

УДК 552.16 + 551.71 (470.22)

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ЦОИЗИТИТОВЫХ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

О. И. Володичев, Т. И. Кузенко, О. А. Максимов

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

Приводятся новые данные по геологии и петрологии цоизититов – пород, занимающих в Гридинском эклогитсодержащем комплексе Беломорской провинции одинаковое с эклогитами геологическое положение, – в составе обломочного компонента среди разнейсованной гранитоидной матрицы. Реликтовая ассоциация $Pl_{>82-83} \pm Di$ предполагает анортозитовую природу протолита цоизититов. Прогрессивный тренд метаморфизма включает: 1) стадию образования по основным плагиоклазам белых слюд, представленных мусковитами и фенгитами с содержанием $Si = 3,15-3,27$ к. ф., и 2) стадию практически полного замещения минералов ранних ассоциаций цоизитами с возрастающим содержанием X_{Ps} от 0,10 до 0,17. P-T условия прогрессивного тренда от 9 кбар/590 °C до 23,5 кбар/820 °C соответствуют высокобарической амфиболитовой – эклогитовой фациям. P-T условия ретроградных процессов: 1) $Zo_{0,10}$ – 13 кбар/600 °C; 2) $Zo_{0,08}$ – 8 кбар/570 °C. Протолит цоизититов – анортозиты, вероятно, являются фрагментами расслоенного массива габбро-анортозитов, примером которых по реликтовым минералогическим особенностям и возрасту могут быть амфиболитизированные полосчатые апо-эклогиты о. Столбиха: возраст эклогитов и цоизититов ~ 2,72 млрд лет, возраст их магматического протолита ~ 2,75 млрд лет. Преобладание в составе обломочного компонента плутонических пород предполагает проявление эклогитового метаморфизма в режиме коллизии. При этом эклогитизированные породы могут быть нижнекоровыми образованиями, эксгумированными в начальной стадии формирования архейской коллизии в декомпрессионном канале, сформировавшемся в процессе образования континентальной трансензионной глубинной зоны.

Ключевые слова: Гридинский эклогитсодержащий комплекс; Беломорская провинция; архей; цоизитит; анортозит; эклогит; высокобарический метаморфизм; цоизит; фенгит.

O. I. Volodichev, T. I. Kuzenko, O. A. Maksimov. GEOLOGY AND PETROLOGY OF ZOISITITES FROM THE GRIDINO ECLOGITE-BEARING COMPLEX, BELOMORIAN PROVINCE, FENNOSCANDIAN SHIELD

New data are reported on the geology and petrology of zoisitites, whose geological position in the Gridino eclogite-bearing complex of the Belomorian Province (as part of a clastic component in the foliated granitoid matrix) is similar to that of eclogites. The relict association $Pl_{>82-83} \pm Di$ suggests an anorthositic origin for the protolith of the zoisitites. The prograde trend of metamorphism comprises: 1) a stage at which white micas (muscovites and phengites with Si concentrations of 3.15–3.27 a. p. f. u) were formed after calcium-rich plagioclase, and 2) a stage at which early association minerals were completely

replaced by zoisites with X_{Ps} concentrations increasing from 0.10 to 0.17. The P-T conditions of the prograde trend – 9 kbar/590 °C to 23.5 kbar/820 °C – are consistent with high-pressure amphibolite – eclogite facies. The P-T conditions of retrograde processes were: 1) $Zo_{0.10}$ – 13 kbar/600 °C; 2) $Zo_{0.08}$ – 8 kbar/570 °C. Anorthosite as the protolith of the zoisitites is assumed to be fragments of a layered gabbro-anorthosite massif similar in relict mineralogo-petrological characteristics and age to amphibolitized striated apoeclgites from Stolbikha Island: the eclogites and zoisitites are dated at ~ 2.72 Ga and the age of their magmatic protolith is ~ 2.75 Ga. The predominance of plutonic rocks in the composition of the clastic component suggests an eclogite-facies metamorphic event in a collision regime. Eclogitized rocks could have occurred as lower-crustal material got exhumed at the initial stage of an Archean collision in a decompression channel during the formation of a deep continental transtension zone.

Keywords: Gridino eclogite-bearing complex; Belomorian Province; the Archean; zoisite; anorthosite; eclogite; high-pressure metamorphism; zoisite; phengite.

Введение

Цоизититы – породы, состоящие из цоизита (Zo^1) – водного алюмосиликата кальция ромбической сингонии. Его моноклинным полиморфом является клиноцоизит, входящий в группу эпидота [Armbruster et al., 2006]. Вариации состава в группах ромбический цоизит – моноклинные клиноцоизит–эпидот–пистацит характеризуются изовалентным замещением $Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$, обозначаемым мольной фракцией $X_{Ps} = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al - 2)$ [Deer et al., 1997]. В цоизитах X_{Ps} не превышает 0,20, в минералах группы эпидотов X_{Ps} варьирует в пределах 0–1,0 [Deer et al., 1997]. Содержание Fe^{3+} (X_{Ps}) в системе «цоизит – клиноцоизит», по экспериментальным и эмпирическим данным, зависит от температуры [Enami, Banno, 1980; Prunier, Hewitt, 1985], от температуры и давления [Franz, Selverstone, 1992; Brunsmann et al., 2002].

Минералы цоизитовой и эпидотовой групп, часто сосуществующие, являются стабильными в метаморфических породах в широком спектре P-T условий [Bird, Spieler, 2004; Enami et al., 2004; Franz, Liebscher, 2004; Grapes, Hoskin, 2004; Klemd, 2004; Schmidt, Poli, 2004]. В комплексах пород, метаморфизованных в условиях высоких (HP) и ультравысоких (UHP) давлений, являющихся прямыми индикаторами субдукционных и коллизионных процессов, минералы группы эпидота (Czo – Ep) являются стабильными в HP-комплексах в эпидотовой области фации голубых сланцев [Evans, 1990], в эпидот-амфиболитовой, HP-гранулитовой и в амфиболовой и эпидотовой областях эклогитовой фации [Enami et al., 2004]. Высокотемпературная же часть фации является полем устойчивости цоизита в широко распространенных в природе цоизитовых и кианит-цоизитовых эклогитах.

В HP-условиях эклогитовой фации магматические образования с цоизитом крайне редки. Наиболее известными являются цоизитовые с фенгитом пегматиты тоналит-тронджемитового состава, образование которых объясняется парциальным плавлением вмещающих эклогитов Мюнчбергского массива, Германия [Franz, Smelik, 1995; Liebscher et al., 2007], а также содержащий цоизит мигматит в амфиболсодержащем эклогите комплекса Рауергу французского Центрального массива [Nicollet et al., 1979]. Цоизититы метасоматического генезиса распространены в высокобарическом комплексе Распас в Эквадоре в виде серии метасоматических жил в эклогитах [Herms et al., 2012]. В UHP-комплексах цоизит сосуществует с коэситом (эклогиты Даби-Сулу [Zhang, Liou, 1994 и др.]) и с алмазом (Кокчетавский массив [Zhang et al., 1997; Korsakov et al., 2002 и др.]).

