинитовой» стадии. Полученные нами данные позволяют предложить геодинамическую модель (рис. 14). Она адаптирована к обстановке архейской толсто-плитовой тектоники. Эпизод раннего преддугового спрединга (см. рис. 14, б) запечатлен в базит-гипербазитовой ассоциации Центрально-Беломорского пояса. Развитый преддуговой спрединг с бонинитовой се-

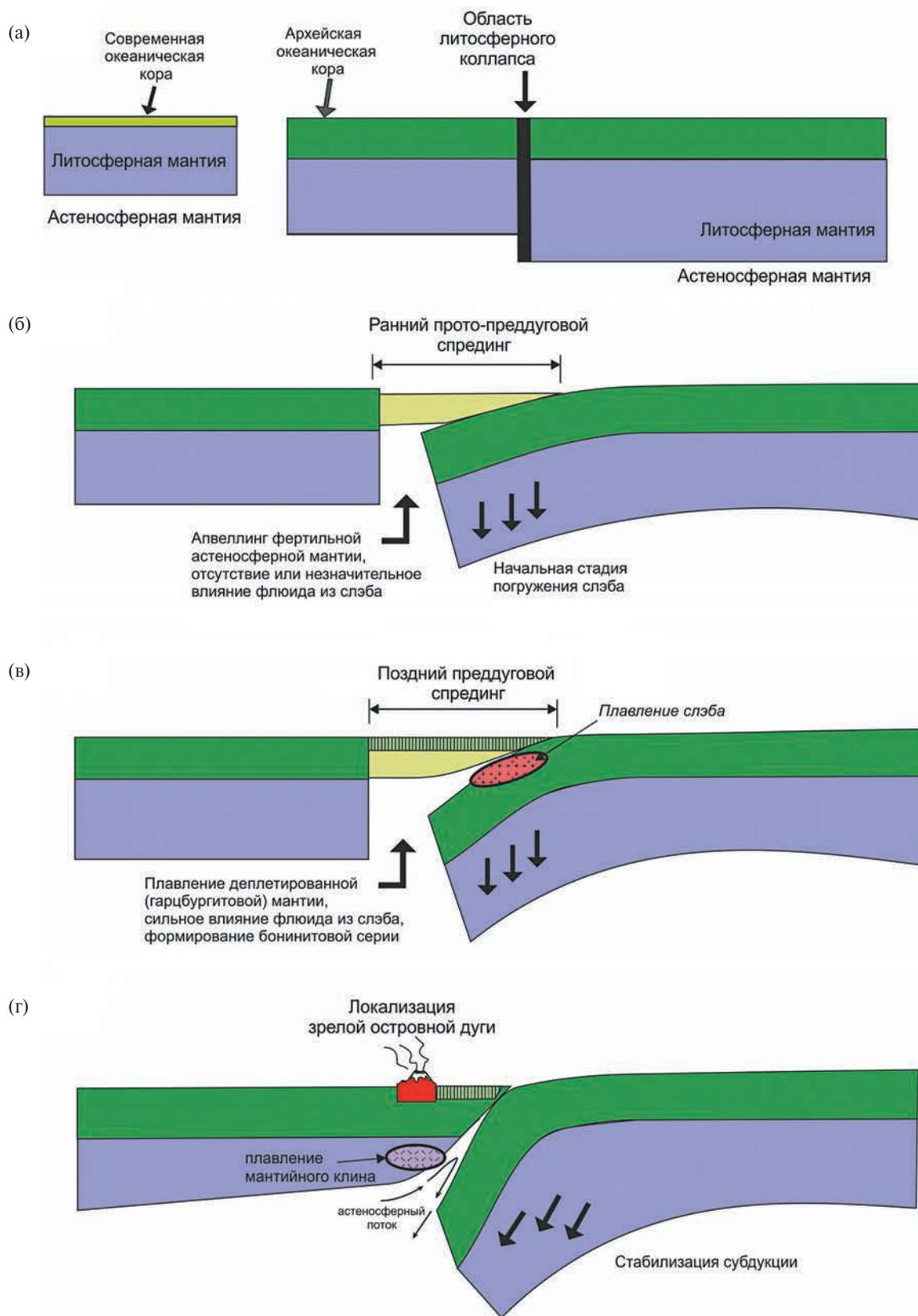


Рис. 14. Модель интра-океанической субдукции, созданная для мезозоя (по данным [101]), но адаптированная к субдукции толстой архейской океанической коры от предшествующего ей состояния (а), инициации (б), стабилизации (в) и стационарного развития (г).

