

УДК 550.93+550.42(470.22)

АРХЕЙСКИЕ ЦОИЗИТИТЫ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО МЕЛАНЖА (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): ГЕОЛОГИЯ, U-Pb ВОЗРАСТЫ ЦИРКОНОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А. И. Слабунов¹, О. И. Володичев¹, Ли Сяоли², О. А. Максимов¹

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН

² Пекинский университет, Школа наук о Земле и космосе

Приводятся новые результаты изотопного U-Pb датирования цирконов из цоизититов, являющихся изофациальными спутниками эклогитов в Гридинском эклогитсодержащем меланже Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита. Эти данные позволяют модифицировать геодинамическую модель развития Беломорской архейской субдукционно-коллизийной системы.

Изотопный и геохимический анализы цирконов проводились методом лазерной абляции в лаборатории Пекинского университета (Китай). Полученные изотопные возрасты варьируют от 3,0 до 1,9 млрд лет, но среди них выделяется шесть групп с возрастными 3,0, 2,9, 2,82, 2,75, 2,72 и 1,96 млрд лет.

Комплекс данных о морфологии и геохимии цирконов, минеральных включениях в них позволил оценить условия формирования каждой из 6 групп и показать, что ранние (т. е. с возрастными 3000, 2900, 2820 млн лет) из них являются захваченными габбро-анортозитами из гранитоидной рамы во время внедрения, цирконы с возрастом 2745 млн лет, по-видимому, связаны с формированием габбро-анортозитов, с возрастными 2720 млн лет – соответствуют времени формирования ранней ассоциации цоизитита в условиях эклогитовой фации, с возрастом 2680 млн лет – время ретроградных преобразований в высокобарических (10–14 Кбар) условиях. Отмечаются также каймы цирконов с возрастом 1960 млн лет, отражающие проявление Лапландско-Кольской орогении.

Для объяснения полученных данных следует признать, что формирование гридинского эклогитсодержащего меланжа происходило начиная с 2720 млн лет, сначала в условиях субдукции в режиме, вероятно, континентальной окраины, который сменился континентальной субдукцией. Около 2680 млн лет в условиях коллизии структура меланжа усложнилась, а также отмечаются проявления высокобарического (до условий эклогитовой фации) метаморфизма.

Ключевые слова: архей, геодинамика, эклогитсодержащий меланж, цоизитит, эклогит, U-Pb изотопный возраст, циркон, Беломорская провинция, Фенноскандинавский щит.

A. I. Slabunov, O. I. Volodichev, Li Xiaoli, O. A. Maksimov. ARCHEAN ZOISITITES OF THE GRIDINO ECLOGITE-BEARING MELANGE, BELOMORIAN PROVINCE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD: GEOLOGY, U-PB ZIRCON AGES AND GEODYNAMIC SETTING

The new results of the isotope U-Pb dating of zircons from zoisites, which are the isofacies accessories of the eclogites in the Gridino eclogite-bearing melange of the

Belomorian mobile belt, Fennoscandian Shield, are reported. They can be used to modify the geodynamic evolution model of the Archean Belomorian subduction-collision system. Isotope and geochemical analyses of zircons were performed using the laser ablation method at the Beijing University laboratory, China. The isotope ages obtained vary from 3.0 to 1.9 Ga, but six groups/generations with the ages 3.0, 2.9, 2.82, 2.75, 2.72 and 1.96 Ga have been revealed.

Morphological and geochemical data on zircons and their mineral inclusions were analyzed to assess the conditions of formation of each of the six groups and show that the early zircons, dated at 3000, 2900 and 2820 Ma, were trapped by gabbro-anorthosites from granitoid enclosing rock upon intrusion; zircons dated at 2745 Ma seem to be associated with the formation of gabbro-anorthosites, dated at 2720 Ma, and are consistent with the time of formation of an early zoisite association under eclogite-facies conditions, dated at 2680 Ma, which is the time of retrograde alterations at high pressures (10–14 Kbar). Zircon rims, dated at 1960 Ma and indicating the Lapland-Kola orogeny, have also been revealed.

To interpret the data obtained, it should be admitted that the Gridino eclogite-bearing melange began to form at 2720 Ma upon the transition from classical subduction to continental subduction, and at 2680 Ma its structure became more complex upon continental collision and eclogite-facies metamorphic events took place.

Keywords: Archean, geodynamics, eclogite-bearing melange, zoisite, eclogite, U-Pb isotope age, zircon, Belomorian Province, Fennoscandian Shield.

Введение

Как и эклогиты, цоизиты широко распространены в Гридинском меланже в виде разных по размеру линзовидных тел в гранито-гнейсовом матриксе. Цоизиты были образованы при метаморфизме в условиях эклогитовой фации по анортозитам [Володичев, 1990; Volodichev et al., 2014; Володичев и др., 2015] и вместе с эклогитами прошли сложную историю геологического и метаморфического развития, восстанавливаемую на основе выявления нескольких возрастных генераций цоизитов и эпидотов, маркирующих соответственно высоко- и умеренно-низкобарические условия метаморфизма. Последовательность кристаллизации генераций цоизитов и вариации их состава отражают этапы метаморфической эволюции при различных значениях *PT* параметров.

В настоящей статье анализируется геологическое положение цоизитов и изотопная геохронология цирконов, выделенных из них. На основании этих и изложенных данных по петрологии [Volodichev et al., 2014; Володичев и др., 2015], предпринята попытка дать новую геодинамическую трактовку становления эклогитсодержащего меланжа.

Геологический обзор

В Беломорской провинции Балтийского щита выделяется два района, в которых развиты архейские эклогиты [Володичев и др., 2004; Минц и др., 2010; Щипанский и др., 2012], (рис. 1, А):

это район с. Гридино и р-он оз. Бабинская Имандра (Салмы, Куру-Ваара). Эклогиты в этих районах являются компонентами меланжа. Архейский эклогитсодержащий меланж (комплекс) района с. Гридино формирует тектоническую пластину, фрагмент которой прослеживается по простиранию на примерно 50 км при ширине 6–7 км (рис. 1, Б). Породы меланжа хорошо выделяются среди других образований Беломорской провинции спецификой строения и состава. По текстурным особенностям слагающий эклогитсодержащий комплекс сопоставим с меланжем [Слабунов и др., 2007; Слабунов, 2008], неоднократно интенсивно деформированным и метаморфизованным в условиях высоких и повышенных давлений.

Обломочная составляющая комплекса представлена неравномерно распределенными в гранито-гнейсовом матриксе многочисленными (до 25–30 % общего объема) фрагментированными обломками линзовидной или неправильной формы размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров [Слабунов и др., 2007]. Выделяются зоны меланжа как с высокой, так и с низкой концентрацией обломков [Сибелев, 2012; Бабарина и др., 2014]. Нередко в обломках проявлена автономная, образовавшаяся до вхождения в состав меланжа, складчатость [Володичев, 1990].

Состав обломков разнообразен: эклогиты, амфиболиты по эклогитам, цоизиты, кианит-гранат-биотитовые гнейсы, метапироксениты [Володичев и др., 2004; Моргунова, Перчук, 2012; Максимов, 2014]. Но среди них резко

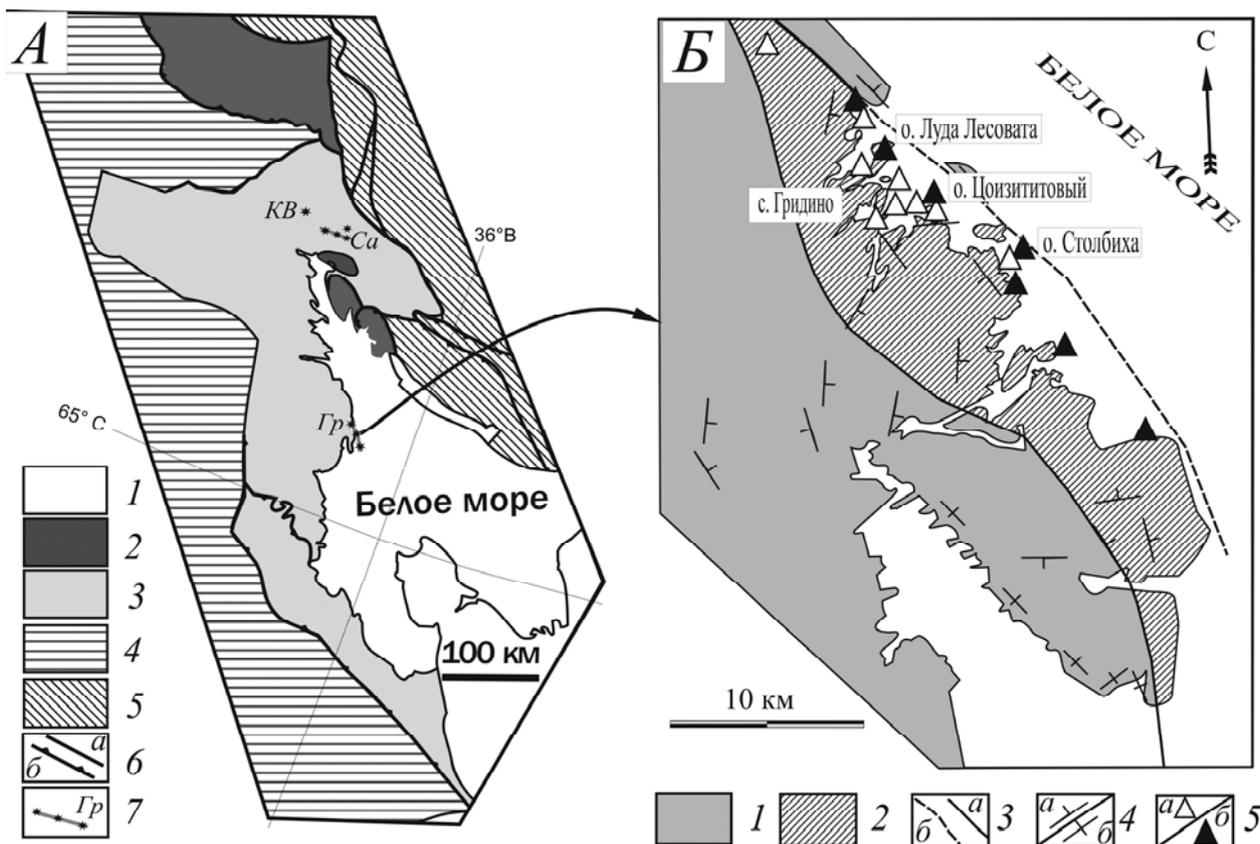


Рис. 1. А – Схема тектонического районирования СВ части Балтийского/Фенноскандинавского щита [Слабунов и др., 2006, 2011б; Daly et al., 2006 с упрощениями];

1 – осадочный чехол; 2 – ядро палеопротерозойского (1,97–1,90 млрд лет) Лапландско-Кольского коллизионного орогена; 3 – Беломорская провинция; 4 – Карельский архейский кратон; 5 – Кольская провинция; 6 – крупные разломы (а) и надвиги (б); 7 – архейские эклогитсодержащие комплексы (Гр – Гридинский, Са – Салминский; КВ – Куру-Ваарский). Б – схема геологического строения района с. Гридино [Слабунов, 2008 с упрощением] и расположение рассматриваемых объектов:

1 – породы беломорского комплекса (гнейсы, амфиболиты, тоналиты); 2 – Гридинский эклогитсодержащий комплекс; 3 – тектонические границы (а – закартированные, б – предполагаемые); 4 – элементы залегания гнейсовидности (а – погружение под углами 30–70, б – вертикальные); 5 – места расположения изученных эклогитов (а) и цоизитов (б): о. Столбиха, о. Цоизититовый, о. Луда Лесовата, с. Гридино

преобладают породы основного состава, преимущественно в различной степени преобразованные эклогиты: от симплектитовых разновидностей до гранат-клинопироксеновых амфиболитов с реликтами симплектитов.

Цоизититы вместе с эклогитами имеют широкое распространение во всех частях структуры – от о. Никонова на юго-востоке до м. Кирбей на северо-западе (см. рис. 1, Б), и, по сути, являются изофациальными спутниками эклогитов, совместно прошедшими часть сложной истории структурно-метаморфических преобразований.

