

МЕЗОАРХЕЙ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЭКЛОГИТОВ

А.И. Слабунов¹, В.В. Балаганский², А.А. Щипанский³

¹Институт геологии КНЦ РАН, 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, Россия

²Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

³Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита представляет собой пояс глубоко-метаморфизованных пород, сложенный преимущественно мезо- и неоархейскими тоналит-трондjemит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, в которых, наряду с вулканогенными и осадочными комплексами, запечатаны многочисленные блоки, как правило, сильно ретроградно измененных эклогитов (эклогиты-1). Парагенетическая ассоциация эклогитов и ТТГ гнейсов может быть определена как эклогит-серогнейсовый меланж, являющийся элементом ранней континентальной коры провинции, сформировавшейся в мезо- и неоархее (2.90—2.66 млрд лет) в ходе субдукционно-аккреционных и коллизионных процессов при становлении Беломорского коллизионного орогена. Кора БП подстилается мощным мантийным килем, типичным для архейских кратонов. Палеопротерозойская история архейской континентальной коры провинции включает два ярких тектонических эпизода: 1) раннепалеопротерозойский (~2.5—2.4 млрд лет), связанный с суперплюмовым событием, и 2) позднепалеопротерозойский (2.00—1.85 млрд лет), обусловленный вовлечением этой коры в процессы формирования Лапландско-Кольского коллизионного орогена. Влияние последних на архейскую континентальную кору провинции было сильным. Метаморфические преобразования пород БП как в архее, так и в палеопротерозое протекали в условиях главным образом амфиболитовой/гранулитовой фации повышенных давлений, а в их экстремальном проявлении они выразились в появлении эклогитов. Палеопротерозойская эклогитизация с формированием эклогитов-2 развивается по раннепалеопротерозойским мафическим дайкам и эклогитам-1. Соотношения этих разновозрастных эклогитов детально описаны в районе с. Гридино в Западном Беломорье. В интегральной картине БП представляет собой полиметаморфический пояс, сформировавшийся в результате суперпозиции неоархейской (Беломорской) и палеопротерозойской (Лапландско-Кольской) орогений, в которых образование эклогитов, скорее всего, было связано с субдукционными и коллизионными процессами.

Эклогит, архей, палеопротерозой, субдукция, коллизия, тектонический коллаж, орогенез, алмаз, Беломорская провинция, Лапландско-Кольский ороген, Фенноскандинавский щит

MESOARCHEAN TO PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL EVOLUTION OF THE BELOMORIAN PROVINCE, FENNOSCANDIAN SHIELD, AND THE TECTONIC SETTING OF ECLOGITES

A.I. Slabunov, V.V. Balagansky, A.A. Shchipansky

The Belomorian Province (BP) of the Fennoscandian Shield is a high-grade metamorphic belt composed of Meso- to Neoproterozoic tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) gneisses with subordinate supracrustal complexes. The Belomorian crust is underlined by a thick mantle keel, a structural element typical of Archean cratons. Belomorian rocks were metamorphosed under conditions of mainly high-pressure amphibolite to granulite facies in the both Archean and Paleoproterozoic times. The TTG gneisses contain numerous blocks of almost completely retrogressed eclogite (eclogite-1). This paragenetic association of eclogite-1 and gneisses can be classified as an Archean eclogite-TTG gneiss mélange, a component of the Belomorian continental crust produced by subductional, accretionary, and collisional processes of the Belomorian collisional orogeny 2.9–2.66 Ga ago. The Paleoproterozoic history of the BP comprises two prominent tectonic periods: (i) early Paleoproterozoic (~2.5–2.4 Ga), related to a superplume, and (ii) late Paleoproterozoic (2.0–1.85 Ga), resulted from crustal reworking during the Lapland-Kola collisional orogeny that produced strong penetrative metamorphic and local deformational overprint. The Paleoproterozoic highest-grade metamorphic overprint is represented by patches of eclogites (eclogite-2) in Paleoproterozoic mafic dikes and eclogite-1. Field relations between eclogite-1 and eclogite-2 are described in the Gridino area of the western coast of the White Sea. So, the BP is a high-grade polymetamorphic belt formed by a superposition of the Neoproterozoic Belomorian and Paleoproterozoic Lapland-Kola orogenies, whose characteristic features are eclogites produced by subduction and collision.

Eclogite, Archean, Paleoproterozoic, subduction, collision, tectonic collage, orogeny, diamond, Belomorian Province, Lapland-Kola orogen, Fennoscandian Shield

ВВЕДЕНИЕ

Беломорская провинция представляет собой раннедокембрийский подвижный пояс, одна из уникальных особенностей которого состоит в широком распространении в нем ретроградно измененных эклогитов. Она располагается в центральной части архейского ядра Фенноскандинавского щита (рис. 1, *a*), простирается с СЗ на ЮВ примерно на 700 км при ширине 100—250 км и, вероятно, прослеживается на ЮВ еще на 650 км под чехлом Русской плиты [Bogdanova et al., 2005]. Беломорская провинция граничит с Кольской — на северо-востоке и Карельской (архейским кратоном) — на юго-западе. Важно отметить, что между Беломорской и Кольской провинциями находятся Лапландский гранулитовый пояс (террейн), Умбинский гранулитовый и Терский террейны, сложенные палеопротерозойской ювенильной корой и составляющие ядро Лапландско-Кольского орогена (ЛКО) [Daly et al., 2001, 2006; Балаганский, 2002]. Границы между провинциями имеют тектоническую природу (рис. 1, *a*; 2).

Беломорская провинция — это глубокометаморфизованная тектоническая структура, причем развитые в ней комплексы несут свидетельства неоднократного проявления метаморфизма и деформаций [Судовиков, 1939; Володичев, 1977, 1990; Сыстра, 1978; Глебовицкий, 1986; Миллер, Милькевич, 1995; Глебовицкий и др., 1996; Балаганский, 2002; Слабунов и др., 2016; Slabunov et al., 2017]. При этом необходимо подчеркнуть, что и в архее, и в палеопротерозое породы Беломорской провинции претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций повышенных давлений (кианитовая субфация) [Володичев, 1977, 1990; Глебовицкий, 1986; Глебовицкий и др., 1996; Слабунов и др., 2016]. Именно в этих породах и были установлены проявления эклогитового метаморфизма. В интегральной картине эта провинция представляет собой полиметаморфический пояс, сформировавшийся в результате суперпозиции неоархейской (Беломорской) и палеопротерозойской (Лапландско-Кольской) орогений [Slabunov et al., 2017].

Беломорская провинция хорошо выделяется в геофизических полях; в частности, она характеризуется высокими значениями поля силы тяжести [Земная кора..., 1978; Строение..., 1983]. По данным сейсмического профилирования, ее границы с Карельским кратоном на З—ЮЗ и с террейнами на С—СВ представляют собой полого погружающиеся на СВ отражающие поверхности (см. рис. 2, *б*) [Pilipenko et al., 1999; Берзин и др., 2001; Минц и др., 2010б; Шаров и др., 2010]. Обе эти границы интерпретируются как транскоровые зоны палеопротерозойских вязкопластических надвигов, по которым комплексы Беломорской провинции была надвинута к ЮЗ на образования Карельского кратона, а на них, в свою очередь, с СВ были надвинуты образования Лапландского гранулитового пояса и Умбинского гранулитового и Терского террейнов. Структура провинции представляет собой тектонический коллаж, сформированный неоархейскими (~ 2.7 млрд лет) и палеопротерозойскими (~ 1.9 млрд лет) надвигами, установленными по результатам геологического картирования [Миллер, Милькевич, 1995; Глебовицкий и др., 1996] и глубинного сейсмического зондирования (см. рис. 2, *б*) [Минц и др., 2010а; Шаров и др., 2010; Mints et al., 2015].

Структура литосферы Беломорской провинции демонстрирует ее принадлежность к образованиям с мощными мантийными килиями (см. рис. 1), которые являются уникальным проявлением архейского тектогенеза, не повторявшегося в последующие геологические эпохи [Artemieva, Mooney, 2001; Sleep, 2005; Artemieva, 2011; Щипанский, 2012; Griffin, O'Reilly, 2019a,b]. Данные сейсмической томографии и измерений теплового потока восточной части Фенноскандинавского щита показывают, что литосфера Беломорской провинции является продолжением таковой Карельского кратона с мощностью около 250 км [Artemieva, 2007, 2011; Зозуля и др., 2009; Цветкова и др., 2019] и низким тепловым потоком (~ 35 мВт/м² [Artemieva et al., 2006]). Вместе с тем ее субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ) является, по-видимому, более разуплотненной по сравнению с таковой Карельского кратона (см. рис. 1, *б*, *в*) [Цветкова и др., 2019], более того, в северной части провинции ее мощность несколько уменьшается (см. рис. 1, *a*) [Зозуля и др., 2009; Artemieva, 2007, 2011], а тепловой поток возрастает до 40 мВт/м². Возраст СКЛМ всей восточной части Фенноскандинавского щита оценивается как палео- и неоархейский к юго-западу от Беломорской провинции и как мезо- и неоархейский к северо-востоку, однако она претерпела существенные и неоднократные преобразования в протерозое, особенно ~ 1.9 млрд лет [Lehtonen et al., 2004; Peltonen, Brüggmann, 2006; Lehtonen, O'Brien, 2009], связанные с формированием Свекофеннского и Лапландско-Кольского орогенов. В составе СКЛМ рассматриваемого региона в ксенолитах из кимберлитов группы Каави-Куоипо (Финляндия) и Зимнего Берега (Архангельская область) установлены раннедокембрийские эклогиты, в том числе алмазоносные [Peltonen et al., 2002; Lehtonen et al., 2004; Бобров и др., 2005]. Таким образом, как земная кора, так и СКЛМ восточной части Фенноскандинавского щита содержат раннедокембрийские эклогиты.

В настоящее время существуют разные оценки возраста эклогитов Беломорской провинции. Одни исследователи полагают, что беломорские эклогиты исключительно мезоархейские и формировались в результате «горячей» субдукции океанической коры [Konilov et al., 2005, 2011; Минц и др., 2010а; Mints et al., 2010, 2014; Dokukina, Konilov, 2011; Dokukina et al., 2014; Dokukina, Mints, 2019; Минц, Докукина,

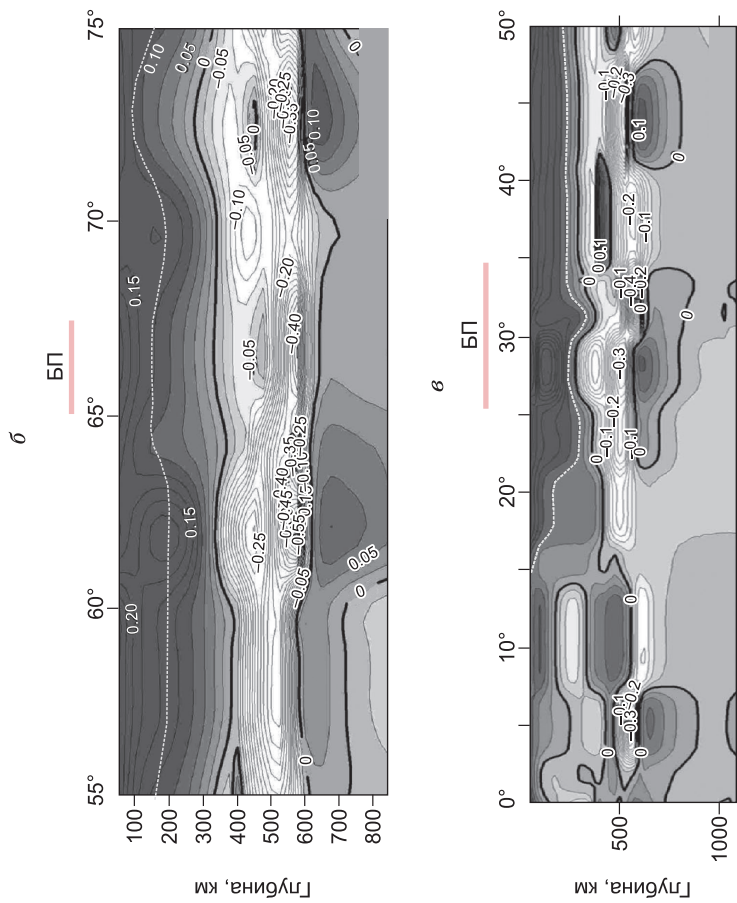
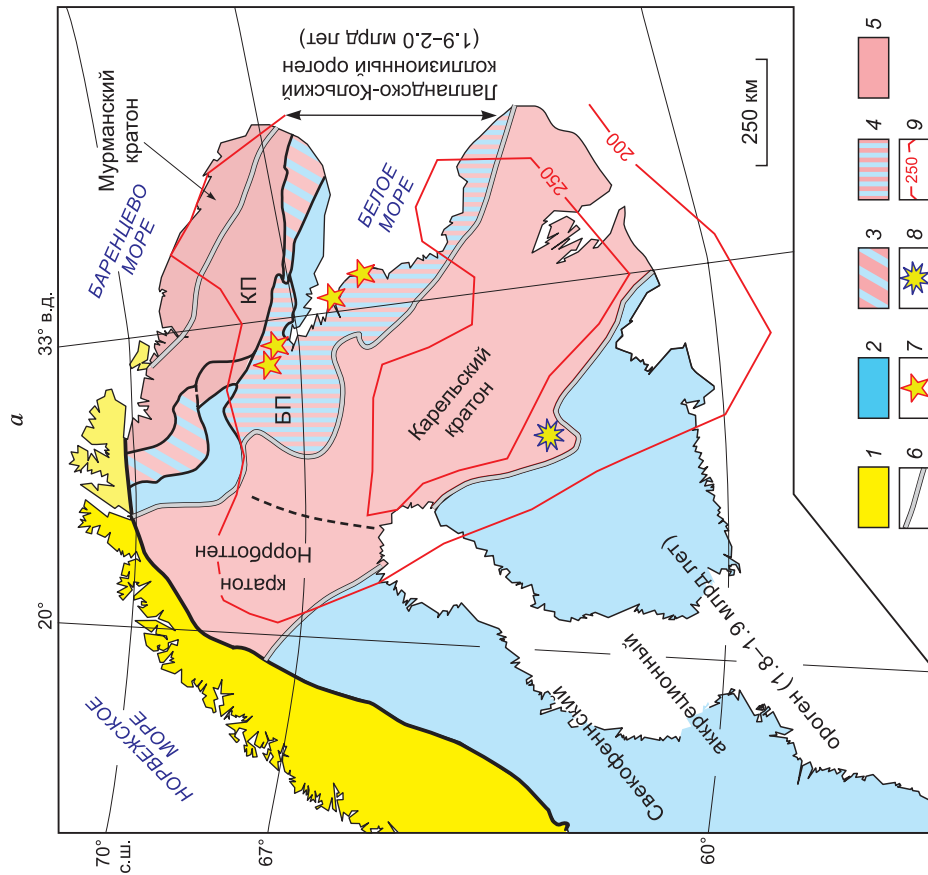


Рис. 1. Тектоническое районирование, мощность литосферы и местоположение коровых и мантийных эклогитов Фенноскандинавского щита (а) [Peltonen et al., 2002; Artemieva, 2007; Balagansky et al., 2015, 2019b]; долготное 33° с.ш. (б) и широтное 67° с.ш. (в) сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии Фенноскандинавского щита [Цветкова и др., 2019].

а — 1 — рифей и фанерозой; 2 — палеопротерозойская ювенильная (преимущественно) кора; 3 — тектоническая смесь палеопротерозойской ювенильной и архейской коры; 4 — архейская кора, переработанная в палеопротерозое; 5 — архейская кора; 6 — границы палеопротерозойских орогенов; 7 — докембрийские коровые эклогиты; 8 — кимберлиты с ксенолитами мантийных эклогитов; 9 — мощность литосферы по данным термометрии (км). б, в — изолинии с цифрами — линии с равными значениями скорости Р-волн относительно обобщенной скоростной модели. Невязки скоростей представлены с шагом 0.025 км/с. Белая пунктирная линия — изолиния со значением невязки +0.075 км/с [Цветкова и др., 2019]. БП — Беломорская провинция.

2020; Mints, Dokukina, 2020]. Другие приводят аргументы в пользу того, что они только палеопротерозойские [Козловский, Аранович, 2008, 2010; Travin, Kozlova, 2009; Скублов и др., 2010, 2011а, б, 2012, 2016; Хервартц и др., 2012; Березин и др., 2012, 2013; Мельник и др., 2013; Perchuk, Morgunova, 2014; Травин, 2015; Imayama et al., 2017; Li et al., 2017; Yu et al., 2017, 2019а, б; Brown, Johnson, 2018; Козловский и др., 2020; Melnik et al., 2021]. Наконец, третьи развивают представления о проявлении эклогитового метаморфизма и в архее, и в палеопротерозое [Володичев и др., 2004, 2012; Slabunov et al., 2008; Слабунов и др., 2011а; Volodichev et al., 2014; Balagansky et al., 2015, 2019а, б; Бабарина и др., 2017; Максимов, 2019].