На (а) — показаны для сравнения современная (слева) и мезоархейская (справа) океаническая литосфера.

рией (см. рис. 14, в) реставрируется в Северо-Карельском поясе [43, 44, 88]. Установление режима стабилизации субдукции (см. рис. 14, г) наиболее полно отражено в Керетском поясе, где широко развиты мезоархейские средне-кислые метавулканы известково-щелочной серии [29].

Таким образом, новые данные позволяют идентифицировать различные стадии инициации и развития субдукционно-аккреционных событий, сформировавших раннюю континентальную кору Беломорской провинции, при условии утолщенной океанической литосферы.

Численное моделирование субдукции при Тр верхней мантии, превышающей современную на 200 °С, показывает, что она развивается при условии эклогитизации [100]. Однако этот процесс должен был иметь некоторые специфические черты, связанные с эпизодичностью и кратковременностью субдукционных событий, что следует из уменьшенной прочности погружающихся слэбов и их частых отрывов [100]. Если это так, каждый кратковременный эпизод субдукции должен был формировать островодужный террейн с ювенильной корой определенного возраста, а террейны различного возраста объединяться в ходе аккреционно-коллизийных процессов. Если же становление и развитие субдукционных систем в архее было близко современным системам, то полный цикл их жизни мог достигать 100 млн лет, а период от инициации субдукции до возникновения зрелой островной дуги ~40 млн лет [96].

ВЫВОДЫ

Проведенные нами исследования базит-гипербазитовой ассоциации Центрально-Беломорского пояса привели к следующим выводам:

1. Результаты геохронологического изучения цирконов из амфиболитов и секущих их диоритов определяют верхний временной предел формирования протолита базит-гипербазитового комплекса как мезоархейский, который составляет >2877 млн лет, вероятно, около 3.1 млрд лет, претерпевшего метаморфические преобразования около 1.9 млрд лет.

2. Базит-гипербазитовая ассоциация пояса обнаруживает петро-геохимическую когерентность амфиболитов и метаперидотитов, что указывает на генетическое единство их протолитов, т. е. мантийного перидотитового источника и продуктов его плавления — вулканоплутонических серий основных пород, что позволяет рассматривать ее как фрагмент мезоархейской океанической литосферы.

3. Петрологическое моделирование протолитов базит-гипербазитовой ассоциации показало, что первичные расплавы формировались в поле гранатового лерцолита при давлении 3.5–3.8 ГПа и были равновесны с оливином $X_{\text{Fe}} = 91–92$, образуя расплавную фракцию ~10–20% при потенциальной

температуре верхней мантии 1520–1550 °С, что превышает параметры современной мантии на 200 °С, свидетельствуя о мощности океанической коры в мезоархее ~25–30 км.

4. Геохимические исследования показали, что эта ассоциация образовалась на стадии инициации субдукции, маркируя наиболее раннюю стадию формирования континентальной коры Беломорской провинции.

5. Полученные результаты подтвердили, что палео-геодинамические реконструкции архейских процессов корообразования в Беломорской провинции возможны в условиях сильных структурно-метаморфических преобразований породных ассоциаций.

Благодарности. Статья посвящается памяти наших коллег Елены Владимировны Бибиковой и Виктора Андреевича Глебовицкого.

Авторы выражают благодарность Е.В. Складкову (ИЗК РАН, г. Иркутск) за консультации, позволившие улучшить статью.

Источники финансирования. Статья является вкладом в исследования по темам АААА-А18-118020290085-4, № 0135-2016-0014, Программы президиума РАН № 19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов» и при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00479).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизийном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.
2. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2002. 32 с.
3. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты: КФАН СССР, 1986. 100 с.
4. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайсон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.
5. Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А., Богина М.М., Грачева Т.В., Марков В.А. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Том 11. № 3. С. 289–320.
6. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Володичев О.И., Кузнецко Т.И., Конилов А.Н. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гриндинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики

и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 68–71.

7. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Том 7. № 2. С. 115–140.

8. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.

9. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Кириозова Т.И., Марков В.А., Кевлич В.И. U–Pb возраст цирконов из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // ДАН. 1995. Т. 343. № 4. С. 517–521.

10. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.

11. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Кузнецко Т.И., Конилов А.Н. Архейские эколгиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Том 12. № 6. С. 609–631.

12. Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С. Уникальные геологические образования Карелии: архейские офиолиты и эколгиты // Труды Карельского НЦ РАН. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 17–35.

13. Глебовицкий В.А. Тектонический режим метаморфизма и эволюция геотермического состояния литосферы // Магматические и метаморфические формации в истории Земли / В.Б. Василенко (ред.). Новосибирск: Наука, 1986. С. 59–63.

14. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

15. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Ларионов И.С., Бережная Н.Г. Изотопная периодизация магматических и метаморфических событий на рубеже архей и палеопротерозоя в Беломорском поясе, Фенноскандинавский щит // ДАН. 2017. Том 476. № 4. С. 435–439.

16. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып. 4. Том 1 / А.Ф. Морозов (ред). М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. 408 с.

17. Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л.: Наука, 1967. 83 с.

18. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН. 2010. 144 с.

19. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 223 с.

20. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И., Арестова Н.А. Беломорский пояс — позднерархейская аккреционно-коллизионная

зона Балтийского щита // ДАН. 1998. Том 358. № 2. С. 226–229.

21. Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.

22. Миллер Ю.В., Байкова В.С., Арестова Н.А., Шулешко И.К. Роль Хетоламбинского террейна в становлении и ранней истории развития Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2005. № 2. С. 17–32.

23. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.

24. Миллер Ю.В., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Супракрустальные образования тектонических окон краевой части Карельского кратона (Северо-западное Беломорье) // Геотектоника. 2002. № 1. С. 13–28.

25. Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. № 4. С. 13–30.

26. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

27. Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Рыбникова З.П., Михайлова А.И., Парамонов А.С., Утицына В.Л., Эхова М.В., Колодей В.С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. 2015. № 7. С. 173–192.

28. Скляр Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты в офиолитовых комплексах: проблемы соотношения и петрогенезиса // Геология и геофизика. 2016. № 1. С. 163–180.

29. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.

30. Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А., Жанг Л., Кевлич В.И. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН. 2016. Том 467. № 1. С. 71–74.

31. Слабунов А.И., Кулешевич Л.В. Геодинамика и металлогения архейских супракрустальных комплексов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 373–375

32. Слабунов А.И., Нестерова Н.С. Научная конференция с участием зарубежных ученых «Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем» // Тр. КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. 2017. № 11. С. 94–96.

33. Слабунов А.И., Степанова А.В., Степанов В.С., Бабарина И.И. Серьякский протоофиолитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного по-

яса // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (материалы научной конференции), 1–9 июля 2005 г., Петрозаводск. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 19–25.

34. *Слабунов А.И., Шаров Н.В., Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Рослов Ю.В., Щипцова Н.И.* Сейсмогеографическая модель земной коры по профилю ГСЗ — ОГТ «Суша—Море» Калевала—Кемь—горло Белого моря // Структура и история развития литосферы. Российские исследования по программе МПГ 2007–2008 / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: Paulsen, 2010. Т. 4. С. 291–308.

35. *Степанов В.С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

36. *Степанов В.С.* Ультрабазиты и амфиболиты оз. Серяк (к проблеме генезиса беломорских амфиболитов) // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии / М.М. Стенарь (ред.). Петрозаводск: КФ АН СССР, 1983. С. 27–38.

37. *Степанов В.С., Слабунов А.И.* Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 175 с.

38. *Степанов В.С., Слабунов А.И., Степанова А.В.* Пороодообразующие и акцессорные минералы позднерхейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии / А.И. Голубев (ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. Вып. 6. С. 17–25.

39. *Сыстра Ю.И.* Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 168 с.