Матрикс Гридинского эклогитсодержащего меланжа представлен тоналито-гнейсами, гранито-гнейсами, среди них отмечаются эндебиты, розовые микроклиновые граниты. Важно констатировать, что в матриксе меланжа, в отличие его обломочной составляющей, пока не установлены парагенезы эклогитовой фации.

Верхний возрастной предел формирования Гридинского эклогитсодержащего комплекса в стадии интенсивных преобразований пород устанавливается достаточно четко. Непосредственно на о. Столбиха, где впервые были обнаружены эклогиты [Володичев, 1990], разгнейсованный меланж сечется недеформированной жилой трондьемитов, для которой изохронным методом был установлен изотопный возраст цирконов, равный $2701,3 \pm 8,1$ млн лет, а возраст «эклогитовых» цирконов из эклогитов в этом же обнажении – $2720,7 \pm 8$ млн лет [Бибикова и др., 2003; Володичев др., 2004]. Гридинский меланж сечется также габброидами, изотопный возраст которых оценивается в 2711 ± 8 млн лет [Слабунов и др., 2008]. Следует отметить, что крайне экзотично выглядит идея об архейском (около 2,9 млрд лет) возрасте габброидных даек района с. Гридино

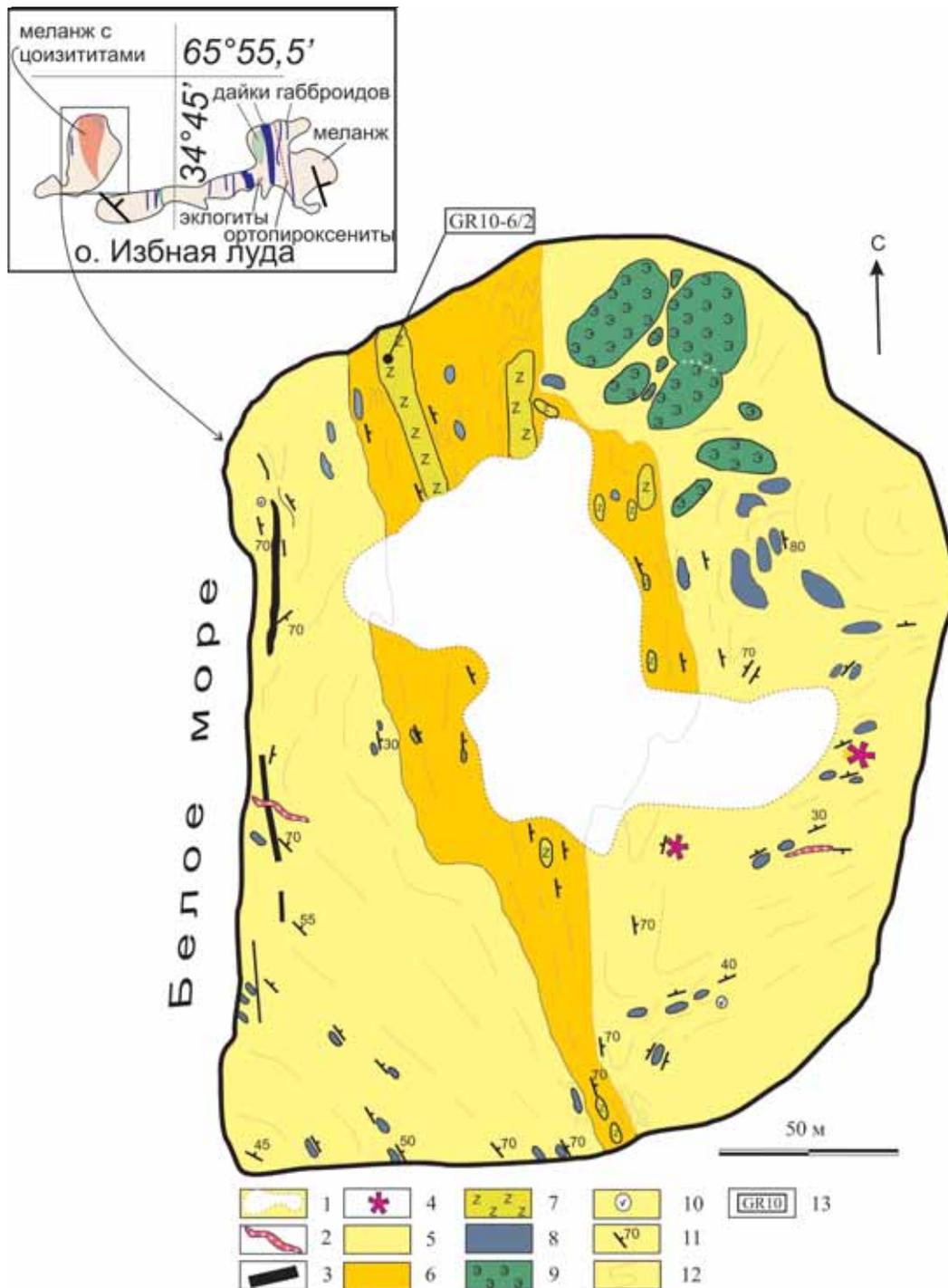


Рис. 2. Схема геологического строения о. Цоизититовый. Составили А. И. Слабунов и О. А. Максимов. На врезке, составленной на основе: [Сибелев, 2012], расположение о. Цоизититовый:

1 – четвертичные отложения; 2 – 1,88 млрд лет пегматитовые жилы; 3 – палеопротерозойские дайки магнезиальных метадiorиты [Степанов, Степанова, 2006]; 4–10 – неoarхейские образования: 4 – метаэндербиты; 5 – тоналито-гнейсы; 6 – тоналито-гнейсы с телами цоизититов; 7 – цоизититы; 8 – гранатые амфиболиты; 9 – 2,72 млрд лет эклогиты, амфиболитизированные эклогиты; 10 – метаультрабазиты; 11 – элементы залегания гнейсовидности; 12 – структурные линии; 13 – место отбора геохронологической пробы GR10-6/2

[Dokukina et al., 2014], противоречащая всем существующим геологическим данным [Бабарина и др., 2014]. Более обоснованным можно считать, что в различной степени преобразо-

ванные эклогиты отчетливо секутся палеопротерозойскими дайками нескольких возрастных генераций [Степанов, Степанова, 2006; Stepanova, Stepanov, 2010], среди которых в

районе Гридино преобладают дайки комплекса лерцолитов-габброноритов [Степанов, 1981], возраст которых в данном районе оценивается в 2389 ± 25 млн лет [Слабунов и др., 2011а; Володичев и др., 2012]. Специфической особенностью рассматриваемого района является то, что в ряде случаев в палеопротерозойских дайках разного состава и относительного геологического возраста отмечаются проявления высокобарического гранулитового и эклогитового метаморфизма [Volodichev et al., 2003; Володичев и др., 2008].

Таким образом, в Беломорском подвижном комплексе Балтийского щита, в районе с. Гридино установлены две возрастные и генетические группы эклогитов: архейские и палеопротерозойские [Володичев и др., 2004, 2008, 2012; Слабунов и др., 2011а; Сердюк, 2013].

Метаморфизм наиболее позднего этапа палеопротерозоя (около 1,9 млрд лет) в районе с. Гридино не достигал условий эклогитовой фации. Так, цирконы с возрастом $1911 \pm 9,5$ млн лет, проанализированные в зоне наложенного метаморфизма в дайке оливиновых габброноритов на восточной окраине с. Гридино, образовались в условиях метаморфизма амфиболитовой фации повышенных давлений [Володичев др., 2012]. Изучение U-Pb системы сфена [Нестерова и др., 2011] и результаты изучения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ системы в амфиболах [Докукина и др., 2010] района с. Гридино указывают на то, что охлаждение (выход их в верхние уровни земной коры) пород комплекса происходило около 1,9 млрд лет назад.

Следует отметить, что существуют альтернативные точки зрения об исключительно палеопротерозойском возрасте эклогитов провинции [Травин, Козлова, 2009; Скублов и др., 2011 и др.]. Однако эти модели не выдерживают геологических [Бабарина и др., 2014] и геохимических [Щипанский, Слабунов, 2015] тестов.

Изучение цоизититов – изофациальных спутников эклогитов [Volodichev et al., 2014] представляется весьма актуальным, так как позволяет получить новые данные о процессах формирования эклогитсодержащего меланжа.

Основой для определения истории метаморфических преобразований цоизититов послужило их детальное геолого-петрологическое изучение [Володичев и др., 2015]. Оно позволило выделить несколько дискретно образовавшихся генераций главных индекс-минералов этих пород: цоизитов – минералов ромбической сингонии, кристаллизующихся в условиях эклогитовой фации [Jenkins et al., 1985; Prunier, Hewitt, 1985; Poli, Schmidt, 1998; Brunsmann et al., 2002 и др.], и их полиморфных моноклинных модификаций – клиноцоизитов и эпидотов, образу-

ющихся при умеренных и низкобарических условиях [Poli, Schmidt, 1998; Brunsmann et al., 2002 и др.].

Наиболее благоприятным для решения этой задачи объектом явился о. Цоизититовый (см. рис. 1, Б, 2), отличающийся присутствием в матриксе меланжа вместе с эклогитами двух крупных (до 60 x 10 м) и большого количества мелких блоков преимущественно мономинеральных цоизититов, подвергшихся незначительным наложенным преобразованиям. Для оценки относительного геологического возраста процессов, которые фиксируются в меланже, важно отметить, что разгнейсованный меланж сечется палеопротерозойскими дайками и пегматитовыми жилами (рис. 2), что предопределяет отсутствие широкого развития деформаций позднего палеопротерозойского (около 1,9 млрд лет) времени. Таким образом, эти геологические наблюдения фиксируют, что становление эклогитсодержащего комплекса произошло до внедрения этих тел.

Цоизититы сложены мелко-среднезернистыми призматическими кристаллами цоизита белой, фиолетово-зеленой, реже фиолетовой (напоминающей тулит) окраски. Из этих пород и была отобрана проба на определение изотопного U-Pb возраста цирконов, которые анализируются в данной статье (см. рис. 2).

По практически постоянно присутствующему в цоизититах плагиоклазу, количество которого в переходных Zo-Pl₇₇₋₈₀¹ разностях достигает 60–70 %, восстанавливается анортозитовая природа протолита (Pl₇₇₋₈₀) с редкими маломощными (до 30 см) полосами диопсид-плагиоклазового (Pl₆₀₋₆₅) состава. Цоизититы слабо деформированы, содержат маломощные жильные кварцевые обособления и инъецированы маломощными жилками гранитного состава. В ряде случаев (р-он о. Лесоватый, рис. 1, Б) в обломках меланжа сохраняются габбро-анортозиты с вариациями до анортозитов, по которым начинают развиваться цоизититы. В целом в районе устанавливается широкая гамма пород, указывающих на формирование цоизититов по анортозитам: сохраняются как разности с плагиоклазом, но более широко распространены практически мономинеральные породы, сложенные цоизитами первой возрастной генерации (Zo I). По содержанию в них пистацитового минала – $XP_s = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Al}-2)$, равного 0,16, на основании использования Zo-геотермометра [Brunsmann et al., 2002] определены PT условия образования Zo I – $T \geq 750$ °C, $P \geq 20$ кбар (рис. 3), соответствующие эклогитовой фации [Володичев и др., 2015].

¹ Символы минералов по: [Kretz, 1983]. Кроме того, Amph – амфибол. Числа у Pl внизу обозначают содержание An.