В Гриндинском эклогитсодержащем комплексе цоизит является типоморфным минералом: одним из главных породообразующих минералов в кианит-цоизитовых эклогитах; в эклогитах – преимущественно в виде многочисленных мелких включений в гранатах вместе с кианитом, кварцем ± омфацитом, реже – во включениях в омфацитах или в составе локальных цоизитовых обособлений; в кианитовых эклогитах, кроме того, во включениях в кианитах, иногда совместно с омфацитом (40 % Jd).

Но главным породообразующим минералом цоизит представлен в мономинеральных цоизититах, нередко содержащих реликтовые фрагменты пород, состоящих из основного плагиоклаза (max 83 % An) ± диопсид, по которым, очевидно, и были образованы. В различной степени измененные цоизититы в Гриндинском комплексе развиты повсеместно, являясь постоянными спутниками эклогитов.

В фанерозойских эклогитовых комплексах аналоги подобных образований неизвестны,

¹ Символы минералов по: [Kretz, 1983].

что, возможно, отражает особенности геодинамических условий проявления высокobarического метаморфизма в раннем докембрии.

Целью настоящей статьи является анализ геологических и петрологических особенностей распространенных в Гридинском эклогитовом комплексе цоизититов и на его основе установление P-T условий метаморфизма, а также протолита и возраста этих пород.

Геологический очерк

В составе Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (рис. 1, а), известной неоднократными проявлениями высокobarического метаморфизма [Володичев, 1990], Гридинский эклогитосодержащий комплекс является одним из древнейших эклогитовых комплексов в мире.

После 2004 г. [Володичев и др., 2004] Гридинский комплекс стал объектом, популярным для изучения распространенных здесь эклогитов. Основным итогом проведенных исследований стала неоднозначная оценка их возраста:

1. Двукратное проявление процессов эклогитизации – в архее (~2,7 млрд лет [Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004]) и в палеопротерозое (~2,4 млрд лет [Володичев и др., 2004, 2012; Слабунов и др., 2011]). Архейские эклогиты слагают тектонические фрагменты обломочного компонента в разгнейсованной гранитоидной матрице. Дискретный протерозойский эклогитовый метаморфизм проявлен в дайках базитов.

2. Эклогиты Беломорской провинции имеют только архейский возраст (~2,72–2,82 млрд лет [Dokukina et al., 2012]).

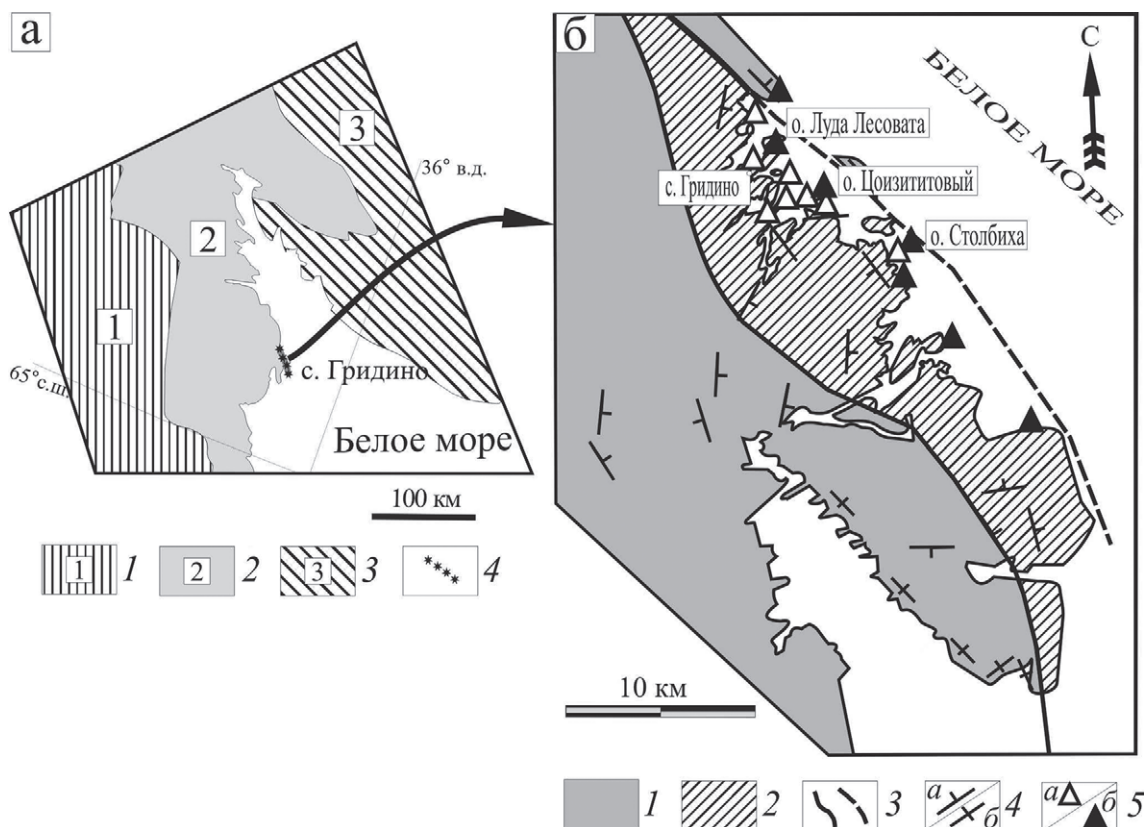


Рис. 1. а – схема тектонического районирования СВ части Фенноскандинавского щита. Провинции: Карельская (1), Беломорская (2), Кольская (3) [Слабунов, 2008], 4 – район Гридинской структуры (Северная Карелия); б – упрощенная схема строения Гридинской структуры: 1 – породы Беломорского комплекса (гнейсы, амфиболиты, тоналиты), 2 – Гридинский эклогитосодержащий комплекс, 3 – тектонические границы, 4 – элементы залегания пород (а – наклонные, б – вертикальные), 5 – места локализации изученных эклогитов (а) и цоизититов (б)

Fig. 1. а – scheme of the tectonic zonation of the northeastern Fennoscandian Shield. Provinces: Karelian (1), Belomorian (2), Kola (3) [Slabunov, 2008], 4 – Gridino area, North Karelia; б – simplified structural scheme of the Gridino structure: 1 – rocks of the Belomorian complex (gneiss, amphibolite, tonalite), 2 – Gridino eclogite-bearing complex, 3 – tectonic boundaries, 4 – gneissic banding dip (а – 30–70 deg, б – ca 90 deg) and top direction, 5 – localization sites of the studied eclogites (а) and zoisites (б)

3. Эклогитовый метаморфизм связан только с протерозойской орогенцией (~1,9 млрд лет [Скублов и др., 2011; Herwartz et al., 2012; Perchuk, Morgunova, 2014; Yu et al., 2017]). И эта точка зрения в последнее время становится все более популярной.