40. *Хок Й., Миллер Ю.В.* Современная методика кинематического анализа разрывных нарушений, развивающихся в условиях низкотемпературного метаморфизма, на примере Серякского долгоживущего разлома (Северо-Западное Беломорье) // Геотектоника. 1993. № 2. С. 73–76.

41. *Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С.* Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.

42. *Щербакова Т.Ф., Куклей Л.Н.* Древнейшие интрузивные образования Беломорид (на примере Нигрозерского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 62–70.

43. *Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 560 с.

44. *Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Бибикина Е.В., Слабунов А.И.* Древнейшие офиолиты на Земле: позднерхейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса // ДАН. 2001. Том 377. № 3. С. 376–380.

45. *Щипанский А.А., Сидоров М.Ю., Балаганский В.В.* УНР эколгитовые породы Беломорского пояса Балтийского щита: доказательства глубокой субдукции в архее // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различие с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 283–286.

46. *Щипанский А.А., Слабунов А.И.* Природа «Свекофенских цирконов Беломорского подвижного пояса

Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия» // Геохимия. 2015. № 10. С. 888–912.

47. *Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine spinel compositional relationships: review and interpretation // Chem. Geol. 1994. Vol. 113. P. 347–354.

48. *Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A.* Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications // International Geology Review. 2015. Vol. 57. No 11–12. P. 1543–1565.

49. *Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. of Petrology. 2001. Vol. 42. No 12. P. 2279–2302.

50. *Bibikova E., Skiödl T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A.* Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Research. 2001. Vol. 105. No 2–4. P. 315–330.

51. *Bogdanova S.V.* High-grade metamorphism of 2,45–2,4 Ga age in mafic intrusions of the Belomorian Belt in the northeastern Baltic Shield // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region / Ed. Brewer T.S. Geological Society. Special Publication. 1996. No 112. P. 69–90.

52. *Bogdanova S.V., Bibikova E.V.* The «Saamian» of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 131–152.

53. *Borisova E.Yu., Bibikova E.V., Lvov A.B., Miller Yu.V.* U–Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (the Belomorian Mobile Belt) Baltic Shield // Terra Nova. 1997. Vol. 9. Abstr. Suppl. 1. P. 132.

54. *Brown M., Johnson T.* Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // American Mineralogist. 2018. Vol. 103. P. 181–196.

55. *Corfu F., Hancher J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P.* Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. No 1. P. 469–500.

56. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Eds. D.G. Gee & R.A. Stephenson // European Lithosphere Dynamics. Memoirs 32. London: Geological Society, 2006. P. 579–598.

57. *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. Vol. 123. No 3–4. P. 387–411.

58. *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolites and Their Origins // Elements. 2014. Vol. 10. No 2. P. 93–100.

59. *Furnes H., Dilek Y., de Wit M.* Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types // Gondwana Research. 2015. Vol. 27. No 2. P. 649–685.

60. *Furnes H., Rosing M., Dilek Y., de Wit.* Isua supracrustal belt — a vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology // Lithos. 2009. Vol. 113. P. 115–132.

61. *Gerya T.V., Stern R.J., Baes M., Sobolev S.V., Whattam S.A.* Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation // Nature. 2015. Vol. 527. P. 221–226.