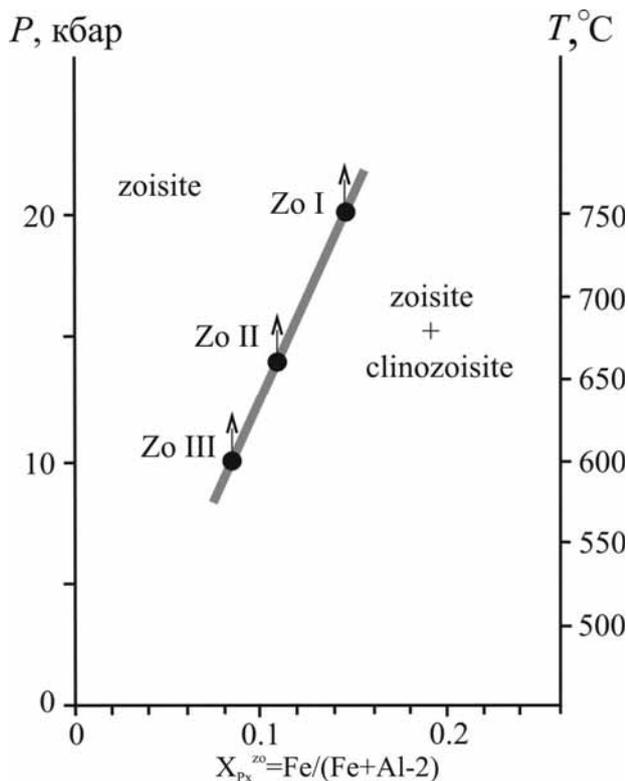


Рис. 3. *P-T* условия метаморфизма цоизитов и продуктов их ретроградных преобразований (Гридинская структура), просчитанные [Володичев и др., 2015] в соответствии с Zo-геотермобарометром [Brunsmann et al., 2002]

Включения в Zo I альбита, хлорита, мусковита и эпидота (Ep I) позволяют предполагать более ранние проявления низкотемпературного метаморфизма протолита в доэцлогитовую стадию развития.

При ретроградном процессе по реликтовому плагиоклазу образуется Zo II специфического симплектитового строения с Zo матриксом и симплектитовыми вростками Qtz. Парагенезисы Zo II-Qtz и Zo II-Tr-Qtz (в диоксидсодержащих полосах) с содержанием в цоизитах $X_{Ps}^{zo} = 0,11$ были в соответствии с данными, полученными при использовании Zo-геотермобарометра [Brunsmann et al., 2002], образованы при $T \geq 650$ °C, $P \geq 14$ кбар (см. рис. 3), что также соответствует условиям эцлогитовой фации [Володичев и др., 2015].

Следующий этап метаморфизма рассматриваемых цоизитов характеризуется массовым образованием Ep II, свидетельствующем о снижении барических условий, и, предположительно, о повышении температур. Он может сопровождаться процессами преобразования гранитоидного матрикса.

При последующем этапе идет образование Zo III в виде друзовых и щетковидных агрегатов

гомогенного или симплектитового строения с симплектитовыми вростками Ab. Парагенезис этого этапа Zo III-Ab-Qtz-Ms при $X_{Ps}^{ZoIII} = 0,09$ соответствует $T \geq 600$ °C, $P \geq 10$ кбар (см. рис. 3).

U-Pb датирование цирконов

Микрозондовые анализы породообразующих минералов и включений в цирконах были выполнены на сканирующем микроскопе VEGA\LSH с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в ИГ КарНЦ РАН (аналитики А. Н. Сафронов, А. Н. Терновой). При расчетах формул минералов и их миналов использовались программы Make_Mineral.19 для MS Excel (Е. Курдюков, С. Абрамов, ИГЕМ РАН, 2004) и TRF 7.0 (ИЭМ РАН).

Цоизиты (Zo I, Zo II, Zo III) и эпидоты (Ep I, Ep II) помимо микрозондового анализа идентифицировались Рамановской спектроскопией на приборе Nicolette Omega XR в Институте геологии КарНЦ РАН (аналитик В. А. Колодей).

U-Pb датирование цирконов проводилось в Пекинском университете (Китай) методом лазерной абляции на приборе ICP-MS Agilent 7500 Ce с системой лазерной абляции Complex Pro102 (LA-ICP-MS) с диаметром кратеров ~ 30 μ m. Гелий использовался для увеличения эффективности транспортировки, а азот добавлялся в аргоновую плазму, чтобы улучшить аналитическую точность. Концентрации U, Th и Pb калибровались с использованием ^{29}Si . Цирконы PLE и TEM использовались как внутренние стандарты для U-Pb датирования в отдельных операциях, а стандарт циркона #610 – при определении концентраций рассеянных элементов. Коррекция общего Pb осуществлялась калибровкой алгоритмом LAM-ICP-MS Common Lead Correction (ver.3.15) по T. Andessen в MS Excel 2010. Геохронологические расчеты проводились с использованием программы Isoplot 3.00 [Ludwig, 2008].

Проба (GR-10-6-2) весом около 10 кг для выделения цирконов была отобрана из крупного линзовидного тела цоизитов на о. Цоизитовый (см. рис. 2). Изотопный анализ цирконов проводился методом лазерной абляции и сопровождался определением содержания РЗЭ, а также Ti и Y, которые в данной работе не приводятся.

Всего было произведено 45 анализов в 26 кристаллах цирконов, в итоге получены конкордантные и субконкордантные изотопные возрасты (рис. 4), большинство из которых (~ 70 %) составляют конкордантные (табл.). Значения возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) варьируют от 3000 до 1980 млн

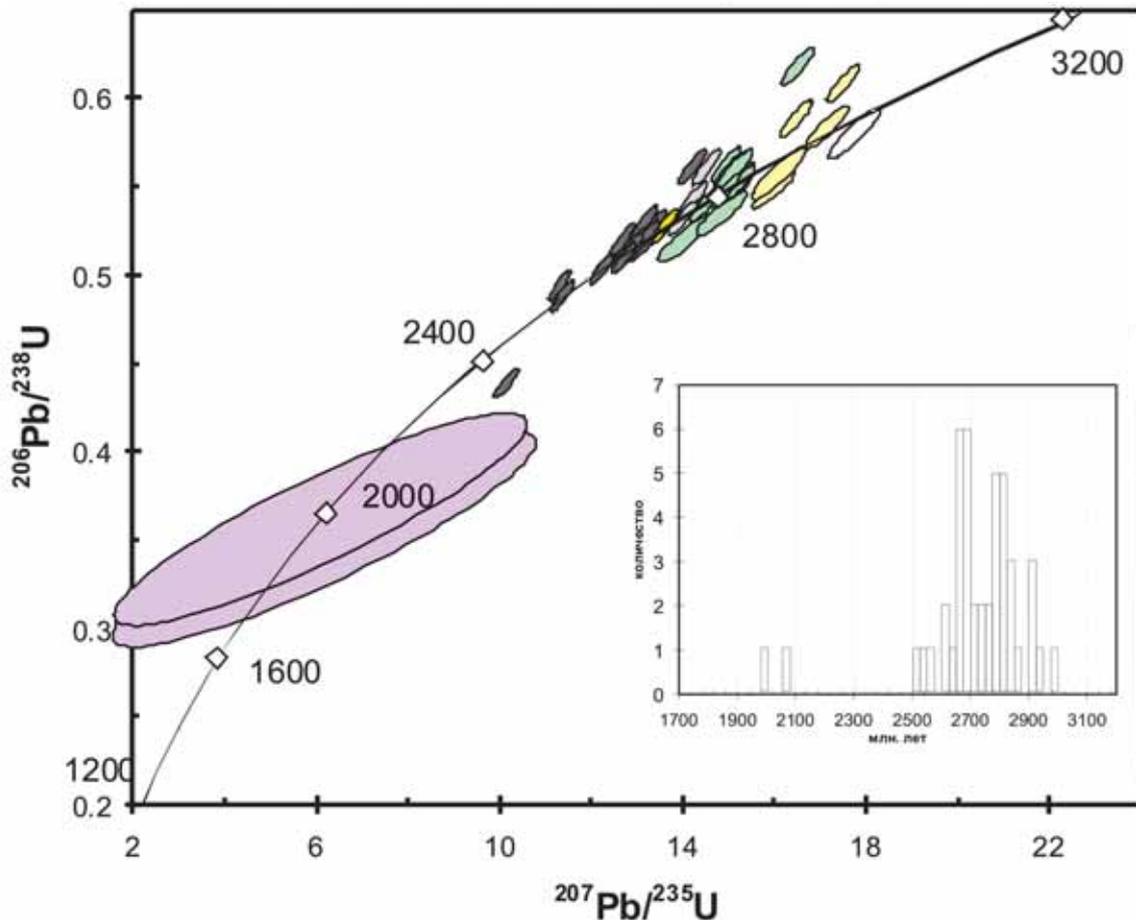


Рис. 4. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов для цирконов из цоизититов Гридинского эклогитсодержащего меланжа. Цветом выделены различные генерации цирконов

лет, но наиболее значимо проявлены максимумы: около 2820–2830 и в интервале 2720–2670 млн лет (см. рис. 4). С учетом того, что цирконы с различными изотопными возрастaми имеют различную морфологию, геохимию и наборы минеральных включений, в данной выборке выделяется до 6 возрастных групп, каждая из которых может рассматриваться как отражение дискретных геологических процессов.

Наиболее древний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст – 2999 ± 16 млн лет имеет только одно зерно, и масштабы этого геологического процесса оценить сложно. Больше распространение в популяции цирконов имеет группа с изохронным возрастом 2904 ± 54 млн лет, (см. рис. 4, А, Б, табл.). В основном они представлены идиоморфными или субидиоморфными зональными призматическими кристаллами ($K_u = 3$) с зонами обрастания, унаследующими призматическую форму кристаллов (рис. 5, Б; см. табл.: GR-23-1, GR-22-1, GR-10-1). Другая составляющая этой группы (GR-24-1, GR-26-2) – кристаллы округленной призматической формы со слабовыраженной зональностью и без

четкого разделения центральной ядерной части и зон обрастания. Наиболее древний возраст имеют ядра. Они обрастают зонами с возрастaми 2820, реже 2720 млн лет (рис. 5, Б). Минеральные включения в цирконах представлены альбитом, кварцем, апатитом, хлоритом, кальцитом, что дает основание предполагать, что они образовались в гранитоидах.

Основу третьей, также многочисленной группы цирконов составляют призматические зональные кристаллы ($K_u = 3-4$) со слабопроявленными зонами обрастания (округленные грани пирамиды), реже отмечаются округленные эллипсоидальные незональные кристаллы или их обломки (рис. 6, Б). Конкордантный возраст этой группы ($n = 8$) цирконов оценивается в $2815,9 \pm 11$ (при исключении из выборки точки GR-6-1 – до 2823 ± 11) млн лет. По морфологии рассмотренные цирконы соответствуют магматическим (например, GR-20) и метаморфическим (GR-21) генерациям. Минеральные включения в зернах представлены альбитом, апатитом, биотитом, хлоритом, что также предполагает их кристаллизацию в гранитоиде.

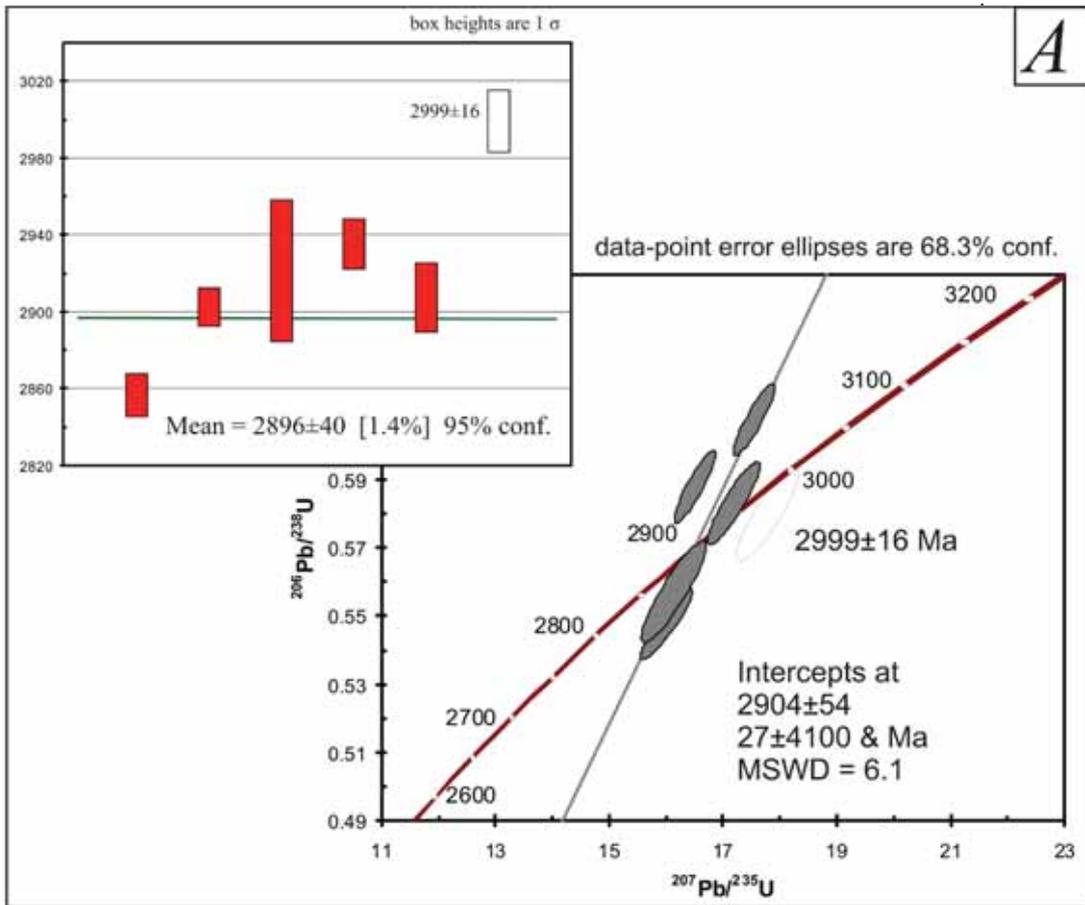


Рис. 5. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов (A) и катодно-люминесцентные (CL) изображения цирконов с возрастaми более 2,9 млрд лет. На изображениях цирконов (Б) показаны места и номера точек датирования, а также значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста (см. табл.)