4. Двукратное проявление эклогитового метаморфизма: в архее – (shortly before 2,72 Ga [Balagansky et al., 2019]) и ~1,90 млрд лет (используются данные: [Скублов и др., 2011; Yu et al., 2017]).

Архейские эклогиты и продукты их интенсивного ретроградного преобразования являются в Гридинском комплексе компонентами сложного полигенного микститового комплекса, представленного обломочной составляющей – вероятными фрагментами пород тектонического меланжа [Слабунов, 2008] в преобразованной в гнейсы гранитоидной матрице.

Породы этого комплекса формируют обособленную тектоническую пластину северо-западного простирания (рис. 1, б), явившуюся декомпрессионным каналом для глубинной эксгумации эклогитов и их изофациальных спутников – метапироксенитов, цоизититов и др. Эта структура прослеживается в прибрежной полосе и на островах Белого моря на расстоянии около 50 км при ширине 6–7 км и резко отличается спецификой строения и состава от пород, распространенных в пограничных областях.

Основной объем комплекса (до 75–90 %) составляют биотит-амфиболовые, часто с гранатом и клинопироксеном гнейсы, образовавшиеся по гранитоидам тоналитового – кварцдиоритового составов и по эндербитам [Володичев и др., 2004; Сибелев и др., 2013]. В обломочной составляющей резко преобладают породы основного состава – главным образом ретроградно измененные симплектитовые эклогиты, в том числе кианитовые и кианит-цоизитовые, а также гранатовые, гранат-клинопироксеновые и полевошпатовые амфиболиты, обычно с реликтами трансформированных (перекристаллизованных с сохранением диабластической структуры) диопсид-плаггиоклазовых симплектитов. Кроме того, присутствуют метапироксениты, метагабброиды, цоизититы и эпидотизированные цоизитовые породы, в единичном случае – кианит-гранат-биотитовые гнейсы (м. Кирбей) [Володичев и др., 2004; Слабунов, 2008; Сибелев и др., 2013; Максимов, 2014].

Эклогиты о. Столбиха образовались при $T = 700\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 13\text{--}15$ кбар (прогрессивный тренд, «классические» методы [Володичев, Максимов, 2017]); при $T = 660\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 13$ кбар

(начальный этап эклогитовой стадии, метод TWEEQU [Berman, 1991; Perchuk, Morgunova, 2014]); при $T = 710\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 18,5$ кбар (пиковый метаморфизм, метод псевдосекций [Li et al., 2015]).

Представленный в современном виде гнейсовый комплекс, включающий многочисленные неравномерно распределенные обломки и блоки описанных выше пород, сформирован при неоднократных интенсивных структурно-метаморфических преобразованиях как архейского, так и протерозойского периодов преимущественно в условиях высокобарических гранулитовой – амфиболитовой фаций [Володичев, 1990].

Неоархейский возраст цирконов ($2720,7 \pm 5,8$ млн лет) из симплектитовых апоэклогитов и эклогитов Гридинского комплекса (о. Столбиха) установлен на основании U-Th-Pb изотопных анализов в лаборатории изотопной геологии Шведского музея естественной истории (Стокгольм) на масс-спектрометре вторичных ионов, модель 1270 фирмы Cameca (NORDSIM) Е. В. Бибиковой [Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004]. В дальнейшем [Li et al., 2015] на этом же объекте при более детальном геохронологическом изучении результаты U-Pb датирования цирконов LA-ICP-MS методом (Пекинский университет) подтвердили неоархейский (около 2,7 млрд лет) возраст эклогитов. Сопоставимый неоархейский возраст 2719 ± 8 млн лет был получен и для цоизититов [Слабунов и др., 2015].

Протерозойский возраст (1878 ± 18 млн лет [Скублов и др., 2011]) определен в зонах обрастания округлых архейских (~2,7 млрд лет) цирконов, а также [Yu et al., 2017] в нехарактерных для цирконов эклогитов призматических кристаллах ($Ky = 2\text{--}4$), содержащих включения архейских (~2,7 млрд лет) цирконов вместе с омфацитом и диопсидом, содержащим 7,7 % Jd (!). Эти данные вместе с результатами детального геолого-петрологического изучения [Володичев, Максимов, 2017] являются основанием для заключения о том, что протерозойский возраст соответствует позднему процессу ретроградного преобразования эклогитов в условиях амфиболитовой фации, соответствующего времени образования пегматита (1875 ± 30 млн лет [Скублов и др., 2011]), текущего в данном обнажении все в различной степени преобразованные эклогиты.

Цоизититы, ставшие объектом настоящего изучения, имеют широкое распространение в Гридинском комплексе: от о. Никонова на юге (южнее о. Столбиха) до м. Кирбей на севере, выступая, таким образом, в качестве постоян-

ного спутника эклогитов (рис. 1, б), занимая вместе с ними такое же геологическое положение в виде обломков и блоков в гнейсо-гранитоидной матрице. Как и эклогиты, они подверглись наложенным ретроградным преобразованиям.

В лучшем состоянии сохранились цоизититы, обнаруженные на расположенном к западу от о. Избная Луда острове, получившем в ходе проведенных исследований название Цоизититовый из-за значительной концентрации в гра-

нитоидной матрице обломков и блоков цоизититов и максимального их размера (рис. 2), что и послужило основанием для его выбора в качестве главного объекта детального изучения.