Таким образом, Беломорская провинция, в которой установлен уникальный набор раннедокембрийских комплексов-индикаторов геодинамических обстановок, включая эклогитсодержащие, является в настоящее время наиболее перспективной для дальнейшего развития существующих представлений о геодинамических процессах в архее и палеопротерозое, ведущих к пониманию того, когда и как начала функционировать тектоника литосферных плит [Розен и др., 2008; Щипанский, 2008; Добрецов, Туркина, 2015; Windley et al., 2021]. Целью данной статьи является рассмотрение вопросов происхождения эклогитов Беломорской провинции в контексте реконструкции геодинамических процессов формирования континентальной коры региона в архее и палеопротерозое.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА В АРХЕЕ

Современные данные показывают, что глубокометаморфизованные мезо- и неоархейские супра-крупальные и гранитоидные породы Беломорской провинции хорошо коррелируются с гранит-зеленокаменными образованиями мезо- и неоархея Карельского кратона (см. рис. 1, а; 2) [Слабунов и др., 2006]. Это позволяет рассматривать земную кору этой провинции в качестве глубокоэродированного эквивалента архейской континентальной коры Карельского кратона, который, в отличие от последнего, существенно преобразован в неоархее и палеопротерозое в ходе коллизионных событий.

Мигматизированные серые гнейсы, доминирующие в Беломорской провинции, как и на других шитах мира, принадлежат к тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии, рассматриваемой как главнейший компонент ранней континентальной коры. Возраст магматических протолитов беломорских ТТГ гнейсов оценивается в 2.88—2.72 млрд лет, при этом их Sm-Nd модельный возраст ($T(DM)$) варьирует от 2.93 до 2.72 млрд лет, что указывает на отсутствие в них существенно более древнего корового материала [Timmerman, Daly, 1995; Бибикина и др., 1999; Слабунов и др., 2006; Slabunov et al., 2006; Слабунов, 2008]. Среди ТТГ гнейсов располагаются глубокометаморфизованные аналоги мезо- и неоархейских (2.90—2.72 млрд лет) зеленокаменных и парагнейсовых комплексов, реже граниты и габброиды, а также амфиболиты с реликтами эклогитов (см. рис. 2, а). Количество всех супра-крупальных пород составляет здесь не более 10—15 %.

Свидетельства начала формирования континентальной коры провинции (мезо-и неоархейского Беломорского коллизионного орогена [Слабунов, 2008]) известны в двух локациях: в районе оз. Серяк и на участке Салма (см. рис. 2, а). Первая из них находится в Центральном-Беломорском мафит-ультрамафитовом поясе (ЦБП), зажатом среди поздне-мезоархейских ювенильных ТТГ гнейсов (см. рис. 2, а). Возраст магматических цирконов из метагабброидов ЦБП оценивается примерно в 3.0 млрд лет [Слабунов и др., 2019], а возраст трондьемитовой жилы, прорывающей мафиты, составляет 2.88 млрд лет [Бибикина и др., 1999; Слабунов, 2008]. Несмотря на сильные и неоднократные метаморфические преобразования этого комплекса, мантийные (метапериодиты) и океанические коровые (метагаббро, метабазалты) породы сохраняют петрологические свидетельства их когерентности. Это позволяет считать ЦБП фрагментом поздне-мезоархейской океанической литосферы Беломорской провинции, возникшей на стадии инициации ее субдукции [Слабунов и др., 2019].

Участок Салма включает серию обнажений на берегах проливов Узкая и Широкая Салма оз. Имандра, где установлены сильноизмененные эклогиты (см. рис. 2, а). В эклогитах Узкой Салмы запечатаны жильные тела кианит-гранат-биотитовых плагиогранитов, относящихся по петрогеохимическим характеристикам к типичным архейским высокобарическим трондьемитам, по современной классификации [Moyen, Martin, 2012]. Ранее эти гранитоиды интерпретировались как высококремнистые адакиты [Konilov et al., 2005; Mints et al., 2010, 2014, 2015]. U-Pb возраст наиболее древней генерации циркона из жильного высокобарического трондьемита составляет 2.875 млрд лет, а изотопный состав Hf в нем показывает, что он возник за счет плавления корового деривата из деплетированного мантийного источника с Hf модельным возрастом не более 3.1 млрд лет [Mints et al., 2010]. Согласно наиболее вероятной модели образования таких пород [Wyllie et al., 1997], генезис трондьемитового расплава был связан с погружением мезоархейской океанической коры до глубин, превышающих поле стабильности плагиоклаза, где главными ликвидусными фазами были гранат, клинопироксен (\pm амфибол) и рутил, т. е. в условиях, соответствующих эклогитовой фации метаморфизма. Исследования минеральных парагене-

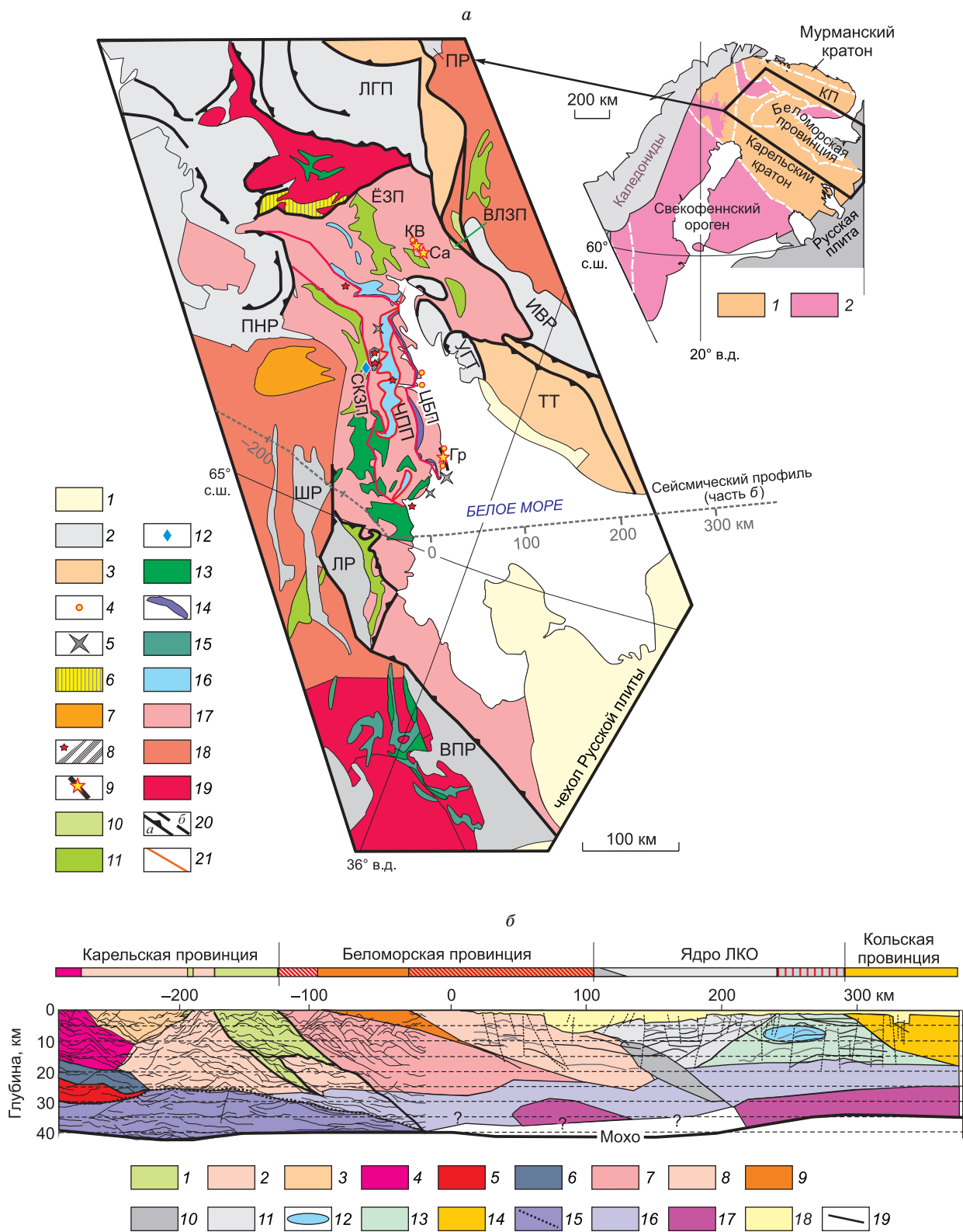


Рис. 2. Схема геологического строения Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (модифицировано по [Слабунов, 2008] с использованием [Балаганский, 2002; Daly et al., 2006; Куликов и др., 2017]) (а). Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Калевала—Кемь—горло Белого моря (показан на части а), по данным сейсмотомографического профиля Суша—Море, профилей МОВ-ОГТ 3-АР (Кемь—горло Белого моря) и 4В (Кемь—Калевала) [Шаров и др., 2010] (б).

зисов в трондjemите Узкой Салмы показали, что плагиоклаз в них является вторичным и замещает кианит, а геотермобарометрия наиболее раннего парагенезиса позволяет оценить минимальные давления его формирования в 15 кбар при температуре ~ 800 °C [Konilov et al., 2011].

После инициации субдукции начался быстрый рост континентальной коры, связанный главным образом с субдукционно-аккреционными процессами, протекавшими с ~ 2.9 до ~ 2.7 млрд лет (рис. 3) [Gaál, Gorbachev, 1987; Бибикина и др., 1999, 2004; Слабунов, 2008].

Архейские глубокометаморфизованные метавулканыты и метаосадки Беломорской провинции отвечают по своим петрогеохимическим характеристикам вулканитам островных дуг и океанических плато, осадкам преддуговых бассейнов и вулканогенных моласс, а также супрасубдукционным офиолитам [Слабунов и др., 2006, 2019; Slabunov et al., 2006; Слабунов, 2008]. По результатам датирования вулканитов выделяются пять возрастных пиков формирования вулканогенно-осадочных комплексов (возрасты в млрд лет): 1) 2.88—2.82, 2) 2.81—2.78, 3) около 2.75 ± 0.1, 4) около 2.73—2.72 и 5) ≤ 2.66 (см. рис. 3) [Бибикина и др., 1999, 2004; Ранний докембрий..., 2005; Слабунов и др., 2006; Slabunov et al., 2006]. Метавулканыты базальт-андезит-дацит-риолитовой серии в их составе имеют ювенильную природу, типичную для интраокеанических островных дуг. С островодужными метавулканытами пространственно ассоциируют высокоглиноземистые парагнейсы, которые, по-видимому, являются метаморфизованными незрелыми граувакками, формировавшимися в преддуговых бассейнах. Выделяются две генерации парагнейсовых комплексов: 1) 2.89—2.82 млрд лет и 2) 2.78 ± 0.2 млрд лет [Бибикина и др., 2004; Милькевич и др., 2007]. В Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов (см. рис. 2, а) установлены фрагменты неоархейских (~ 2.78 млрд лет) супрасубдукционных офиолитов, включающие бонинитовую серию вулканитов, что является свидетельством господства интраокеанической субдукционной геодинамики при формировании ранней континентальной коры Беломорской провинции [Щипанский и др., 2001; Shchipansky et al., 2004].

Архейская история становления континентальной коры провинции завершается неоархейской (2.70—2.65 млрд лет) коллизионной стадией, во время которой образуются надвиги, протекает метаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций повышенных давлений (кианитовая субфация) и выплавляются лейкограниты S-типа [Бибикина и др., 1999, 2004]. На стадии коллапса Беломорского коллизионного орогена формируется вулканогенная моласса, представленная метавулканогенным матриксом с галькой плагиогранитов с возрастом 2.81 млрд лет [Кислицын и др., 2000] и залегающая на ТТГ фундаменте с возрастными 2.83—2.81 млрд лет [Balashov et al., 1992; Морозова и др., 2011]. Формируются также лейкогабброиды и поздние- и посткинematические калиевые граниты с возрастными 2.71 млрд лет [Слабунов и др., 2008; Морозова и др., 2011] и 2.66 млрд лет [Слабунов, 2008; Balagansky et al., 2019b] соответственно.

Прежде чем рассмотреть данные по архейским эклогитам (эклогиты-1) Беломорской провинции, необходимо сделать замечание о применимости к ним этого термина. Если строго следовать общепри-

а: зеленокаменные пояса: СКЗП — Северо-Карельский, ЁЗП — Ёнский, ВЛЗП — Воче-Ламбинский; мафит-ультрамафитовый (офиолитовый) пояс: ЦБП — Центрально-Беломорский пояс; районы локализации эклогитсодержащих комплексов: Гр — Гридино, Са — Салма, КВ — Куру-Ваара; палеопротерозойские структуры: ЛГП — Лапландский гранулитовый пояс, УГТ — Умбинский гранулитовый террейн, ТТ — Терский террейн; палеорифты: ИВР — Имандра-Варзугский, ПР — Печенский, ВПР — Ветренный пояс, ЛР — Лехтинский, ШР — Шомбозерский, ПНР — Панаярвинский.

1 — фанерозой—неопротерозой; *2* — палеопротерозой; *3* — тектонический коллаж неоархейских и палеопротерозойских комплексов; *4* — палеопротерозойские эклогиты; *5—8* — неоархей: *5* — габброиды (2.71 млрд лет), *6* — парагнейсовый комплекс Тунтса, *7* — санукитоиды (2.7 млрд лет), *8* — гранулиты (звезды — внесматбные объекты); *9—18* — мезо- и неоархей: *9* — эклогиты (Гр — Гридино, Са — Самла, КВ — Куру-Ваара); *10—15* — зеленокаменные комплексы: *10* — около 2.66 млрд лет; *11* — 2.81—2.78, ~2.75, ~2.72 млрд лет; *12* — ~2.78 млрд лет (офиолиты); *13* — 2.88—2.82 млрд лет; *14* — 3.0—2.9 млрд лет (офиолиты); *15* — 3.1—2.9 млрд лет; *16* — парагнейсы (2.9—2.82 млрд лет) Чупинского парагнейсового пояса (ЧПП); *17* — архейские (2.9—2.7 млрд лет) ТТГ, переработанные около 1.9 млрд лет; *18* — архейские (2.8—2.7 млрд лет) ТТГ и амфиболиты; *19* — палео- и мезоархейские (3.5—2.9 млрд лет) ТТГ гнейсы и амфиболиты; *20* — палеопротерозойские разломы; *а* — картируемые; *б* — предполагаемые; *21* — неоархейские надвиги.

б: *1—6* — Карельская провинция: *1* — 2.5—2.1 млрд лет, супракрустальные комплексы; *2* — Центрально-Карельский террейн-1: 2.7 млрд лет, гранит-зеленокаменные комплексы, санукитоиды; *3* — Центрально-Карельский террейн-2: 2.7 млрд лет, гранит-зеленокаменные комплексы, гранулиты; *4* — террейн Кианта-1: 3.0—2.7 млрд лет, гранит-зеленокаменные комплексы; *5* — террейн Кианта-2: 3.1—2.7 млрд лет, гранит-зеленокаменные комплексы; *6* — архейская океаническая кора (?); *7—9* — Беломорская провинция: *7* — Керетьозерский террейн: 2.88—2.70 млрд лет, гранит-зеленокаменный комплекс; *8* — 2.88—2.70 млрд лет, гранит-зеленокаменный с ТТГ-эклогитовым меланжем комплекс; *9* — 2.45 млрд лет, метачарнокиты; *10—13* — ядро Лапландско-Кольского орогена (ЛКО): *10* — террейны Колвицкий и Умбинский: 2.0—1.91 млрд лет, гранулиты, эндербиты, меланж; *11* — Терский террейн: 1.9—2.0 млрд лет, супракрустальные породы и ТТГ гранитоиды; *12* — 2.45 млрд лет, расслоенные мафические интрузии; *13* — Стрельнинский террейн: тектонический коллаж неоархейских и палеопротерозойских комплексов; *14* — Сосновский террейн: архейские гранитоидные комплексы; *15, 16* — нижняя кора: *15* — сейсмически контрастная; *16* — сейсмически мало контрастная; *17* — высокоскоростная; *18* — неопротерозойская рифтовая система Белого моря; *19* — сейсмоотражающие поверхности на профиле МОВ-ОГТ. На врезке показан район исследования: *1* — архей, *2* — протерозой. КП — Кольская провинция.