Результаты U-Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) для цирконов из цоизититов Гридинского эколгитсо-держащего меланжа

Точки анализа	²⁰⁴ Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± 1σ	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (возраст в млн л)	D, %
GR-1-2	<3,61	44,75	20,69	9,48	0,46	15,215 ± 0,273	0,5485 ± 0,0078	0,9	2837 ± 13	1
GR-2-2	<3,63	559,58	233,58	49,98	0,21	17,544 ± 0,241	0,6074 ± 0,0070	0,9	2902 ± 10	-5
GR-2-3	<3,55	117,75	56,7	16,29	0,29	13,606 ± 0,204	0,5266 ± 0,0065	0,9	2720 ± 11	0
GR-3-1	<3,06	602,11	295,01	193,72	0,66	13,015 ± 0,181	0,5175 ± 0,0060	0,9	2676 ± 10	0
GR-3-2	<3,25	406,67	201,23	106,22	0,53	12,876 ± 0,180	0,5124 ± 0,0060	0,9	2674 ± 10	0
GR-4-1	<4,93	421,83	173,29	24,74	0,14	16,536 ± 0,232	0,6172 ± 0,0072	0,9	2780 ± 10	-10
GR-4-2	8,86	3711,19	1720,07	472,46	0,27	14,950 ± 0,203	0,5470 ± 0,0062	0,9	2812 ± 10	0
GR-5-1	<2,98	835,46	406,37	44,57	0,11	13,215 ± 0,187	0,5212 ± 0,0061	0,9	2689 ± 11	-1
GR-5-2	<3,60	471,86	237,78	18,46	0,08	12,268 ± 0,178	0,5031 ± 0,0060	0,9	2624 ± 11	0
GR-6-1	<3,55	143,11	67,18	14,95	0,22	14,524 ± 0,223	0,5400 ± 0,0068	0,9	2786 ± 11	0
GR-7-1	<4,44	533,38	241,34	15,7	0,07	14,540 ± 0,205	0,5603 ± 0,0066	0,9	2727 ± 10	-5
GR-7-2	<3,96	439,82	214,59	11,46	0,05	12,694 ± 0,181	0,5196 ± 0,0061	0,9	2627 ± 11	-3
GR-8-1	<5,39	557,3	286,29	34,02	0,12	11,332 ± 0,161	0,4935 ± 0,0058	0,9	2524 ± 11	-2
GR-9-1	<3,60	392,42	193,37	3,78	0,02	12,900 ± 0,183	0,5145 ± 0,0060	0,9	2670 ± 11	0
GR-9-2	<3,38	673,12	335,31	10,4	0,03	12,728 ± 0,179	0,5089 ± 0,0059	0,9	2666 ± 11	1
GR-10-1	<4,15	478,06	206,18	57,33	0,28	16,5069 ± 0,238	0,5878 ± 0,0070	0,9	2856 ± 11	-4
GR-10-2	<3,89	164,79	75,87	24,41	0,32	15,0933 ± 0,227	0,5506 ± 0,0067	0,9	2817 ± 11	0
GR-11-1	<3,34	584,5	294,15	7,62	0,03	12,275 ± 0,173	0,5037 ± 0,0058	0,9	2623 ± 11	0
GR-12-1	<6,80	1784,3	805,34	100,18	0,12	14,977 ± 0,212	0,5616 ± 0,0065	0,9	2772 ± 11	-4
GR-12-2	<4,84	595,71	278,22	52,09	0,19	14,250 ± 0,203	0,5428 ± 0,0063	0,9	2746 ± 11	-2
GR-12-3	<5,74	0,89	0,647	0,121	0,19	6,1536 ± 3,064	0,3499 ± 0,0401	0,9	2065 ± 936	7
GR-13-1	<3,34	803	387,1	94,48	0,24	13,309 ± 0,189	0,5258 ± 0,0061	0,9	2686 ± 11	-1
GR-13-2	<3,07	1090,5	523,65	217,79	0,42	13,3928 ± 0,190	0,5279 ± 0,0061	0,9	2690 ± 11	-2
GR-14-1	<2,90	386,89	186,29	144,28	0,77	13,584 ± 0,2038	0,5264 ± 0,0063	0,9	2718 ± 11	0
GR-14-2	<3,52	429,35	223,31	136,89	0,61	11,371 ± 0,166	0,4874 ± 0,0057	0,9	2550 ± 11	0
GR-15-2	3,36	624,58	301,43	34,31	0,11	13,181 ± 0,196	0,5254 ± 0,0063	0,9	2672 ± 11	-2
GR-15-3	<5,34	0,9	0,631	0,058	0,09	6,0783 ± 2,982	0,3612 ± 0,0397	0,9	1987 ± 923	0
GR-16-1	<3,60	178,28	82,28	20,38	0,25	14,992 ± 0,233	0,5493 ± 0,0068	0,9	2810 ± 12	0
GR-16-2	<3,59	190,48	93,96	26,9	0,29	12,777 ± 0,196	0,5139 ± 0,0062	0,9	2656 ± 12	-1
GR-17-1	<4,95	577,46	275,25	19,62	0,07	14,014 ± 0,207	0,5318 ± 0,0063	0,9	2752 ± 11	0
GR-18-1	<4,24	1365,59	617,74	46,84	0,08	14,227 ± 0,206	0,5604 ± 0,0065	0,9	2691 ± 11	-6
GR-19-1	3,73	517,27	247,63	2,98	0,01	13,186 ± 0,198	0,5295 ± 0,0062	0,9	2659 ± 11	-3
GR-20-1	<3,16	219,64	99,66	13,92	0,14	15,066 ± 0,248	0,5586 ± 0,0072	0,9	2790 ± 13	-2
GR-20-2	<2,89	631,7	289,82	30	0,10	15,203 ± 0,229	0,5525 ± 0,0065	0,9	2823 ± 11	0
GR-21-1	<2,56	4781,45	2189,16	1029,45	0,47	15,242 ± 0,226	0,5536 ± 0,0064	0,9	2824 ± 11	-1
GR-22-1	<5,51	944,59	433,28	292,48	0,68	16,590 ± 0,250	0,5536 ± 0,0065	0,91	2921 ± 37	4
GR-22-2	<2,79	119,04	54,03	31,32	0,58	15,132 ± 0,279	0,5585 ± 0,0078	0,9	2798 ± 14	-2
GR-23-1	<2,92	145,63	63,33	12,44	0,20	17,188 ± 0,305	0,5829 ± 0,0080	0,9	2935 ± 13	-1
GR-24-1	<2,96	50,03	21,89	11,02	0,50	17,775 ± 0,369	0,5794 ± 0,0092	0,9	2999 ± 16	2
GR-24-2	<3,23	39,69	19,21	12,2	0,64	14,506 ± 0,319	0,5237 ± 0,0085	0,89	2796 ± 55	4
GR-24-3	<2,91	150,08	86,48	20,83	0,24	10,305 ± 0,168	0,4399 ± 0,0054	0,89	2537 ± 37	8
GR-24-4	<3,56	54,64	25,67	20,3	0,79	15,514 ± 0,287	0,5395 ± 0,0075	0,9	2844 ± 49	3
GR-25-1	<3,65	222,88	109,31	19,14	0,18	13,181 ± 0,214	0,5168 ± 0,0063	0,9	2698 ± 13	0
GR-26-1	<3,27	215,3	99,04	47,49	0,48	15,227 ± 0,249	0,5510 ± 0,0068	0,9	2830 ± 13	0
GR-26-2	<3,04	46,87	21,33	11,85	0,56	16,135 ± 0,377	0,5570 ± 0,0098	0,9	2907 ± 18	2

Примечание. ρ – коэффициент корреляции изотопных отношений, D – дискордантность – $D = 100 * \{(\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1\}$.

В самостоятельную группу выделяются цирконы с конкордантным возрастом 2745 ± 24 (GR-17-1, GR-12-1) (см. рис. 7, А, Б; табл.). Зерно GR-17-1 имеет близкую к идеальной призматическую форму (Ku = 2,5) со слабо выраженной зональностью, а зерно GR-12-1 является фрагментом кристалла, древнее (с ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастом 2772 ± 11 млн лет) ядро которого обрастает зонами с возрастными 2746 ± 11 и около 2100 млн лет (см. рис. 7, Б; табл.). Эти цирконы содержат минеральные включения эпидота, биотита и хлорита, одна-

ко последние находятся в зонах трещиноватости и могут быть связаны с поздними процессами. Они характеризуются относительно высокими содержаниями как легких, так и тяжелых РЗЭ, имеют пологий положительный спектр их распределения (рис. 7, В) и отличаются наиболее высокими в изученной популяции температурами образования (810 и 900 °C) [Volodichev et al., 2014]. Все перечисленные особенности в сочетании с их морфологией могут служить показателем их позднематематического генезиса.

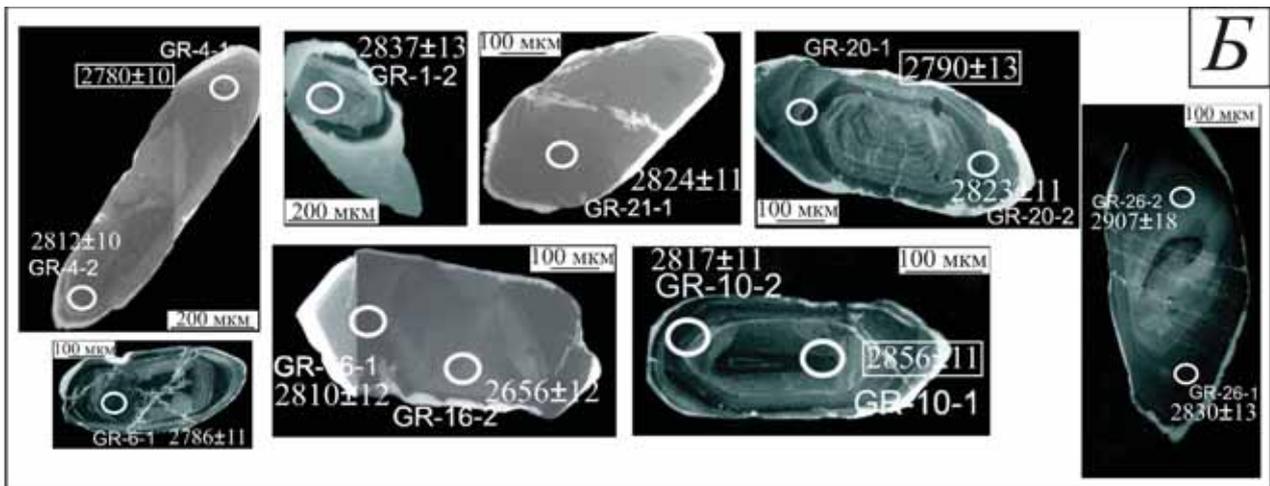
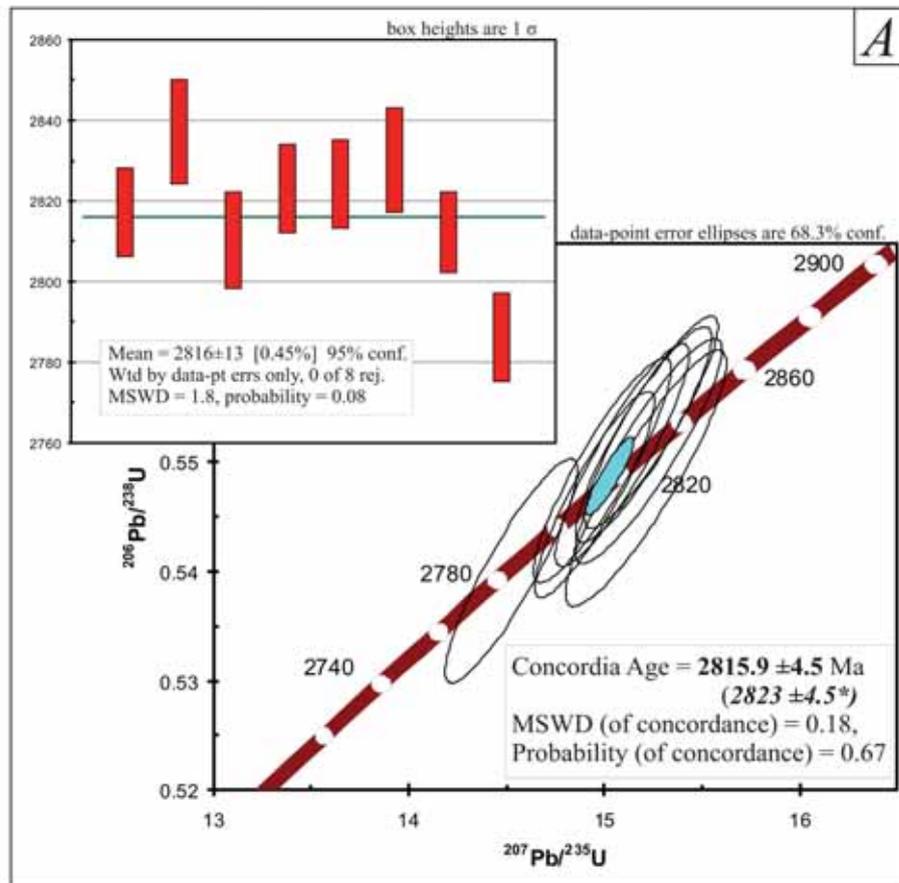


