

ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВОЗРАСТА

© 2022 г. С. Г. Скублов^{a, b, *}, А. В. Березин^a, Л. И. Салимгараева^{a, b}

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^bСанкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: skublov@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.05.2021 г.

После доработки 08.12.2021 г.

Принята к публикации 14.02.2022 г.

Эклогиты Беломорского подвижного пояса (БПП) являются ключевым объектом для геодинамических реконструкций не только БПП, но и Фенноскандинавского щита в целом. Одним из главных вопросов для эклогитов БПП является установление времени их формирования. Интерпретация возраста эклогитов БПП как архейского позволила ряду исследователей распространить на этот сегмент архейской коры геодинамические механизмы тектоники плит современного типа. В настоящее время геохронологические данные, полученные по эклогитам БПП в целом, интерпретируются по-разному. Несмотря на множество публикаций по проблеме возраста эклогитов Беломорского пояса (количество статей превышает 70) до сих пор отсутствует обобщающая обзорная работа, где был бы проведен объективный критический анализ всех точек зрения на проблему времени эклогитового метаморфизма и аргументов, лежащих в их основе. Авторская трактовка возраста эклогитового метаморфизма в пределах БПП основана на комплексе независимых изотопно-геохимических методов датирования – локальном U-Pb методе по гетерогенным цирконам с магматическими ядрами и эклогитовыми каймами, Lu-Hf и Sm-Nd методам по породообразующим минералам эклогитового парагенезиса – гранату и омфациту. Все три метода независимо друг от друга определяют возраст эклогитового метаморфизма как свекофеннский, с одним и тем же значением – около 1900 млн лет. Поэтому вопрос правомочности распространения механизмов плейт-тектоники на ранний докембрий по-прежнему остается открытым.

Ключевые слова: эклогиты, докембрий, Беломорский подвижный пояс, петрохронология, изотопный возраст, циркон, U-Pb метод, Sm-Nd метод, Lu-Hf метод

DOI: 10.31857/S0016752522070044

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос “Когда на нашей планете начали действовать механизмы тектоники плит?” является одной из самых важных геологических проблем на протяжении уже нескольких десятков лет (Rollinson, 2007; Stern, 2007, 2018; Condie, Kröner, 2008; Holder et al., 2019; Palin et al., 2020). Среди прочих аргументов наличие эклогитов того или иного возраста считается достаточно серьезным доказательством протекания субдукционных процессов (как составной части плейт-тектоники) в соответствующее время. Беломорская провинция Фенноскандинавского щита – ключевой пункт в исследованиях ранней тектоники, поскольку с ней связаны многочисленные находки докембрийских эклогитов. Проблема возраста эклогитового метаморфизма габброидов Беломорского подвижного пояса (БПП) неожиданно

оказалась крайне актуальной не только для данного региона, а для докембрийской геологии в целом, потому что при датировании эклогитизированных габброидов Беломорья U-Pb методом по циркону некоторые исследователи пришли к выводу о том, что возраст метаморфизма эклогитов находится в интервале 2700–2800 млн лет (Dokukina et al., 2010, 2014; Dokukina, Konilov, 2011; Докукина и др., 2012; Shchipansky et al., 2012; Dokukina, Mints, 2019). До сих пор ни в одном регионе мира архейские эклогиты не были обнаружены – как считается, вследствие небольшой мощности земной коры в архее – и потому определения возраста 2.7–2.8 млрд лет делают БПП единственным в мире примером архейского эклогитового метаморфизма, и, следовательно, единственным продатированным свидетельством в пользу плейт-тектонической модели эволюции земной коры на самом раннем этапе ее становле-

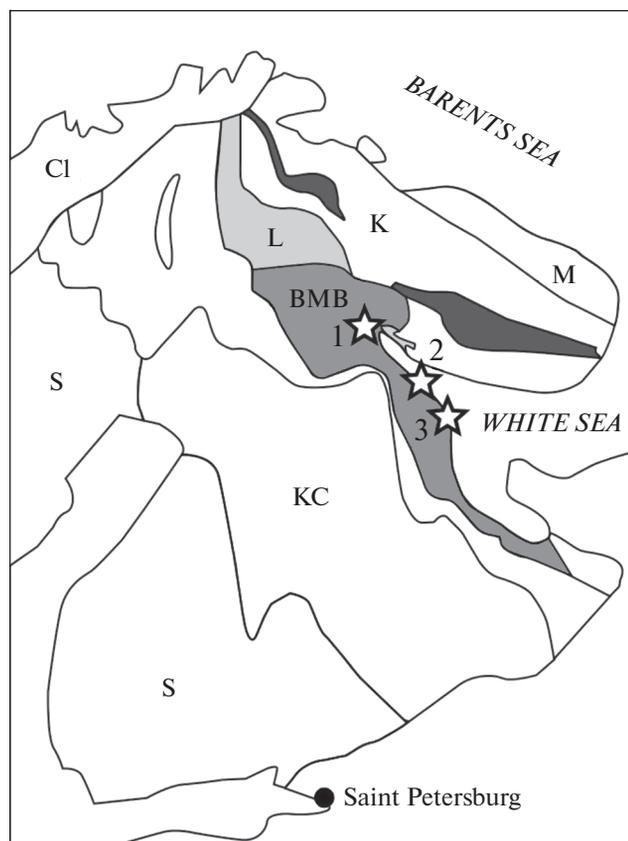


Рис. 1. Схема тектонического строения Кольского п-ва (по (Володичев и др., 2004) с изменениями). (М) Мурманский кратон, (К) Центральнo-Кольский домен, (L) Лапландский гранулитовый пояс, (ВМВ) Беломорский подвижный пояс, (КС) Карельский кратон, (S) свекофенниты, (Сl) каледониды. Звездочками обозначены местонахождения эклогитов: 1 – района Салмы, 2 – Керетского архипелага, 3 – района Гридино.

ния (Condie, Kröner, 2008; Holder et al., 2019). К сожалению, выводы об архейском возрасте эклогитов ВМВ не были подкреплены должным образом исследованием геохимии циркона, а результаты U-Pb датирования циркона зачастую весьма вольно интерпретируются. Вышесказанное прежде всего имеет отношение к проявлениям эклогитов на двух опорных участках в пределах БПП – районах Салмы и Гридино.

Несмотря на множество публикаций по проблеме возраста эклогитов Беломорского пояса (количество публикаций по этой тематике только в англоязычных журналах превышает 70) до сих пор отсутствует обобщающая обзорная работа, где был бы проведен объективный критический анализ всех точек зрения на проблему времени эклогитового метаморфизма и аргументов, лежащих в их основе. Среди множества публикаций, затрагивающих проблемы возраста и условий образования беломорских эклогитов, полноценный обзор которых потребовал бы масштабного монографического труда, особого внимания заслужи-

вают две повторяющие друг друга обзорные статьи М.В. Минца и К.А. Докукиной (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020), в которых проведено критическое обсуждение конкурирующих моделей и возраста (мезонеоархей или поздний палеопротерозой) для эклогитов опорного района Салмы в БПП. Специальный акцент в этих работах сделан на изотопно-геохронологических и геохимических особенности состава циркона из эклогитов, а также на особенности фазового и химического состава и характера распределения минеральных включений. Поэтому в основе настоящей обзорной статьи лежит критический анализ спорных или некорректных на наш взгляд положений в статье М.В. Минца и К.А. Докукиной (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020), а также изложение аргументов авторов по поводу возраста беломорских эклогитов.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВОЗРАСТА

Главные геологические особенности проявления эклогитовых ассоциаций

Первое упоминание об эклогитах в Беломорье встречается в работах начала 20-го века (Федоров, 1904). Далее при проведении геолого-съемочных работ они были отмечены в работах Л.А. Косога (1938), Н.Г. Судовикова (1939), Г.М. Саранчиной (1946) и других исследователей. Обратим внимание на главные геологические особенности проявления эклогитовых ассоциаций в наиболее известных местонахождениях (рис. 1).

Эклогиты района Салмы. К ним относятся широко известные проявления Широкой и Узкой Салмы, а также карьера Кура-Ваара, описанные во множестве публикаций (Скублов и др., 2010а, б, 2011б, 2016, 2018; Мельник и др., 2013, 2014; Konilov et al., 2013; Li et al., 2013, 2017, 2018, 2021; Imayama et al., 2017; Yu et al., 2019a; Melnik et al., 2021) и вошедшие в опорные объекты в путеводители геологических экскурсий (Минц, Конилов, 2011; Balagansky et al., 2014; Shchipansky et al., 2019).

Эклогитизированные ультрабазиты и базиты конформно залегают в серых гнейсах. Размеры тел эклогитов варьируют от первых метров до десятков метров. Как правило, отношение малой оси к большой в будинированных телах эклогитов составляет не менее 1 : 7. Тела метаультрабазитов линзовидные и в краевой зоне обычно включены в зону интенсивной амфиболитизации мощностью до 20 см, с неявными переходами в гнейсы. По контакту метаультрабазитов с гнейсами развивается метасоматическая колонка “гнейс–амфибол–тремолит–метаультрабазит” мощностью до 10–15 см. В телах ультрабазитов часто выявляются линзовидные участки, обогащенные апатитом, размером до 4 × 20 см.

Лейкократовые обособления на карьере Куру-Ваара представлены изометричными телами крупнозернистых полевошпат-кварцевых метасоматитов, в которых наблюдаются структуры замещения. На контакте лейкократовых обособлений с базитами часто наблюдается мелкозернистая кайма эклогитизации мощностью до 1–2 см. В целом, тела базитов-ультрабазитов на карьере Куру-Ваара подвержены интенсивной тектонической переработке, особенно в краевых частях, вплоть до превращения в амфиболиты.

В районе Узкой Салмы тела эклогитизированных базитов-ультрабазитов представляют собой согласно залегающие с гнейсами линзы размером до 0.3×1.5 м. Здесь же в эклогитизированных породах обнаруживаются обособления лейкократового материала мощностью от 40×3 см, представляющие собой продукты частичного плавления (мигматизации).

Таким образом, в местонахождении Салма эклогитизации подвергаются тела базитов и ультрабазитов на контакте с гнейсами при непосредственном воздействии тел пегматитов, на которых и специализирован карьер Куру-Ваара.

Эклогиты района Гридино. Гридинское местонахождение эклогитов достаточно хорошо освещено в литературе (Володичев и др., 2004; Скублов и др., 2011а, в, 2012; Березин и др., 2012; Володичев и др., 2012; Perchuk, Morgunova, 2014; Li et al., 2015; Yu et al., 2017, 2019b; Skublov et al., 2020). Поэтому ограничимся наиболее важными его характеристиками. Наиболее интенсивно подверженные эклогитизации породы приурочены к интенсивно дислоцированным разностям (т.н. “меланж”). Эти зоны (при протяженности от 10 м и мощности от 1 м) маркируют наиболее тектонизированные участки, в которых породы основного и ультраосновного состава подвергаются эклогитизации (Травин, Козлова, 2005). Кроме этого, эклогитизации часто подвержены тела даек, возраст которых определен как ~2.4 млрд лет (Березин и др., 2012).