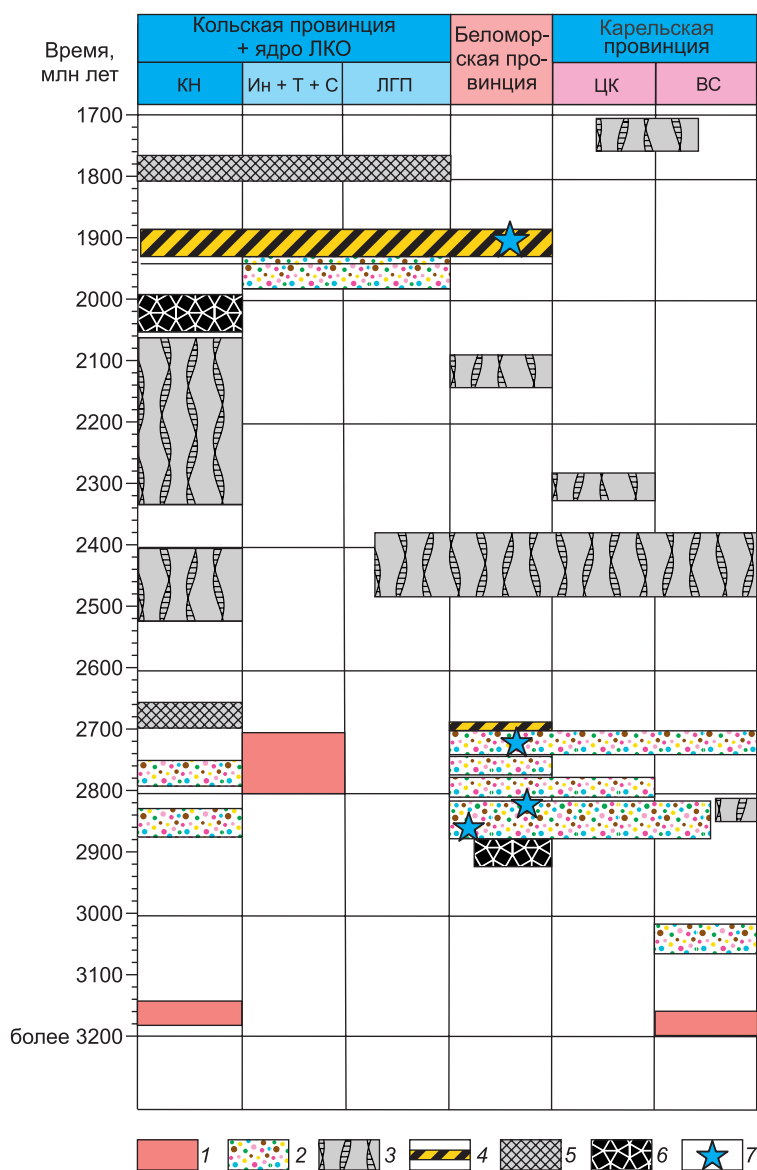


Рис. 3. Схема корреляции геологических событий в архее—палеопротерозое Беломорской, Карельской и Кольской провинций и ядра Лапландско-Кольского орогена (ЛКО) Фенноскандинавского щита и положение проявлений метаморфизма эклогитовой фации (по [Slabunov et al., 2017] с дополнениями и изменениями).

Террейны ядра Лапландско-Кольского орогена: ЛГП — Лапландский гранулитовый пояс, Ин + Т + С — Инари, Терский и Стрельнинский; террейны Кольской провинции: КН — Кольско-Норвежский; террейны Карельской провинции: ЦК — Центрально-Карельский, ВС — Ведлозерско-Сегозерский. 1 — ранняя континентальная кора, 2 — субдукционные комплексы, 3 — комплексы-индикаторы рифтогенеза, 4 — коллизионные комплексы, 5 — анорогенный магматизм, 6 — океанические комплексы, 7 — эклогиты

нтому определению эклогита [Desmons, Smulikowski, 2007], реликты минеральных парагенезисов эклогитов-1 наиболее достоверно пока установлены только в нескольких образцах в районе с. Гридино [Володичев и др., 2004]. Так, на о. Избная Луда эти парагенезисы включают центральные части кристаллов граната (28 % пиропового минала, Prp) с включениями омфацита (30 % жадеитового минала, Jd), тогда как краевые части этих кристаллов (25 % Prp) содержат включения клинопироксена (7 % Jd) и плагиоклаза, что говорит об их кристаллизации уже в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации. Кроме того, включение омфацита в гранате установлено в

плосчатых ретроградно измененных эклогитах о. Столбиха (см. ниже). Во всех остальных случаях сохраняются только реликтовые участки ретроградных эклогитов, которые к тому же часто амфиболитизированы. Эти реликты замещаются гранатовыми амфиболитами, которые, в свою очередь, могут полностью трансформироваться в амфиболиты. Такая схема трансформации эклогитов была предсказана П. Эсколой в его классической монографии [Eskola, 1921] на основе изучения нескольких образцов гранатовых амфиболитов, отобранных к СЗ от Кандалакшского залива Белого моря. Позднее Н.Г. Судовиков [1939] в этом же районе обнаружил гранат-клинопироксеновый парагенезис, подтвердив правильность предположения П. Эсколы. Количество таких сильно ретроградно измененных эклогитов-1 в Беломорской провинции, по-видимому, исчисляется многими тысячами, поскольку в небольшом (~1000 × × 250 м) карьере Куру-Ваара насчитывается около 50 блоков с реликтами эклогитовых парагенезисов [Щипанский и др., 2012a; Balagansky et al., 2015] и еще больше их в районе с. Гридино на Белом море. Все блоки погружены в серогнейсовый матрикс, образуя мегамеланж. Размеры тел эклогитов-1 в этом меланже варьируют от десятков сантиметров в поперечнике до сотен метров по простиранию; их распределение среди ТТГ гнейсов либо не обнаруживает какой-либо закономерности (районы Куру-Ваара и Салма), либо представляет собой чередование полос с различной концентрацией тел эклогитов (район Гридино) [Слабунов и др., 2007].

Степень сохранности эклогитов-1 зависит от интенсивности палеопротерозойской структурно-метаморфической переработки коры, которая в разных ее доменах сильно различается [Бабарина и др., 2017]. В наиболее переработанных доменах практически полностью стираются структурно-метаморфические и изотопно-геохимические свидетельства их архейской коровой истории [Слабунов и др., 2016].

В менее переработанных доменах (Гридино, Куру-Ваара) в мафических блоках сохраняются участки эклогитов-1, протолиты которых по геохимическим характеристикам ($Th_N \leq Nb_N \geq La_N$, $(La/Yb)_N = 0.4—1.1$) близки океаническим базальтам срединно-океанических хребтов [Слабунов, 2008; Минц и др., 2010б; Щипанский и др., 2012а]. Более того, магматический циркон из эклогитов-1 Куру-Ваары имеет возрасты ~2.90—2.83 млрд лет и по геохимическим характеристикам отвечает «океаническому циркону» [Щипанский и др., 2012б; Щипанский, Слабунов, 2015].

Эклогитсодержащий меланж сечется высокобарическими трондьемитами с возрастом 2.88 млрд лет в районе Узкая Салма [Mints et al., 2010, 2015], 2.82 млрд лет в районе Куру-Ваара [Щипанский и др., 2012б] и 2.7—2.68 млрд лет в районе Гридино [Володичев и др., 2004; Balagansky et al., 2019b]. Эклогиты-1 содержат цирконы с возрастными 2.72—2.71 млрд лет [Володичев и др., 2004; Li et al., 2015; Balagansky et al., 2019a, b], которые обеднены тяжелыми РЗЭ, не имеют отрицательной Eu аномалии и содержат минеральные включения граната [Li et al., 2015]. Такие особенности присущи цирконам, кристаллизовавшимся в условиях эклогитовой фации [Rubatto, 2002; Скублов и др., 2012], что вместе со структурно-геологическими данными указывает на архейский возраст эклогитов-1. В некоторых ретроградно преобразованных эклогитах-1 (Куру-Ваара, Узкая Салма) мезоархейский циркон с магматической осцилляторной зональностью имеет структуру распада по типу метасоматического псевдоморфного замещения (coupled dissolution and reprecipitation [Tomaschek et al., 2003]), который выражен появлением пористых его кристаллов [Щипанский и др., 2012б; Mints, Dokukina, 2020] и не пригоден для геохимической интерпретации [Martin et al., 2008]. Тем не менее датированные локальными методами аналитические точки из пористого циркона из эклогитов-1 располагаются вдоль конкордии, показывая в первом приближении изотопные возрасты термальных событий, наложенных на магматический циркон, которые имели место как в мезо- и неоархее, так и в палеопротерозое [Щипанский и др., 2012б]. Неоархейский (2747 ± 52 млн лет) U-Pb возраст имеет и ранняя генерация граната из полосчатых эклогитов-1 островов Столбиха и Избная Луда в районе Гридино [Каулина и др., 2005], что также косвенно указывает на их архейский возраст.

Скорость эксгумации эклогитов в режиме адвекции чрезвычайно высока [Добрецов и др., 1998, 2001; Aoya et al., 2002; Dobretsov, Shatsky, 2004], и как по данным численного моделирования, так и по результатам геохронологических исследований этот процесс занимает всего несколько миллионов лет. Таким образом, эклогиты-1 Беломорской провинции должны быть немного древнее вмещающих их ТТГ гнейсов, что согласуется с имеющимися геохронологическими данными (см. обзор в работе [Mints, Dokukina, 2020]). Более того, датировки циркона из эклогитов-1 показывают, что эти породы формировались в том же интервале времени, что ТТГ гнейсы и субдукционные вулканиты (см. рис. 3), а их эксгумация происходила неодновременно.

Можно полагать, что выведенные в коровые условия архейские эклогиты представляли собой по большей части действительно преимущественно гранат-омфацитовые породы, т. е. такие же, как и наблюдаемые в областях моноциклического высоко- и ультравысокобарического (НР/УНР) метаморфизма фанерозойских орогенических поясов. Более того, недавно в эклогитах-1 карьера Куру-Ваара был обнаружен графитизированный алмаз и структуры распада калиевого клинопироксена в виде эксклюзионных ламелл флогопита в клинопироксене, что свидетельствует об ультравысокобарическом метаморфизме [Shchipansky et al., 2019a, b]. Эти находки позволяют надеяться, что после завершения их полноценного исследования будет достаточно аргументов, чтобы связывать архейские эклогиты-1 Беломорской провинции с глубокой субдукцией и алмазоносными эклогитами СКЛМ кия.

Дальнейшая трансформация эклогит-серогнейсового меланжа была связана с наложенными коллизионными тектонометаморфическими процессами неоархей и палеопротерозоя (см. рис. 3). При этом палеопротерозойские коллизионные процессы проявлены локально и, например, в районе с. Гридино в эклогитах-1 сохранились архейские текстуры [Володичев и др., 2004; Balagansky et al., 2019b].

Корреляция всех архейских образований Беломорской провинции показывает, что эклогитсодержащие комплексы являются элементами двух разновозрастных латеральных рядов, формирование которых связано с субдукцией (см. рис. 3):

1) 2.88—2.82 млрд лет, формирование эклогитов Салмы и южной группы эклогитов Куру-Ваары, ассоциирующих с ТТГ гнейсами, островодужными метавулканитами (андезибазальт-андезит-риолитами) и ранними метаграувакками;

2) около 2.72 млрд лет, образование эклогитов Гридино и северной группы эклогитов Куру-Ваары и островодужных метавулканитов (андезит-риолиты).

В целом эволюция земной коры Беломорской провинции в мезо- и неоархее представляется следующей (см. рис. 3) [Бибикова и др., 1999, 2004; Shchipansky et al., 2004; Slabunov et al., 2006; Слабунов и др., 2006, 2011б, 2019; Hölttä et al., 2008, 2012, 2014; Слабунов, 2008; Щипанский и др., 2012а,б; Balagansky et al., 2015, 2019а,б]:

– ~ 2.9 млрд лет: на инициальной стадии субдукции океанической коры с возрастом ~ 3.0 млрд лет формируются супрасубдукционные офиолиты ЦБП;

– ~ 2.88—2.82 млрд лет: первый субдукционно-аккреционный цикл становления континентальной земной коры длительностью 60 млн лет, который маркируется субдукционными вулканитами, метаграувакками преддуглового бассейна и эклогит-серогнейсовыми ассоциациями Салмы и Куру-Ваары;

– 2.81—2.78 млрд лет: второй субдукционно-аккреционный цикл длительностью 30 млн лет, маркируемый субдукционными вулканитами зеленокаменного комплекса западной части провинции, супрасубдукционными офиолитами, метаграувакками и гранулитами;

– 2.75—2.72 млрд лет: третий субдукционно-аккреционный цикл длительностью 30 млн лет, включающий два эпизода — ранний (2.75 ± 0.2 млрд лет), он маркируется субдукционными вулканитами некоторых зеленокаменных поясов, и поздний (2.73—2.72 млрд лет), во время которого сформировались субдукционные вулканиты и эклогиты Гридино;

– ~ 2.70—2.66 млрд лет: коллизионный этап становления Беломорского орогена продолжительностью около 40 млн лет, включающий серию событий и который маркируется проявлением метаморфизма амфиболитовой/гранулитовой фации повышенных давлений (кианитовая субфация) и формированием лейкогранитов *S*-типа, вулканогенной молассы, калиевых гранитов и лейкогаббро.

Следовательно, архейские эклогиты, протолитом которых являлись мезо- и неoarхейские океанические породы, образовались в ходе субдукции одновременно с широко развитыми в провинции гранитоидами ТТГ ассоциации, островодужными вулканитами и граувакками. Они, вероятно, были эксгумированы по субдукционным каналам совместно с ТТГ расплавами, образуя эклогитсодержащий меланж.

Развивается и другая плитно-тектоническая модель формирования архейских эклогитов Беломорской провинции в ходе становления мезоархейского субдукционно-коллизионного орогена [Минц и др., 2010б; Mints et al., 2014, 2015; Mints, Dokukina, 2020]. При этом ее авторы предполагают формирование эклогитов Салмы за счет эклогитизации полого субдуцирующей океанической коры под континент Кола, а эклогитов Гридино за счет эклогитизации мезоархейских даек, образовавшихся под воздействием на кольскую континентальную кору субдуцированной зоны спрединга. Такая модель предполагает, что широко развитые в районе Гридино дайки габброноритов имеют мезоархейский возраст [Dokukina, Kopilov, 2011; Dokukina et al., 2014]. В данной модели не обсуждаются механизмы эксгумации эклогитов и предполагается, что в неoarхее регион уже находился под воздействием мантийного плюма.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время модели формирования архейских эклогитсодержащих комплексов Беломорской провинции предусматривают существование субдукционных геодинамических обстановок, однако кардинально отличаются в оценках кинематики движения литосферных плит и эволюции архейского Беломорского коллизионного орогена.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

К началу палеопротерозоя в восточной части Фенноскандинавского щита сформировалась кратонизированная земная кора, подстилаемая СКЛМ в виде мантийного кила, мощность которого превышала глубину поля стабильности алмаза (см. рис. 1, *a*). Многочисленные данные по мантийным ксенолитам, вынесенным на поверхность в кимберлитовых трубках региона, показывают, что СКЛМ была сложена деплетированными шпинелевыми и гранатовыми перидотитами и имела преимущественно гарцбургитовый состав [Peltonen et al., 2002; Lehtonen et al., 2004; Malkovets et al., 2008; Lehtonen, O'Brien, 2009]. В самом начале палеопротерозоя (сумийская эпоха региональной хроностратиграфической шкалы, ~ 2.5–2.4 млрд лет [Куликов и др., 2017]) эта континентальная кора испытала мощное мантийно-плюмовое воздействие. В Карельском кратоне внедрились крупные мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузии (в том числе Бураковская, крупнейшая в Европе), рой мафитовых даек, а также гранитные массивы (см. рис. 3, 4). На границе Беломорской и Карельской провинций сформировалась сумийская рифтогенная система СЗ простириания, включающая палеорифты Ветренный пояс, Лехтинский, Шомбозерский, Кукаозерский и Панаярвинский (см. рис. 2, *a*; 4). Они слагаются мощными (до 3—5 км) толщами грубообломочных терригенных осадков, базальтов и коматитовых базальтов, а также кислых вулканитов. Однако в раннем палеопротерозое здесь не произошло полного разрыва деплетированной литосферной мантии и раскрытия нового океанического бассейна [Puchtel et al., 1974; Kulikov et al., 2010]. На границе Беломорской и Кольской провинций начиная с рубежей 2.52 и 2.33 млрд лет соответственно формируются Имандра-Варзугский и Печенгский палеорифты (см. рис. 2, *a*; 4), имеющие иную по сравнению с вышеназванными, дальнейшую историю развития.