Рис. 6. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов (А) и CL-изображения цирконов с возрастом около 2820 млн лет. На изображениях цирконов (Б) показаны места и номера точек датирования, а также значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ конкордантного возраста (см. табл.). Прямоугольником отмечены дискордантные датировки

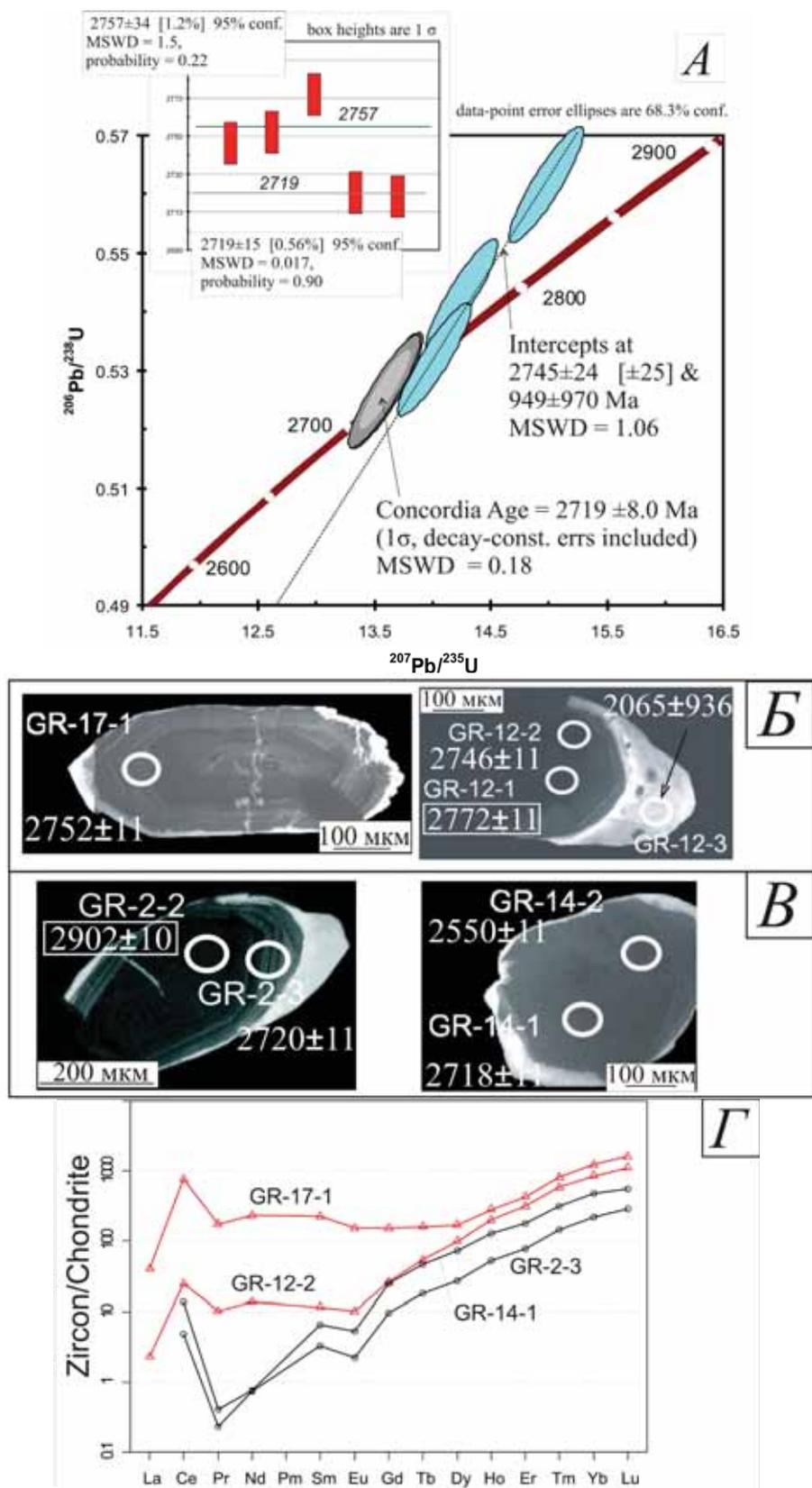


Рис. 7. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов (А), CL-изображения цирконов в цирконах с возрастом 2745 (Б) и 2719 (В) млн лет и нормированные содержания [Nakatuga, 1974] РЗЭ (Г) в цирконах с возрастом 2745 (светлые линии) и 2719 (темные линии) млн лет. На изображениях цирконов (Б, В) показаны места и номера точек датирования, а также значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ конкордантного возраста (см. табл.). Прямоугольником отмечены дискордантные датировки

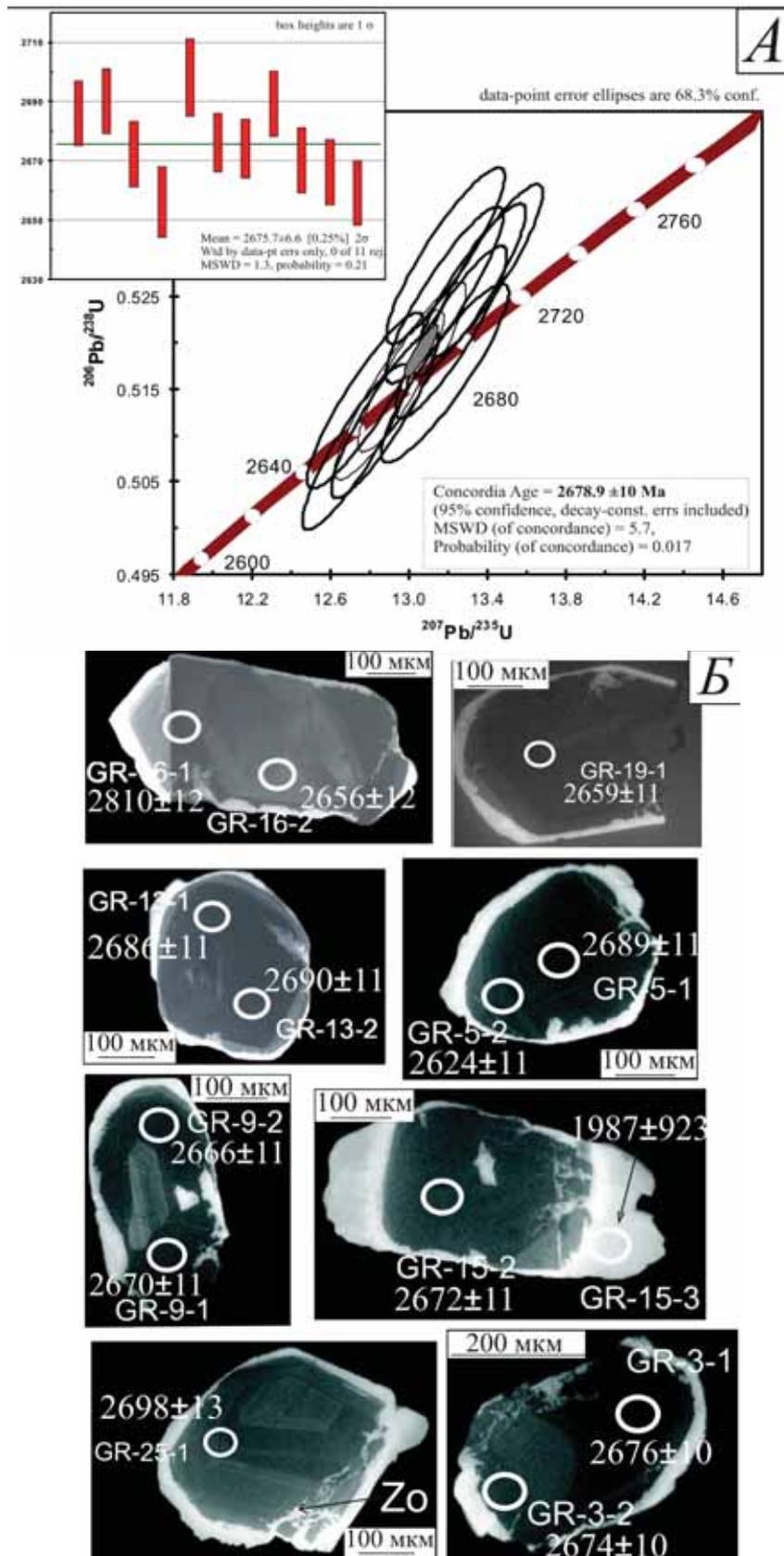
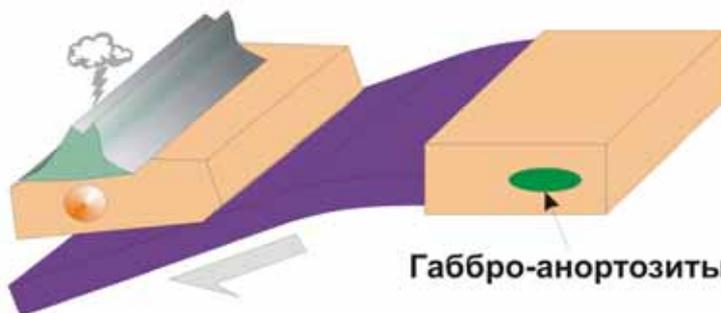


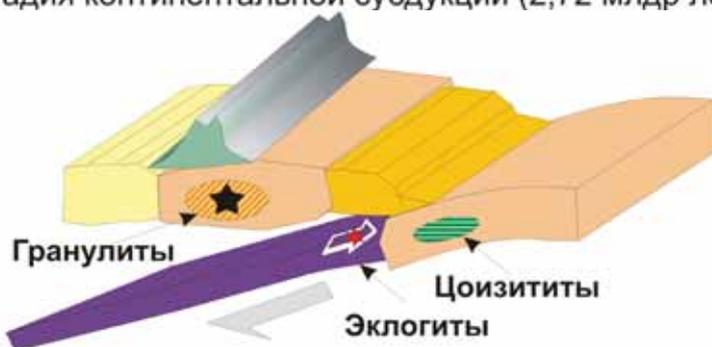
Рис. 8. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов (А) и CL-изображения цирконов с конкордантным возрастом $2678,9 \pm 10$ млн лет. На изображениях цирконов (Б) показаны места и номера точек датирования, а также значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста (см. табл.)