На контакте с гнейсами тела основных пород подвержены амфиболитизации и частично – мигматизации с проникновением лейкократового материала внутрь тел до полуметра. В некоторых случаях тела базитов рассечены телами пегматитов мощностью до 0.5 м.

В данном местонахождении эклогитизация, вероятнее всего, связана с проникновением флюида вдоль линейных зон деформации. Соответственно, реологические свойства пород явно могли определять вероятность формирования зон деформации, которые в свою очередь являлись контролирующими для проникновения флюида и, соответственно, эклогитизации.

Эклогиты Керетского архипелага. Эклогиты на островах Керетского архипелага (о-ва Сидоров, Илейки, Кишкин, Виченная Луда, Пижостров)

были обнаружены сравнительно недавно (Березин и др., 2013, 2014, 2020; Скублов и др., 2016). Расположенные к северу от них эклогиты в районе Красной губы и на Кемлудских о-вах исследовались более активно (Козловский, Аранович, 2008, 2010; Скублов и др., 2013в; Козловский и др., 2015, 2016, 2020).

Эклогиты о-вов Сидоров и Илейки. Зоны эклогитизации в мощных телах базитов представляют собой ритмичное чередование гранат-клинопироксеновых и амфибол-гранатовых прослоев мощностью до 2 см, как правило, ориентированных согласно направлению деформации. По морфологии данных образований можно предполагать их формирование в условиях, соответствующих субсолидусу (что для данного состава пород составляет примерно $700\text{--}750^\circ\text{C}$). Достаточно часто в жилах эклогитов наблюдается директивность, что, вероятно, связано с формированием их в условиях сдвига. В отдельных случаях в центральной части тел базитов встречаются линзовидные обособления гранатитов до 30–40 см по мощности и до 1.5–2 м по простиранию.

На о-вах Илейки зоны развития эклогитов представлены жильными образованиями в телах базитов мощностью до 5 см и протяженностью до 2–3 м. Они часто срезаны наложенными деформациями. Эти зоны эклогитизации, как правило, субсогласны контакту будин и вмещающих гнейсов. В некоторых случаях встречается сетчатая, заполняющая матрикс породы, эклогитизация, в этом случае мощность прожилков не превышает 1 см. Эклогитизированные тела, как правило, интенсивно деформированы с образованием гранат-амфиболовых прослоев мощностью до 2–5 см.

Развитие эклогитов здесь контролируется степенью трещиноватости и проницаемости пород. В случае существенного преобладания пластических деформаций над жесткими породы подвергались преимущественно объемной эклогитизации. В случае пониженной температуры, которая предопределяла жесткий характер деформаций, эклогитизация протекала преимущественно в виде формирования жильных тел небольшой мощности, без образования субсинхронных амфибол-гранатовых кайм.

Эклогиты о-вов Кишкин и Виченная Луда. Зоны эклогитизации приурочены преимущественно к центральным частям разбужденных основных тел и по мощности могут быть редуцированы до 10–20 см (рис. 2а). Вмещающие породы представлены, как и везде в рассматриваемых местонахождениях, амфибол-биотитовыми гнейсами, часто микроклинизированными. Нередко тела базитов (мощностью до 20–30 м) рассечены телами микроклиновых пегматитов с интенсивной каймой амфиболитизации мощностью до 40 см. Часто в непосредственной близости от тел базитов

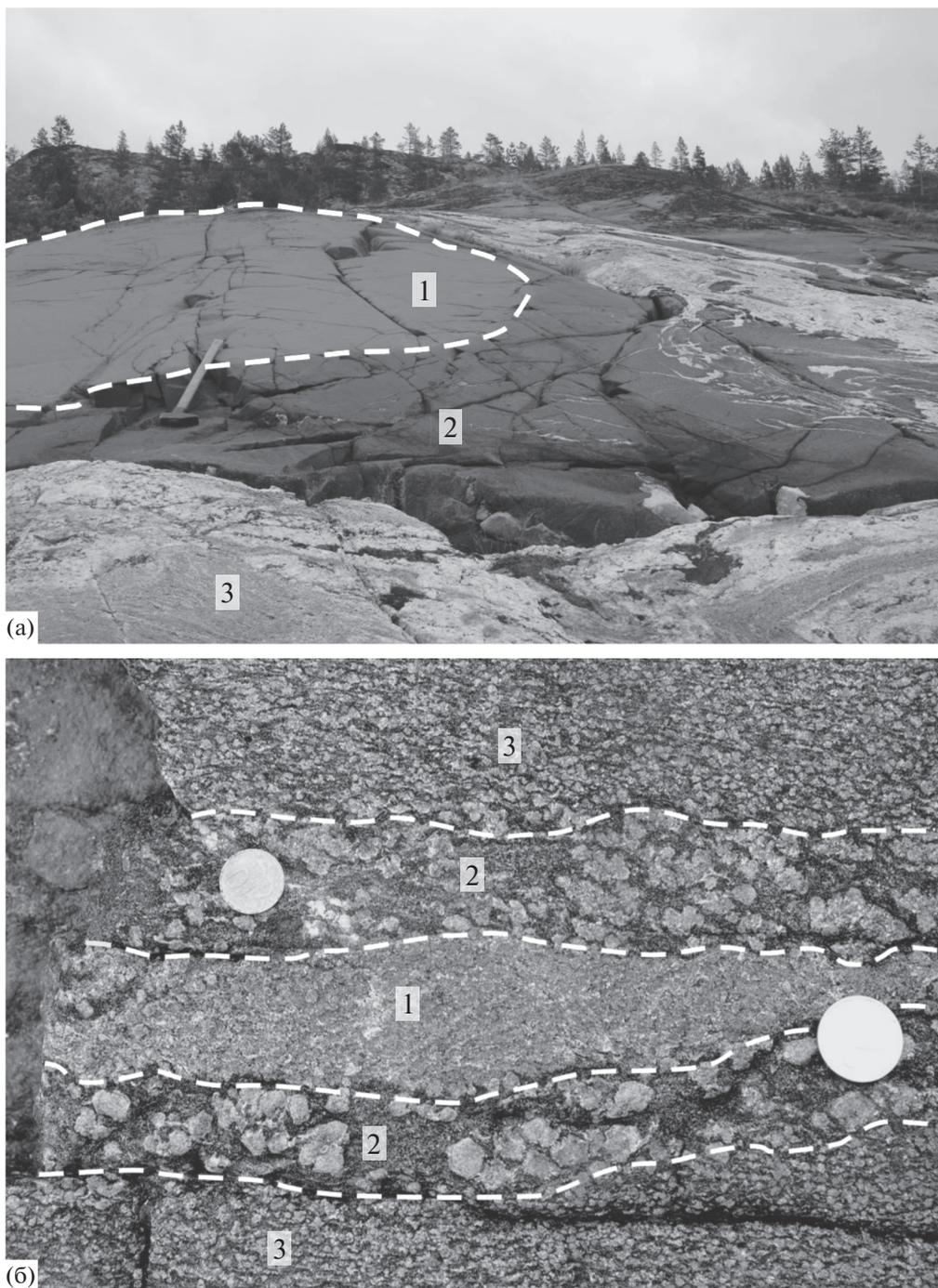


Рис. 2. Фотографии обнажений на о-вах Керетского архипелага: а) будина эклогитов на о-ве Виченная Луда: 1 – эклогиты, 2 – кайма амфиболитизации, 3 – вмещающие гнейсы; б) детализированное фото эклогитов на о-вах Илейки: 1 – эклогитовый прожилок, 2 – крупнозернистый гранатовый амфиболит, 3 – гранатовый амфиболит. Кружки на фото 2б – монеты для масштаба (диаметр около 2 см).

во вмещающих гнейсах встречаются линзы цоизититов размером до 0.5×2 м лейкократового облика.

Таким образом, в данном местонахождении эклогиты представляют собой реликтовые образования небольшой мощности, преимущественно

приуроченные к центральным частям тел. Протолит эклогитов, вероятно, представляет собой интенсивно дислоцированный комплекс первично расслоенных интрузий (габбро-анортозитов), которые впоследствии были эклогитизированы, амфиболитизированы и рассечены пегматитовыми жилами.

Эклогиты Пезжострова. Тела основных пород включены в интенсивно микроклинизированные гнейсы. Размер тел эклогитизированных пород составляет до 20–30 м и более. На контакте с вмещающими гнейсами прослеживается не явно проявленная зона амфиболизации мощностью до 20 см. В матрице микроклиновых гранитогнейсов отмечаются линзы амфиболитов размером до 0.5×5 м, а также реликтовые тела ультрабазитов размером до 30 см. Таким образом, на Пезжострове эклогиты в основном представлены редуцированными участками до первых метров в телах основного состава, существенно затронутых процессами наложенной амфиболизации.

Эклогиты района Красной губы. Зоны эклогитизации в базитах чаще всего маркируют линейные участки деформаций. Мощность тел эклогитов составляет 5–15 см. Обычно они соседствуют с зонами интенсивной гранатизации мощностью до 30 см. Тела эклогитов рассечены наложенными кварц-полевошпатовыми прожилками мощностью до 5 см с каймой амфиболизации мощностью до 10 см, которые преимущественно маркируют зоны жестких наложенных деформаций (трещин). Таким образом, здесь эти образования являются наиболее поздними относительно как эклогитов, так и субсинхронных им гранатитов.

Эклогиты Кемлудских о-вов. Тела базитов интенсивно разбудинированы и рассланцованы с интенсивной амфиболизацией в краевых частях. В центральных частях тел базитов прослеживаются линейные зоны эклогитизации, перемежающиеся с согласными зонами *Amp-Grt-Pl* материала. В большинстве случаев морфология этих образований конформна контактам основного тела и вмещающих гнейсов. Следует отметить, что зоны эклогитизации и синхронной амфиболизации часто формируют внутри рассланцованных тел базитов изоклинные пологие складки с погружением шарнира практически согласно контакту будины и вмещающих гнейсов. В краевой части тел породы интенсивно амфиболизированы с проявлением линейной мигматизации (мощность кварц-полевошпатовых обособлений до 1.5–3 см), конформной контактам.

Таким образом, можно заключить, что в данном месте изначальная эклогитизация будин основных пород происходила преимущественно в центральных частях тел в зонах интенсивных деформаций при непосредственном проникновении водосодержащего флюида из гранито-гнейсового матрикса, что подтверждается согласным сонахождением участков эклогитов и гранатовых амфиболитов. На заключительном этапе остывания пород формировалась интенсивная безгранатовая кайма амфиболизации вокруг эклогитизированных тел, при небольшом их размере приводящая к преобразованию в амфиболиты.