В Беломорской провинции наиболее ранние интрузии (с возрастом ~ 2.5 млрд лет) представлены массивами габбро-анортозитов [Степанов, 1981; Скублов и др., 2016; Степанова и др., 2017]. Комагматами сумийских вулканитов здесь являются многочисленные небольшие интрузии и дайки комплекса лерцолитов-габброноритов и массивы интрузивных чарнокитов и эндербитов (см. рис. 4) [Степанов,

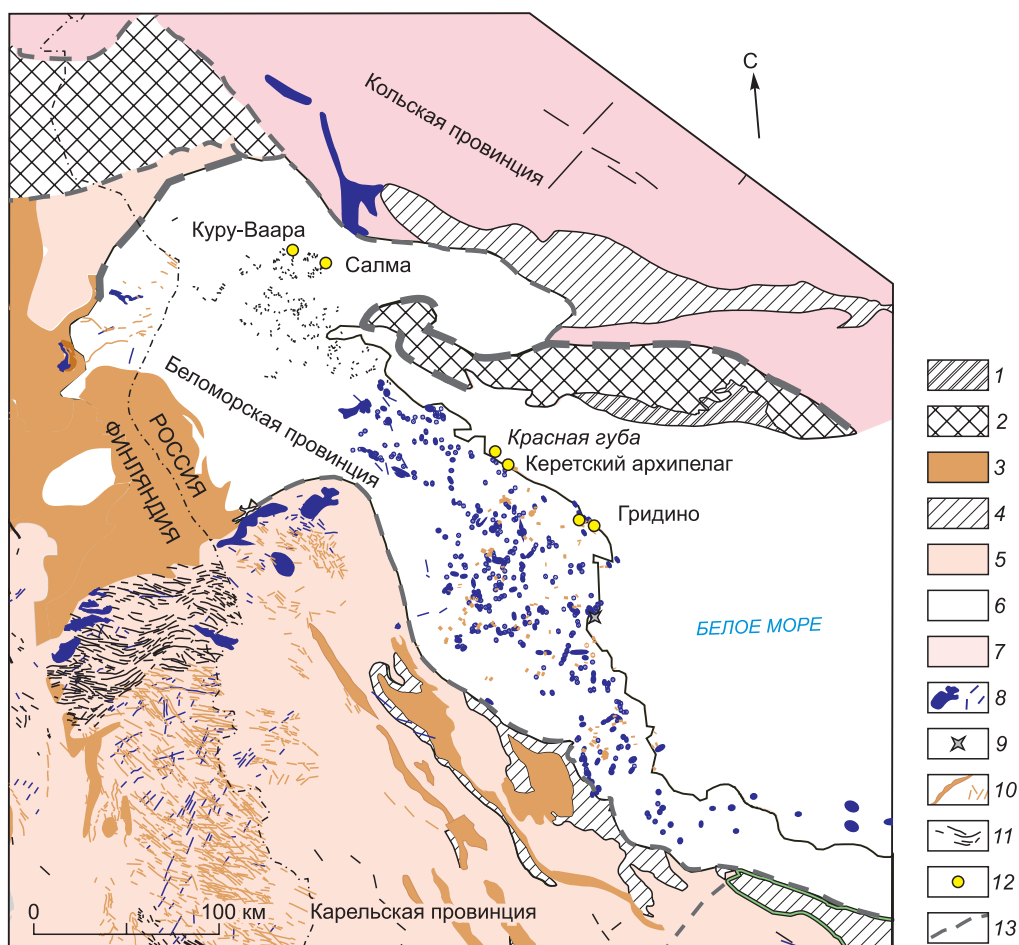


Рис. 4. Схема распространения палеопротерозойских базитов и эклогитов-2 на схеме геологического строения восточной части Фенноскандинавского щита (по [Stepanova et al., 2014] с дополнениями).

1 — 1.58—1.48 млрд лет, осадочные комплексы; 2 — 1.9—2.0 млрд лет, лапландский и умбинский гранулитовые комплексы, коллизионные меланжи, терские ТТГ гнейсы; 3 — 2.3—1.8 млрд лет, вулканогенно-осадочные комплексы; 4 — 2.5—2.3 млрд лет, вулканогенно-осадочные комплексы; 5 — архейские комплексы Карельской провинции; 6 — архейские комплексы Беломорской провинции; 7 — архейские комплексы Кольской провинции; 8 — 2.5—2.3 млрд лет, габброиды; 9 — 2.43 млрд лет, карбонатиты; 10 — 2.30—1.98 млрд лет, дайки базитов; 11 — >1.98 млрд лет, дайки базитов (без разделения на группы); 12 — палеопротерозойские эклогиты; 13 — границы геологических провинций.

1981; Бибикина и др., 2004; Криволюцкая и др., 2010; Stepanova, Stepanov, 2010; Корсакова и др., 2011; Слабунов и др., 2011а; Володичев и др., 2012]. В Беломорской провинции вулканы сумия, как и другие палеопротерозойские супракrustальные комплексы, практически отсутствуют. Однако беломорские сумийские интрузивные образования, по всей видимости, являются остатками в глубоких горизонтах коры фидеров, питавших верхнекоровые интрузии и вулканические постройки, ныне полностью эродированные. Сумийские габброиды провинции, в отличие от их верхнекоровых аналогов в Карельском кратоне, интенсивно метаморфизованы и характеризуются повсеместным развитием коронитовых реакционных структур вокруг магматических минералов «друзитов», впервые описанных Е.С. Федоровым [1896]. Интересно отметить, что П. Эскола отличал эклогиты Беломорской провинции от друзитов Е.С. Федорова, используя ясный петрографический критерий: в эклогитах нет первичных магматических минералов, а в друзитах они изобилуют. Помимо сумийских базитов, в Беломорской провинции фиксируются еще два проявления раннепалеопротерозойского основного магматизма: габброиды с возрастными 2.40 и 2.22 млрд лет [Степанова и др., 2019, 2020].

2.1—2.0 млрд лет — это новый этап преобразования архейской континентальной коры восточной части Фенноскандинавского щита (см. рис. 3), на котором начался ее раскол с внедрением многочисленных даек с геохимическими характеристиками N-MORB базальтов [Stepanova et al., 2014] и образова-

ем офиолитов рифтогенного (окраинно-континентального) типа Йорма [Peltonen, Kontinen, 2004]. В Беломорской провинции он фиксируется дайками Fe-толеитов [Степанов, 1981; Stepanova et al., 2014]. Естественным завершением этого этапа является раскрытие ~ 2.0 млрд лет назад в северо-восточной части щита Лапландско-Кольского океана красноморского типа на месте Печенгской и Имандра-Варзугской рифтогенных структур, располагающихся между Беломорской и Кольской провинциями [Berthelsen, Marker, 1986; Melezhik, Sturt, 1994; Daly et al., 2001, 2006; Lahtinen, Nuhma, 2019]. Рост новой палеопротерозойской ювенильной континентальной коры в Лапландско-Кольском орогене фиксируется лишь в узком временном интервале 1.98—1.91 млрд лет, причем в восточной его части это происходит примерно на 20—30 млн лет раньше (1.98—1.94 млрд лет), чем в западной — на севере Финляндии и Норвегии (1.94—1.91 млрд лет). В настоящее время эта кора составляет ядро Лапландско-Кольского коллизионного орогена и представлена гранулитами Лапландского пояса и Умбинского террейна, а также ТТГ гнейсами и в подчиненном количестве метаосадками и метавулканитами Терского террейна [Daly et al., 2001, 2006; Lahtinen, Nuhma, 2019]. Использование последних данных о глубинном строении земной коры Финской Лапландии (прежде всего [Patisson et al., 2006]) позволяет предполагать, что палеопротерозойская субдукция происходила в ЮЗ направлении [Мудрук и др., 2013; Балаганский и др., 2016; Lahtinen, Nuhma, 2019], однако этот вопрос требует дополнительного рассмотрения. Кроме того, в поясе Танаэла (зоне коллизионного меланжа, по [Балаганский и др., 1998; Daly et al., 2006]), тектонически перекрытом комплексами Лапландского гранулитового пояса, описаны коронитовые габброиды, которые образовались 1.9—1.88 млрд лет предположительно за счет субдуцированной океанической коры и были метаморфизованы в пограничных условиях амфиболитовой и эклогитовой фаций (12 кбар, 650—700 °C) [Tuisku, Nuhma, 1998].

Субдукционные процессы в Лапландско-Кольском орогене сменились коллизионными, вызванными столкновением Мурманского и Карельского кратонов [Балаганский и др., 1998, 2011; Daly et al., 2001, 2006; Мудрук и др., 2013]. В Беломорской провинции, которая была в то время юго-западным форландом орогена, коллизия сопровождалась интенсивными деформациями и метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фаций высоких давлений. Ее возрастные рамки оцениваются в 1.94—1.89 млрд лет, при этом ее пик в ЮВ части орогена, включающей Беломорскую провинцию, приходится на 1.925 млрд лет [Володичев, 1990; Бибикова и др., 1993; Глебовицкий и др., 1996; Daly et al., 2006], а в СЗ части (Финская Лапландия) на 1.90—1.88 млрд лет [Lahtinen, Nuhma, 2019], т. е. так же, как и субдукционные события, позднее на 20—30 млн лет. Все палеопротерозойские габброидные интрузии и дайки в Беломорской провинции именно в этот период были метаморфизованы с образованием коронитовых структур [Степанов, 1981; Ларикова, 2000; Егорова, 2017]. Эти структуры формировались при давлениях ~ 6 кбар в юго-западной части провинции, примыкающей к Карельскому кратону, и до 12 кбар при температурах 700—800 °C в центральной ее части [Володичев, 1990; Bogdanova, 1996], что соответствует условиям метаморфизма высокобарической гранулитовой фации. Следует особо обратить внимание на то, что среди палеопротерозойских ювенильных ТТГ комплексов, как и пород других террейнов хинтерланда Лапландско-Кольского орогена, эклогиты не известны, что резко контрастирует с их широким распространением в ассоциации с архейскими ТТГ гнейсами Беломорской провинции (см. рис. 2, а; 3).

Но существуют ли палеопротерозойские эклогиты, связанные с субдукцией, приведшей к закрытию Лапландско-Кольского океана, или с последующей коллизией (см. рис. 2, а; 4)? Они могли сохраниться в ювенильных террейнах хинтерланда Лапландско-Кольского орогена, но до сих пор там не обнаружены. Вместе с тем проявления эклогитового метаморфизма этого возраста (эклогиты-2) существуют, что обосновано геологическими, геохронологическими и петрологическими данными [Скублов и др., 2011а, б, 2012, 2016; Слабунов и др., 2011а; Хервартц и др., 2012; Володичев и др., 2012; Мельник и др., 2013; Imaiyama et al., 2017; Li et al., 2017; Yu et al., 2017; Melnik et al., 2021]. Однако они проявлены локально в виде новообразованных зон (или небольших областей) эклогитизации, впервые отмеченных в сумийских дайках Гридино [Володичев, 1990; Володичев и др., 2004; Травин, Козлова, 2005]. В этих зонах наблюдается биминеральный эклогитовый парагенезис ($Grt + Omph_{37-57} \pm Ku \pm Rt$), который быстро сменяется в менее измененных участках обычными для друзитов реакционными вокруг магматических минералов каймами граната, ортопироксена, клинопироксена, образующихся при давлении не выше 11—12 кбар при температуре 700—800 °C, а на периферии даек обычно формируются гранатовые амфиболиты в условиях амфиболитовой фации [Володичев и др., 2012].

Рой сумийских даек друзитов сохраняет единое простирание и обнаруживает отсутствие каких-либо заметных его деформаций в масштабе всего района Гридино [Степанов, Степанова, 2006]. В то же время в обнажениях дайки местами могут быть сильно рассланцованы, будинированы и смяты в единичные резко асимметричные сжатые вплоть до изоклинальных складки [Бабарина и др., 2014, 2017; Babarina, Sibelev, 2015; Balagansky et al., 2019b]. Самые мощные дайки испытали только будинаж, при этом вмещающие их ТТГ гнейсы проявляли очень высокую степень пластичности. Наряду со слабо-

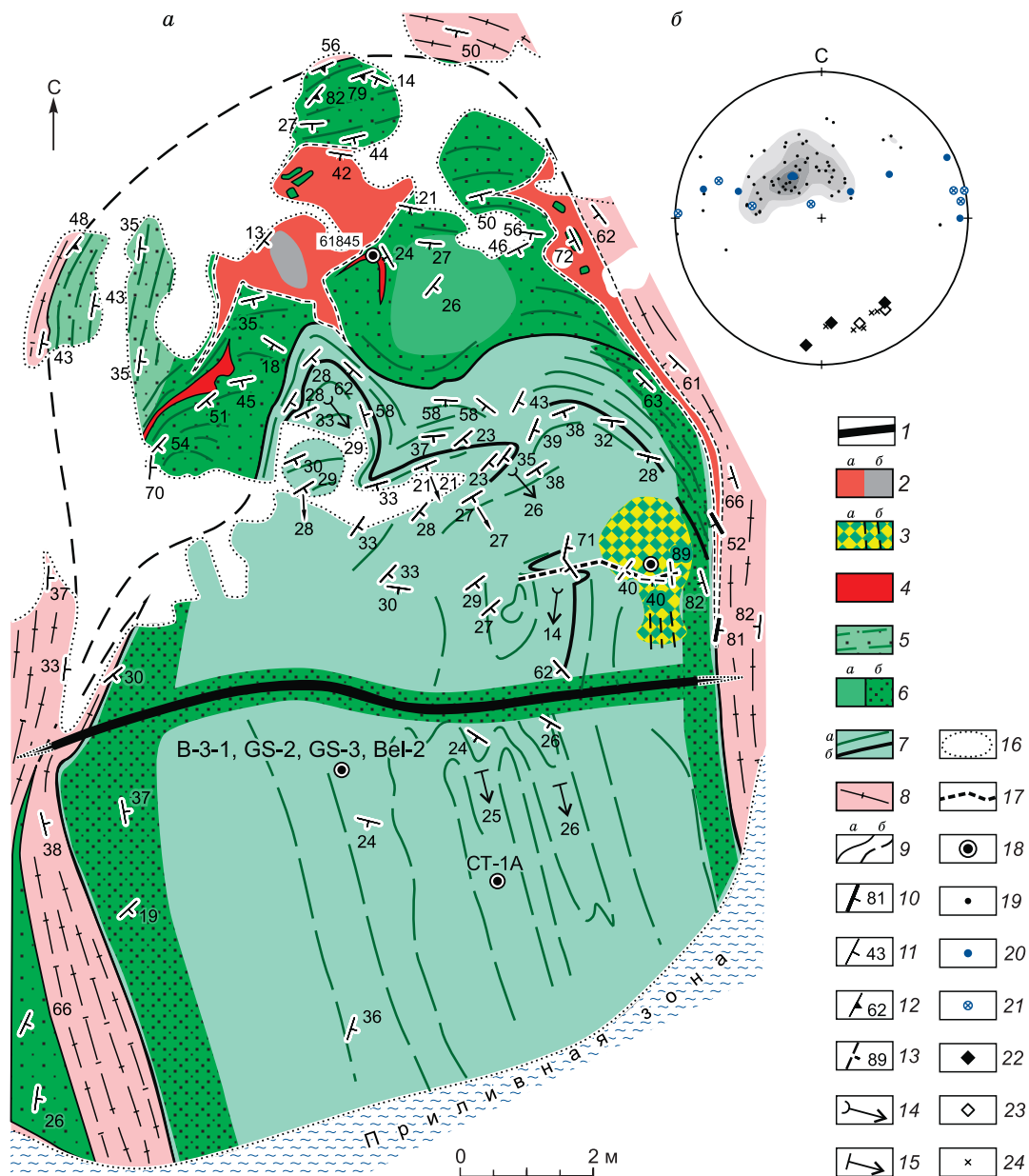


Рис. 5. Схема геологического строения эклогитовой будины (границы и структурные линии не скорректированы на рельеф) на о. Столбиха (*а*) и стереографическая диаграмма (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу) ориентировки структурных элементов в будине (*б*) (по [Balagansky et al., 2019b] с изменениями и дополнениями).