Поздняя субдукционная стадия (ок 2,74 млрд лет)



Габбро-анортозиты

Стадия континентальной субдукции (2,72 млрд лет)



Гранулиты

Цоизититы

Эклогиты

Раннеколлизийная стадия (2,69 млрд лет)

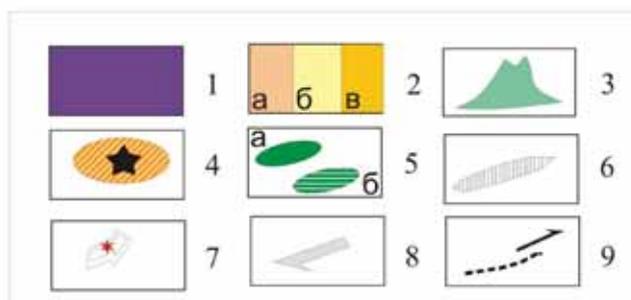
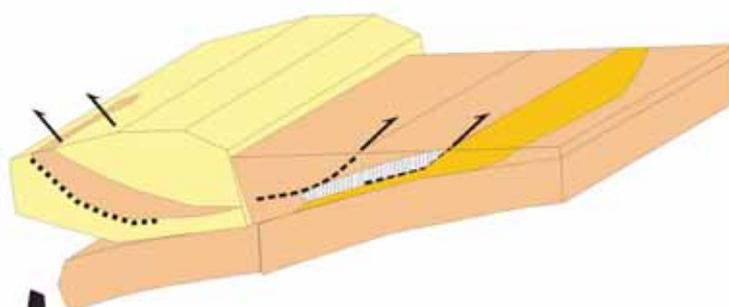


Рис. 9. Геодинамическая модель формирования Беломорской неархейской аккреционно-коллизийной системы в период 2,75–2,69 млрд лет:

1 – океаническая литосфера; 2 – континентальная литосфера (а – с возрастом 3,0–2,8 млрд лет (микроконтиненты Керетьозерский и Толппио [Слабунов, 2008]), б – с возрастом 2,9–2,8 млрд лет; в – с возрастом около 2,72 млрд лет); 3 – субдукционный вулканизм (например, Северо-Карельского зеленокаменного пояса); 4 – гранулиты надсубдукционные (например, Поньгомнаволоцкий комплекс [Левченков и др., 1996]); 5 – габбро-анортозитовые массивы (а) и цоизититы (б), образовавшиеся по ним; 6 – эклогитсодержащий меланж; 7 – эклогиты и направление их эксгумации; 8 – направление субдукции; 9 – покровы и надвиги

Близкий, но статистически отличный от предыдущей группы возраст (рис. 7, А), оцениваемый в 2719 ± 8 млн лет, имеют два зерна. В одном из них с древним ядром, указанный возраст имеет зональная поздняя оболочка и однородное изометричное зерно (рис. 7, Б). Данные цирконы имеют метаморфогенную природу, насколько можно судить по их морфологии (изометричные зерна, без тонкой зональности) [Corfu et al., 2003] и, на первый взгляд, их можно было бы объединить в одну группу с предыдущими (с возрастом 2745 млн лет). Но эти группы характеризуются весьма различной геохимией (см. рис. 7, В), что позволяет выделить их в самостоятельные группы. В зернах с конкордантным возрастом 2719 ± 8 млн лет не установлены минеральные включения, что обычно для цирконов, формирующихся в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций.

Наиболее многочисленная ($n = 11$) группа цирконов оценивается конкордантным возрастом $2678,9 \pm 10$ млн лет (рис. 8, А; табл.). Среди цирконов этой группы преобладают кристаллы округлой формы, характерные для цирконов из пород гранулитовой и эклогитовой фаций [Corfu et al., 2003]. Весьма обычно для цирконов этой группы то, что они образуют каймы (см. рис. 8, Б). Следует отметить, что среди минеральных включений в этих цирконах установлен цоизит (см. рис. 8, Б), что позволяет рассматривать данную генерацию как метаморфогенную, синхронную с образованием одной из генераций цоизита.

Обращают на себя внимание особенности проявления наиболее молодой, палеопротерозойской группы цирконов, которые не были встречены в виде самостоятельных кристаллов, но повсеместно наблюдаются в виде тонких зон обрастания со светлой окраской на CL-изображениях в кристаллах всех возрастных групп (см. рис. 7, Б, GR-12-3 и 8, Б, GR-15-3). Зоны обрастания имеют и более объемные проявления, образуя субидиоморфные плохо сформированные призматические окончания, в ряде кристаллов разных возрастных групп. В этих каймах установлены минеральные включения эпидота, сфена (см. рис. 7, Б). Конкордантный возраст этой группы цирконов оценивается в 1960 ± 130 млн лет (см. рис. 4, табл.).

Обсуждение результатов. Дискуссия

Геохронологические исследования цирконов из цоизититов (см. рис. 4; табл.) позволяют выделить шесть групп, имеющих значимо отличающиеся возрасты: 2999 ± 16 , 2904 ± 54 , $2815,9 \pm 4,5$ (2823 ± 16), 2745 ± 24 , 2719 ± 24 , 1960 ± 130 млн лет.

На основании морфологии цирконов [Corfu et al., 2003], имеющих в них минеральных включений и, отчасти, геохимии этих геохронометров можно сделать выводы о главных событиях, в которых участвовали цоизититы.

Магматический морфотип характеризуется призматическим габитусом в основном с округленными призматическими гранями, обусловленными, главным образом, зонами обрастания более поздних метаморфических генераций. Кристаллы имеют в различной степени выраженную в CL осцилляционную зональность или гомогенный состав. Для ряда кристаллов характерной является возрастная зональность. При этом как ядерная часть, так и краевые зоны имеют достаточно четкие призматические очертания с зональностью.

Метаморфический морфотип в породах высокбарического метаморфизма эклогитовой и гранулитовой фаций в основном характеризуется в различной степени совершенными округленными формами гомогенного состава, незональными. Сохраняющие форму зоны обрастания (за исключением палеопротерозойских) обнаруживаются только при датировании.

Определенная часть изученной популяции не имеет четких признаков магматических или метаморфических морфотипов и является, вероятно, интенсивно измененными при метаморфизме магматическими цирконами (GR-24, GR-26, GR-21 и др.).

Цирконы магматического морфотипа резко преобладают среди описанных ранее первых трех возрастных групп (возраст 3000, 2900, 2820 млн лет) (см. рис. 5, Б, 6, Б), предполагается, что к этой группе относятся и цирконы с возрастом 2745 млн лет, а метаморфические в группах с конкордантными возрастными 2720, 2680 и 1960 млн лет (см. рис. 7, В, 8, Б). С учетом того, что среди минеральных включений в цирконах первых трех групп наиболее обычны кварц, альбит, апатит, хлорит, можно предполагать, что эти цирконы формировались в гранитоидах и являются ксеногенными. Они несут информацию о возрасте вмещающих их пород.

Большую значимость представляют цирконы (GR-17-1 и GR-12-1, рис. 8, Б) возрастной группы 2745 млн лет. Призматические кристаллы характеризуются грубой осцилляционной зональностью, что отличает их от цирконов первых двух групп. Более того, цирконы этой группы существенно отличаются от других и по геохимии: они характеризуются относительно высокими содержаниями как легких, так и тяжелых РЗЭ, имеют пологий положительный спектр их распределения с близкими геохимическими характеристиками, включая Th/U

отношение, равное 0,1, и отличаются наиболее высокими в изученной популяции температурами образования (810 и 900 °С). Приведенный комплекс данных позволяет сделать предположение о том, что цирконы с возрастом 2745 ± 24 млн лет являются, по-видимому, позднемагматическими, образовавшимися в габбро-анортозитах на заключительных стадиях кристаллизации. Этим объясняются относительно высокие температуры образования цирконов и высокие содержания РЗЭ в них.

Если принять приведенные значения возраста анортозитов, то становится очевидным, что цирконы трех ранних групп относятся к ксеногенным образованиям и, таким образом, следует признать, что габбро-анортозитовые массивы внедрялись в мезоархейскую континентальную (гранитоидную) кору. Этим протолит цоизититов принципиально отличается от такового эклогитов: в эклогитах магматические цирконы крайне редки и их возраст не превышает 2,77 млрд лет [Li et al., 2014]. Таким образом, в обломочной составляющей эклогитсодержащего меланжа установлены породы, метаморфизованные в условиях эклогитовой фации, как ювенильные (эклогиты о. Столбиха), так и контаминированные веществом древней континентальной коры (цоизититы).

Цирконы с конкордантным возрастом 2719 ± 8 млн лет (см. рис. 7, Б) имеют все признаки метаморфогенной природы, что не противоречит возможности параллелизовать их образование с цоизитом (Zo I), формировавшимся в условиях эклогитовой фации ($T \geq 750$ °С, $P \geq 20$ кбар).

Многочисленная группа цирконов с возрастом $2678,9 \pm 8$ млн лет (см. рис. 8) относится к метаморфогенным по наиболее характерным чертам (отсутствие зональности, изометричные формы). Кроме того, среди минеральных включений в этой группе встречаются цоизиты. Исходя из сказанного, данную генерацию цирконов можно связать с высокобарическим метаморфизмом, который фиксируется по формированию минеральных ассоциаций Zo II-Qtz (эклогитовая фация: $T \geq 650$ °С, $P \geq 14$ кбар) и Zo III-Ab-Qtz-Ms ($T \geq 600$ °С, $P \geq 10$ кбар). Этот эпизод отражает время проявления архейского коллизионного орогенеза, с которым связаны интенсивные деформации и метаморфизм, весьма характерные для Беломорской провинции [Бибикова и др., 2004]. Обращает на себя внимание, что геохронологические данные не позволили пока идентифицировать генерации, синхронные с образованием ассоциаций Zo II-Qtz и Zo III-Ab-Qtz-Ms, а также разделяющего их Ер.

Таким образом, новые геохронологические данные по цирконам из цоизититов показыва-

ют, что среди пород эклогитсодержащего меланжа выделяются разности, которые до того как быть метаморфизованными в условиях эклогитовой фации 2720 млн лет назад были составляющей континентальной коры. Имеется в виду, что не позднее 2745 млн лет габбро-анортозиты, по которым затем в условиях эклогитовой фации образовались цоизититы, внедрились в мезоархейскую гранитоидную раму. Кроме того, 2680 млн лет назад цоизититы были ретроградно преобразованы в условиях высокобарического метаморфизма (эклогитовая и переходная от эклогитовой к амфиболитовой фации).

Важно отметить также, что в гнейсо-гранитах матрикса Гридинского меланжа выделяются по нашим данным следующие возрастные группы цирконов: около 2820, 2740, 2720, около 2700 и около 1900 млн лет, что в целом согласуется с опубликованными [Докукина и др., 2010] результатами ID-SIM датирования цирконов из этой составляющей меланжа.

Установленная история становления цоизититов в сравнении с таковой для эклогитов о. Столбиха [Володичев и др., 2004; Сибелев и др., 2004; Li et al., 2014] показывает, что имея близкий – 2720 млн лет – возраст раннего эклогитового события, они резко отличаются предысторией: эклогиты о. Столбиха образовались по океаническим базитам и не имеют следов взаимодействия с окружающими их гранитоидами матрикса (они имеют геохимические характеристики обычные для базитов MORB, без каких-либо проявлений контаминации [Слабунов, 2008], в них отмечены лишь редкие призматические цирконы с возрастом около 2,77 млрд лет [Li et al., 2014]). В эклогитах о. Столбиха не столь контрастно, но проявлены процессы с возрастом, близким к 2680 млн лет [Володичев и др., 2004; Li Xiaoli et al., 2014]. Следует обратить внимание, что в пределах статистической ошибки поздний высокобарический метаморфизм в Гридино ($2678,9 \pm 8$ млн лет) сопоставим со временем формирования кианит-ортоклазовых гнейсов (2691 ± 15 млн лет [Левченков и др., 2001]), маркирующих время коллизии в Беломорском неоархейском орогене.

На основе новых и уже имеющихся данных может быть предложена следующая геодинамическая модель становления Беломорского архейского орогена, учитывающая роль и место Гридинского неоархейского эклогитсодержащего меланжа (см. рис. 9).