В СВ части острова (рис. 2) фиксируется скопление овальных тел интенсивно измененных эклогитов различных размеров – от 4×4 до 40×10 м. При ранних исследованиях [Володичев и др., 2004, обр. В-7-2] в них был выявлен реликтовый гранат-омфацитовый парагенезис. Южнее распространены более мелкие тела гра-

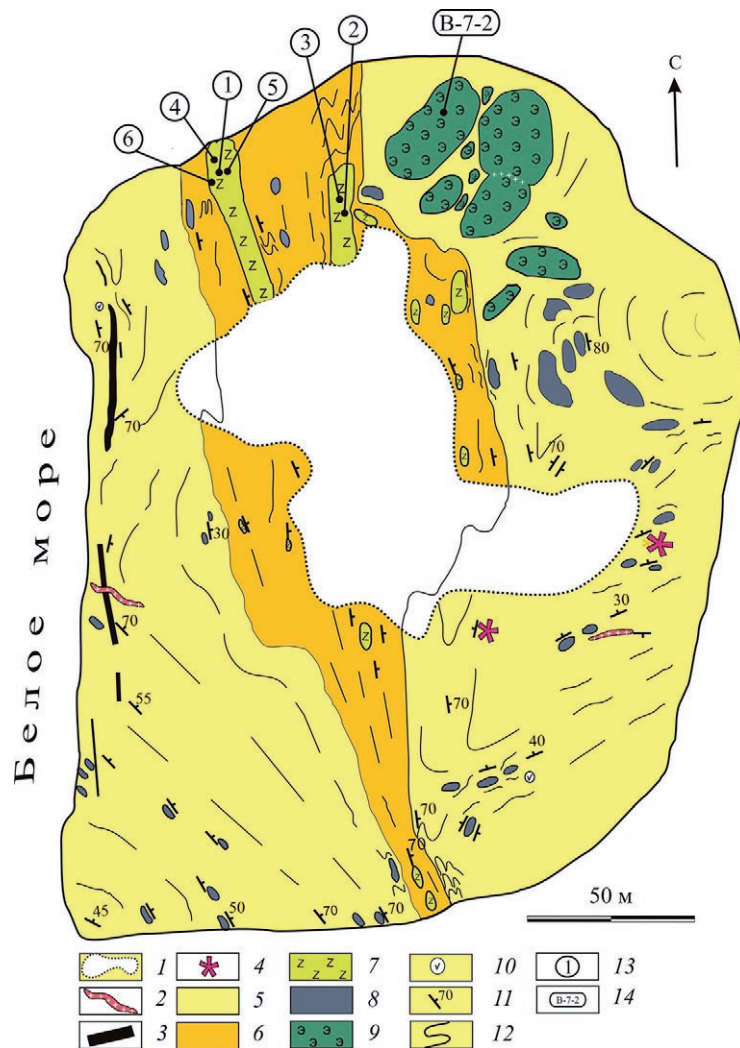


Рис. 2. Схема геологического строения о. Цоизититового (сост. А. И. Слабунов и О. А. Максимов):

1 – четвертичные отложения; 2 – пегматитовые жилы (1,88 млрд лет); 3 – палеопротерозойские дайки Mg-метадiorитов [Степанов, Степанова, 2006]; 4–10 – неоархейские породы: 4 – метаэндрбиты, 5 – амфибол-биотитовые разгнейсованные граниты, 6 – амфибол-биотитовые разгнейсованные граниты с включениями цоизититов, 7 – цоизититы, 8 – гранатовые амфиболиты, 9 – амфиболлизированные симплектитовые эклогиты (2,72 млрд лет), 10 – метаяльтрабазиты; 11 – гнейсовидность; 12 – структурные линии; 13 – места отбора проб цоизититов (1–6 – номера соответствуют таковым в табл. 1); 14 – место взятия пробы В-7-2 из амфиболлизированного симплектитового эклогита [Володичев и др., 2004]

Fig. 2. Geological scheme of Tsoizititovy Island (by A. I. Slabunov and O. A. Maksimov):

1 – Quaternary rocks; 2 – pegmatite veins (1,88 Ga); 3 – Paleoproterozoic dikes of Mg-metadiorites [Stepanov, Stepanova, 2006]; 4–10 – Neoproterozoic rocks: 4 – metaenderbites, 5 – amphibole-biotite gneissose granites, 6 – amphibole-biotite gneissose granites with zoisites inclusions, 7 – zoisitites, 8 – garnet amphibolites, 9 – amphibolized symplectitic eclogites (2,72 Ga), 10 – meta-ultrabasic rocks; 11 – gneissosity; 12 – trend lines of gneissosity; 13 – the positions and number (1–6, Table 1) of zoisitites samples; 14 – position and number of amphibolized symplectitic eclogite [Volodichev et al., 2004]

натовых амфиболитов. В северной и центральной частях острова картируется зона гнейсов с многочисленными включениями цоизитов, которые образуют как мелкие, так и крупные (протяженностью до 60 м и мощностью до 10 м) тела линзовидной формы (рис. 2). Разгнеиванный эклогит-цоизититсодержащий комплекс сечется соответственно дайкой и жилой массивных палеопротерозойских магнезиальных метадiorитов и пегматитов, что определяет верхнюю возрастную границу его формирования [Слабунов и др., 2015].

Методы исследования

Аналитические работы проводились в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН (рук. А. И. Михайлова). Микрозондовые анализы породобразующих минералов выполнены на сканирующем микроскопе VEGA II LSH с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 (аналитики А. Н. Сафронов, А. Н. Терновой). При расчетах формул минералов использовались программы TPF 7,0 (ИЭМ РАН) и Make_Mineral. 19 для MS Excel (ИГЕМ РАН, 2004). Помимо микрозондового анализа цоизиты и эпидоты разных генераций были идентифицированы методом Рамановской спектроскопии на приборе Nicoletе Almega XR (аналитик В. А. Колодей).

Силикатным анализом определялись состав пород и монофракции цоизита (проба 1603а, табл. 1) (аналитики А. И. Полищук, В. А. Утицына, Л. М. Демешина, М. В. Эхова); содержание редких и рассеянных элементов в породах и содержание Zr в монофракциях рутилов и титанитов – соответственно методами ICP-MS и LA-ICP-MS на приборе X-Series 2 ICP-MS (Thermo Scientific, США) (аналитик А. С. Парамонов).

Результаты исследований

Основным объектом изучения цоизититов на о. Цоизититовом стала северная часть крупного тела – ксенолита в гранитоидной матрице (рис. 2), сложенного преимущественно анхимоминеральным цоизитом белого цвета (обр. GR10-6/2, табл. 1; GR-10, 1030). Другая разновидность мономинерального цоизитита имеет бледно-зеленую, фисташковую окраску (обр. GR10-6/1, 1602, табл. 1). Эти породы в основном локализованы в другом крупном теле, к востоку от первого (рис. 2). По химическому составу они отличаются повышенным содержанием TiO_2 (1,57–3,63 мас. %) и целого ряда микроэлементов – Cr, V, Cu, Nb, Zr, Hf, Y и HREE (табл. 1), а также отрицательной Eu/Eu^*

аномалией (рис. 3). Эти различия, вероятно, обусловлены вариациями в составе протолита.

Среди цоизититов выделяются кварцсодержащие разновидности (обр. 1603, табл. 1; 1602–2) с варьирующим содержанием кварца до сегрегаций кварцевого с цоизитом состава в виде малой мощности линейно вытянутых прожилков. Их химический состав несколько отличается повышенным содержанием SiO_2 , но содержание микроэлементов и спектр распределения REE сопоставимы с мономинеральными цоизититами (табл. 1, рис. 3).