а: 1 — пегматиты (1.88 млрд лет); 2 — поздние граниты (*а*), кварцевый домен (*б*); 3 — массивные эклогиты (1.9 млрд лет) (*а*) и реликты полосчатости исходных для них пород (*б*); 4 — гранодиориты (2.65 млрд лет); 5 — сланцеватые и слабополосчатые гранат-пироксеновые амфиболиты по архейским эклогитам; 6 — архейские слабополосчатые ретроградно измененные эклогиты (*а*), они же амфиболитованные (*б*); зеленый пунктир — структурные линии; 7 — архейские полосчатые и складчатые ретроградно измененные эклогиты: *а* — структурные линии, *б* — прослеженные полосы; 8 — архейские ТТГ гнейсы; 9 — границы: установленные (*а*), предполагаемые (*б*); 10 — ориентировка границ; 11 — полосчатость, сланцеватость; 12 — мигматовая полосчатость; 13 — реликтовая полосчатость в массивных эклогитах; 14, 15 — шарниры складок: 14 — лежащих сжатых; 15 — прямых открытых; 16 — границы обнажений; 17 — вертикальный разрез, выпиленный поперек массивных эклогитов и границы между ними и полосчатыми эклогитами; 18 — расположение и номер образцов полосчатых измененных эклогитов с архейскими метаморфическими цирконами (B-3-1 [Володичев и др., 2004], SG-2 и GS-3 [Li et al., 2015], СТ-1А и 61845 [Balagansky et al., 2019b]) и гранатами (Bel-2 [Каулина и др., 2005]) и образцы массивных эклогитов с палеопротерозойскими метаморфическими цирконами [Скублов и др., 2011а; Yu et al., 2017, 2019а, б] и гранатами [Хервартц и др., 2012]. *б:* 19 — полюсы плоскостных текстур в полосчатых и складчатых эклогитах, $n = 65$ (границы областей отвечают изолиниям полюсов, в %: 3.2—6.4—9.6—12.8—16.0, уменьшение от центра к краю); 20 — полюсы этих же плоскостных текстур рядом с массивными эклогитами, $n = 9$; 21 — полюсы пластиновидных фрагментов амфиболитов в массивных эклогитах, $n = 7$; 22 — шарниры сжатых складок, $n = 3$; 23 — шарниры открытых складок, $n = 2$; 24 — линейность, $n = 5$.

тронутыми палеопротерозойскими деформациями фрагментами архейской коры в районе Гридино развиты разделяющие эти фрагменты мощные зоны сдвигового течения [Травин и др., 2005]. В этих зонах следы архейских событий практически полностью стертые, а дайки испытали интенсивное расщепление и складчатость. Возраст одной из них с хорошо развитой мигматизацией составляет 1941 ± 17 млн лет [Balagansky et al., 2019b], что отвечает переходу от субдукции к коллизии в восточной части Лапландско-Кольского орогена. Аналогичный стиль деформационной переработки и ее локализации характерен, по крайней мере, для всей северной части Беломорской провинции. Таким образом, в региональном плане лапландско-кольская коллизионная орогения привела к образованию системы мощных зон сдвигового течения, разделяющих блоки с хорошо сохранившейся архейской историей, впервые выделенной и кратко охарактеризованной в работах [Балаганский, 1992, 2002; Балаганский, Козлова, 1997]. В ряде таких зон было установлено интенсивное проявление палеопротерозойской мигматизации, охвативших сумийские массивы друзитов [Балаганский и др., 1997; Кудряшов и др., 1999; Слабунов и др., 2016]. В Воче-Ламбинской зоне сдвигового течения также широко проявлена мигматизация с возрастом 1898 ± 2 млн лет [Кислицын, 2001]. Она формировалась на этапе коллизии или же сразу после нее.

Соотношения между палеопротерозойскими эклогитами, наложенными на архейские эклогиты, были установлены в обнажении на о. Столбиха в районе Гридино [Balagansky et al., 2019b], в котором и были впервые описаны и датированы неоархейские эклогиты [Володичев и др., 2004], а затем были установлены и палеопротерозойские эклогиты [Скублов и др., 2011a; Yu et al., 2017]. На рисунке 5, а приведена карта-схема этого обнажения, с овальной на эрозионном срезе будиной амфиболитов, содержащих реликты двух резко различных типов эклогитов — ранние эклогиты-1 и наложенные на них эклогиты-2. Эклогиты-1 слагают большую часть будины, они полностью ретроградно изменены и представляют собой полосчатые породы (рис. 6, а), которые смяты в лежачие сжатые до изоклинальных складки [Balagansky et al., 2019b]. Омфацит в них сохранился только в виде включения в кристалле граната (см. рис. 6, б). В результате складчатости все плоскостные текстуры полого падают к ЮЮВ, а их полюсы рассеяны по дуге большого круга (см. рис. 5, б). Эклогиты-1 затем были будинированы, при этом крылья и осевые поверхности вблизи краевых частей будины были плавно изогнуты и приведены в положение, (суб)параллельное крутому залеганию облегающих будину и сильнорасщепленных ТТГ гнейсов. На контактах будины эклогиты-1 полностью амфиболитизированы, интенсивно расщеплены, лишены полосчатости и срезаны (см. рис. 5). Амфиболитизированные в северной части будины эти породы прорываются трондземитовым гранитоидом с возрастом 2648 ± 45 млн лет (обр. 61845, см. рис. 5, а [Balagansky et al., 2019b]). Самые древние метаморфические цирконы в эклогитах-1 обладают характеристиками цирконов из эклогитов или высокобарических гранулитов (т. е. $\text{Th/U} = 0.26\text{—}0.56$, обеднены тяжелыми РЗЭ, не имеют отрицательной аномалии Eu), и их возраст составляет 2.72—2.71 млрд лет (см. рис. 6, в) [Володичев и др., 2004; Li et al., 2015]. Отдельные кристаллы имеют тонкие и обычно фрагментированные каймы позднего (вероятно, палеопротерозойского) циркона. Включения в этих архейских цирконах омфацита, которые вместе с включениями других минералов-индикаторов метаморфизма высоких давлений считаются доказательством их кристаллизации во время этого метаморфизма [Hermann et al., 2001; Rubatto, 2017; Kohn, Kelly, 2018], пока не обнаружены.

В восточной краевой части будины находятся массивные эклогиты-2 (см. рис. 6, з), слагающие участок размером два—три метра с диффузными контактами с эклогитами-1, а также с амфиболитами восточного контакта будины. Как и эклогиты-1, эклогиты-2 претерпели ретроградные изменения, но степень этих изменений заметно ниже и в них наблюдаются участки неизмененных эклогитовых парагенезисов (см. рис. 6, д). Возраст генерации циркона с включениями омфацита и граната и характеристиками, отличающими цирконы эклогитовой и гранулитовой фации высоких давлений, составляет 1.89—1.90 млрд лет [Скублов и др., 2011a; Yu et al., 2017], при этом для граната было получено такое же значение Lu-Hf возраста [Хервартц и др., 2012]. Архейские ядра в палеопротерозойских цирконах были интерпретированы как протолитовые.

Западный контакт массивных эклогитов под почти прямым углом срезает крылья и осевую поверхность сжатой складки, в которую смята полосчатость в эклогитах-1 (см. рис. 5, а). В массивных эклогитах-2 наблюдаются редкие небольшие пластиновидные фрагменты амфиболитов, которые имеют такую же ориентировку, что и полосчатость в непосредственно граничащих с ними эклогитах-1 (см. рис. 5, б). В центре участка массивных эклогитов-2 эти фрагменты имеют такую же ориентировку, что и крылья складок в полосчатых эклогитах, т. е. полого падают к ЮЮВ, а рядом с восточным краем будины они располагаются субпараллельно крутопадающей сланцеватости в амфиболитах на периферии будины. Более того, эти фрагменты с пологим и крутым до вертикального залеганием находятся на простирании полого- и крутоориентированной полосчатости в эклогитах-1. Таким образом, ориентировка и расположение пластиновидных фрагментов амфиболитов когерентны с таковыми для полосчатости в эклогитах-1, окаймляющих эклогиты-2. Наиболее хорошо это видно при их сравнении с ориентировкой полосчатости в эклогитах-1, расположенных рядом с массивными эклогитами-2 (см. рис. 5, б).

Эти данные указывают на формирование массивных эклогитов-2 по полосчатым складчатым эклогитам-1. Образование эклогитов-2 объясняется моделью, предложенной для локального развития каледонских скандинавских эклогитов по ранним докембрийским гранулитам [Austrheim, 1987]. Согласно этой модели, необходимые для образования флюиды мигрировали по разломам и маломощным

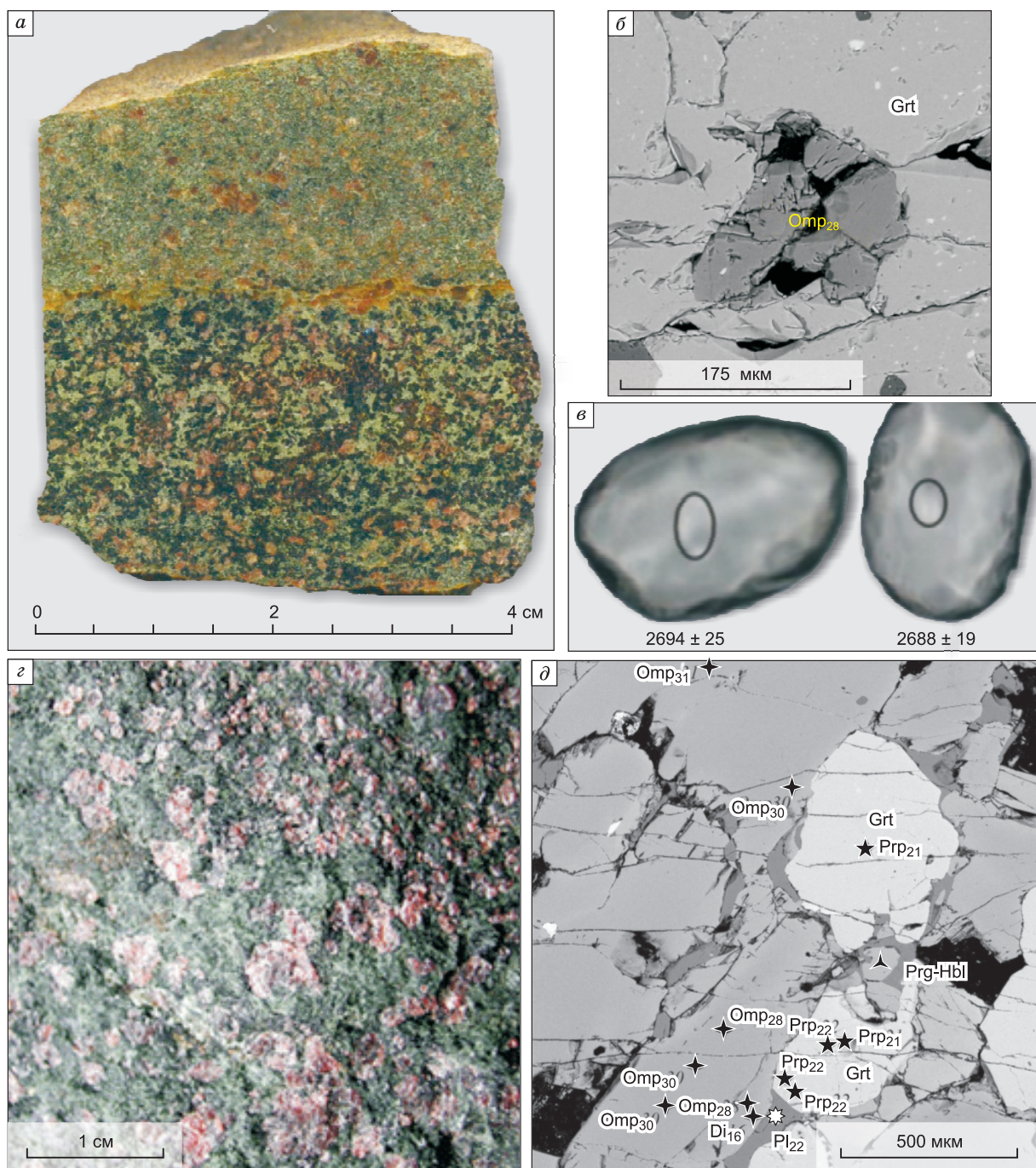


Рис. 6. Архейские (а—в) и палеопротерозойские (з, д) эклогиты на о. Столбиха:

а — полосчатые ретроградно измененные эклогиты с (б) включением омфацита (Omp) в гранате (Grt) (изображение во вторичных электронах) [Balagansky et al., 2019b]; в — изображение в проходящем свете без анализатора неоархейских (2720.7 ± 5.8 млн лет) «эклогитовых» цирконов (размер зерен +100 мкм) из полосчатых ретроградно измененных эклогитов, эллипсами показаны места анализов, а цифрами $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты (млн лет) в этих аналитических точках [Володичев и др., 2004]; з — фото массивного эклогита с (д) участками (изображение во вторичных электронах) преимущественно эклогитового (Grt-Omp) состава [Володичев и др., 2004]. Prg-Hbl — амфибол паргасит-роговообманкового состава, Di — диопсид (цифра — содержание жадеита), Prp — пироповый гранат (цифра — содержание пиропы).

зонам сдвигового течения в гранулитах и вызвали их эклогитизацию в центральных частях зон. В нашем случае каналами для флюидов служили окаймляющие будину зоны сдвигового течения в архейских ТТГ гнейсах, которые были активизированы во время палеопротерозойской лапландско-кольской орогении. На восточном краю будины флюиды проникли в нее и привели к локальной эклогитизации уже ретроградно измененных эклогитов-1. Этот механизм мог обеспечить и эклогитизацию мафических даек.

Таким образом, эволюция земной коры Беломорской провинции в палеопротерозое включает следующие главные события (см. рис. 4) [Балаганский, 2002; Daly et al., 2001, 2006; Lahtinen et al., 2008; Lahtinen, Nuhma, 2019].

1. ~ 2.5—2.1 млрд лет: активное воздействие мантийных плюмов на архейскую кору восточной части Фенноскандинавского щита, формирование рифтогенных структур и внедрение в континентальную земную кору, в том числе Беломорской провинции многочисленных интрузий и даек габброидов, гранитоидов и редко карбонатитов.

2. ~ 2.0 млрд лет: раскрытие Лапландско-Кольского океана красноморского типа на границе Кольской и Беломорской провинций.

3. 1.98—1.91 млрд лет: субдукция коры Лапландско-Кольского океана с формированием островодужных комплексов (окончание 1.94—1.93 млрд лет на восточном фланге орогена и 1.91 млрд лет на западном), которые слагают Лапландский гранулитовый пояс, Умбинский и Терский террейны и частично террейны Инари и Стрельнинской; эклогиты в этих комплексах пока не установлены.

4. 1.94—1.88 млрд лет: коллизия блоков архейской континентальной коры Беломорской и Кольской провинций в процессе лапландско-кольской орогении при сближении архейских Мурманского и Карельского кратонов. Возраст эклогитов-2 (1.92—1.89 млрд лет) согласуется именно с возрастом лапландско-кольской коллизии. Предполагается, что эклогитизация нижнекоровых образований осуществлялась за счет высокого литостатического давления в утолщенной в результате коллизии континентальной коре [Balagansky et al., 2015] или в результате континентальной субдукции [Lahtinen, Nuhma, 2019].

5. 1.89—1.75 млрд лет: посколлиззионные процессы, коллапс Лапландско-Кольского орогена, быстрое остывание орогенного ядра и медленное остывание форландов, установленное, прежде всего, в Беломорской провинции [Bibikova et al., 2001], завершение эксгумации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Широкое развитие в архейской Беломорской провинции эклогитов является одним из наиболее весомых факторов, существенно ограничивающих возможные геодинамические модели образования и развития континентальной коры Беломорской провинции в мезо- и неорхее и последующего ее преобразования в палеопротерозое. Значение беломорских эклогитов усиливается с открытием в них микровключений алмаза [Shchipansky et al., 2019a, b]. Роль эклогитов в этих моделях определяется тем, что они образуются при специфических *PT*-условиях, характеризующихся низким геотермическим градиентом и существующих в субдуцированной коре (< 10 °C/км) или нижней части тектонически утолщенной коры (10—20 °C/км). Другими словами, эклогиты — надежные индикаторы таких тектонических обстановок, как субдукция и тектоническое увеличение мощности коры [Andersen et al., 1991; O'Brien, 2018]. Козсит- и алмазодержащие эклогиты сверхвысоких давлений являются индикаторами холодной и глубокой субдукции океанической коры и континентальной субдукции на глубины, отвечающие минимальным *PT*-параметрам формирования этих пород, т. е. индикаторами геодинамических процессов современной тектоники плит [Andersen et al., 1991; Stern, 2005, 2018; Brown, Johnson, 2018; Cawood et al., 2018]. Еще одной обстановкой образования эклогитов сверхвысоких давлений может быть деляминация эклогитизированной нижней коры и ее погружение на мантийные глубины [Meissner, Mooney, 1998]. Кроме того, в последние два десятилетия в литературе обсуждается возможность образования эклогитов, включая козсит- и алмазодержащие разновидности, на коровых глубинах, на которых высокие и сверхвысокие давления достигаются за счет тектонического сверхдавления [Gerya, 2015].