На основании проведенных наблюдений можно выявить **главные особенности проявления эклогитовых минеральных ассоциаций:**

1. Эклогитизированные тела пород основного и реже – ультраосновного состава могут быть разделены на два основных типа по морфологии. В первом из них эклогитизация породы происходит нацело (далее – “площадная”), во втором же выполняет линейные зоны (далее – “линейная”), которые могут достигать значительной мощности. Линейный тип эклогитизации также хорошо известен, например, в районе Гридино (т.н. Гридинский меланж). В редуцированном случае линейный тип эклогитов выполняет лишь зоны дислокаций (*shear-zone*) и носит локальный характер с сохранением в окружающем матриксе первично магматических (реже – метаморфических) ассоциаций минералов.

2. Размер тел эклогитов существенно различен и определяется несколькими факторами: 1) способом эклогитизации (площадной/линейной); 2) степенью вторичной переработки пород, заключающейся в дезинтеграции и амфиболизации блоков пород. Процесс амфиболизации начинается в приконтактных частях тел с образованием каймы на границе с гнейсовым матриксом, постепенно замещая магматические и/или эклогитовые ассоциации в телах. Именно по этой причине в телах малого размера (будинах) эклогитовые ассоциации не проявлены или наблюдаются в виде реликтов. Особняком стоит неоднократно описанный, например, в районе Гридино, случай эклогитизации даек основного состава, имеющих небольшую мощность. В этом случае сохранность эклогитов может быть даже лучше из-за мелкозернистой структуры и повышенной плотности даек, препятствующей проникновению внутрь тел флюида.

3. Еще одна особенность заключается в том, что в пределах небольших по геологическим меркам участков наблюдается крайне неравномерное проявление эклогитизации пород. Это может быть связано как с отличием по составу протолита, так и степени наложенных деформаций (пластические, жесткие и интегральные). Эта комбинация факторов, включающих варьирующие по составу блоки основных (реже ультраосновных) пород вкуче с наложенными в различной степени деформациями, предопределяет возможность проникновения в породы флюида, преимущественно щелочного состава (Na-содержащего), источником которого, скорее всего, могли служить вмещающие плагиогнейсы.

О гранатитах и амфиболитах. Как было указано выше, совместно с эклогитами встречаются гранатиты и амфиболиты (гранатовые). Все они составляют единую в структурном отношении ассоциацию и, соответственно, синхронны по обра-

зованию. Особенно отчетливо это наблюдается в линейном (жильном) типе, поэтому рассмотрим его подробнее. Формирование данного типа эклогитов происходит в условиях субсолидуса пород. Линейная форма образований, приуроченность к зонам деформаций вкуче с наложением деформаций жесткого типа являются их признаками. Условно можно выделить два подтипа, различающихся по масштабу проявления: непосредственно жилы эклогитов и эклогитизация в линейных зонах расщепления. В последнем случае мощность проявления зон амфиболитов и гранатитов существенно меньше, чем в первой. Мощность жил эклогитов составляет до 10 см, по простиранию они прослеживаются до 5 и более метров. Внутренняя структура жил часто имеет элементы директивности (рис. 2б), свидетельствующих о формировании при непосредственном участии сдвиговой тектоники. Внешняя зона жил эклогитов представляет собой зону амфиболитизации с неявными переходами во вмещающую породу. Особенностью является то, что диаметр порфиробласт гранатов в зоне, близкой к эклогитам, в 3–10 раз больше, чем во вмещающих породах. Наблюдениями было установлено, что жилы эклогитов не выходят за пределы будин и находятся внутри них. При проявлении поздних наложенных деформаций жилы эклогитов нередко могут быть деформированы.

Генезис данных образований, как и всего процесса эклогитизации будин основных/ультраосновных пород, связан с реомобилизацией флюида (вероятно, при частичном его притоке из гнейсов) в объеме пород, находящихся в условиях субсолидуса и при непосредственном участии деформаций. На основании наблюдений можно предположить следующую модель формирования жильных эклогитов:

1. проникновение в трещину флюида, вероятно, H_2O –Na-состава и формирование на фронте замещения амфиболовой зоны;
2. при дальнейших деформациях и раскрытии трещин формируется центральная – эклогитовая часть жилы.

В некоторых случаях к приведенной выше модели могут добавляться незначительные зоны гранатизации и реже – плагиоклазитизации. Из минералогических особенностей эклогитовых жил можно отметить частое присутствие обогащенного хлором скаполита. Однако мощность данных образований крайне незначительна.

Таким образом, формирование тел и зон эклогитов можно рассматривать как процесс, включающий метасоматическое замещение пород при участии флюида и деформаций.

Минеральные включения в эклогитах

Ниже приводится критический анализ результатов по исследованию минеральных включений, поскольку во многом именно на основе минеральных включений рядом авторов были сделаны выводы о последовательности и параметрах метаморфических событий при образовании эклогитов БПП (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020).

Авторы (Минц, Докукина, 2020, рис. 5 и 9, текст на стр. 160; Mints, Dokukina, 2020, page 7, Fig. 5 c–d) рассматривают “пиллоу-лавы” как свидетельство доэклогитовой истории пород, однако не рассматривается вариант их позднего формирования в зоне дробления габброидов с синхронной переработкой флюидами. Здесь же говорится, что “...В эклогитах – меланократовых метагабброноритах в нескольких позициях внутри хромистой шпинели обнаружены включения Cr-содержащего диаспора... Присутствие диаспора свидетельствует, что породы, вовлеченные в погружение, могли начинать этот путь непосредственно с поверхности океанского острова. В том же образце был обнаружен сапонит (смектит) (рис. 9). Сапонит также обычен в породах морского дна...”. Описанное присутствие диаспора внутри хромистой шпинели весьма примечательно, однако вызывает некоторое недоумение. Во-первых, речь идет о габброноритах, т.е. полнокристаллических породах, которые никак не могли быть на “...поверхности океанского острова...”. Во-вторых, диаспор – это водосодержащий минерал, типичный для глиноземистых пород. Его присутствие в виде включения в хромистой шпинели требует, как минимум, смены “водной” обстановки на “сухую” в течение крайне малого промежутка времени с повышением температуры от примерно 500°C (для 15 кбар) до более 800°C, через область стабильности корунда, что при данном составе габброноритов и незначительной величине активности воды крайне маловероятно.

Этими же авторами (Минц, Докукина, 2020, стр. 162, рис. 8; Mints, Dokukina, 2020, page 8, Fig. 6b) рассмотрено “...Свидетельство последовательных стадий доэклогитового метаморфизма в обстановках спредингового хребта, океанского дна и зоны субдукции. Включения доэклогитовых минералов в лагуне атоллового граната из симплектитового эклогита...”. Ассоциация пумпеллеита (*Pmp*), хлорита (*Chl*), титанита, актинолита и роговой обманки в виде включений в гранате (*Grt*), в случае ее равновесности, стабильна при параметрах не выше 390°C и 8 кбар. При более высоких температурах пумпеллеит распадается по реакции $Pmp \rightarrow cZo + Grt + Chl + Qz + H_2O$ (Schiffman, Liou, 1980). Как видно на фотографии, клиноцоизит (*cZo*) в ассоциации отсутствует, а высокая железистость граната совместно с

магнезиальной роговой обманкой ставит под сомнение проградный характер реакций. Кроме того, составы граната, плагиоклаза и роговой обманки, приведенные в таблице 19.1 первоисточника (Konilov et al., 2011), не позволяют оценить условия начала захвата “включения” гранатом из-за неравновесности фаз; приближенные оценки методом мультиравновесной термобарометрии TWQ (Berman, 1988) по $Hbl + Pl$ минеральной паре составляют около 400°C и 3 кбар по давлению, что вполне согласуется с нашими доводами, приведенными выше. Следовательно, “...Свидетельство последовательных стадий доэклогитового метаморфизма...” не подтверждено достаточно убедительно.

Также в работах (Минц, Докукина, 2020, стр. 162, рис. 9; Mints, Dokukina, 2020, page 8, Fig. 6d) изображено “...прорастание сапонита и шпинели в окружении низко-Al роговой обманки...”. На изображении в проходящем свете отчетливо видны зеленые (шпинель – герцинит) и бурые зерна – сапонит (по интерпретации авторов комментируемой статьи – “срастание”). Обращаясь к первоисточнику данных (Konilov et al., 2011) – таблице 19.3, приведенный анализ шпинели действительно вполне соответствует ее петрографическому определению. Однако высокий рельеф и характер спайности у “бурой” фазы идентичен таковому у шпинели. Общеизвестно, что показатель преломления шпинелей такого состава составляет 1.7–1.8, у сапонита (группа смектита) – 1.5–1.6. Твердость (оптически выражающаяся в рельефе) у этих фаз отличается еще больше – 7.5–8 у шпинели и 1.5–2 – у сапонита. Исходя из этих параметров, можно предположить, что срастание “сапонита” со шпинелью есть не что иное, как зерна шпинели с разным составом (ряд герцинит–плеонаст). К сожалению, отсутствие изображений с введенным анализатором и местоположения точек микроанализа не позволяют однозначно убедиться в корректности идентификации вышеописанных фаз. Следует отметить и термодинамически проблематичное сонахождение шпинели и сапонита. Здесь же, на рис. 9б мы видим “...обрастание сапонита керолитом...” как пример “...доэклогитового метаморфизма...”, но гораздо проще интерпретировать данное соотношение как процесс замещения ромбического (магматического) пироксена сапонитом, а затем и керолитом. Такие процессы неоднократно описаны при регрессивных изменениях основных пород. Кроме того, маловероятно, что такие фазы с ОН-группами как диаспор, сапонит и керолит остались “свежими” при последующих эклогитовых и гранулитовых метаморфизмах (интерпретация последовательности событий – по авторам рассматриваемой статьи), хотя их ассоциация с амфиболом говорит об обратном.

Включения в цирконе

В работах (Минц, Докукина, 2020, стр. 163 и 167; Mints, Dokukina, 2020, page 7) характеристика микровключений в цирконе дана на основе известных публикаций (Каулина и др., 2010; Li et al., 2017, 2018). При этом все приведенные минералы не характеризуют условия эклогитовой фации – они, напротив, свидетельствуют о насыщении системы водой и углекислотой, а также REE (присутствие обогащенного REE минерала группы эпидота – алланита). Последнее находит логическое объяснение, так как палеопротерозойские пегматиты, секущие эклогиты (например, известный карьер Куру-Ваара) весьма насыщены алланитом (кристаллы последнего достигают до 1 м в длину). Таким образом, версия (Li et al., 2017, 2018) о захвате отмеченных минералов в процессе роста циркона при участии флюидов кажется более правдоподобной. Далее (стр. 167), проводя интерпретацию магматических ядер циркона с возрастом около 2.9 млрд лет, авторы указывают на наличие включений, отвечающих параметрам пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма, оценивая значения температуры в 850°C . Остается неясной причина стабильности водосодержащих фаз при такой значительной температуре и крайне малой активности воды.