Другая разновидность – плагиоклазсодержащие цоизититы (обр. 258–3, 258–4, 1603–1, 1603-2а-в, 1603-2а-2). Некоторые из них ассоциируют с более крупными (несколько метров) реликтовыми образованиями протолита, состоящего из основного плагиоклаза, иногда вместе с диопсидом, наблюдаемым в редких маломощных ориентированных полосах среди однообразной белоокрашенной массы, скрывающей соотношения с цоизититами и размеры включений. Другие в мономинеральной цоизитовой массе содержат более мелкие реликтовые включения плагиоклазовых агрегатов размерами от 2–3 до 10–15 мм (рис. 4). Они окрашены в красноватые тона, на фоне которых наблюдаются точечные выделения белого цоизита. Участки такого типа плагиоклазовых цоизититов фрагментарны, а содержание разобщенных обособлений плагиоклазов варьирует, составляя в отдельных случаях до 5–10 % общей массы породы.

Содержание петрогенных и малых элементов в них сопоставимо с мономинеральными цоизититами, но присутствие в породе плагиоклазов отмечено положительной Eu/Eu^* аномалией (табл. 1, рис. 3).

Результаты изучения показали, что плагиоклазсодержащие цоизититы являются наиболее информативными для определения протолита и установления особенностей их метаморфизма на прогрессивной и ретроградных стадиях эволюционного тренда.

Петрография, химический состав минералов, метаморфизм. Плагиоклазы в плагиоклазсодержащих цоизититах имеют широкий спектр составов от основного битовнита (82–83 % An) до альбита с тремя максимумами: 77–79, 63–65 и 0–10 % An (рис. 5), соответствующими основным его генерациям.

Ранняя генерация плагиоклазов (82–83 и 67–68 % An), образующая мозаичные агрегаты мелких зерен, выделяется интенсивным развитием по ним мелкочешуйчатых скоплений слюд (рис. 6, а), представленных мусковитами (Ms I) и фенгитами с содержанием $Si = 3,15–3,27$ к. ф. (табл. 2).

Таблица 1. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в цоизититах, цоизитах и анортозите из расслоенного анортозитового массива [Hoffman et al., 2012]

Table 1. Major (wt %) and trace elements (ppm) composition of the zoisitites, zoisites and anorthosite from a layered massive of anorthosite [Hoffman et al., 2012]

№ обр. Sample no.	GR10-6/2	1602	GR10-6/1	1603	258	1603-2a	258a	1603a	477950
№ ан. Analysis no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	43,52	40,24	45,50	54,92	44,1	40,16	–	39,73	48,93
TiO ₂	0,43	3,63	1,57	0,39	0,52	0,32	–	0,23	0,08
Al ₂ O ₃	28,64	27,26	26,51	22,75	28,27	30,84	–	31,24	31,89
Fe ₂ O ₃	2,46	2,25	2,00	1,93	2,20	2,58	–	2,56	1,18
FeO	0,28	0,36	0,43	0,29	0,43	0,43	–	0,14	
MnO	0,02	0,019	0,01	0,01	0,018	0,021	–	0,01	0,02
MgO	0,11	0,51	0,05	0,12	0,41	0,35	–	0,34	0,33
CaO	21,24	23,00	21,43	17,23	21,50	22,40	–	23,10	15,35
Na ₂ O	0,58	0,11	0,24	0,21	0,32	0,48	–	0,10	2,27
K ₂ O	0,23	0,01	0,04	0,06	0,14	0,10	–	0,08	0,19
P ₂ O ₅	0,06	0,32	0,15	0,20	0,03	0,07	–	0,05	0,01
H ₂ O	0,07	0,01	0,03	0,05	0,03	0,19	–	0,02	
п. п. п. LOI	–	1,93	1,77	1,52	1,93	1,78	–	2,02	0,45
Cr	88,00	1044	564,00	62,57	154,35	35,61	291,1	83,13	7,87
Ni	7,00	16,42	80,00	17,19	6,69	15,70	2,57	13,59	26,80
Co	1,00	0,64	1,00	0,50	1,69	0,68	1,51	0,66	44,80
Sc	6,00	58,44	43,00	6,37	–	4,51	–	13,03	6,41
V	73,00	131,80	137,00	51,79	75,99	71,36	53,34	81,62	13,40
Cu	12,00	8,81	33,00	3,95	–	3,73	–	4,10	10,30
Rb	5,00	0	1,00	0,77	2,66	1,59	0	0,83	2,80
Ba	16,00	9,39	0	14,66	14,95	18,58	11,80		34,44
Sr	1053	1034	1132	857,90	1214,44	1080	1159	1352	133,20
Ta	0,28	2,20	1,61	0,19	0	0,19	–	0,35	
Nb	4,00	30,56	17,10	2,90	4,79	2,43	2,22	2,10	0,58
Hf	1,67	3,73	3,06	0,88	–	1,38	–	0,88	0,21
Zr	38,00	106,60	63,00	24,97	42,99	42,29	663,3	24,27	7,31
Ti	2578	21350	9412	2062	3117	1583	1492	1532	
Y	6,00	17,61	19,00	5,43	7,43	5,77	7,40	10,99	2,85
Th	3,01	2,58	1,55	3,17	3,03	5,73	1,30	3,56	0,19
U	0,14	0,50	0,28	0,15	0,17	0,24	0,18	0,18	0,78
La	26,04	19,11	24,92	25,11	31,02	29,53	36,41		2,86
Ce	48,54	33,52	62,14	37,11	58,37	39,78	67,72	66,80	4,53
Pr	4,71	4,87	7,72	4,97	5,80	5,13	5,27	8,89	0,50
Nd	18,46	18,91	34,92	17,58	22,95	17,10	25,56	31,53	1,85
Sm	2,75	3,98	7,36	2,55	3,20	2,25	3,80	5,15	0,37
Eu	0,94	0,96	0,84	0,85	1,13	1,12	1,19	1,48	0,28
Gd	2,38	3,58	5,95	1,77	2,98	1,57	4,09	3,76	0,49
Tb	0,24	0,60	0,78	0,24	0,32	0,21	0,41	0,50	0,07
Dy	1,28	3,55	4,44	1,16	1,63	1,11	2,20	2,38	0,47
Ho	0,22	0,73	0,77	0,21	0,28	0,21	0,29	0,41	0,11
Er	0,66	2,20	2,24	0,60	0,82	0,67	0,81	1,16	0,29
Tm	0,08	0,34	0,26	0,08	0,10	0,09	0,10	0,16	0,05
Yb	0,59	2,35	2,04	0,56	0,76	0,70	0,60	0,99	0,29
Lu	0,07	0,34	0,24	0,08	0,10	0,10	0,09	0,14	0,05
Sr/Sr*	2,67	3,11	1,84	2,55	2,51	3,14	2,11	2,23	3,49