Еще одним фактором, существенно влияющим на модели мезо- и неорхейской геодинамики, является доминирующий ТТГ состав континентальной коры этого возраста. Если эклогиты, наблюдаемые в виде реликтов в архейских амфиболитах, также имеют архейский возраст, то понимание образования архейской ассоциации ТТГ гнейсов и эклогитов в Беломорской провинции является ключом к решению проблем мезо- и неорхейской геодинамики. Отсюда вытекает необходимость надежного определения возраста беломорских эклогитов на основе наиболее обоснованных критериев установления *PT*-условий и возраста кристаллизации одной и той же генерации метаморфического циркона из эклогитов. Как уже было сказано выше, к таким критериям принадлежит присутствие в датированном цирконе микровключений минералов-индикаторов эклогитовой фации — омфацита, высокомагнезиального граната, кианита и ассоциирующих с ними рутила, цоизита и других типоморфных для эклогитов минералов, не говоря уже об алмазе и козсите [Rubatto, 2017; Kohn, Kelly, 2018]. Одним из убедитель-

ных примеров такого подхода является изучение нескольких генераций метаморфического циркона из алмазосодержащих гнейсов Кокчетавского массива [Hermann et al., 2001].

В настоящее время эта задача решена для эклогитов-2 и эклогитизированных габброидов Беломорской провинции. Палеопротерозойские цирконы из этих эклогитов содержат микровключения омфацита, граната, кианита, рутила, цоизита и кварца, определяющие принадлежность их к эклогитовой фации [Скублов и др., 2010; Imaiyama et al., 2017; Yu et al., 2017]. Эти работы подкрепляются петрологическими исследованиями, включая изучение изотопного состава кислорода, и установлением Lu-Hf возраста граната [Хервартц и др., 2012; Melnik et al., 2021]. Отрицание проявления палеопротерозойского эклогитового метаморфизма в работе [Mints, Dokukina, 2020] основано на большой совокупности рассуждений и альтернативных интерпретаций практически всех разнообразных данных, среди которых ведущая роль принадлежит признакам происхождения циркона за счет механизма одновременного растворения кристалла и его роста в сочетании с геохимическими и изотопно-геохимическими данными. Однако все они не могут опровергнуть выводы, основанные на микровключениях минералов-индикаторов эклогитовой фации в датированных цирконах, физические (прежде всего, отсутствие каких-либо малейших признаков пористости) и геохимические свойства которых нельзя объяснить указанным выше механизмом роста циркона (так называемый ювелирный тип циркона).

Заключение об архейском возрасте эклогитов-1 основано не только на геохронологических и изотопно-геохимических данных, но и на детальном анализе их взаимоотношений с вмещающими амфиболитами и секущими их гранитоидами и дайками габброидов, а также истории их деформаций. Самым ярким примером является продемонстрированное выше приложение этого комплексного подхода к эклогитам о. Столбиха, которые являются сейчас самыми изученными в Беломорской провинции. Именно эти структурно-геологические наблюдения позволяют авторам уверенно говорить, что наряду с палеопротерозойским эклогитовым метаморфизмом здесь проявлен и архейский. Это означает, что архейские эклогиты распространены, по-видимому, шире, чем можно обосновать только геохронологическим методом. Что касается изотопных данных об архейском возрасте этого типа эклогитов, они пока являются в определенной мере доказательными, как было показано выше, но не абсолютными. Так, в работах [Володичев и др., 2004; Li et al., 2015; Balagansky et al., 2019b] приведены убедительные свидетельства метаморфического генезиса архейских цирконов в эклогитах-1 о. Столбиха, причем среди последних выделяется несколько генераций [Li et al., 2015]. При этом наличие в этих цирконах зональности «елочка» (fir-tree zoning) и их обеднение тяжелыми РЗЭ свидетельствует об их кристаллизации совместно с гранатом в условиях эклогитовой или гранулитовой фации высоких давлений. Архейские цирконы присутствуют в полосчатых ретроградно измененных эклогитах, а возможный палеопротерозойский циркон представлен только редкими тонкими и фрагментированными каймами, что делает невозможным их датирование. Поэтому наиболее вероятным представляется вывод о том, что эти ретроградные породы возникли за счет изменения архейских, а не палеопротерозойских эклогитов. Тем более, что первые ретроградные изменения эклогитов обычно происходят уже на стадии эксгумации в условиях гранулитовой фации сразу же после эклогитового метаморфизма [Hermann et al., 2001].

В то же время ассоциация минеральных микровключений в архейских цирконах эклогитов-1 отвечает гранулитовой фации, а омфацит в ассоциации с другими минералами-индикаторами эклогитовой фации пока еще не обнаружен. Последнее, по-видимому, объясняется двумя причинами. Во-первых, на пике эклогитового метаморфизма кристаллизуется только незначительная часть циркона, тогда как основная его часть образуется при декомпрессии и особенно в условиях развития плагиоклазсодержащих парагенезисов гранулитовой и амфиболитовой фаций [Kohn et al., 2015]. Во-вторых, степень ретроградной переработки архейских эклогитов в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций является очень высокой и привела к практически полному замещению в них омфацитов клинопироксен-плагиоклазовыми симплектитам и появлению амфиболов. Однако на о. Столбиха в этих эклогитах, как отмечалось выше, обнаружено одно включение омфацита в кристалле граната [Balagansky et al., 2019b].

Утверждения об архейском возрасте даек габброноритов в районе Гридино, основанные, прежде всего, на архейском возрасте отдельных цирконов [Dokukina et al., 2014], не согласуются с наличием в них микровключений кварца и тонкой осцилляторной зональности, характерных для цирконов из ТТГ гнейсов. Учитывая многочисленные примеры унаследованных цирконов в мафитах (в частности, в палеопротерозойских оливиновых метагабброноритах Куру-Ваары [Balagansky et al., 2015; Melnik et al., 2021] и Гридино [Слабунов и др., 2011a; Володичев и др., 2012]), указанные особенности архейских цирконов позволяют утверждать, что они были захвачены из вмещающих дайки архейских ТТГ гнейсов.

Геодинамическая обстановка образования палеопротерозойских эклогитов Беломорской провинции наиболее удовлетворительно сейчас объясняется с позиции концепции Лапландско-Кольского коллизионного орогена, выдвинутой Д. Бриджуотером [Bridgwater et al., 1992] и описанной в работах [Daly et al., 2001, 2006; Балаганский, 2002; Lahtinen, Nuhma, 2019]. При этом следует обратить внимание, что высказывания о связи этого эклогитового метаморфизма со свекофенскими событиями, присутствующими

щие практически во всех статьях о палеопротерозойском возрасте беломорских эклогитов, не подкрепляются каким-либо анализом региональной геологии. В данном случае не учитывается, что подавляющая часть коллизионных событий в Свеккофенском орогене, отделенном от Беломорской провинции архейским Карельским кратоном, произошла после рубежа 1.9 млрд лет [Балтыбаев, 2013; Nironen, 2017], тогда как в Лапландско-Кольском орогене главные коллизионные события практически закончились к этому рубежу (см. обзор в работе [Балаганский и др., 2016]). Выше уже был проведен краткий анализ развития лапландско-кольской орогении и, учитывая возраст палеопротерозойских эклогитов 1.92—1.89 млрд лет, можно уверенно относить их формирование к коллизионной и позднеколлизионной стадиям. Что касается конкретной тектонической обстановки в этом геодинамическом сценарии, то это могут быть нижние уровни утолщенной в результате коллизии континентальной коры [Balagansky et al., 2015] или континентальная субдукция [Lahtinen, Huhma, 2019]. Эти две обстановки не противоречат друг другу, так как в случае континентальной субдукции эклогиты развиваются в результате существенного увеличения литостатического давления, т. е. давления вышележащих пород, в частях континентальной коры (и не только нижних), опущенных на глубины перехода от коры к мантии и тем более еще ниже.

Отличительной чертой континентальной субдукции является частичное плавление субдуцированных гнейсов (мигматизация) при изотермической декомпрессии в результате их быстрой эксгумации, происходившей сразу же после пика сверхвысокобарического эклогитового метаморфизма, и доказанное на примере алмазосодержащих гнейсов Кокчетавского массива [Shatsky et al., 1999; Hermann et al., 2001; Dobretsov, Shatsky, 2004; Ragozin et al., 2009]. Изотермическая декомпрессионная мигматизация метapelитов, происходившая сразу же после пика метаморфизма, была установлена в варисцидах Италии [Guergouz et al., 2018]. Поэтому дополнительным аргументом в пользу участия комплексов Беломорской провинции в палеопротерозойской континентальной субдукции является частичное плавление беломорской континентальной коры в палеопротерозое, выразившееся в мигматизации, причем обильной в отдельных районах. В районе Гридино эта мигматизация отмечается в Восточном домене о. Избная Луда (1.94 млрд лет [Balagansky et al., 2019b]), ее проявления документально установлены и к югу от Гридино (1.94 и 1.87 млрд лет [Слабунов и др., 2016]), а также в виде поздних мигматитов в районах Куру-Ваара (1.95 и 1.89 млрд лет) и Салма (1.89 млрд лет) [Gorbunov et al., 2019]. Кроме этого, поздние мигматиты развиты на севере Беломорской провинции в рассланцованных сумийских друзитах [Балаганский и др., 1997; Кудряшов и др., 1999] и в Воче-Ламбинской зоне сдвигового течения (1.90 млрд лет [Кислицын, 2001]). Наконец, поздние мигматиты развиты и в коллизионном меланже, разделяющем Беломорскую провинцию и палеопротерозойский Умбинский гранулитовый террейн, в котором они представлены высокотемпературными лейкосомами, секущими высокобарические гранулиты с ортопироксен-силлиманитовым парагенезисом (1.91 млрд лет [Кислицын, 2001]).

В рамках реконструкции структурных ситуаций, в которых формировались палеопротерозойские эклогиты, помимо случая, описанного выше для эклогитов о. Столбиха, следует упомянуть точку зрения, согласно которой причиной палеопротерозойской эклогитизации были локальные сдвиговые деформации [Травин, Козлова, 2005; Травин, 2015]. Однако в породах, деформируемых в анизотропном поле напряжений в условиях высоких ступеней метаморфизма, минералы, кристаллизующиеся во время этой деформации, приобретают предпочтительную ориентировку, выраженную в зависимости от типа кристаллической решетки минерала как линейностью, так и сланцеватостью [Passchier, Trouw, 1998]. Примером этого служит яркая предпочтительная ориентировка ортопироксена и силлиманита, образовавшихся в *PT*-условиях, переходных от гранулитовой фации высоких давлений к эклогитовой фации [Козлова и др., 1991] в палеопротерозойском коллизионном меланже между породами беломорского комплекса и умбинскими гранулитами. Палеопротерозойские же эклогиты имеют массивное сложение, что однозначно указывает на их кристаллизацию в статических условиях. Примеры однозначной связи образования эклогитов с зонами сдвигового течения описаны в норвежских каледонидах [Austrheim, 1987]. Там эта связь является парагенетической, а эклогитизация была вызвана фильтрацией флюидов по этим зонам уже после их образования и происходила только в центральных частях зон. Детальное же картирование локально эклогитизированной дайки оливиновых базитов района Гридино, послужившей основой для идеи о сдвиговых деформациях как причине эклогитизации, не выявило никаких следов присутствия таких зон как в дайке, так и в непосредственно вмещающих ее ТТГ гнейсах [Balagansky et al., 2019b].

Установление геодинамической обстановки появления архейских эклогитов является более трудной задачей. Один из определяющих факторов этой обстановки — тесная ассоциация блоков архейских амфиболитов с реликтами эклогитов с архейскими ТТГ гнейсами. Впервые ассоциация эклогитов и ТТГ гнейсов, образующая мегамеланж, была описана в районах Салмы [Mints et al., 2010] и Куру-Ваары [Щипанский и др., 2012а, б] и подробно проанализирована в работе [Mints, Dokukina, 2020]. При этом особо следует подчеркнуть, что возраст магматических протолитов амфиболитов с реликтами эклогитов превышает 2.9 млрд лет, а оценки архейского эклогитового метаморфизма составляют 2.82—2.78 млрд лет. По экспериментальным данным, ТТГ гнейсы образуются при частичном плавлении эклогитов [Rapp

et al., 2003; Xiong, 2006; Laurie, Stevens, 2012], что наводит на мысль — именно этот механизм можно применить и к беломорской ассоциации эклогитов и ТТГ гнейсов. Однако возможны несколько геодинамических обстановок, в которых сначала образуется большой объем эклогитов, а затем относительно быстро происходит их частичное плавление, в результате которого образуется намного более значительный объем ТТГ гнейсов.

Предпочтительным геодинамическим сценарием является субдукция океанической коры и развиваемая с момента открытия беломорских эклогитов [Володичев и др., 2004; Mints et al., 2010]. Почти в то же время была предложена модель частичного плавления эклогитов в результате изотермальной декомпрессии при их быстрой эксгумации после пика метаморфизма [Щипанский и др., 2012а, б]. Эта модель была предложена по аналогии с частичным изотермальным декомпрессионным плавлением сверхвысокобарических парагнейсов Кокчетава при их эксгумации, отмеченным выше. На возможность такого механизма указывают трондьемиты, секущие одно эклогитовое тело, частичное плавление которого происходило одновременно с частичным декомпрессионным плавлением сверхвысокобарических парагнейсов, вмещающих эклогиты [Shatsky et al., 1999]. Аргументом в пользу этой модели является вывод об усилении степени частичного плавления эклогитов в Богемском массиве, происходившего на пиковой по давлению стадии метаморфизма, при их декомпрессии до коровых глубин [Miyazaki et al., 2016]. Наконец, как и при рассмотрении палеопротерозойской геодинамики, следует отметить, что в случае доказательства архейского возраста включений алмаза в эклогитах наиболее привлекательной становится модель глубинной субдукции, аналогичной таковой тектонике плит фанерозоя [Shchipsansky et al., 2019a, b].

Альтернативой субдукционной модели образования ассоциации эклогитов и ТТГ гнейсов может быть модель тектоники «капель» мафической коры, опускающихся в мантию в результате происходящей конвекции [Nebel et al., 2018]. В данной модели коровый материал затягивается на мантийные глубины, и в результате частичного плавления дегидратированных метабазальтов происходит выплавление ТТГ расплавов. Привлекательной чертой этого механизма является его действие, по оценкам авторов, в течение примерно 200 млн лет, что как раз соответствует продолжительности периодического формирования в Беломорской провинции ТТГ гнейсов. Тем не менее возможность применимости данной модели к ассоциации беломорских эклогитов и ТТГ гнейсов никем еще не рассматривалась.

Одной из возможных причин образования беломорских эклогитов, причем независимо от их возраста, которую также следует иметь в виду, является тектоническое сверхдавление, развивающееся в коровых породах без их погружения на мантийные глубины [Gerya, 2015]. Исследования тектонического сверхдавления пока ограничиваются только теоретическими расчетами и проблема этого сверхдавления еще далека от ее решения. При этом обращает на себя внимание, что так или иначе тектоническое сверхдавление связывается с субдукционной и коллизионной обстановками в контексте тектоники плит. В частности, одной из таких возможных обстановок являются субдукционные каналы [Marques et al., 2018b], фрагментами которых могут быть эклогит-серогнейсовые меланжи Куру-Ваары и Гридино. Другой такой обстановкой могут быть пологие каналы течения в нижних частях коры, что было продемонстрировано на примере Гималаев [Marques et al., 2018a]. Наконец, к таким структурам, вероятно, принадлежат трансоровые зоны сдвигового течения [Schmalholz, Podladchikov, 2013]. Подчеркнем, что в двух последних моделях сверхдавления развиваются на фоне горизонтального сжатия всей литосферы, приводящей к ее укорочению. Аналитические расчеты и численное моделирование напряженного состояния литосферы орогенических поясов показали высокую вероятность возникновения избыточного давления в нижней коре, которое может превышать литостатическое давление в зависимости от компрессионного сжатия в 1.1—2.0 раза [Petrini, Podladchikov, 2000]. Теоретически возможность возникновения локального термодинамического равновесия для открытых систем в земной коре давно уже была обоснована в работах Д.С. Коржинского [1957, 1973]. До сих пор самым ярким природным примером реализации локального термодинамического равновесия является случай эклогитизации протерозойских гранулитов по сдвиговым флюидонасыщенным зонам в норвежских каледонидах [Austrheim, 1987].