Авторами (Минц, Докукина, 2020, стр. 184; Mints, Dokukina, 2020, page 7) указывается на присутствие в цирконе расплавных включений (по (Li et al., 2017)) с интерпретацией “...Минеральные реакции, предшествовавшие пиковым PT -параметрам, протекают в субсолидусном состоянии. Петрологическими исследованиями ... установлено, что PT -траектория погружения пересекает линию “влажного” солидуса уже в поле гранат-амфиболитовой фации.” В качестве доказательства приводится утверждение, что “Участие парциального расплава в минеральных реакциях подтверждается наличием расплавных включений в пористых цирконах.” Таким образом, расплавные включения являются свидетелями эклогитовой фации с частичным плавлением. Обращаясь к первоисточнику (стр. 277, табл. 6 в (Li et al., 2017)) для образца эклогитов UzS-2 включения установлены как в ядре, так и в кайме, а в образце UzS-5 – только в ядре циркона. Как видно из данных анализа, составы включений пересыщены SiO_2 и могут быть представлены как компоненты системы $Qz\text{--}Ab\text{--}An$. В ядре циркона расплавные включения обогащены натрием (около 5–6 мас. % Na_2O) относительно включений в каймах зерен (около 1–2 мас. % Na_2O). Отличительной характеристикой состава стекла в кайме циркона также является незначительное количество K_2O (около 3 мас. %). Предварительные оценки по простым системам Na-силикатных стекол (Sanditov, 2016; Zanotto, Cassar, 2017) поз-

воляют ограничить температуру “стеклования” сверху в 810–820°C, а нижний предел “стеклования” расплавов (по (Mills, 2011)) составляет 675–645°C.

Авторами (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020) утверждается, что рассмотренные выше расплавные включения в цирконах – свидетели эклогитовой фации. Этому утверждению противоречит наличие в цирконе включений альбита и кварца наряду с расплавленными включениями похожего на отмеченные минералы состава, при отсутствии включений жадеита. Последнее может означать, что условия их равновесия были в области солидуса системы $Qz-Ab-An (+H_2O)$, в поле стабильности альбита, определяемой реакцией $Ab = Jd + Qz$. Столь “кислые” составы стекол имеют значительную вязкость ($\lg \eta \sim 8$ по (Mills, 2011)) и сильно обогащены водой (до 6 мас. % по (Holtz et al., 2001)), что отвечает значениям давления не выше 3–8 кбар (Silver, Stolper, 1985).

Рассматривая изложенные выше особенности расплавных включений в генетическом аспекте, можно предположить, что формировались они в интервале температур 650–800°C и при давлении в пределах 3–8 кбар. Учитывая, что для сохранности расплавных включений необходимо относительно быстрое переохлаждение расплава, можно с большой долей уверенности утверждать, что при проградном сценарии эволюции пород, предполагаемом авторами статьи, это невозможно. Здесь стоит снова обратить внимание на отсутствие реакционных кайм и раскристаллизации у расплавных и минеральных включений, которые непременно должны присутствовать, так как на эклогиты накладывался, согласно авторам рассматриваемой статьи, архейский гранулитовый и палеопротерозойский гранулитовый и амфиболитовый этапы метаморфизма.

По нашему мнению, расплавные включения не являются однозначным свидетельством присутствия расплава на эклогитовом этапе архейского возраста. Одним из наиболее вероятных вариантов их генезиса является (по (Li et al., 2017)) проникновение по микротрещинам щелочного флюида, инициируемого пегматитами, возраст которых определен как палеопротерозойский (около 1840 млн лет (Скублов и др., 2010а, 2011б)).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВОЗРАСТА

Обоснование возраста эклогитов. Переходя собственно к обоснованию авторами (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020) архейского возраста эклогитов БПП, следует особенно отметить первую фразу авторов в этом разделе, что “собственно эклогитовые цирконы в эклогитах Салмы не были обнаружены” (Минц, Докукина,

2020, стр. 183; Mints, Dokukina, 2020, page 23). То есть, эклогиты есть, а цирконов, отвечающих высокобарическому метаморфизму, полностью преобразовавшему облик протолита, в них нет (!). Для коровых эклогитов из всех регионов Земли, датированию которых посвящены сотни публикаций, такая ситуация отмечена впервые. Тогда это какая-то уникальная особенность салминских эклогитов, или проблема все-таки заключается в авторской интерпретации результатов датирования эклогитов БПП, которое массово выполнялось как нами (авторами данного обзора), так и нашими оппонентами, поддерживающими точку зрения об архейском возрасте эклогитового метаморфизма в БПП. На основании каких данных авторами комментируемой статьи был сделан вывод об архейском возрасте салминских эклогитов? В следующем предложении авторы дают ответ на этот вопрос – “Результаты U-Pb и Lu-Hf датирования цирконов из эклогитов и из секущей жилы плагиогранитного состава дали основание для заключения, что океаническая кора была субдуцирована и подверглась эклогитовому метаморфизму между 2.87 и 2.82 млрд лет.” (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020).

Прежде чем прокомментировать это утверждение, отметим, что “секущая жила” (в ранних работах авторов она названа “адакитовой жилой” (Розен и др., 2008; Mints et al., 2010)), по нашим полевым наблюдениям, не сечет эклогиты. Это сегрегация лейкократового материала, своего рода “выплавка” – результат частичного плавления эклогитов, не выходящая за пределы тела эклогитов. Время ее образования, в равной степени, могло предшествовать эклогитовому метаморфизму или быть с ним одновременным.

Hf-изотопная система. Начнем с того, что Lu-Hf (метода) датирования циркона, на который ссылаются авторы комментируемой статьи (Минц, Докукина, 2020), нет. Есть исследование изотопной системы Hf в цирконах как основном минерале-концентрате этого элемента (т.н. Hf-систематика), которое позволяет рассчитать модельный возраст для магматической популяции циркона – это время отделения от мантийного источника расплава, из которого потом кристаллизовался магматический циркон, и изотопные характеристики этого расплава (известный параметр ϵ_{Hf} – степень отклонения изотопного отношения Hf в цирконе от модельного). Эти параметры не дают нам никакой информации о возрасте реальных геологических процессов, за исключением ограничения возраста магматической кристаллизации “снизу” модельным возрастом. При этом полученные изотопно-геохимические характеристики по Hf имеют смысл только в случае ненарушенности изотопной системы.

При метаморфизме в результате флюидного воздействия в породе привносится значительное количество радиогенного Hf и отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ скачкообразно увеличивается. Особенно это заметно на графике в координатах U-Pb возраст – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Такой график для салминских эклогитов был приведен в работе (Mints et al., 2010) и повторен в рассматриваемых статьях (Минц, Докукина, 2020, стр. 190, рис. 34а; Mints, Dokukina, 2020, page 32, Fig. 35a) – практически неизменное с отметки возраста около 2.9 млрд лет $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношение демонстрирует всплеск на отметке U-Pb возраста около 1.9 млрд лет. Интерпретация его следующая (в подписи к рис. 34а): “около 1.9 млрд лет зафиксирована “мгновенная” добавка в цирконе радиогенного ^{176}Hf , который мог высвободиться *только* (курсив наш) в результате перекристаллизации длительное время существовавшего архейского граната”. Эта фраза очень хорошо характеризует стиль авторов “смешивать” очевидный факт (рост в цирконе радиогенного ^{176}Hf) с недоказанными предположениями (возраст граната и его потенциальный вклад в бюджет Hf в цирконе). Где же доказательства, что возраст граната архейский? Какими изотопными методами датирования граната пользовались авторы (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020), чтобы так уверенно утверждать про его возраст? Сколько в гранате находилось Hf (как элемента, так и радиогенного изотопа) до момента его “высвобождения”? Почему даже не рассматривается возможность кристаллизации граната именно во время свекофеннского метаморфизма с возрастом 1.9 млрд лет? Почему именно гранат ответственен за резкий скачок содержания радиогенного Hf в цирконе? Почему в качестве источника дополнительного количества радиогенного Hf исключается внешний флюид?

Давайте предположим, совместно с авторами (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020), что гранат все-таки кристаллизовался в архейское время. Измеренное содержание Hf в гранатах из салминских эклогитов не превышает 0.1 ppm (TIMS метод). $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношение в нем варьирует от 0.306 до 0.317 (Хервартц и др., 2012). Невозможно рассчитать, с учетом природного соотношения изотопов гафния (5.3% для ^{176}Hf и 18.6% для ^{177}Hf), что содержание радиогенного изотопа ^{176}Hf (возникшего путем альфа-распада из ^{176}Lu) в гранатах не может превышать на сегодняшний день 0.0006 ppm. 1.9 млрд лет назад содержание радиогенного изотопа ^{176}Hf в гранатах было еще меньше и составляло не более 0.0002 ppm. Было бы ошибочным упрощением считать, что весь гафний, который присутствует в гранатах – это продукт радиоактивного распада лютеция.

Теперь рассмотрим циркон. В каймах с возрастом около 1.9 млрд лет рост $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отноше-

ния, по сравнению с ядрами магматического генезиса, достигает 0.001 (Минц, Докукина, 2020, стр. 190, рис. 34а; Mints, Dokukina, 2020, page 32, Fig. 35a). Содержание Hf в магматических ядрах всего лишь около 5000 ppm, а в каймах оно достигает 9000 ppm (Скублов и др., 2010а, 2011б). Если рассматривать каймы циркона как частично перекристаллизованные ядра, то при этом процессе было привнесено не менее 4000 ppm Hf, что в 40000 раз (!) превышает его содержание в гранате. Эта оценка увеличится более чем вдвое, если считать каймы циркона новообразованными, без перекристаллизации ядер. Гипотетически перекристаллизация даже всего существующего в породе граната не в состоянии обеспечить такой скачок содержания гафния во флюиде. Отдельно стоит отметить, что совершенно непонятен механизм, который заставит элемент мигрировать из минерала, где содержание его крайне мало, в минерал-концентратор этого элемента. Обычно при метаморфизме в случае закрытой системы происходит выравнивание как градиентов концентраций, так и изотопных отношений (т.н. переуравновешивание изохроны). Обратный, по сути, процесс, который предлагают авторы (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020), подобен осмотическому и требует серьезного обоснования и подкрепления фактическим материалом.

Также возможно оценить количество привнесенного в палеопротерозойский циркон радиогенного изотопа ^{176}Hf , которое привело к увеличению $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения на 0.001 (Минц, Докукина, 2020, стр. 190, рис. 34а; Mints, Dokukina, 2020, page 32, Fig. 35a). Ориентировочные расчеты показывают, что в цирконе архейского возраста содержание ^{176}Hf составляет около 260 ppm при общем содержании Hf около 5000 ppm. В цирконе палеопротерозойского возраста с общим содержанием Hf около 9000 ppm и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношением около 0.282 содержание ^{176}Hf оценивается уже как 470 ppm. Прирост радиогенного изотопа ^{176}Hf , даже с учетом всех возможных погрешностей, не меньше 200 ppm. Это количество в 10^6 (!) раз больше, чем мог бы обеспечить гранат.