Окончание табл. 1
Table 1 (continued)

№ обр. Sample no.	GR10-6/2	1602	GR10-6/1	1603	258	1603-2a	258a	1603a	477950
№ ан. Analysis no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Eu/Eu*	1,13	0,78	0,39	1,23	1,12	1,83	0,92	1,03	2,03
Ce/Ce*	1,05	0,83	1,07	0,79	1,04	0,77	1,17		0,91
Lu _N /La _N	0,03	0,17	0,03	0,09	0,03	0,03	0,02		0,15
Lu _N /Gd _N	0,24	0,77	0,37	0,33	0,27	0,52	0,17	0,30	0,76
Sm _N /La _N	0,17	0,34	0,16	0,48	0,17	0,12	0,17		0,21

Примечание. 1–6 – цоизититы о. Цоизититовый (пояснения в тексте); 7, 8 – цоизиты из цоизититов; 9 – анортозит из рас- слоенного анортозитового комплекса Нааят Кууэт (Naajat Kuuat), Западная Гренландия [Hoffman et al., 2012]. Прочерк – не определялось, 0 – ниже предела определения.

Note. 1–6 – zoisitites of Zoisititovy Island (see the explanations in the text); 7, 8 – zoisites from the zoisitites; 9 – anortosite from the layered anortosite massive Naajat Kuuat, Western Greenland [Hoffman et al., 2012]. Line – not determined, 0 – below the limit of definition.

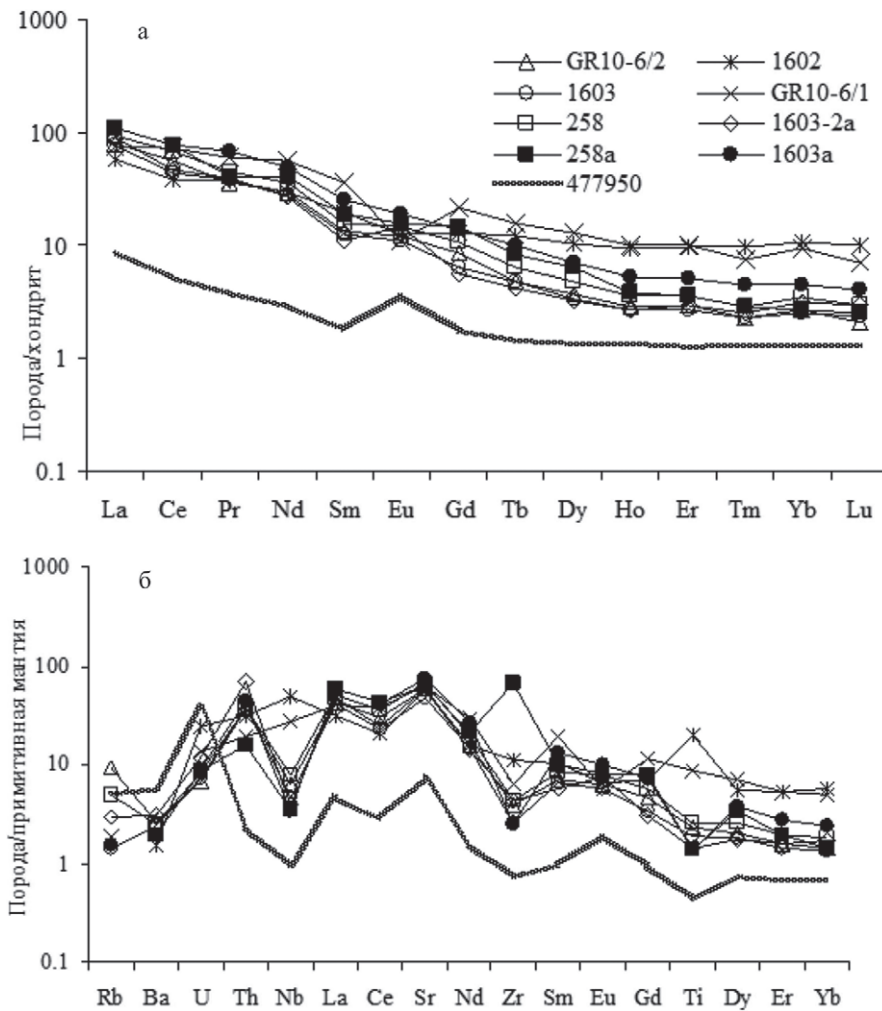


Рис. 3. Нормированные к хондриту [Taylor, McLennan, 1985] содержания РЗЭ (а) и нормированные к примитивной мантии [Hofmann, 1988] содержания рассеянных элементов (б) в породах цоизитового и анортитового состава. Номера пород и минералов соответствуют приведенным в табл. 1

Fig. 3. The contents of REE (a) normalized to chondrite [Taylor and McLennan, 1985] and the content of rare-earth elements normalized to the primitive mantle [Hofmann, 1988] (b) in the rocks of zoisite and anorthite compositions. The numbers of rocks and minerals correspond to those given in Table 1

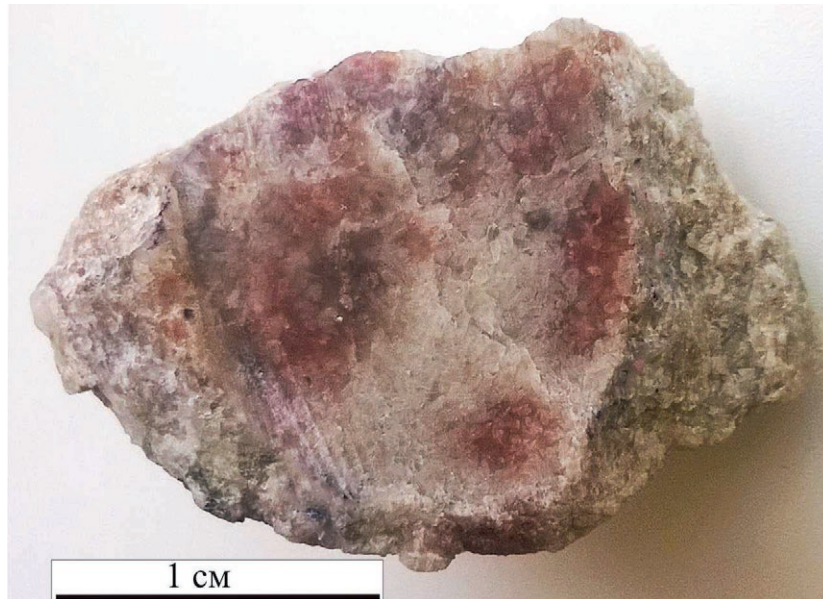


Рис. 4. Фотоизображение обр. 1603-2а. В светло-сером поле мономинерального цоизита – реликтовые обособления основного плагиоклаза с наложенной минерализацией слюд и мелких кристаллов цоизита
 Fig. 4. Photo image sample 1603-2a. In the light gray field of monomineralic zoisite, there are relict isolations of the calcium-rich plagioclase with superimposed micas and small crystals of zoisite