Очевидно, что разработка плитно-тектонических сценариев для архея Беломорской провинции, объясняющих образование ассоциации эклогитов и ТТГ гнейсов, вынуждена будет решить все те проблемы, с которыми столкнулись петрологи, объясняющие рост мезо- и неoarхейской континентальной коры, главным образом за счет генерации огромного объема гранитоидов ТТГ ассоциации. И в заключение перечислим основные проблемы, связанные с раннедокембрийскими эклогитами Беломорской провинции и требующие своего решения.

1. Первоочередной задачей является получение безусловных доказательств архейского возраста реликтов ретроградно измененных эклогитов, установленных в телах амфиболитов. Для этого необходимо установить в архейских цирконах из этих эклогитов микровключения омфацита, высокомагнезиального граната и кианита. Наиболее перспективными для этого являются участки, полностью избежавшие каких-либо деформаций и развития метаморфических минеральных парагенезисов в палеопротерозое.

2. Важнейшей задачей является всестороннее исследование открытых алмазодержащих коровых эклогитов [Shchipansky et al., 2017, 2019a, b]. Необходимо, прежде всего, установить возраст этих эклогитов и вмещающих их пород. Следует продолжить изучение включений в цирконах из эклогитов, а также проводить поиск микровключений алмаза в них.

3. Дальнейший прогресс в реконструкции тектонических сценариев формирования беломорских эклогитов возможен только при комплексном изучении не только самих эклогитов, но и всех близких с ними по возрасту комплексов региона. При этом комплексные исследования должны включать в себя структурную геологию (в том числе, детальное картирование), метаморфическую петрологию, геохимию и изотопное датирование как циркона, так и других минералов-геохронометров. Изучение латеральных рядов структурно-вещественных комплексов, с которыми синхронно формировались эклогиты, позволит понять геодинамический контекст их образования.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В Беломорской провинции распознаются два разновозрастных проявления метаморфизма эклогитовой фации. Первый определяется как широко распространенные реликты архейских эклогитов (эклогиты-1) в будинах, запечатанных в мезо- и неоархейских ТТГ гнейсах (эклогит-серогнейсовый меланж). Второй распространен локально в виде зон эклогитизации (эклогиты-2), наложенных как на архейские эклогиты (эклогиты-1), так и на раннепалеопротерозойские габброиды.

Эволюция коры Беломорской провинции включает, как минимум, три главных тектонометаморфических события: 1) формирование в период от ~2.90 до 2.65 млрд лет в ходе субдукционно-аккреционных и коллизионных процессов континентальной коры, что было сопряжено также и с формированием алмазодержащей субконтинентальной литосферной мантии, а также эклогитов-1, связанных с субдукционными процессами; 2) воздействие на эту кору мощного мантийного плюма в период ~2.50—2.40 млрд лет и нескольких менее масштабных процессов, сопровождавшихся основным магматизмом в период 2.3—2.1 млрд лет; 3) структурно-метаморфическое преобразование ранней коры, связанное с развитием Лапландско-Кольского коллизионного орогена (~2.00—1.85 млрд лет), и формирование эклогитов-2, по-видимому, происходило в ходе коллизии или континентальной субдукции.

Авторы выражают признательность за крайне полезные советы по улучшению рукописи академикам Н.Л. Добрецову и В.С. Шацкому и рецензенту, пожелавшему остаться неизвестным.

Данная статья является вкладом в программы научных исследований Карельского научного центра РАН (АААА-А18-118020290085-4), Кольского научного центра РАН (0226-2019-052) и Геологического института РАН (АААА-А20-120030690018-2), а также в реализацию проекта 509 в рамках International Geoscience Programme (IGCP). Авторы благодарны участникам 13-й Международной эклогитовой конференции (Петрозаводск, 2019) за обсуждение всех затронутых в статье вопросов, наиболее плодотворно протекавшее на обнажениях беломорских эклогитов.

ЛИТЕРАТУРА

Бабарина И.И., Сибелев О.С., Степанова А.В. Гридинская зона меланжа Беломорской эклогитовой провинции: последовательность деформаций и структурное положение роев мафических даек // Геотектоника, 2014, № 4, с. 67—81.

Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника, 2017, № 5, с. 3—19.

Балаганский В.В. Вторичные структуры в мелких структурных формах // Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита / Ред. Ф.П. Митрофанов. СПб, Наука, 1992, с. 84—86.

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. СПб, 2002, 32 с.

Балаганский В.В., Козлова Н.Е. Крупномасштабные высокотемпературные пластические сдвиговые зоны в раннедокембрийских породах Кольского региона и их структурный парагенезис // Структурные парагенезисы и их ансамбли. М., Геос, 1997, с. 11—13.

Балаганский В.В., Кудряшов Н.М., Балашов Ю.А., Апанасевич Е.А., Ганнибал Л.Ф., Левкович Н.В. О возрасте друзитового массива Жемчужный, Северо-Западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия, 1997, № 2, с. 158—168.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника, 1998, № 2, с. 16—28.

Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Нижний докембрий Кейвского террейна, Балтийский щит: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника, 2011, № 2, с. 32—48.

- Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В.** Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник КНЦ РАН, 2016, № 3, с. 5—11.
- Балтыбаев Ш.К.** Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника, 2013, № 6, с. 44—59.
- 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 Гридино (Беломорский подвижный пояс) // ДАН, 2012, т. 444, № 6, с. 644—649.
- Березин А.В., Скублов 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.
- Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможная Н.Г., Андрищенко Ю.Н., Ступак В.М.** Геофизические исследования по региональному профилю 4В СВЕКАЛАПКО // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь—Калевала. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2001, с. 39—63.
- Бибилова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х.** Лапландские гранулиты: петрология, геохимия, изотопный возраст // Петрология, 1993, т. 1, № 2, с. 215—234.
- 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, т. 7, № 2, с. 115—140.
- Бибилова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т.** Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология, 2004, т. 12, № 3, с. 227—244.
- Бобров А.В., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.** Первая находка кианитовых эклогитов в кимберлитовой трубке им. В. Гриба (Архангельская провинция) // ДАН, 2005, т. 402, № 4, с. 515—518.
- Володичев О.И.** Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма / Ред. В.А. Глебовицкий. М., Наука, 1977, с. 57—79.
- Володичев О.И.** Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., Наука, 1990, 248 с.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И.** Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология, 2004, т. 12, № 6, с. 609—631.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С., Скублов С.Г., Кузенко Т.Т.** Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эклогитизированных габброноритов Беломорской провинции (с. Гридино) // Геохимия, 2012, № 8, с. 734—748.
- Глебовицкий В.А.** Тектонические режимы метаморфизма и эволюция геотермического состояния литосферы // Магматические и метаморфические формации в истории Земли / Ред. В.Б. Василенко. Новосибирск, Наука, 1986, с. 59—63.
- 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.
- Добрецов Н.Л., Туркина О.М.** Раннедокембрийская история Земли: роль плейт- и плюм-тектоники и космического фактора // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1250—1274.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 408 с.
- Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В.** Структурная и геодинамическая эволюция алмазсодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.
- Егорова С.В.** Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований: Автореф. дис.... к. г.-м. н. Петрозаводск, ИГ КарНЦ РАН, 2017, 21 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита** / Ред. К.О. Кратц. Л., Наука, 1978, 232 с.
- Зозуля Д.Р., Пелтонен П., О'Брайен Х., Лехтонен М.** Мантийные фаши глубинности высокобарических пироксенитов Кольского региона // ДАН, 2009, т. 424, № 4, с. 505—509.
- Каулина Т.В., Митрофанов Ф.П., Апанасевич Е.А., Жавков В.А., Дьяков С.Н., Шерстенникова О.Г.** U-Pb датирование граната // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты, КНЦ РАН, 2005, с. 60—64.
- Кислицын Р.В.** Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена: Автореф. дис.... к. г.-м. н. СПб, 2001, 22 с.

Кислицын Р.В., Балаганский В.В., Манттари И. Возраст супракомплекса полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров по результатам U-Pb датирования по циркону // Общие вопросы расчленения докембрия. Материалы III Всероссийского совещания. Апатиты. Полиграф, 2000, с. 103—106.

Козлова Н.Е., Балаганский В.В., Богданова М.Н., Реженева С.А. Структурно-петрологическое изучение ортопироксен-силлиманитовой ассоциации лапландских гранулитов // Изв. АН СССР. Серия геол., 1991, № 4, с. 66—76.

Козловский В.М., Аранович Л.Я. Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника, 2008, т. 42, № 4, с. 70—84.

Козловский В.М., Аранович Л.Я. Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // Петрология, 2010, т. 18, № 1, с. 29—52.

Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М., Терентьева Л.Б., Сальникова Е.Б., Курдюков Е.Б. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология, 2020, т. 28, № 2, с. 184—209.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 184 с.

Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука, 1973, 288 с.

Корсакова М.А., Мыскова Т.Н., Иванов Н.М. Комплексы сумийских гранитоидов юго-восточной части Северо-Карельской зоны // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2011, с. 57—71.

Криволицкая Н.А., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Свирицкая Н.М. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: II. Исследование самарий-неодимовой изотопной системы в породах и уран-свинцовой системы в цирконах // Геохимия, 2010, № 11, с. 1132—1153.

Кудряшов Н.М., Балаганский В.В., Апанасевич Е.А., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габброитов массива Жемчужный: следствия для палеопротерозойской истории развития Беломорского подвижного пояса // Геохимия, 1999, № 3, с. 324—327.

Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Полин А.К., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Иващенко В.И., Гоголев М.А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии м-ба 1 : 750 000: новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. Серия Геология докембрия, 2017, № 2, с. 3—41.

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.

Максимов О.А. Геолого-петрологические особенности эклогитов на участке Самылино (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Труды КарНЦ РАН. Серия Геология докембрия, 2019, № 2, с. 88—94.

Мельник А.Е., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // ДАН, 2013, т. 448, № 2, с. 197—205.

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.

Милькевич Р.И., Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Львов А.Б., Бережная Н.Г. Каликорвинская структура и ее положение в системе Северо-Карельских зеленокаменных поясов: геохимические и геохронологические данные // Геохимия, 2007, № 5, с. 483—506.

Миц М.В., Докукина К.А. Субдукционные эклогиты Беломорской провинции (восток Фенноскандинавского щита, Россия): мезоархей, неоархей или поздний палеопротерозой? // Геодинамика и тектонофизика, 2020, т. 11, № 1, с. 151—200.

Миц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Каулина Т.В., Белоусова Е.А., Натапов Л.М., Гриффин У.Л., О'Рейлли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // ДАН, 2010а, т. 434, № 6, с. 776—781.

Миц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможная Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М., ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010б, т. 1, 408 с.; т. 2, 400 с.

Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А. Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) // Литосфера, 2011, т. 6, с. 14—26.

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.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб, Наука, 2005, 711 с.

Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. М., Научный мир, 2008, 184 с.

Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U-Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // ДАН, 2010, т. 432, № 5, с. 668—675.

Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Мельник А.Е., Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // ДАН, 2011а, т. 439, № 6, с. 795—802.

Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология, 2011б, т. 19, № 5, с. 493—519.

Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология, 2012, т. 20, № 5, с. 470—494.

Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Алексеев В.И. Возраст протолита эклогитов южной части Пезострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология, 2016, т. 24, № 6, с. 640—653.

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

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника, 2006, № 6, с. 3—32.

Слабунов А.И., Бурдюх Е.В., Бабарина И.И. Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей гридинского эклогитсодержащего меланжа // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2007, с. 27—34.

Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибикова Е.В., Бабарина И.И., Матуков Д.И. Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // ДАН, 2008, т. 422, № 6, с. 793—797.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброаноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // ДАН, 2011а, т. 437, № 2, с. 238—242.

Слабунов А.И., Хелтга П., Шаров Н.В., Нестерова Н.С. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2011б, с. 13—21.

Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А., Жанг Л., Кевлич В.И. Архейская и палеопротерозойская мигматизация пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН, 2016, т. 467, № 1, с. 71—74.

Слабунов А.И., Щипанский А.А., Степанов В.С., Бабарина И.И. Реликт мезоархейской океанической литосферы в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геотектоника, 2019, № 2, с. 46—71.

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

Степанов В.С., Степанова А.В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2006, с. 55—71.

Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н., Азимов П.Я., Егорова С.В., Ларионова Ю.О. Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция // Петрология, 2017, т. 25, № 6, с. 581—608.

Степанова А.В., Егорова С.В., Бабарина И.И., Азимов П.Я., Степанов В.С., Ларионов А.Н. Интрузивные базиты с возрастом 2.22 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб, 2019, с. 219—221.

Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Егорова С.В., Степанов В.С. Интрузивные базиты крупной магматической провинции 2400 млн лет в Беломорском подвижном поясе: первые U-Pb ID TIMS данные по бадделейту // ДАН, 2020, т. 493, № 2, с. 56—60.

Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным / Ред. Л.П. Свириденко. Л., Наука, 1983, 180 с.

Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). М., Л., ГОНТИ, 1939, 88 с. (Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19а).

Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л., Наука, 1978, 168 с.

Травин В.В. Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника, 2015, т. 49, № 5, с. 78—93.

Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Бридинский подвижный пояс) // ДАН, 2005, т. 405, № 3, с. 376—380.

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, КарНЦ РАН, 2005, с. 40—49.

Федоров Е.С. О новой группе изверженных пород // Изв. Московского сельхоз. института. Кн. 1. 1896, с. 168—187.

Херварц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) // ДАН, 2012, т. 443, № 2, с. 221—224.

Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Трехмерная *P*-скоростная модель мантии и сейсмичность Фенноскандии // Труды КарНЦ РАН. Серия Геология докембрия, 2019, № 2, с. 53—66.

Шаров Н.В., Слабунов А.И., Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Рослов Ю.В., Щипцова Н.И. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю ГСЗ—ОГТ «Суша—Море» Калевала—Кемь—горло Белого моря // Геофизический журнал, 2010, т. 32, № 5, с. 21—34.

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

Щипанский А.А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазоносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника, 2012, т. 46, № 2, с. 42—64.

Щипанский А.А., Слабунов А.И. Природа «свекофеннских» цирконов Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия // Геохимия, 2015, т. 53, № 10, с. 888—912.

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: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ирногорской структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса // ДАН, 2001, т. 377, № 3, с. 376—380.

Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика, 2012а, т. 53 (1), с. 3—29.

Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельство о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика, 2012б, т. 53 (3), с. 341—364.

Aoya M., Uehara S-I., Wallis S.R. Thermal consequences of a subduction boundary jump: A numerical model for generating subduction-related clockwise pressure-temperature paths // Tectonics, 2002, v. 21 (1), p. 4-1—4-17.

Andersen T.B., Jamtveit B., Dewey J., Swenson E. Subduction and exhumation of continental crust: major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides // Terra Nova, 1991, v. 3, p. 303—310.

Artemieva I.M. Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics, 2006, v. 416, p. 245—277.

Artemieva I.M. Dynamic topography of the East European Craton: shedding light upon the lithospheric structure, composition and mantle dynamics // Global Planet. Change, 2007, v. 58, p. 411—434.

Artemieva I. The lithosphere. An interdisciplinary approach. Cambridge, Cambridge University Press, 2011, 794 p.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal structure and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, p. 16387—16414.

Artemieva I.M., Thybo H., Kaban M.K. Deep Europe today: Geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga // European lithosphere dynamics / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson. Geological Society London Memoir 32, 2006, p. 11—41.

Austrheim H. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 81(2—3), p. 221—232.

Babarina I.I., Sibelev O.S. Deformation events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange // *Int. Geol. Rev.*, 2015, v. 57, p. 1605—1616.

Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A., 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 // *Int. Geol. Rev.*, 2015, v. 57, p. 1543—1565.

Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M. Yu., Sibelev O.S., Slabunov A.I. Older and younger eclogites in the Belomorian province, Fennoscandian shield: an example from the Gridino area // *International Eclogite Conference, Petrozavodsk, Karelia, Russia, June 24—27th, 2019. Abstract Volume. Petrozavodsk, KrRC RAS, 2019a*, p. 10.

Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M. Yu., Sibelev O.S., Volodichev O.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Slabunov A.I. Archean and Paleoproterozoic eclogites and zoisitites in the Gridino area // *Early Precambrian eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook / Eds. A.I. Slabunov, V.V. Balagansky, A.A. Shchipansky. Petrozavodsk, KrRC RAS, 2019b*, p. 11—48.

Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula // *Correlation of Precambrian formations in the Kola-Karelian region and Finland. Apatity, KSC RAS, 1992*, p. 13—34.