Таким образом, как на элементном, так и на изотопном уровне вклад метаморфического граната в эволюцию Hf-изотопного отношения в цирконе из эклогитов ничтожен. Доказательства архейского возраста граната из салминских эклогитов у авторов комментируемой статьи просто отсутствуют. Возвращаясь к графику в координатах U-Pb возраст – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношение (Минц, Докукина, 2020, стр. 190, рис. 34а; Mints, Dokukina, 2020, page 32, Fig. 35a) дополнительно отметим, что исследователи из лаборатории GEMOC (Австралия), выполнявшие эти аналитические работы, четко выразили свою позицию по поводу как количества и возраста метаморфических со-

бытий для салминских эклогитов, так и причин увеличения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения в цирконе (O'Reilly et al., 2008). Приведем эту цитату дословно: “However, the Hf-isotope system of zircons is remarkably resistant to change, partly because zircon itself is so robust, and partly because zircon typically controls the Hf budget of the host-rock making it difficult to change the isotopic composition of a pre-existing zircon grain. Thus, zircon grains that have simply lost Pb during post-magmatic events will retain their Hf-isotope composition. Zircons that are newly grown during a metamorphic event will tend to incorporate more radiogenic Hf...” (page 985–986, O'Reilly et al., 2008). В подрисуночной подписи (page 986, Fig. 3) эти же авторы объясняют разброс точек вдоль конкордии от возраста магматического протолита эклогитов до возраста палеопротерозойского метаморфизма не как следствие нескольких метаморфических событий, а как процесс потери радиогенного свинца под воздействием единственного метаморфического события свекофеннского возраста (“However, the uniform Hf-isotope compositions are more consistent with non-zero Pb loss (probably at ca 1.8 Ga) from a ca 2.8 Ga population, leading to spurious $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages”, O'Reilly et al., 2008). Поэтому данные об изотопном составе Hf в цирконе опровергают предположения авторов (Mints, Dokukina, 2020) об архейском возрасте эклогитового метаморфизма, никак не подкрепленные прямыми изотопно-геохимическими и геохронологическими определениями.

Геохимия циркона. Авторы (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020) пытаются “датировать” эклогитовый метаморфизм с помощью спектров REE в цирконе, привязывая появление положительной Eu-аномалии, указывающей, по их мнению (стр. 184; page 26), на “фракционирование плагиоклаза”, к высокобарическому метаморфизму. Авторы предполагают “перекристаллизацию мафитовой магматической породы (плагиоклаз + клинопироксен) с образованием эклогитовой ассоциации “гранат + омфациит”. Пористый циркон в ходе реакций растворения–переосаждения захватывает высвобождающийся Eu”. Во-первых, предложенную метаморфическую реакцию исчезновения плагиоклаза фракционированием назвать никак нельзя. Фракционирование – это процесс удаления минеральной фазы из системы. Поскольку плагиоклаз обогащен Eu (Eu^{2+} , имеющий близкий ионный радиус с Sr, легко входит совместно с последним в кристаллическую решетку плагиоклаза по закону камуфлированного изоморфизма, замещая кальций), то после его фракционирования (удаления) в системе, и соответственно в составляющих ее минеральных фазах, будет фиксироваться отрицательная Eu-аномалия, а не положительная (Schaltegger et al., 1999). Точно такой же эффект

отрицательной Eu-аномалии будет наблюдаться в минералах в случае опережающей или одновременной кристаллизации плагиоклаза. Плагиоклаз будет “забирать” значительную часть бюджета Eu в породе, что приведет к появлению в существующих с ним минералах, в том числе и в цирконе, отрицательной Eu-аномалии (Hoskin et al., 2000; Hoskin, Schaltegger, 2003; Bingen et al., 2004). Нельзя исключать и ситуацию дефицита Eu в целом. На появление Eu-аномалии в цирконе также оказывают влияние окислительно-восстановительные условия. Вхождение в кристаллическую решетку циркона более крупного Eu^{2+} (ионный радиус 1.25 Å) затруднено по сравнению с меньшим по размерам Eu^{3+} (1.066 Å), поэтому величина отрицательной Eu-аномалии зависит от $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ отношения, определяемого редокс-параметрами в процессе кристаллизации (Bingen et al., 2004). Однако $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ отношение в породе в целом, количество Eu^{2+} или кристаллизация других фаз не являются единственными факторами, определяющими величину Eu-аномалии в цирконе (Schulz et al., 2006). Величина отрицательной Eu-аномалии находится в сильной положительной корреляцией с содержанием Y в цирконе (Belousova et al., 2002). Уменьшение величины отрицательной Eu-аномалии, вплоть до ее исчезновения, является характерной чертой метаморфического циркона с Th/U отношением меньше 0.01 по причине изоморфного вхождения (8Eu^{3+} (1.066 Å) в позицию (8Th^{4+} (1.05 Å) в кристаллической структуре циркона (Rubatto, 2002). И наоборот, отрицательная Eu-аномалия в цирконе лучше проявляется в породах с высоким содержанием Th или в случае с высокотермическим или высокоурановым цирконом из гранитоидов (Belousova et al., 2002).

Положительная Eu-аномалия менее характерна для циркона. В основном она встречается в цирконе т.н. гидротермально-метасоматического типа, кристаллизовавшегося из флюида или, что встречается реже, из флюидонасыщенного расплава. Характерной особенностью состава такого циркона является повышенное содержание LREE, приводящее к выполаживанию всего спектра REE с исчезновением или редуцированием положительной Ce-аномалии, исчезновением отрицательной Eu-аномалии или смена ее знака на положительный, крайне низкое Th/U отношение, значительное количество неформульных элементов-примесей (таких как Ca, Sr, Ba, Ti) (Levkii et al., 2009; Скублов и др., 2013б). Внутренняя структура циркона этого типа часто характеризуется пористым строением, темной окраской в CL и BSE изображении, ростовая осцилляционная зональность в нем отсутствует. Геохимические особенности циркона гидротермально-метасоматического типа, по всей видимости, унаследованы от

состава флюида. Аналогичные недифференцированные (обогащенные LREE) спектры распределения REE с положительной Eu-аномалией были установлены для современных морских гидротермальных флюидов (Bau, Dulski, 1999; Craddock et al., 2010), в современных вулканогенных гидротермальных системах (Карпов и др., 2013). Степень положительной Eu-аномалии во многом определяется кислотно-щелочным режимом, доминирующим над окислительно-восстановительными условиями. Пористые зерна циркона, которые лежат в основе построений авторов (Минц, Докукина, 2020; Mints, Dokukina, 2020), по всем признакам – как внутреннему строению, так и особенностям состава, относятся к гидротермально-метасоматическому типу. Положительная Eu-аномалия в них, как показано выше, унаследована от флюида и никак не может служить признаком эклогитизации базитов с исчезновением плагиоклаза.

*Комплексный изотопно-геохимический подход
к датированию эклогитов*

Lu-Hf и Sm-Nd системы. Как было детально рассмотрено в диссертационном исследовании А.Е. Мельника (2015), при решении проблемы возраста эклогитов, наряду с U-Pb локальным датированием циркона в сочетании с изучением его геохимических особенностей в той же точке (Rubatto, 2002; Liu et al., 2012; и др.), как правило, при датировании эклогитовых парагенезисов (гранат + омфациит) используют Sm-Nd и Lu-Hf методы (например, Kylander-Clark et al., 2007; Cheng et al., 2008, 2009). Данный подход, в отличие от датирования акцессорных минералов, зачастую позволяет наиболее точно определить временные рамки непосредственно эклогитового метаморфизма (Cheng et al., 2009). Стоит отметить, что для корректной интерпретации результатов комплексного Sm-Nd и Lu-Hf датирования также необходимо детальное изучение характера распределения как главных, так редких и редкоземельных элементов в кристаллах граната – основополагающего для эклогитов минерала-геохронометра.

Гранат – один из двух главных (наряду с омфациитом) породообразующих минералов эклогитов, который в метаморфических породах средних и высоких ступеней метаморфизма является основным минералом-концентратором Y, HREE (в особенности Lu) (Otamendi et al., 2002; Lapen et al., 2003; и др.). Для метаморфических гранатов зачастую характерна резко выраженная зональность как по главным элементам (Mg, Mn, Fe, Ca) (например, Cheng et al., 2007, 2008, 2009), так и по редким (Otamendi et al., 2002 и ссылки в этой работе). Изучение химической зональности в метаморфических гранатах дает ключ к установлению термодинамического тренда метаморфизма, опре-

делению характера эволюции флюида при метаморфизме и корректной интерпретации результатов Sm-Nd и Lu-Hf датирования (Cheng et al., 2007; Endo et al., 2009).

Как следует из литературного обзора в работе (Мельник, 2015), применительно к проблеме интерпретации результатов комплексного Lu-Hf и Sm-Nd датирования важен тот факт, что проградной ростовой зональности по главным элементам (колоколообразное распределением Mn и чашеобразное – Mg вдоль профиля, проведенного через центр кристалла граната) в метаморфических гранатах соответствует ярко выраженная зональность по Lu, который концентрируется в ядрах граната, в отличие от Hf, Sm и Nd, как правило, обладающих практически плоским профилем распределения от центра к краю проградно-зональных зерен граната (Lapen et al., 2003). В общем случае такое распределение как главных (Mg, Mn), так и редких элементов (Lu, Sm, Nd, Hf) в проградно-зональных гранатах подчиняется модели Релеевского фракционирования (Hollister, 1966; Otamendi et al., 2002; Lapen et al., 2003). Преимущественная концентрация Lu в ядрах граната указывает на то, что результаты Lu-Hf датирования соответствуют возрасту ядерной части граната, т.е. – этапу начального роста этого минерала; равномерное же распределение Sm вдоль профиля или незначительная концентрация Sm в краевой части граната (Skora et al., 2006; Schmidt et al., 2008) означает, что результаты Sm-Nd датирования отражают время более позднего роста граната, по сравнению с результатами Lu-Hf датирования (Lapen et al., 2003).

В работе (Мельник, 2015) отмечается, что важным вопросом, решение которого позволит более точно и однозначно интерпретировать результаты комплексного Sm-Nd и Lu-Hf датирования эклогитов, является вопрос температуры закрытия Sm-Nd и Lu-Hf систем, преимущественно, в гранатах. Большинство авторов полагают, что температура закрытия Sm-Nd системы отвечает значению <700°C (Mezger et al., 1992; Dutch, Hand, 2010). Для мантийных ксенолитов (эклогитов и гранатовых пироксенитов) было установлено значение температуры закрытия Sm-Nd системы ~850°C (Shu et al., 2014).