62. *Hastie A.R.* Is the Cretaceous primitive island arc series in the circum-Caribbean region geochemically analogous to the modern island arc tholeiite series? // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2009. Vol. 328. P. 399–409.
63. *Herzberg C.* Geodynamic information in peridotite petrology // *Journal of Petrology.* 2004. Vol. 45. No 12. P. 2507–2530.
64. *Herzberg C., Asimow P.* Petrology of some Oceanic Island Basalts: PRIMELT2.XLS software for Primary Magma Calculation // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2008. Vol. 9. No 9. P. 1–25.
65. *Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N., Niu Y., Leshner M., Fitton J.G., Cheadle M.J., Saunders A.D.* Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2007. Vol. 8. No 2. P. 1–34.
66. *Herzberg C., Condie K., Korenaga J.* Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth and Planetary Science Letters.* 2010. Vol. 292. No 1–2. P. 79–88.
67. *Hofmann A.W.* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters.* 1988. Vol. 90. No 3. P. 297–314.
68. *Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al.* The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield / Eds Y. Dilek, H. Furnes // *Evolution of Archaean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences.* Dordrecht: Springer, 2014. Vol. 7. P. 55–102.
69. *Jochum K.P., Arndt N.T., Hofmann A.W.* Nb–Th–La in komatiites and basalts: Constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // *Earth and Planetary Science Letters.* 1991. Vol. 107. No 2. P. 272–289.
70. *Kelemen P.B., Hart S.R., Bernstein S.* Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // *Earth and Planetary Science Letters.* 1998. Vol. 164. No 1–2. P. 387–406.
71. *Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. No B8. P. 8089–8115.
72. *Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R.* The Vetreny Poyas (Vetreny Belt) A essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous province // *Precambrian Research.* 2010. Vol. 183. No 3. P. 589–601.
73. *Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc. London Mem.* 2004. Vol. 30. No 1. P. 69–74.
74. *Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I.* Metamorphic PT path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // *Precambrian Research.* 2015. Vol. 268. P. 74–96.
75. *Le Bas M.J., Streckeisen A.L.* The IUGS classification of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London.* 1991. Vol. 148. No 5. P. 825–833.
76. *Le Bas M.J.* IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *J. Petrology.* 2000. Vol. 41. No 10. P. 1467–1470.
77. *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication. Berkeley Geochronology Center. 2008. No 4. 76 p.
78. *McKenzie D., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrology.* 1988. Vol. 29. No 3. P. 625–629.
79. *Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A. and Kaulina T.V.* Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology.* 2010. Vol. 38. No 8. P. 739–742.
80. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Am. J. Sci.* 1974. Vol. 274. No 4. P. 321–355.
81. *Niu Y., O'Hara M.J.* MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crustal growth, crust–mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle // *Lithos.* 2009. Vol. 112. No 1–2. P. 1–17.
82. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. Vol. 100. No 1–4. P. 14–48.
83. *Pearce J.A., Robinson P.T.* The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting // *Gondwana Research/* 2010. Vol. 18. No 1. P. 60–81.
84. *Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V., Garbeschönberg C.-D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A.* Combined mantle plume–island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero–Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geoch. Cosmoch. Acta.* 1999. Vol. 63. No 21. P. 3579–3595.
85. *Shchipansky A.A.* Boninites through time and space: petrogenesis and geodynamic settings // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2016. Vol. 7. No 2. P. 143–172.
86. *Shchipansky A.A., Khodorevskaya L.I., Slabunov A.I.* The geochemistry and isotopic age of eclogites from the Belomorian Belt (*Kola Peninsula*): evidence for subducted Archean oceanic crust // *Russian Geology and Geophysics.* 2012. Vol. 53. No 3. P. 262–280.
87. *Shchipansky A.A., Khodorevskaya L.I., Konilov A.N., Slabunov A.I.* Eclogites from the Belomorian Mobile Belt (*Kola Peninsula*): geology and petrology // *Russian Geology and Geophysics.* 2012. Vol. 53. No 1. P. 1–21.
88. *Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Konilov A.N., Krylov K.A., Slabunov A.I., Bogina M.M.* 2.8 Ga boninite-hosting suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE, Baltic Shield, Russia // *Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Developments in Precambrian Geology* 13. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 425–486.
89. *Slabunov A.I., Guo Jinghui, Balagansky V.V., Lubnina N.V., Zhang Lifei.* Early Precambrian Crustal evolution of the Belomorian and Trans-North China orogens and supercontinents reconstruction // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2017. Vol. 8. No 3. P. 569–572.
90. *Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Balagansky V.V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S.* The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings // *Geotectonics.* 2006. Vol. 40. No 6. P. 409–433.
91. *Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volo-*

- dichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S.* The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // *European Lithosphere Dynamics* / D.G. Gee, R.A. Stephenson (eds). London: Geological Society, 2006. Memoirs 32. P. 627–644.
92. *Sleep N.H., Windley B.F.* Archean plate tectonics: constraints and inferences // *J. Geology*. 1982. Vol. 90. P. 363–379.
93. *Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Y.O., Larionov A.N., Stepanov V.S., Shapovalov Y.B., Egorova S.V.* Palaeoproterozoic Continental MORB-type Tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, Geochronology, and Tectonic Setting // *J. Petrology*. 2014. Vol. 55. No 9. P. 1719–1751.
94. *Stepanova A., Stepanov V.* Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precambrian Research*. 2010. Vol. 183. No 3. P. 602–616.
95. *Stern R.J.* Subduction initiation: spontaneous and induced // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 226. No 3–4. P. 275–292.
96. *Stern R.J., Scholl D.W.* Yin and yang of continental crust creation and destruction by plate tectonic processes // *International Geology Review*. 2010. Vol. 52. No 1. P. 1–31.
97. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
98. *Timm C., Hoernle K., Werner R., Hauff F., van den Bogaard P., Michael P., Coffin M.F., Koppers A.* Age and geochemistry of the oceanic Manihiki Plateau, SW Pacific: New evidence for a plume origin // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. Vol. 304. No 1–2. P. 135–146.
99. *Timmerman M.J., Daly J.S.* Sm–Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Research*. 1995. Vol. 72. No 1–2. P. 97–107.
100. *Van Hunen J., Moyaen J.-F.* Archean subduction: Fact or Fiction? // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 2012. Vol. 40. P. 195–219.
101. *Whattam S.A., Stern R.J.* The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolite, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2011. Vol. 162. No 5. P. 1031–1045.
102. *Williams I.S.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Reviews in Economic Geology*. 1998. Vol. 7. P. 1–35.
103. *Willigers B.J.A., van Gool J.A.M., Wijbrans J.R., Krogstad E.J., and Mezger K.* Posttectonic Cooling of the Nagssugtoqidian Orogen and a Comparison of Contrasting Cooling Histories in Precambrian and Phanerozoic Orogens // *J. of Geology*. 2002. Vol. 110. No 5. P. 503–517.
104. *Zimmer M.M., Plank T., Hauri E.Y., Yogodzinsky G.M., Stalling P., Larsen J., Singer B., Jicha B., Mandeville C., Nye C.J.* The role of water in generating the calc-alkaline trend: new volatile data for Aleutian magmas and a new tholeiitic index // *J. Petrology*. 2010. Vol. 51. No 12. P. 2411–2444.

A Tectonic Remnant of the Mesoarchean Oceanic Lithosphere in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield

A.I. Slabunov^{a,*}, A.A. Shchipansky^b, V.S. Stepanov^a, I.I. Babarina^c

^a*Institute of Geology, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, Pushkinskaya ul. 11, Petrozavodsk, 185910 Karelia, Russia*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

^c*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetnii per. 35, Moscow, 119017, Russia*

*e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

Received May 4, 2018; Revised July 24, 2018; Accepted November 27, 2018

Abstract — The results of the detailed geological mapping, coupled with the isotope-geochemical study of a metamorphosed mafic-ultramafic complex known as the Central Belomorian Belt located in the Belomorian province of the Fennoscandian Shield, are reported.

The protholith of the complex is ~2.9–3.1 Ga old. It has been subjected to two 2.87 and 1.87 Ga structural-metamorphic reworking. This complex is one of the oldest in the Belomorian Province.

We present several lines of evidence showing that these lithologies constitute a tectonic remnant of the Mesoarchean oceanic lithosphere, rather than any other mafic-ultramafic complex from the other geodynamic settings. The Central-Belomorian high grade mafic-ultramafics reveal a clear geochemical coherency, which implies their genetic relationships. Their mafic protholiths stem from the partial melting of a mantle peridotite protholith. The petrologic modelling has shown that primary melts were formed in the garnet lherzolite field at a pressure of 3.5–3.8 GPa at ambient mantle potential temperatures of 1520–1550 °C which led to an emergence of ~25–30 thick oceanic crust. The available geochemical data suggest that the complex was formed at the initial stage of subduction. It marks the start of early continental crust-forming processes in the Belomorian Province.

Keywords: Archean, metaperidotite, amphibolite, ophiolite, mafic-ultramafic complex, U–Pb zircon dating, lherzolite melting, ambient mantle potential temperature, subduction initiation