Эта модель предусматривает внедрение в мезоархейскую континентальную кору плиты массивов габбро-анортозитов, которые около 2,72 млрд лет в процессе континентальной

субдукции были метаморфизованы в условиях эклогитовой фации, фрагменты океанической субдуцирующей плиты также эклогитизировались в это время, и их отдельные фрагменты эксгумировались по каналам в верхние части коры, где они и совмещались в единый комплекс с гранитоидами и цоизититами, формируя протомеланж. После того как произошел отрыв океанической составляющей плиты, около 2690 млн лет начинается коллизионное взаимодействие столкнувшихся плит, в процессе которого проявляется высокобарический, вероятно, до эклогитовой фации метаморфизм (зафиксированный в цоизититах и имеющий возраст 2678 млн лет). В гранитоидной составляющей меланжа пока не удалось установить проявления эклогитового метаморфизма, что, по-видимому, связано с плохой устойчивостью соответствующих парагенезов в ходе ретроградных процессов.

Выводы

Цоизититы, образованные по анортозитам, являются наряду с эклогитами, обломочной составляющей Гридинского эклогитсодержащего меланжа. Крайне важно, что удается оценить в 2745 млн лет время становления этих анортозитов. Время формирования раннего эклогитового парагенезиса (20 Кбар) в цоизититах оценивается в 2719 ± 8 млн лет, что хорошо сопоставляется со временем проявления эклогитового метаморфизма в эклогитах района. Анортозиты внедрялись в континентальную кору, на что указывают многочисленные ксеногенные цирконы, установленные в них. Выделяется три генерации ксеногенных цирконов с возрастными 3000, 2900 и 2820 млн лет, соответственно, которые несут информацию об этой коре, указывая, в частности, что она начала формироваться в мезоархее. Кроме того, что в цоизититах установлено проявление двух эклогитовых метаморфизмов: раннего – с возрастом 2720 млн лет и позднего – с возрастом 2680 млн лет. Такое проявление метаморфических процессов находит объяснение в рамках коллизионной модели становления Беломорской провинции в архее [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Бибикина и др., 1999; Слабунов, 2008]. Наличие в составе эклогитсодержащего гридинского меланжа как океанических, так и континентальнокоровых пород предполагает существование стадии континентальной субдукции, в ходе которой и происходило его формирование. Таким образом, проведение комплексных исследований цоизититов позволило по-новому посмотреть на

геодинамические процессы ранней стадии становления Беломорского неархейского орогена и выделить стадию континентальной субдукции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-9116, 15-05-09288). Авторы выражают признательность Пекинскому университету: проф Жанг Лифею (Zhang Lifei) за предоставленную возможность провести исследования на аналитической базе университета, аспирантам и студентам Ж. Лу (Zhang Lu), Ю. Хуанглу (Yu Huanglu) за помощь при обработке результатов изотопных анализов.

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.
- Бибикина Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.
- Бибикина Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140.
- Бибикина Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 68–71.
- Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 245 с.
- Володичев О. И., Кузенко Т. И. Програнные и ретроградные тренды эволюции метаморфизма архейских эклогитов и их геодинамическая интерпретация (Карелия, район с. Гридино) // Записки РМО. 2013. № 3. С. 28–51.
- Володичев О. И., Парфенова О. В., Кузенко Т. И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов–габбро–норитов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Вып. 11. С. 37–61.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Сибелев О. С. и др. Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эклогитизированных габбро-норитов Беломорской провинции (с. Гридино) // Геохимия. 2012. № 8. С. 734–748.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Кузенко Т. И., Максимов О. А. Цоизититы Гридинского эклогитсодержащего комплекса Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология и петрология // Геология и геофизика. 2015 (в печати).

Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизийной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Докукина К. А., Баянова Т. Б., Каулина Т. В. и др. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // ДАН. 2010. Т. 432, № 3. С. 370–375.

Левченков О. А., Зингер Т. Ф., Дук В. Л., Яковлева С. З., Байкова В. С., Шулешко И. К., Матюков Д. И. U-Pb возраст цирконов из гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о-ва Поньгом-наволоок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // ДАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 90–92.

Левченков О. А., Володичев О. И., Зингер Т. Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // ДАН. 2001. Т. 377, № 2. С. 235–238.

Максимов О. А. Метаморфическая эволюция пироксенитов Гридинского эклогитсодержащего комплекса (остров Прянишная луда) // Вестник МГТУ. 2014. Т. 17, № 2. С. 320–328.

Минц М. В., Конилов А. Н., Докукина К. А., Каулина Т. В., Белоусова Е. А., Натапов Л. М., Грифин У. Л., О'Рэйли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // ДАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 776–781.

Моргунова А. А., Перчук А. Л. Петрология докембрийских метаультрамафитов Гридинского высокобарного комплекса (Карелия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 2. С. 173–192.

Нестерова Н. С., Кирнозова Т. И., Фугзан М. М. U-Pb возрасты сфенов из пород Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита (новые данные) // Геохимия. 2011. № 12. С. 1235–1242.

Сердюк А. А. Контрастные режимы метаморфизма в Гридинском комплексе (Беломорская эклогитовая провинция): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2013. 23 с.

Сибелев О. С. Гридинская зона меланжа (Беломорский подвижный пояс): геологическое строение и структура // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. Вып. 15. С. 28–37.

Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И., Конилов А. Н. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 5–20.

Скублов С. Г., Астафьев Б. Ю., Марин Ю. Б. и др. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // ДАН. 2011. Т. 439, № 6. С. 795–802.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

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

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

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикина Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–31.

Слабунов А. И., Степанова А. В., Бибикина 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., Хёлтта 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 конференции, посвященной 50-летию ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011б. С. 13–21.

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

Степанов В. С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1990. С. 78–101.

Степанов В. С., Степанова А. В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 55–71.

Травин В. В., Козлова Н. Е. Раннедокембрийские эклогиты района села Гридино (Беломорский подвижный пояс): проблема соотношения относительного и абсолютного возраста // Изотопные системы и время геологических процессов: материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., 2009. Т. 2. С. 209–211.

Щипанский А. А., Ходоревская Л. И., Конилов А. Н., Слабунов А. И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1. С. 3–29.

Щипанский А. А., Слабунов А. И. Природа «свекофеннских» цирконов Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия // Геохимия. 2015 (в печати)

Bröcker M., Klemd R., Kooijman E. et al. Zircon geochronology and trace element characteristics of eclogites and granulites from the Orlica-Šniežnik complex, Bohemian Massif // Geol. Mag. 2009. P. 1–24.

Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system CaO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-H₂O // Contr. Miner. Petrol. 2002. Vol. 143. P. 115–130.

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 469–500.

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

Dokukina K. A., Kaulina T. V., Konilov A. N. et al. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence // Gondwana Research. 2014. Vol. 25 (2). P. 585–613.

Jenkins D. M., Newton R. C., Goldsmith J. R. Relative stability of Fe free zoisite and clinozoisite // J. Geology. 1985. Vol. 93. P. 663–672.

Kretz R. Symbols for rock-forming mineral // Amer. Miner. 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Li Xiaoli, Zhang Lifei, Wei Chunjing. Metamorphic PT path and U-Pb zircon dating of Archean eclogite from Gridino, Belomorian province // Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 46–48.

Ludwig K. R. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. No 4. 76 p.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1974. Vol. 38. P. 757–775.

Poli S., Schmidt M. W. The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages // Contr. Miner. Petrol. 1998. Vol. 130. P. 162–175.

Prunier A. R., Hewitt D. A. Experimental observations on coexisting zoisite-clinozoisite // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. P. 375–378.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2010. Vol. 183 (3). P. 602–616.

Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell. 1985. 312 p.

Volodichev O., Slabunov A., Bibikova E., Konilov A. Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian/Baltic Shield, Russia // The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium. Abstract volume. 2003. P. 157–158.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Li Xiaoli, Maksimov O. A. Archean eclogites and zoisitites of the Gridino eclogite-bearing complexes: geology, petrology and geochronology // Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 117–120.

Поступила в редакцию 27.03.2015

References

Babarina I. I., Sibelev O. S., Stepanova A. V. Gridinskaya zona melanzha Belomorskoj eklogitovoi provintsii: posledovatel'nost' deformatsii i strukturnoe polozhenie roev maficheskikh daek [Gridino melange zone of the Belomorian eclogite province: succession of tectonic events and structural position of mafic dyke swarms]. *Geotektonika*. 2014. No 4. P. 67–81.

Bibikova E. V., Bogdanova S. V., Glebovitskii V. A., Klaison S., Shel'd T. Etapy evolyutsii Belomorskogo podvizhnogo poyasa po dannym U-Pb tsirkonovoi geokhronologii (ionnyi mikrozonod NORDSIM) [Evolution stages of the Belomorian mobile Belt from U-Pb zircon geochronology (NORDSIM ion microprobe)]. *Petrologiya*. 2004. No 3. P. 227–244.

Bibikova E. V., Slabunov A. I., Bogdanova S. V., Shel'd T., Stepanov V. S., Borisova E. Yu. Rannii magmatizm Belomorskogo podvizhnogo poyasa, Baltiiskii shchit: lateral'naya zonal'nost' i izotopnyi vozrast [Early magmatism of the Belomorian mobile Belt, Baltic Shield: lateral zoning and isotope age]. *Petrologiya*. 1999b. Vol. 7. No 2. P. 115–140.

Bibikova E. V., Slabunov A. I., Volodichev O. I., Kuzenko T. I., Konilov A. N. Izotopno-geokhimiicheskaya kharakteristika arkheiskikh eklogitov i gliozemistykh gneisov Gridinskoj zony tektonicheskogo melanzha Belomorskogo podvizhnogo poyasa (Baltiiskii shchit) [Isotopic-geochemical characteristics of the Archean eclogites and aluminous gneisses of the Gridino Zone of the tectonic melange of the Belomorian mobile Belt

(Baltic Shield)]. *Izotopnaya geokhronologiya v reshenii problem geodinamiki i rudogeneza*. Materialy II Rossiiskoi konferentsii po izotopnoi geokhronologii. St. Petersburg, 2003. P. 68–71.

Volodichev O. I. Belomorskii kompleks Karelii (geologiya i petrologiya) [The Belomorian complex of Karelia (geology and petrology)]. Leningrad: Nauka, 1990. 245 p.

Volodichev O. I., Kuzenko T. I. Progradnye i retrogradnye trendy evolyutsii metamorfizma arkheiskikh eklogitov i ikh geodinamicheskaya interpretatsiya (Kareliya, raion s. Gridino) [Prograde and retrograde trends in evolution of Archean eclogites metamorphism and their geodynamic interpretation (Karelia, Gridino village area)]. *Zapiski RMO*. 2013. No 3. P. 28–51.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova E. V., Konilov A. N., Kuzenko T. I. Arkheiskie eklogity Belomorskogo podvizhnogo poyasa (Baltiiskii shchit) [Archean eclogites in the Belomorian mobile Belt (Baltic Shield)]. *Petrologiya*, 2004. Vol. 12, No 6. P. 609–631.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Sibelev O. S., Skublov S. G., Kuzenko T. I. Geokhronologiya, mineral'nye vklucheniya i geokhimiya tsirkonov iz eklogitizirovannykh gabbroritov Belomorskoj provintsii (s. Gridino) [Geochronology, mineral inclusions, and geochemistry of zircons in the Gridino area, Belomorian province]. *Geokhimiya*. 2012. No 8. P. 734–748.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Kuzenko T. I., Maksimov O. A. Tsoizitity Gridinskogo eklogitsoderzhashchego kompleksa Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita: geologiya i petrologiya [Zoisites from Gridino eclogite-bearing complex of the Belomorian province of the Fennoscandian shield. Geology and Petrology]. *Geologiya i geofizika*. 2015 (in print).

Volodichev O. I., Parfenova O. V., Kuzenko T. I. Paleoproterozoiskie eklogity Belomorskogo podvizhnogo poyasa (ob eklogitizatsii gabbro v daike kompleksa lertsolitov–gabbro–noritov) [Paleoproterozoic eclogites from the Belomorian mobile Belt (on eclogitization of gabbro in a lherzolite–gabbro–norite dyke)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. Iss. 11. P. 37–61.