Преимуществом Lu-Hf системы, в сравнении с Sm-Nd, что делает ее более привлекательной для датирования эклогитов, является более высокая температура закрытия (Scherer et al., 2000). По современным данным, температура закрытия Lu-Hf системы оценивается как >850°C (Schmidt et al., 2011). Для мантийных эклогитов и гранатовых пироксенитов значение температуры закрытия Lu-Hf системы оценивается в 920°C (Shu et al., 2014).

Для проверки правильности вывода о свекофенском времени эклогитового метаморфизма в БПП, установленного по цирконам с учетом их геохимических особенностей (Скублов и др., 2010а, 2011б, 2012), нами было проведено Lu–Hf датирование для эклогитов северо-западной части БПП (месторождение Куру-Ваара) и района Гридино по гранату, клинопироксену и породе в целом, результаты которого также показали возраст около 1.9 млрд лет (Хервартц и др., 2012). Близкие значения возраста 1.96–1.92 млрд лет были получены независимыми исследованиями Lu–Hf методом для проградной стадии эклогитового метаморфизма в районе Гридино (Yu et al., 2019).

Для салминских эклогитов было показано, что гранаты обладают проградной зональностью с пиком содержания Lu в центре зерен (Мельник, 2015; Melnik et al., 2021). Соответственно, Lu–Hf возраст гранатов отражает время кристаллизации прежде всего центральной части зерен. При этом, Sm–Nd изохронный возраст ($Grt + Cpx + WR$) эклогитов северо-западной части БПП также имеет значение около 1.9 млрд лет (Мельник и др., 2013). Значение возраста гранатов по Sm–Nd изотопной системе отражает скорее возраст основного объема зерен (включая краевые части), учитывая характер зональности гранатов по Sm и Nd (Мельник, 2015; Melnik et al., 2021). Эти данные свидетельствуют об одноактности кристаллизации гранатов и относительной кратковременности данного события. В случае гипотетической перекристаллизации гранатов проградная зональность по главным элементам и HREE, включая Lu, была бы “затерта” наложенным метаморфизмом с температурами не ниже верхов амфиболитовой фации. В случае длительного протекания свекофенского метаморфизма с возрастом около 1.9 млрд лет, который мы рассматриваем как эклогитовый, значения возрастов гранатосодержащих парагенезисов по Lu–Hf и Sm–Nd изотопным системам не совпадали бы по причине разных температур закрытия для этих систем.

Сторонники гипотезы архейского возраста беломорских эклогитов (Mints et al., 2010, 2014; Shchipansky et al., 2012; Balagansky et al., 2015) отвергают интерпретацию полученных Sm–Nd и Lu–Hf методами по Grt и Cpx свекофенских значений возраста (около 1.9 млрд лет) как возраст эклогитового метаморфизма. Значения возраста около 1.9 млрд лет, полученные этими методами, интерпретируются ими как время “перезагрузки” Sm–Nd и Lu–Hf изотопных систем при инфильтрации флюида при амфиболитовом метаморфизме на завершающем этапе Лапландско-Кольской орогении (Balagansky et al., 2015). При этом минералы, по которым проводилось комплексное Sm–Nd и Lu–Hf датирование (Grt и Cpx) считаются полностью перекристаллизованными и по

своим Sm–Nd и Lu–Hf характеристикам не отвечающими этапу эклогитового метаморфизма. Устойчивость же Lu–Hf системы подвергается сомнению из-за “неясной” температуры закрытия системы в гранате (Mints et al., 2014; Mints, Dokukina, 2020).

Изотопно-геохимическая характеристика циркона. В результате обобщения (Скублов и др., 2012) всех доступных данных (около 900 индивидуальных прецизионных локальных анализа) по составу циркона из эклогитовых комплексов мира выявлены общие закономерности, заключающиеся в аномально пониженном содержании Th (в среднем не больше 3 ppm) и величины Th/U отношения (в среднем 0.03), значительно пониженном содержании всего спектра REE (до 22 ppm) и, особенно, LREE (менее 2 ppm), пониженном содержании Y (в среднем 34 ppm), U (100 ppm), P (41 ppm) и повышенным – Hf (в среднем 11 400 ppm). Спектр распределения REE в цирконе из эклогитов отличается четко выраженным пологим распределением HREE; отсутствием или слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией; сильно редуцированной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce* в среднем 11); “корытообразным” провалом в легкой части спектра REE, достигающим до появления отрицательной Nd-аномалии.

Вышеперечисленные закономерности позволяют уверенно отличать циркон, образованный в процессе эклогитового метаморфизма, от циркона магматического генезиса и циркона других (амфиболитовой и гранулитовой) фаций метаморфизма с меньшей величиной давления. Причина появления геохимических особенностей состава циркона из эклогитов традиционно увязывается с совместной кристаллизацией с гранатом – минералом-концентратором HREE и Y (Rubatto, 2002; Rubatto, Hermann, 2007; и др.). Однако только присутствие граната не объясняет резкой обедненности циркона LREE и другими редкими элементами. К тому же, циркон, ассоциирующий с гранатом в породах амфиболитовой фации, обеднен Y и HREE в меньшей степени, чем циркон из эклогитов (Скублов и др., 2009). Отсутствие отрицательной Eu-аномалии обычно объясняется безплагиоклазовым парагенезисом эклогитов, поскольку плагиоклаз забирает в себя значительную часть Eu в породе по “камуфлированной” схеме изоморфизма совместно с Sr. Но сопоставление циркона из эклогитов-метабазитов (в отсутствие плагиоклаза) и из гнейсов, испытавших метаморфизм эклогитовой фации, не устанавливает значимых различий по величине Eu-аномалии (Eu/Eu*). Для циркона из эклогитов обеих групп наблюдается отсутствие или слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия (Скублов и др., 2012). В качестве причины обедненности циркона из эклогитов Th и LREE и аномальности их спек-

Таблица 1. Основные этапы эволюции эклогитов БПП

Опорный участок	Возраст протолита, млн лет (U-Pb, Zrn)	Возраст эклогитов, млн лет (метод датирования)	Возраст наложенных процессов, млн лет (метод датирования)	Источники
Куру-Ваара	2880 2440	1880–1910 U-Pb, Zrn 1900 Sm-Nd, Lu-Hf, Grt	1870 U-Pb, Tin 1840 U-Pb, Zrn 1840 Sm-Nd, Grt	Скублов и др., 2010а, б, 2011б, 2013а, 2014; Skublov et al., 2011; Хервартц и др., 2012; Мельник и др., 2013, 2014; Melnik et al., 2021
Гридино	>2700 ~2400 ~2120	1880–1900 U-Pb, Zrn 1890–1910 Sm-Nd, Lu-Hf, Grt	1875 U-Pb, Zrn	Скублов и др., 2011а, 2013а, 2014; Березин и др., 2012; Хервартц и др., 2012; Skublov et al., 2020
Керетский архипелаг	2480 2390	1890 U-Pb, Zrn 1890–1900 Sm-Nd, Lu-Hf, Grt	1870 U-Pb, Zrn	Хервартц и др., 2012; Березин, Скублов, 2014
Красная Губа	2180	1880–1890 Sm-Nd, Lu-Hf, Grt	1840–1850 U-Pb, Zrn, Tin	Хервартц и др., 2012; Скублов и др., 2013б
Пежостров	2210	1945 Sm-Nd, Grt	–	Скублов и др., 2016

тров REE в части Pг и Nd, иногда выдвигается одновременность кристаллизации с клиноцоизитом в ходе метаморфизма эклогитовой фации (Bingen et al., 2004; и др.). Рядом авторов обстановка кристаллизации “нового” метаморфического циркона, или перекристаллизации ранее образованного магматического циркона в условиях эклогитовой фации метаморфизма рассматривается в качестве совершенно закрытой системы с лимитированным содержанием редких элементов (Rubatto, 2002; и др.). Минеральный парагенезис эклогитов (гранат, клиноцоизит, отсутствие плагиоклаза) при этом считается определяющим фактором специфичности состава циркона из эклогитов по редким и редкоземельным элементам.

Представляется, что повсеместно проявленные особенности состава циркона из эклогитов (в которых клиноцоизит может и отсутствовать, а плагиоклаз при давлении 11–12 кбар – присутствовать) сложно объяснить только спецификой минерального парагенезиса эклогитов. Особое внимание следует уделить учету флюидного режима эклогитового метаморфизма, его возможного влияния на транспортировку (вынос) высокозарядных элементов, которыми обеднен циркон эклогитов, и которые немобильны при “обычном” метаморфизме.

Установленные в работе (Скублов и др., 2012) закономерности распределения редких и редкоземельных элементов в цирконе из эклогитов универсальны, они не зависят от типа породы (метабазиты, метаультрабазиты, гнейсы) и величины давления (эклогиты высокого и сверхвысокого давления). Комплексное использование этих признаков позволяет уверенно отличать эклогитовый

циркон от циркона магматического генезиса и метаморфического циркона, не связанного с высокобарическим метаморфизмом.

Для эклогитов БПП (на примере районов Салмы, Гридино и Керетского архипелага) установлено, что центральные части (ядра) циркона из эклогитов-метагаббро с варьирующим возрастом от 2.2 до 2.8–2.9 млрд лет являются магматическими, а их внешние метаморфические каймы с возрастом около 1.9 млрд лет по редкоэлементному составу соответствуют типовым эклогитовым цирконам. Как показано в сводной таблице по всем изученным проявлениям эклогитов в БПП (табл. 1), эклогитовый метаморфизм с возрастом около 1.9 млрд лет ограничен самым молодым возрастом магматического протолита эклогитов около 2.2 млрд лет и возрастом наложенных процессов 1.84–1.87 млрд лет (пегматитообразование, гранатитизация эклогитов, ретроградный амфиболитовый метаморфизм) (Скублов и др., 2010а, 2011б, 2012, 2013а, 2016; Березин и др., 2012, 2013; Хервартц и др., 2012; Мельник и др., 2013; Березин, Скублов, 2014; Мельник, 2015).

Изотопная система кислорода. Современными исследованиями установлено, что для циркона и граната значение $\delta^{18}\text{O}$ является одним из самых надежных критериев, отражающих условия их генезиса, к тому же, наиболее точно соответствующая изотопному составу кислорода в породе в целом (Page et al., 2014; Rubatto, Angiboust, 2015). Для проверки равновесия зерен и оторочек циркона с возрастом ~ 1.9 млрд лет и граната эклогитов было проведено локальное определение изотопного состава кислорода методом SIMS (Melnik et al., 2021). Результаты исследования в минералах из будин эклогитов Куру-Ваары (с магматическим

протолитом архейского возраста) показали, что изотопный состав кислорода в гранате ($\delta^{18}\text{O} = 4.0\text{--}5.0\text{‰}$) находится в равновесии с составом палеопротерозойского (около 1.9 млрд лет) циркона ($\delta^{18}\text{O} = 4.5\text{--}5.4\text{‰}$); значения же $\delta^{18}\text{O}$ в магматических доменах циркона архейского возраста (примерно 2.88 млрд лет) значительно выше (5.1–5.9‰) и неравновесны с таковыми в гранате.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наша трактовка возраста эклогитового метаморфизма, приведшего к образованию эклогитов БПП, основанная на комплексе независимых изотопно-геохимических методов датирования — локальном U–Pb методе по гетерогенным цирконам с магматическими ядрами и эклогитовыми каймами, Lu–Hf и Sm–Nd методам по минералам эклогитового парагенезиса — гранату и омфациту, принципиально другая, чем в рассматриваемых работах М.В. Минца и К.А. Докукиной (2020 и др.): все три метода независимо друг от друга определяют эклогитовый метаморфизм как свекофенский, с одним и тем же значением возраста — около 1.9 млрд лет.