Berthelsen A., Marker M. Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield // *Tectonophysics*, 1986, v. 126, p. 31—55.

Bibikova E., Skiöld 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 Res.*, 2001, v. 105, p. 315—330.

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. Geological Society Special Publication Series: No. 112 / Ed. T.S. Brewer. London, Geological Society Publishing House, 1996*, p. 69—90.

Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. East European Craton // *Encyclopedia of geology / Eds. R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer. Amsterdam, Elsevier, 2005*, v. 2, p. 34—49.

Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of the early Proterozoic Tornat Orogenic Zone across the Atlantic // *LITHOPROBE Report № 27, St. John's, 1992*, p. 76—91.

Brown M., Johnson T. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // *Am. Mineral.*, 2018, v. 103, p. 181—196.

Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A., Dhuime B., Capitanio F.A., Nebel O. Geological archive of the onset of plate tectonics // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, v. 376, 2018, 20170405.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J., de Jong K., Guise P., Bogdanova S., Gorbatshev R. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola orogen, northern Baltic Shield // *Precambrian Res.*, 2001, v. 105 (2—4), p. 289—314.

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 // *European lithosphere dynamics / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson. Geological Society London Memoir 32, 2006*, p. 579—598.

Desmons J., Smulikowski W. High *P-T* metamorphic rocks // *Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms / Eds. D. Fettes, J. Desmons. Cambridge, Cambridge University Press, 2007*, p. 32—36.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307—318.

Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // *Ultrahigh-pressure metamorphism. 25 years after the discovery of coesite and diamond / Eds. L. Dobrzhinetskaya, S. Cuthbert, W. Faryad, S. Wallis. Amsterdam, Elsevier, 2011*, p. 579—621.

Dokukina K., Mints M. Subduction of the Mesoarchean spreading ridge and related metamorphism, magmatism and deformation by the example of the Gridino eclogitized mafic dyke swarm, the Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield // *J. Geodyn.*, 2019, v. 123, p. 1—37.

Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L.M., Belousova E.A., Simakin S.G., Lepekhina E.N. Archean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 585—613.

- Eskola P.** On the eclogites of Norway. Kristiania, 1921, 118 p.
- Gaál G., Gorbatshev R.** An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Res.*, 1987, v. 35, p. 15—52.
- Gerya T.** Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // *J. Metamorph. Geol.*, 2015, v. 33, p. 785—800.
- Gorbunov I.A., Balagansky V.V., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V.** Palaeoproterozoic deformation events in an eclogite-bearing amphibolite-gneiss complex, northern Belomorian Province, Fennoscandian shield // 13th International Eclogite Conference, Petrozavodsk, Karelia, Russia, June 24—27th, 2019. Abstract Volume. Petrozavodsk, KRC RAS, 2019, p. 33.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** The earliest subcontinental lithospheric mantle // *Earth's oldest rocks*. Second ed. / Eds. M.J. van Kranendonk, V.C. Bennett, J.E. Hoffmann. Amsterdam, Elsevier, 2019a, p. 81—102.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Making and unmaking continental mantle: Geochemical and geophysical perspectives // *Acta Geol. Sin.*, 2019b, v. 93 (S1), p. 249—250.
- Guergouz C., Martin L., Vanderhaeghe O., Thébaud N., Fiorentini M.** Zircon and monazite petrochronologic record of prolonged amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea-Verbano and Stro-na-Ceneri Zones, NW Italy // *Lithos*, 2018, v. 308—309, p. 1—18.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky S.** Multiple zircon growth during exhumation of diamondiferous deeply subducted continental crust // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.
- Hölttä P., Balagansky V., Garde A.A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M.** Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes*, 2008, v. 31 (1), p. 13—19.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P.** The Archean of the Karelia Province in Finland // *The Archean of the Karelia Province in Finland* / Ed. P. Hölttä. Geological Survey of Finland Special Paper 54, 2012, p. 21—73.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P.** The Archean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield // *Evolution of Archean crust and early life (Modern approaches in solid Earth sciences, Book 7)* / Eds. Y. Dilek, H. Furnes. Dordrecht, Heidelberg, London, New York, Springer, 2014, p. 55—102.
- Imayama T., Oh C.-W., Baltybaev S.K., Park C.-S., Yi K., Jung H.** Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia // *Lithosphere*, 2017, v. 9, p. 855—873.
- Kohn J.M., Kelly N.M.** Petrology and geochronology of metamorphic zircon // *Microstructural geochronology: Planetary records down to atom scale. Geophysical Monograph 232*, 2018, p. 35—61.
- Kohn J.M., Corrie S.L., Markley C.** The fall and rise of metamorphic zircon // *Am. Mineral.*, 2015, v. 100, p. 897—908.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V.** Archean eclogites from the central part of the Belomorian Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia // *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 2005, v. 150, p. 70.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Kaulina T.V., Dokukina K.A., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** The Salma eclogites from the Belomorian Province, Russia: evidence for HP/UHP metamorphism through the subduction of the Mesoarchean oceanic crust // *Ultrahigh-pressure metamorphism: 25 years after the discovery of coesite and diamond* / Eds. L. Dobrzhinetskaya, S.W. Faryad, S. Wallis, S. Cuthbert. Amsterdam, Elsevier, 2011, p. 635—682.
- Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R.** The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5—2.4 Ga Sumian large igneous provinces // *Precambrian Res.*, 2010, v. 183, p. 589—601.
- Laurie A., Stevens G.** Water-present eclogite melting to produce Earth's early felsic crust // *Chem. Geol.*, 2012, v. 314—317, p. 83—95.
- Lahtinen R., Huhma H.** A revised geodynamic model for the Lapland-Kola orogen // *Precambrian Res.*, 2019, v. 330, p. 1—19.
- Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A.** Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // *Episodes*, 2008, v. 31(1), p. 1—9.
- Lehtonen M., O'Brien H.** Mantle transect of the Karelian Craton from margin to core based on *P—T* data from garnet and clinopyroxene xenocrysts in kimberlites // *Bull. Geol. Soc. Finland*, 2009, v. 81, p. 79—102.
- Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P., Johanson B., Pakkanen L.** Layered mantle at the Karelian Craton margin: *P—T* of mantle xenocrysts and xenoliths from the Kaavi-Kuopio kimberlites, Finland // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 593—608.

Li X., Zhang L., Wei Ch., Slabunov A.I., Bader T. Neoproterozoic-Paleoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia) // *Precambrian Res.*, 2017, v. 294, p. 257—283.

Li X.L., Zhang L.F., Wei C.J., Slabunov A.I. Metamorphic *PT* path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // *Precambrian Res.*, 2015, v. 268, p. 74—96.

Malkovets V., Taylor L., Griffin W.L., O'Reilly S., Pearson N., Pokhilenko N., Verichev E., Golovin N., Litasov K. Cratonic conditions beneath Archangelsk, Russia: garnet peridotites from the Grib kimberlites // 8th Int. Kimberlite Conference Long Abstracts. Ottawa, 2008, FLA-0220.

Marques F.O., Mandal N., Ghosh S., Ranalli G., Bose S. Channel flow, tectonic overpressure, and exhumation of high-pressure rocks in the Greater Himalayas // *Solid Earth*, 2018a, v. 9, p. 1061—1078.

Marques F.O., Ranalli G., Mandal N. Tectonic overpressure at shallow depth in the lithosphere: The effects of boundary conditions // *Tectonophysics*, 2018b, v. 746, p. 702—715.

Martin L.A.J., Duchêne S., Deloule E., Vanderhaeghe O. Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: Consequences for geochemical tracing // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 267, p. 161—174.

Meissner R., Mooney W. Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape // *Tectonophysics*, 1998, v. 296, p. 47—60.

Melezhik V., Sturt B. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak—Pasvik—Pechenga—Imandra/Varzuga—Ust'-Ponoy greenstone belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth Sci. Rev.*, 1994, v. 36, p. 205—241.

Melnik A.E., Skublov S.G., Rubatto D., Müller D., Li X.-H., Li Q.-L., Berezin A.V., Herwartz D., Machevariani M.M. Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru-Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.*, 2021, v. 353, 106014.

Mints M.V., Dokukina K.A. Age of eclogites formed by the subduction of the Mesoarchean oceanic crust (Salma, Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield, Russia): A synthesis // *Precambrian Res.*, 2020, v. 350, 105879.

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., Kaulina T.V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*, 2010, v. 38, p. 739—742.

Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 561—584.

Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Philippova I.B., Zlobin V.L., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukin P.A., Kaulina T.V., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Suleimanov A.K., Trusov A.A., Van K.V., Zamozhniaya N.G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. Geological Society of America Special Paper 510, 2015, 433 p.

Miyazaki T., Nakamura D., Tamura A., Svojtka M., Arai S., Hirajima T. Evidence for partial melting of eclogite from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Czech Republic // *J. Mineral. Petrol. Sci.*, 2016, v. 111, p. 405—419.

Moyen J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // *Lithos*, 2012, v. 148, p. 312—336.

Nebel O., Capitanio F.A., Moyen J.-F., Weinberg R.F., Clos F., Nebel-Jacobsen Y.J., Cawood P.A. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archean, felsic continental crust by crustal drip tectonics // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, v. 376, 2018, 20180103.

Nironen M. Guide to the Geological Map of Finland — Bedrock 1:1 000 000 // *Bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 — Major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution. Special paper 60 / Ed. M. Nironen. GSF*, 2017, p. 41—76.

O'Brien P.J. Eclogites and other high-pressure rocks in the Himalaya: a review // *Himalayan tectonics: A modern synthesis / Eds. P.J. Treloar, M.P. Searle. Geological Society London Special Publication 483*, 2018, p. 183—213.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics*. Berlin, Springer Verlag, 1998, 289 p.

Patison N.L., Korja A., Lahtinen R., Ojala Y.J., the FIRE Working Group. FIRE seismic reflection profiles 4, 4A and 4B: Insights into crustal structure of Northern Finland from Ranua to Näättämö // *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001—2005. Geological Survey of Finland, Special Paper 43. Espoo, Geologian Tutkimuskeskus*, 2006, p. 161—222.

Peltonen P., Kontinen A. The Jormua ophiolite: a mafic-ultramafic complex from an ancient ocean-continent transition zone // *Precambrian ophiolites and related rocks / Eds. T. Kusky, V. Veenstra, K. Condie. Amsterdam, Elsevier*, 2004, p. 35—71.

- Peltonen P., Brügmann G.** Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): geochemical and Re-Os isotope constraints // *Lithos*, 2006, v. 89, p. 405—423.
- Peltonen P., Kinnunen K.A., Huhma H.** Petrology of two diamondiferous eclogite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland // *Lithos*, 2002, v. 63, p. 151—164.
- Perchuk A.L., Morgunova A.A.** Variable P - T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 614—629.
- Petrini K., Podladchikov Yu.** Lithospheric pressure–depth relationship in compressive regions of thickened crust // *J. Metamorph. Geol.*, 2020, v. 18, p. 67—77.
- Pilipenko V.N., Pavlenkova N.I., Luosto U.** Wide-angle reflection migration technique with an example from the POLAR profile (northern Scandinavia) // *Tectonophysics*, 1999, v. 308, p. 445—457.
- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schoenberg C., Nemchin A.** Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, south-eastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 1205—1222.
- Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V.** The timing of the retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 274—284.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D.** Growth of early continental crust by partial melting of eclogite // *Nature*, 2003, v. 425, p. 605—609.
- Rubatto D.** Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.*, 2002, v. 184 (1—2), p. 123—138.
- Rubatto D.** Zircon: The metamorphic mineral // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2017, v. 83, p. 261—295.
- Shatsky V.S., Jagouts E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M.** Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.
- Shchipansky A.A., Babarina I.I., Konilov A.N., Krylov K.A., Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., Slabunov A.I.** 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // *Precambrian ophiolites and related rocks / (Developments in Precambrian Geology, Book 13) / Ed. T.M. Kusky. Amsterdam, Elsevier, 2004, p. 425—486.*
- Shchipansky A.A., Sidorov M.Yu., Balagansky V.V.** UHP eclogitic rocks from the Belomorian Belt, Baltic Shield: strong evidence for a deep subduction in the Archean // *Early Precambrian vs modern geodynamics / Extended abstracts and field trips guide. Eds. A.I. Slabunov, S.A. Svetov, Sh.K. Baltibaev. Petrozavodsk, KrRC RAS, 2017, p. 283—286.*
- Shchipansky A.A., Balagansky V.V., Sidorov M.Yu.** Eclogite and related rock in the Kola part of the Belomorian province, Fennoscandian Shield, Russia: when and how did they form? // *Early Precambrian eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field guidebook / Eds. A.I. Slabunov, V.V. Balagansky, A.A. Shchipansky. Petrozavodsk, KrRC RAS, 2019a, p. 49—75.*
- Shchipansky A.A., Sidorov M.Yu., Balagansky V.V.** Vestigial UHP mineral assemblages in the Archean rocks from the Kuru-Vaara quarry, Belomorian Province, Kola Peninsula, Russia // *the 13th of International Eclogite Conference. Abstract Volume. Petrozavodsk, Karelia, Russia, June 24—27th, 2019. Petrozavodsk, KrRC RAS, 2019b, p. 77.*
- Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.** Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high-pressure rocks // *Geophys. Res. Lett.*, 2013, v. 40, p. 1984—1988.
- Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S.** The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // *European lithosphere dynamics / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson. Geological Society London Memoir 32, 2006, p. 627—644.*
- Slabunov A.I., Guo J., Balagansky V.V., Lubnina N.V., Zhang L.** Early Precambrian crustal evolution of the Belomorian and Trans-North China orogens and supercontinents reconstruction // *Geodyn. Tectonophys.*, 2017, v. 8 (3), p. 569—572.
- Slabunov A.I., Volodichev O.I., Stepanova A.V., Sibelev O.S., Stepanov V.S., Babarina I.I.** Archean eclogites and Paleoproterozoic eclogitized gabbroids, Gridino area, White Sea // *Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogites / Eds. P. Peltonen, P. Hölttä, A. Slabunov. 33 IGC, The Nordic Countries. Oslo, 2008, p. 36—53.*
- Sleep N.H.** Evolution of the continental lithosphere // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2005, v. 33, p. 369—393.
- Stepanova A., Stepanov V.** Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.*, 2010, v. 183, p. 602—616.

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. Petrol.*, 2014, v. 55 (9), p. 1719—1751.

Stern R.J. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultra-high pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time // *Geology*, 2005, v. 33, p. 557—560.

Stern R.J. The evolution of plate tectonics // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, v. 376, 2018, 20170406.

Timmerman M.J., Daly J.S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Res.*, 1995, v. 72, p. 97—107.

Tomaschek F., Kennedy A.K., Villa I.M., Lagos M., Ballhaus C. Zircons from Syros, Cyclades, Greece—recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 1977—2002.

Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in Early Proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // *Petrology*, 2009, v. 17, p. 684—706.

Tuisku P., Huhma H. Eclogite from the SW-marginal zone of the Lapland Granulite Belt: Evidence from the 1.90—1.88 Ga subduction zone // *Geological Survey of Finland, Special Paper 26*, 1998, p. 61.

Volodichev O.I., Slabunov A.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Sibelev O.S. Archaean eclogites and Paleoproterozoic eclogitized gabbroids, Gridino area, White sea // *Precambrian high-grade mobile belts. Belomorian mobile belt in the eastern Fennoscandian Shield. Field Guidebook. Petrozavodsk, KRC RAS*, 2014, p. 7—32.

Windley B.F., Kusky T., Polat A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean // *Precambrian Res.*, 2021, v. 35, 105980.

Wyllie P.J., Wolf M.B., van der Laan R.S. Conditions for formation of tonalites and trondhjemites: magmatic source and products // *Greenstone belts / Eds. M. de Wit, L.D. Ashwal. Oxford Monograph on Geology and Geophysics 35*, 1997, p. 256—266.

Xiong X.L. Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing eclogite // *Geology*, 2006, v. 34, p. 945—948.

Yu H.L., Zhang L.F., Wei C.J., Li X.L., Guo J.H. Age and *P-T* conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia // *J. Metamorph. Geol.*, 2017, v. 35, p. 855—869.

Yu H., Zhang L., Lanari P., Rubatto D., Li X. Garnet Lu-Hf geochronology and *P-T* path of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia // *Lithos*, 2019a, v. 326—327, p. 313—326.

Yu H., Zhang L., Chunjing W.C., Li X., Guo J., Bader T., Qi Y. The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling // *Precambrian Res.*, 2019b, v. 326, p. 363—384.

*Рекомендована
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 31 июля 2020 г.,
принята в печать 15 марта 2021 г.*