Glebovitskii V. A., Miller Yu. V., Drugova G. M., Mil'kevich R. I., Vrevskii A. B. Struktura i metamorfizm Belomoro–Laplandskoi kollizionnoi zony [Structure and metamorphism of the Belomorian–Lapland collision zone]. *Geotektonika*. 1996. No 1. P. 63–75.

Dokukina K. A., Bayanova T. B., Kaulina T. V., Travin A. V., Konilov A. N. Novye geokhronologicheskie dannye dlya metamorficheskikh i magmatischeskikh porod raiona sela Gridino (Belomorskaya eklogitovaya provintsiya) [New geochronological data on metamorphic and igneous rocks from the Gridino village area (Belomorian eclogite province)]. *DAN [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2010. Vol. 432, No 3. P. 370–375.

Levchenkov O. A., Zinger T. F., Duk V. L., Yakovleva S. Z., Baikova V. S., Shuleshko I. K., Matyukov D. I. U–Pb vozrast tsirkonov iz giperstenovykh dioritov i granodioritov o–va Pon'gom–navolok (Baltiiskii shchit, Belomorskaya tektonicheskaya zona) [U–Pb age of zircons from hypersthene diorite and granodiorite of Pon'gom–navolok Island, Baltic Shield, Belomorian tectonic zone]. *DAN [Proceedings of Academy of Sciences]*. 1996. Vol. 349, No 1. P. 90–92.

Levchenkov O. A., Volodichev O. I., Zinger T. F., Yakovleva S. Z., Makeev A. F., Shuleshko I. K., Kevlich V. I. Vozrast metamorfizma glinozemistykh gneisov raiona guby Pon'goma (Belomorskii podvizhnyi poyas, Baltiiskii shchit) [Metamorphism age of aluminous gneisses of Pangoma Bay (Belomorian mobile belt, Baltic Shield)]. *DAN [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2001. Vol. 377, No 2. P. 235–238.

Maksimov O. A. Metamorficheskaya evolyutsiya piroksenitov Gridinskogo eklogitsoderzhashchego kompleksa (ostrov Pryanishnaya luda) [Metamorphic evolution of pyroxenites from the Gridino eclogite-bearing complex (Pryanishnaya Luda Island)]. *Vestnik MGTU*. 2014. Vol. 17, No 2. P. 320–328.

Mints M. V., Konilov A. N., Dokukina K. A., Kaulina T. V., Belousova E. A., Natapov L. M., Griffin U. L., O'Reilli S. Belomorskaya eklogitovaya provintsiya: unikal'nye svidetel'stva mezo–neoarkeiskoi subduksii i kollizii [The Belomorian eclogite province: a unique evidence of Meso–Neoarchean subduction and collision]. *DAN [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2010. Vol. 434, No 6. P. 776–781.

Morgunova A. A., Perchuk A. L. Petrologiya dokembriiskikh metaul'tramafitov Gridinskogo vysokobarnogo kompleksa (Kareliya) [Petrology of Precambrian metaultramafites of Gridino high-pressure complex (Karelia)]. *Geologiya i geofizika*. 2012. Vol. 53, No 2. P. 173–192.

Nesterova N. S., Kirnozova T. I., Fugzan M. M. U–Pb vozrasty sfenov iz porod Karel'skogo kratona i Belomorskogo podvizhnogo poyasa Fennoskandinavskogo shchita (novye dannye) [New U–Pb titanite age of the rocks from the Karelian craton and Belomorian mobile belt, Fennoscandian shield]. *Geokhimiya*. 2011. No 12. P. 1235–1242.

Serdyuk A. A. Kontrastnye rezhimy metamorfizma v Gridinskom komplekse (Belomorskaya eklogitovaya provintsiya) [Contrast metamorphism regimes in Gridino complex (Belomorian eclogite province)]: avtoref. dis. ... kand. geol.–min. nauk. Moscow, 2013. 23 p.

Sibelev O. S. Gridinskaya zona melanzha (Belomorskii podvizhnyi poyas): geologicheskoe stroenie i struktura [Gridino melange zone (Belomorian mobile belt): geological formation and structure]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2012. Iss. 15. P. 28–37.

Sibelev O. S., Babarina I. I., Slabunov A. I., Konilov A. N. Arkheiskii eklogitsoderzhashchii melanzh Gridinskoi zony (Belomorskii podvizhnyi poyas) na o. Stolbikha: struktura i metamorfizm [Archean eclogite-bearing melange in the Gridino zone (Belomorian mobile belt) on Stolbikha Island. Structure and metamorphism]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. Iss. 7. P. 5–20.

Skublov S. G., Astaf'ev B. Yu., Marin Yu. B., Berezin A. V., Mel'nik A. E., Presnyakov S. L. Novye dannye o vozraste eklogitov Belomorskogo podvizhnogo poyasa v raione s. Gridino [New data on age of eclogites from the Gridino village area, Belomorian mobile belt]. *DAN [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2011. Vol. 439, No 6. P. 795–802.

Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arkheiskikh podvizhnykh poyasov (na primere Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Geology and geodynamics of Archean mobile belts (example from the Belomorian province of the Fennoscandian shield)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. 296 p.

Slabunov A. I., Burdyukh E. V., Babarina I. I. Granulometriya i raspredelenie po ploshchadi oblomochnoi sostavlyayushchei gridinskogo eklogitsoderzhashchego melanzha [Grain-size analysis and areal distribution of a clastic constituent of the Gridino eclogite-bearing melange]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. Iss. 10. P. 27–34.

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Skublov S. G., Berezin A. V. Glavnye stadii formirovaniya paleoproterozoiskikh eklogitizirovannykh gabbro–noritov po rezul'tatam U–Pb (SHRIMP) datirovaniya tsirkonov i izucheniya ikh genezisa [Main stages of the formation of paleoproterozoic eclogitized gabbro–norites. Evidence from U–Pb (SHRIMP) dating of zircons and study of their genesis]. *DAN [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2011a. Vol. 437, No 2. P. 238–242.

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balaganskii V. V., Sor'onen-Vard P., Volodichev O. I., Shchipanskii A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. Arkhei Baltiiskogo shchita: geologiya, geokhronologiya, geodinamicheskie ustanovki [The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings]. *Geotektonika*. No 6. 2006. P. 3–31.

Slabunov A. I., Stepanova A. V., Bibikova E. V., Babarina I. I., Matukov D. I. Nearkheiskie gabbroidy Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita: geologiya, sostav, geokhronologiya [Neoarchean gabbroids of the Fennoscandian shield, Belomorian province: geology, composition, geochronology]. *DAN [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2008. Vol. 422, No 6. P. 793–797.

Slabunov A. I., Khel'ta P., Sharov N. V., Nesterova N. S. 4-D model' formirovaniya zemnoi kory Fennoskandinavskogo shchita v arkhee kak sintez sovremennykh geologicheskikh dannyx [4-D framework of the Fennoscandian shield earth crust growth in archean: synthesis of off the shelf geological data]. *Geologiya Karelii: ot arkheya do nashikh dnei [Geology of Karelia: from the Archean to the present]*: materialy konferentsii, posvyashchennoi 50-letiyu IG KarNTs RAN. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011b. P. 13–21.

Stepanov V. S. Osnovnoi magmatizm dokembriya Zapadnogo Belomor'ya [The Precambrian mafic magmatism in the Western White Sea region]. Leningrad: Nauka, 1981. 216 p.

Stepanov V. S. Magmatity raiona d. Gridino (veshchestvo, posledovatel'nost' obrazovaniya i nekotorye cherty evolyutsii) [Magmatites of the Gridino village area (substance, succession, formations, and some evolution features)]. *Dokembrii Severnoi Karelii [Precambrian of the Northern Karelia]*. Petrozavodsk: KF AN SSSR, 1990. P. 78–101.

Stepanov V. S., Stepanova A. V. Ranneproterozoiskie metagabbro raiona s. Gridino (Belomorskii podvizhnyi poyas) [Early Paleoproterozoic metagabbro of the Gridino village area (Belomorian mobile belt)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and mineral resources of Karelia]*. Iss. 9. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2006. P. 55–71.

Travin V. V., Kozlova N. E. Rannedokembriiskie eklogity raiona sela Gridino (Belomorskii podvizhnyi poyas): problema sootnosheniya otnositel'nogo i absol'yutnogo vozrasta [Early Precambrian eclogites of the Gridino village area (Belomorian mobile belt): the problem of relative and absolute age]. *Izotopnye sistemy i vremya geologicheskikh protsessov [Isotope systems and time of geological processes]*: materialy IV Rossiiskoi konferentsii po izotopnoi geokhronologii. St. Petersburg, 2009. Vol. 2. P. 209–211.

Shchipanskii A. A., Khodorevskaya L. I., Konilov A. N., Slabunov A. I. Eklogity Belomorskogo poyasa (Kol'skii poluostr'ov): geologiya i petrologiya [Eclogites from the Belomorian belt (Kola Peninsula): geology and petrology]. *Geologiya i geofizika*. 2012. Vol. 53, No 1. P. 3–29.

Shchipanskii A. A., Slabunov A. I. Priroda «svekofennskikh» tsirkonov Belomorskogo podvizhnogo poyasa Baltiiskogo shchita i nekotorye geodinamicheskie sledstviya [Nature of Svekofennian zircons from the Belomorian mobile belt and some geodynamic consequences]. *Geokhimiya*. 2015 (in print).

Bröcker M., Klemd R., Kooijman E., Berndt J., Larionov A. Zircon geochronology and trace element characteristics of eclogites and granulites from the Orlica-Sniežnik complex, Bohemian Massif. *Geol. Mag.* 2009. P. 1–24.

Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system $\text{CaO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Contr. Miner. Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 115–130.

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Vol. 53. P. 469–500.

Daly J. S., Balaganskii V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere 3. Eds. D. G. Gee, R. A. Stephenson. *European Lithosphere Dynamics*. London: Geological Society. 2006. Memoirs 32. P. 579–598.

Dokukina K. A., Kaulina T. V., Konilov A. N., Mints M. V., Van K. V., Lev Natapov L., Belousova E., Simakin S. G., Lepekhina E. N. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence. *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25 (2). P. 585–613.

Jenkins D. M., Newton R. C., Goldsmith J. R. Relative stability of Fe free zoisite and clinozoisite. *J. Geology*. 1985. Vol. 93. P. 663–672.

Kretz R. Symbols for rock-forming mineral. *Amer. Miner.* 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Li Xiaoli, Zhang Lifei, Wei Chunjing. Metamorphic PT path and U-Pb zircon dating of Archean eclogite from Gridino, Belomorian province. *Precambrian high-grade mobile belts*. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 46–48.

Ludwig K. R. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. No 4. 2008. 76 p.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1974. Vol. 38. P. 757–775.

Poli S., Schmidt M. W. The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages. *Contr. Miner. Petrol.* 1998. Vol. 130. P. 162–175.

Prunier A. R., Hewitt D. A. Experimental observations on coexisting zoisite-clinozoisite. *Amer. Miner.* 1985. Vol. 70. P. 375–378.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*. 2010. Vol. 183 (3). P. 602–616.

Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwel. 1985. 312 p.

Volodichev O., Slabunov A., Bibikova E., Konilov A. Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian/Baltic Shield, Russia. *The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium*. Abstract volume. 2003. P. 157–158.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Слабунов Александр Иванович

руководитель лаб., д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: slabunov@krc.karelia.ru
тел.: +79814024207

Володичев Олег Иванович

главный научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: volod@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 769824

Ли Сяоли

к. г.-м. н.
Пекинский университет, Школа наук о Земле
Пекин, Китай
эл. почта: xiaoli.li@pku.edu.cn

Максимов Олег Александрович

аспирант
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: olemaximov@mail.ru
тел.: 89210115129

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Li Xiaoli, Maksimov O. A. Archean eclogites and zoisitites of the Gridino eclogite-bearing complexes: geology, petrology and geochronology. *Precambrian high-grade mobile belts*. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 117–120.

Received March 11, 2015

CONTRIBUTORS:

Slabunov, Alexander

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: slabunov@krc.karelia.ru
tel.: +79814024207

Volodichev, Oleg

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: volod@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 769824

Li Xiaoli

School of Earth and Space Sciences, Peking University
Beijing, China
e-mail: xiaoli.li@pku.edu.cn

Maksimov, Oleg

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: olemaximov@mail.ru
tel.: 89210015129