Таким образом, по нашим данным, эклогиты Беломорского подвижного пояса являются одними из самых древних высокобарических пород с достоверно установленным возрастом метаморфизма около 1.9 млрд лет при различном возрасте магматического протолита в интервале от 2.2 до 2.9 млрд лет. Подчеркнем, что вопрос правомочности распространения механизмов плит-тектоники на ранний докембрий по-прежнему остается открытым.

Авторы признательны А.Е. Мельнику за активное участие в исследовании эклогитов Беломорья и обсуждение ряда аспектов данной работы. Полевые работы на о-вах Керетского архипелага выполнялись при всесторонней помощи коллектива ББС ЗИН РАН “Картеш”.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-15-50006. Публикация является вкладом в выполнение темы НИР ИГГД РАН (FMUW-2022-0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Березин А.В., Салимгареева Л.И., Скублов С.Г. (2020) Эволюция состава минералов при эклогитовом метаморфизме в Беломорском подвижном поясе (на примере о-ва Виченная Луда). *Петрология* **28**(1), 85–107.

Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Мельник А.Е., Богомолов Е.С. (2013) Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст. *ДАН* **448**(1), 64–75.

Березин А.В., Скублов С.Г. (2014) Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности

состава, условия и возраст метаморфизма. *Петрология* **22**(3), 265–286.

Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С. (2012) Новые данные о возрасте (U–Pb, Sm–Nd) и P–T-параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района с. Гридино, Беломорский подвижный пояс. *ДАН* **444**(6), 644–649.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. (2004) Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит). *Петрология* **12**(6), 609–631.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С., Скублов С.Г., Кузенко Т.И. (2012) Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эклогитизированных габброноритов Беломорской провинции (с. Гридино). *Геохимия* (8), 734–748.

Volodichev O.I., Slabunov A.I., Sibelev O.S., Kuzenko T.I., Skublov S.G. (2012) Geochronology, mineral inclusions, and geochemistry of zircons in eclogitized gabbronorites in the Gridino area, Belomorian province. *Geochem. Int.* **50**(8), 657–670.

Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Минц М.В., Конилов А.Н., Серов П.А. (2012) Беломорская эклогитовая провинция: последовательность событий и возраст формирования магматических и метаморфических пород ассоциации Гридино. *Геология и геофизика* **53**(10), 1335–1373.

Карпов Г.А., Николаева А.Г., Алехин Ю.В. (2013) Содержание и источники редкоземельных элементов в современных вулканогенных гидротермальных системах Камчатки. *Петрология* **21**(2), 163–176.

Каулина Т.В., Япаскерт В.О., Пресняков С.Л., Савченко Е.Э., Симакин С.Г. (2010) Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности циркона, состав включений и возраст. *Геохимия* (9), 926–945.

Kaulina T.V., Yapaskurt V.O., Presnyakov S.L., Savchenko E.E., Simakin S.G. (2010) Metamorphic evolution of the Archean eclogite-like rocks of the Shirokaya and Uzkaaya Salma area (Kola Peninsula): Geochemical features of zircon, composition of inclusions, and age. *Geochem. Int.* **48**(9), 871–890.

Козловский В.М., Аранович Л.Я. (2008) Геологические условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса. *Геотектоника* (4), 70–84.

Козловский В.М., Аранович Л.Я. (2010) Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс. *Петрология* **18**(1), 29–52.

Козловский В.М., Аранович Л.Я., Фришман Н.И. (2015) Програнные преобразования амфиболитов в эклогиты и эклогитоподобные породы в низкобарической части эклогитовой фации (на примере Беломорского подвижного пояса). *Геология и геофизика* **56**(5), 906–931.

Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И., Зайцева М.Н., Курдюков Е.Б., Травин А.В., Терентьева Л.Б., Саватенков В.М. (2016) Геологическое строение, возраст и P–T-условия формирования зон пологого рас-

- сланцевания Беломорского подвижного пояса. *Геотектоника* (6), 52–74.
- Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М., Терентьева Л.Б., Сальникова Е.Б., Курдюков Е.Б. (2020) Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, северная Карелия. *Петрология* **28**(2), 184–209.
- Косой Л.А. (1938) Геолого-петрографический очерк Керетьского района Северной Карелии. *Уч. зап. ЛГУ* (26), 65–100.
- Мельник А.Е. (2015) Эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса: геохимическая характеристика и время метаморфизма. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 196 с.
- Мельник А.Е., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С. (2013) Новые данные о возрасте (U–Pb, Sm–Nd) гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс. *ДАН* **448**(2), 197–205.
- Мельник А.Е., Березин А.В., Скублов С.Г. (2014) Возраст (U–Pb, Sm–Nd) и геохимические особенности гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс. *Записки РМО* (6), 17–33.
- Минц М.В., Докукина К.А. (2020) Субдукционные эклогиты Беломорской эклогитовой провинции (восток Фенноскандинавского щита, россия): мезоархей, неоархей или поздний палеопротерозой? *Геодинамика и тектонофизика* **11**(1), 151–200.
- Минц М.В., Конилов А.Н. (2011) Беломорская эклогитовая провинция, местонахождения Узкая и Широкая Салма (ассоциация Салма, Кольский полуостров). *Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Путеводитель научных экскурсий*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 47–81.
- Розен О.М., Шипанский А.А., Туркина О.М. (2008) *Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны)*. М.: Научный Мир, 184.
- Саранчина Г.М. (1946) *Об амфиболитовых и эклогитовых породах губы Кив и губы Кузокоцкой Белого моря. Сб. статей к 70-летию акад. ДС Белянкина*. М.: Издательство АН СССР, 273–281.
- Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Пресняков С.Л. (2011а) Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино. *ДАН* **439**(6), 795–802.
- Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. (2010а) U–Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс). *ДАН* **432**(5), 668–675.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. (2012) Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса. *Петрология* **20**(5), 470–494.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Марин Ю.Б., Ризванова Н.Г., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Васильева И.М. (2010б) Комплексное изотопно-геохимическое (Sm–Nd, U–Pb) исследование салминских эклогитов. *ДАН* **434**(6), 802–806.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. (2011б) Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма. *Петрология* **19**(5), 493–519.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Алексеев В.И. (2016) Возраст протолита эклогитов южной части Пезжострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации. *Петрология* **24**(6), 640–653.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. (2018) Проблема датирования эклогитов северо-западной части Беломорского подвижного пояса. *Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы*. (Под ред. Глебовицкого В.А., Балтыбаева Ш.К.). СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 236–278.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Ризванова Н.Г., Мельник А.Е., Мысцова Т.А. (2014) Многоэтапность свекофеннского метаморфизма по данным состава и U–Pb возраста титанита из эклогитов Беломорского подвижного пояса. *Петрология* (4), 405–413.
- Скублов С.Г., Зак Т., Березин А.В., Мельник А.Е., Ризванова Н.Г. (2013а) Результаты локального исследования (LA-ICP-MS) геохимии и U–Pb возраста рутилов из пород Беломорского подвижного пояса. *Геохимия* (2), 180–187.
- Skublov S.G., Berezin A.V., Mel'nik A.E., Rizvanova N.G., Zack T. (2013a) In situ LA-ICP-MS investigation of the geochemistry and U–Pb age of rutile from the rocks of the Belomorian mobile belt. *Geochem. Int.* **51**(2), 164–171.
- Скублов С.Г., Левский Л.К., Марин Ю.Б., Гембицкая И.М., Азимов П.Я., Ларионов А.Н. (2009) Возраст, геохимия минералов и условия образования Шуерецкого месторождения гранатов (Беломорский пояс). *ДАН* **429**(5), 661–667.
- Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л., Симакин С.Г., Мысцова Т.А., Астафьев Б.Ю. (2011в) Первая находка аномально (Y+REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита. *ДАН* **441**(6), 792–799.
- Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С., Ишмурздиин Ф.И. (2013б) Новые данные о возрасте (U–Pb, Sm–Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс. *ДАН* **453**(3), 319–325.
- Скублов С.Г., Мысцова Т.А., Марин Ю.Б., Астафьев Б.Ю., Богомолов Е.С., Львов П.А. (2013в) Геохимия разновозрастных кайм циркона в гнейсах кольской серии (SIMS, SHRIMP-II) и проблема раннекаледонской термальной активизации Кольского кратона. *ДАН* **453**(5), 544–550.
- Судовиков Н.Г. (1939) Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). *Тр. Лен. геол. упр.* (19), 86.
- Травин В.В., Козлова Н.Е. (2005) Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс). *ДАН* **405**(3), 376–380.
- Федоров Е.С. (1904) Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. *Горный журнал* **2**(4–6), 98.

- Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. (2012) Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия). *ДАН* **443**(2), 221-224.
- Balagansky V.V., Shchipansky A.A., Slabunov A.I., Gorbunov I.A., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Azimov P.Y., Egorova S.V., Stepanova A.V., Voloshin A.V. (2014) *Kuru-Vaara Archean eclogites, the Belomorian province. Precambrian High-Grade Mobile Belts. Field Guidebook*. Petrozavodsk: KRC RAS, 64-85.
- Balagansky V.V., Shchipansky A.A., Slabunov A.I., Gorbunov I.A., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Azimov P.Y., Egorova S.V., Stepanova A.V., Voloshin A.V. (2015) Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications. *Intern. Geol. Rev.* **57**(11-12), 1543-1565.
- Bau M., Dulski P. (1999) Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chem. Geol.* **155**(1-2), 77-90.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.L. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**(5), 602-622.
- Berman R.G. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrol.* **29**(2), 445-522.
- Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W.J. (2004) Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* **147**(6), 671-683.
- Cheng H., King R.L., Nakamura E., Vervoort J.D., Zhou Z. (2008) Coupled Lu-Hf and Sm-Nd geochronology constrains garnet growth in ultra-high-pressure eclogites from the Dabie orogen. *J. Metam. Geol.* **26**(7), 741-758.
- Cheng H., King R.L., Nakamura E., Vervoort J.D., Zheng Y.F., Ota T., Wu Y.B., Kobayashi K., Zhou Z.Y. (2009) Transitional time of oceanic to continental subduction in the Dabie orogen: constraints from U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd and Ar-Ar multichronometric dating. *Lithos* **110**(1-4), 327-342.
- Cheng H., Nakamura E., Kobayashi K., Zhou Z. (2007) Origin of atoll garnets in eclogites and implications for the redistribution of trace elements during slab exhumation in a continental subduction zone. *Amer. Mineral.* **92**, 1119-1129.
- Condie K.C., Kröner A. (2008) When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. In *When did plate tectonics begin on planet Earth? Geological Society of America Special Papers* **440**, 281-294.
- Craddock P.R., Bach W., Seewald J.S., Rouxel O.J., Reeves E., Tivey M.K. (2010) Rare earth element abundances in hydrothermal fluids from the Manus Basin, Papua New Guinea: Indicators of sub-seafloor hydrothermal processes in back-arc basins. *Geochim. Cosmochim. Acta* **74**(19), 5494-5513.
- Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Wan K.V., Natapov L.M., Belousova E.A., Simakin S.G., Lepekhina E.N. (2014) Archean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence. *Gondwana Res.* **25**(2), 585-613.
- Dokukina K.A., Konilov A.N. (2011) Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia). In *Ultrahigh-pressure metamorphism. 25 years after the discovery of coesite and diamond* (Eds Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S.). Amsterdam: Elsevier, 579-621.
- Dokukina K.A., Konilov A.N., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Travin A.V. (2010) New geochronological data on metamorphic and igneous rocks from the Gridino village area (Belomorian Eclogitic Province). *Doklady Earth Sci.* **432**(1), 255-258.
- Dokukina K.A., Mints M.V. (2019) Subduction of the Mesoproterozoic 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.* **123**, 1-37.
- Dutch R. and Hand M. (2010) Retention of Sm-Nd isotopic ages in garnets subjected to high-grade thermal reworking: implications for diffusion rates of major and rare earth elements and the Sm-Nd closure temperature in garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* **159**(1), 93-112.
- Endo S., Wallis S., Hirata T., Anczkiewicz R., Platt J., Thirlwall M., Asahara Y. (2009) Age and early metamorphic history of the Sanbagawa belt: Lu-Hf and P-T constraints from the Western Iratsu eclogite. *J. Metam. Geol.* **27**(5), 371-384.
- Holder R. M., Viete D. R., Brown M., Johnson T. E. (2019) Metamorphism and the evolution of plate tectonics. *Nature* **572**(7769), 378-381.
- Hollister L.S. (1966) Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science* **154**(3757), 1647-1651.
- Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H. (2001) Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos* **56**(1), 1-14.
- Hoskin P.W., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W. (2000) Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *J. Petrol.* **41**(9), 1365-1396.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.* **53**(1), 27-62.
- Imayama T., Oh C.W., Baltybaev S.K., Park C.S., Yi K., Jung H. (2017) Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia. *Lithosphere* **9**(6), 855-873.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2011) The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoproterozoic oceanic crust. In *Ultrahigh-pressure metamorphism. 25 years after the discovery of coesite and diamond* (Eds Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S.). Amsterdam: Elsevier, 623-670.
- Kylander-Clark A.R., Hacker B.R., Johnson C.M., Beard B.L., Mahlen N.J., Lapen T.J. (2007) Coupled Lu-Hf and Sm-Nd

- geochronology constrains prograde and exhumation histories of high- and ultrahigh-pressure eclogites from western Norway. *Chem. Geol.* **242**(1–2), 137–154.
- Lapen T.J., Johnson C.M., Baumgartner L.P., Mahlen N.J., Beard B.L., Amato J.M. (2003) Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.* **215**(1–2), 57–72.
- Levkii L.K., Skublov S.G., Gembitskaya I.M. (2009) Isotopic–geochemical study of zircons from metabasites of the Kontokki dike complex: age of regional metamorphism in the Kostomuksha structure. *Petrology* **17**(7), 669–683.
- Li X., Zhang L., Bader T. (2021) The metamorphic PT history of Precambrian Belomorian eclogites (Shirokaya Salma), Russia. *J. Metam. Geol.* **39**(3), 363–389.
- Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I. (2013) Petrology of Archaean Eclogite Complex Salma from Belomorian Province, Russia. *Acta Geol. Sinica (English Edition)* **87** (supplement), 480–481.
- Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I. (2015) Metamorphic PT path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia. *Precam. Res.* **268**, 74–96.
- Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I., Bader T. (2017) Neoproterozoic–Paleoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia). *Precam. Res.* **294**, 257–283.
- Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I., Bader T. (2018) Quartz and orthopyroxene exsolution lamellae in clinopyroxene and the metamorphic P–T path of Belomorian eclogites. *J. Metam. Geol.* **36**(1), 1–22.
- Liu F., Gerdes A., Liu P. (2012) U–Pb, trace element and Lu–Hf properties of unique dissolution-precipitation zircon from UHP eclogite in SW Sulu terrane, eastern China. *Gondwana Res.* **22**(1), 169–183.
- Melnik A.E., Skublov S.G., Rubatto D., Müller D., Li X.H., Li Q.L., Berezin A.V., Herwartz D., Machevariani M.M. (2021) Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru-Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield. *Precam. Res.* **353**, 106–114.
- Mezger K., Essene E.J., Halliday A.N. (1992) Closure temperatures of the Sm–Nd system in metamorphic garnets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**(3), 397–409.
- Mills K. (2011) The estimation of slag properties. *Short course presented as part of Southern African Pyrometallurgy* **7**, 52.
- 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. (2010) Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology* **38**(8), 739–742.
- Mints M.V. and Dokukina K.A. (2020) Age of eclogites formed by the subduction of the Mesoarchean oceanic crust (Salma, Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield, Russia): A synthesis. *Precam. Res.* **350**, 105–114.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. (2014) The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. *Gondwana Res.* **25**(2), 561–584.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Pearson N.J., Jackson S.E., Belousova E.A., Alard O., Saeed A. (2008) Taking the pulse of the Earth: linking crustal and mantle events. *Australian J. Earth Sci.* **55**(6–7), 983–995.
- Otamendi J.E., Rosa J.D., Douce A.E.P., Castro A. (2002) Rayleigh fractionation of heavy rare earths and yttrium during metamorphic garnet growth. *Geology* **30**(2), 159–162.
- Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B., Valley J.W. (2014) A garnet-zircon oxygen isotope record of subduction and exhumation fluids from the Franciscan Complex, California. *J. Petrol.* **55**(1), 103–131.
- Palin R.M., Santosh M., Cao W., Li S.S., Hernández-Uribe D., Parsons A. (2020) Secular change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Science Rev.* **207**.
- Perchuk A.L., Morgunova A.A. (2014) Variable P–T paths and HP–UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implication. *Gondwana Res.* **25**(2), 614–629.
- Rollinson H. (2007) When did plate tectonics begin? *Geology Today*, **23**(5), 186–191.
- Rubatto D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* **184**(1–2), 123–138.
- Rubatto D., Angiboust S. (2015) Oxygen isotope record of oceanic and high-pressure metasomatism: a P–T–time–fluid path for the Monviso eclogites (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* **170**(5–6), 44.
- Sanditov D.S. (2016) On the nature of the liquid-to-glass transition equation. *J. Experim. Theor. Physics* **123**(3), 429–442.
- Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. (1999) Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.* **134**(2–3), 186–201.
- Scherer E.E., Cameron K.L., Blichert-Toft J. (2000) Lu–Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm–Nd system and the effects of trace mineral inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **64**(19), 3413–3432.
- Schiffman P., Liou J.G. (1980) Synthesis and stability relations of Mg–Al pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. *J. Petrol.* **21**(3), 441–474.
- Schmidt A., Weyer S., Mezger K., Scherer E.E., Xiao Y., Hoefs J., Brey G.P. (2008) Rapid eclogitisation of the Dabie-Sulu UHP terrane: Constraints from Lu–Hf garnet geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**(1–2), 203–213.
- Schmidt A., Mezger K., O'Brien P.J. (2011) The time of eclogite formation in the ultrahigh pressure rocks of the Sulu terrane. Constraints from Lu–Hf garnet geochronology. *Lithos* **125**(1–2), 743–756.
- Schulz B., Klemd R., Brätz, H. (2006) Host rock compositional controls on zircon trace element signatures in metabasites from the Austroalpine basement. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **70**(3), 697–710.
- Shchipansky A.A., Khodorevskaya L.I., Slabunov A.I. (2012) The geochemistry and isotopic age of eclogites from the Belomorian Belt (Kola Peninsula): evidence for subducted Archean oceanic crust. *Russian Geol. Geophys.* **53**(3), 262–280.

- Shu Q., Brey G.P., Gerdes A., Hofer H.E. (2014) Mantle eclogites and garnet pyroxenites - the meaning of two-point isochrons, Sm-Nd and Lu-Hf closure temperatures and the cooling of the subcratonic mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **389**, 143-154.
- Silver L., Stolper E. (1985) A thermodynamic model for hydrous silicate melts. *J. Geol.* **93**(2), 161-177.
- Skora S., Baumgartner L.P., Mahlen N.J., Johnson C.M., Pilet S., Hellebrand E. (2006) Diffusion-limited REE uptake by eclogite garnets and its consequences for Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **152**(6), 703-720.
- Skublov S.G., Berezin A.V., Li X.-H., Li Q.-L., Salimgar-aeva L.I., Travin, V.V., Rezvukhin D.I. (2020) Zircons from a pegmatite cutting eclogite (Gridino, Belomorian Mobile Belt): U-Pb-O and trace element constraints on eclogite metamorphism and fluid activity. *Geosciences* **10**(5), 197-218.
- Shchipansky A.A., Balagansky V.V., Sidorov M.Yu. (2019) Eclogite and related rock in the Kola part of the Belomorian province, Fennoscandian shield, Russia: when and how did they form? In *Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook* (Eds. Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A.). Petrozavodsk: KRC RAS, 81.
- Stern R.J. (2007) When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. *Chinese Sci. Bull.* **52**(5), 578-591.
- Stern R.J. (2018) The evolution of plate tectonics. *Phil. Trans. Royal Soc. A: Math., Phys. and Engin. Sci.* **376**(2132), 1-21.
- Zanotto E.D., Cassar D.R., (2017) The microscopic origin of the extreme glass-forming ability of Albite and B2O3. *Sci. Rep.* **7**(1), 1-13.
- Yu H., Zhang L., Zhang L., Wei C., Li X., Guo J., Bader T., Qi Y. (2019a). The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling. *Precam. Res.* **326**, 363-384.
- Yu H., Zhang L., Lanari P., Rubatto D., Li X. (2019b) Garnet Lu-Hf geochronology and PT path of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia. *Lithos*, **326**, 313-326.
- Yu H.L., Zhang L.F., Wei C.J., Li X. L., Guo J. H. (2017) Age and P-T conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia. *J. Metam. Geol.* **35**(8), 855-869.