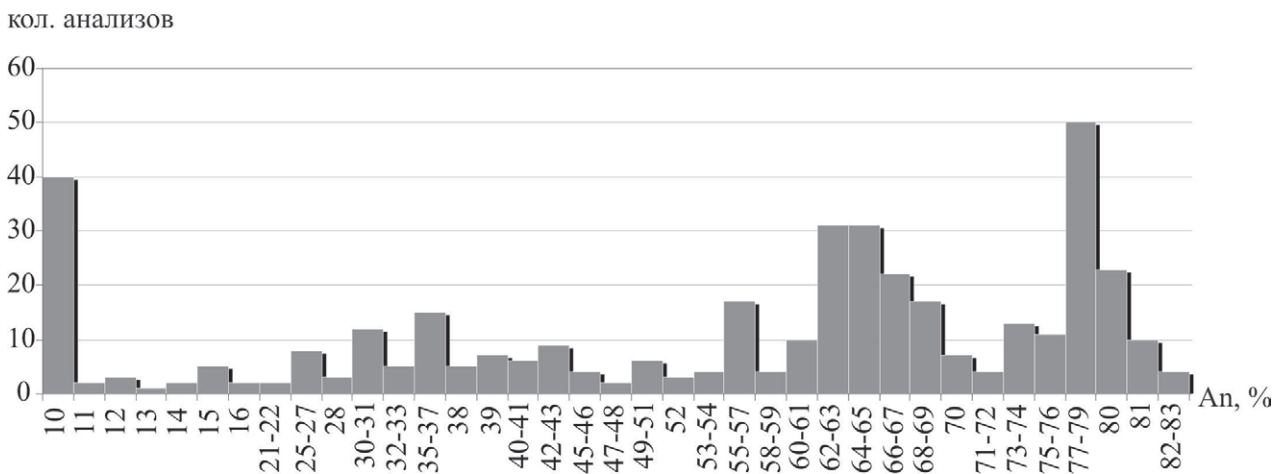


Рис. 5. Гистограмма составов плагиоклазов в реликтовых плагиоклазовых обособлениях. Выделяющиеся максимумы (77–79, 63–65, 0–10 % An) соответствуют генерациям плагиоклазов
 Fig. 5. Histogram of plagioclase compositions in relict plagioclase isolations. The prominent maxima (77–79, 63–65, 0–10 % An) correspond to the generation of plagioclases

В плагиоклаз-слюдном комплексе наблюдаются новообразования кристаллов цоизита разного размера и формы. Некоторые из них содержат включения плагиоклазов (67–68 % An, рис. 6, б), иногда в ассоциации с фенгитами (Si = 3,18–3,19 к. ф.) (табл. 2). При этом устанавливается зональность: $Zo_{0,12}^1$ вблизи включения плагиоклаза → $Zo_{0,17}$ в краевой части

кристалла (рис. 6, в; табл. 3, ан. 1–2). По периферии обособления такого состава наблюдается переход в мономинеральные цоизиты, состоящие из цоизитов (97–98 %) с небольшим количеством кварца и мусковитизированного плагиоклаза. Формы кристаллов размером до 3–4 мм различные – от ксеноморфной до идиоморфной с ростовой зональностью (центр $Zo_{0,12}$ → край $Zo_{0,17}$, рис. 6, в; табл. 3, ан. 3–4). Цоизиты подобного размера часто содержат

¹ Цифры соответствуют значениям X_{Ps} (табл. 3).

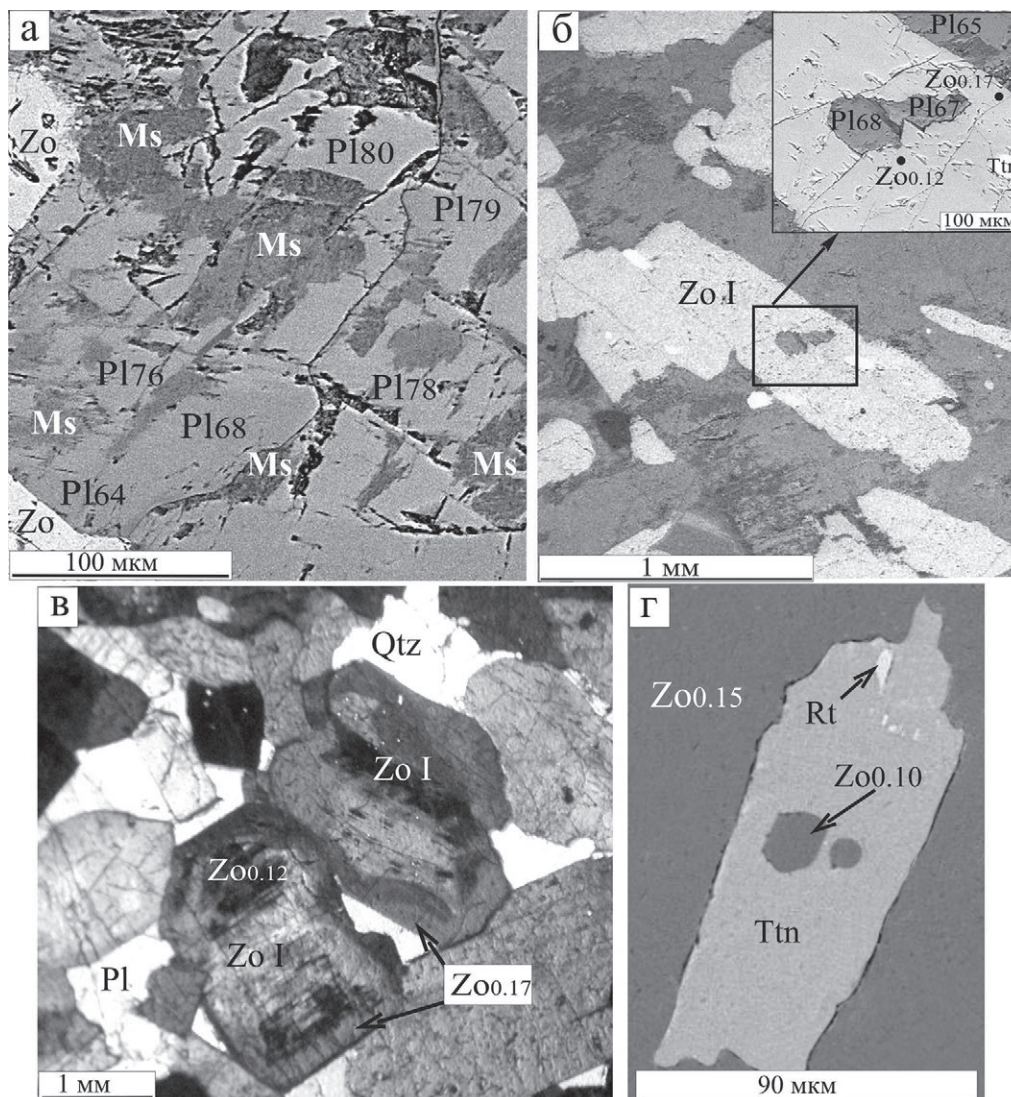


Рис. 6. Микрофотографии PI-содержащих цоизитов:

а – основной PI замещается мелкочешуйчатым фенгит-мусковитовым агрегатом (шл. 1603-2а-2); б – включение мусковитизированного PI₆₇₋₆₈ в зональном Zo I (Zo_{0,12}→Zo_{0,17}) (шл. 1603-2в); в – сдвойникованные зональные (Zo_{0,12}→Zo_{0,17}) идиоморфные и субидиоморфные кристаллы Zo I (шл. 1030); г – в Zo_{0,15} – включение титанита, содержащего мелкие включения Zo_{0,10} и Rt (шл. 258-4). Изображения в отраженных электронах (а, б, г) и николях X (в)

Fig. 6. Photomicrographs of PI-bearing zoisites:

а – calcium-rich PI is replaced by finely squamosed aggregate of muscovites and phengites (thin section. 1603-2a-2); б – muscovitized PI₆₇₋₆₈ inclusion in zoned Zo I (Zo_{0,12}→Zo_{0,17}) (thin section 1603-2b); в – twinned zoned (Zo_{0,12}→Zo_{0,17}) idiomorphic and sub-idiomorphic Zo I crystals (thin section 1030); г – titanite inclusion in Zo_{0,15}; it contains Zo_{0,10} and Rt (thin section 258-4) inclusions. Images in reflected electrons (a, б, г) and x-nicols (v)

включения более мелких субидиоморфных кристаллов Zo размером 150–300 мкм. Среднее содержание X_{Ps} во включениях и в минералах-хозяевах примерно равное – Zo_{0,16-0,17} (табл. 3, ан. 5–6), но в том и другом случае фиксируются Zo_{0,10-0,12}. Редко во включениях встречаются минералы Czo – Ep группы (табл. 3, ан. 15–16), вероятно, сосуществующие с Zo.

Обогащенные TiO₂ зеленые цоизиты (табл. 1) содержат до 3 % титанита двух морфо-

типов: а) в виде мелких (5–30 мкм) включений в Zo_{0,10-0,11} и б) в виде скоплений более крупных зерен (до 200–300 мкм) между кристаллами Zo_{0,14-0,16} более поздней генерации, не содержащей включений (табл. 3, ан. 7–8).

В кварцсодержащих цоизититах выделяются две текстурные группы: массивная с ксеноморфными зернами Zo и ориентированная – в зонах деформаций с субидиоморфными удлинненно-призматическими кристаллами Zo.

Таблица 2. Микрорзондовые анализы (мас. %) и кристаллохимические формулы (к. ф.) фенгитов из цоизититов Гридинского комплекса

Table 2. Microprobe analyses (wt %) and crystallochemical formulas (a. p. f. u.) of phengites from zoisitites from the Gridino complex

№ обр. Samples no.	258-4	1603-2a-2	258-4	1603-2a-2	1603-2a-2	258-4	1603-1	1603-2a	1603-2в	GR 10
№ ан. Analysis no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,89	49,24	48,09	49,07	49,58	49,65	50,13	51,21	48,43	46,45
Al ₂ O ₃	34,71	36,18	33,07	34,54	34,66	33,39	34,83	34,37	35,20	32,24
FeO*	1,02		1,26			0,80			1,24	1,58
MnO								0,58		
MgO	1,78	0,80	1,93	1,06	1,01	2,06	0,90	0,55		1,45
CaO										
Na ₂ O	0,57	0,58		1,03	0,50		0,84	1,38		
K ₂ O	11,55	11,51	11,63	10,59	11,15	11,84	10,83	10,42	11,56	10,78
Сумма Total	98,52	98,31	95,98	96,29	96,90	97,74	97,53	98,51	96,43	92,50
O	11									
Si	3,15	3,16	3,19	3,20	3,22	3,22	3,23	3,27	3,18	3,19
Al	2,64	2,73	2,58	2,66	2,65	2,55	2,64	2,58	2,72	2,61
Fe ²⁺	0,06		0,07			0,04			0,07	0,09
Mn								0,03		
Mg	0,17	0,08	0,19	0,10	0,10	0,20	0,09	0,05		0,15
Ca										
Na	0,07	0,07		0,13	0,06		0,11	0,17		
K	0,95	0,94	0,98	0,88	0,92	0,98	0,89	0,85	0,97	0,94
Сумма Total	7,04	6,98	7,01	6,97	6,95	6,99	6,96	6,95	6,94	6,98
F, %	26,1		26,9			16,7				37,5

Примечание. *Здесь и в табл. 3, 4 все железо в виде FeO. F, % = Fe²⁺ / (Fe²⁺+Mg) * 100. Ан.: 1-8 – в мелкочешуйчатых агрегатах, развивающихся по плагиоклазам; 9, 10 – включения в цоизитах.

Note. *Here and in Tables 3, 4 all iron as FeO. F, % – iron number Fe²⁺ / (Fe²⁺+Mg) * 100. An: 1-8 – fine-grained aggregates, growing in plagioclase; 9, 10 – inclusion in zoisitites.

По составу цоизиты этих групп близки (табл. 3, ан. 9–10). В них слабо проявлена прогрессивная зональность, при этом самые краевые зоны иногда представлены Czo – Ep. Постоянными включениями в кристаллах Zo являются кварц и титанит.

По совокупности изложенных данных можно заключить, что при образовании цоизититов вариации составов Zo в интервале X_{Ps} = 0,10–0,17 отражают прогрессивный тренд развития метаморфических процессов. И наглядным подтверждением этого вывода является изображенное на рис. 6, г зерно титанита, включенное в Zo_{0,15} и при этом содержащее включение Zo_{0,10} и Rt (табл. 3, ан. 11–12).

Информация о последующих минеральных преобразованиях содержится в тех же плагиоклазовых обособлениях, в которых фиксируется новая генерация Pl II (60–66, max 63–65 % An, рис. 5) в виде неправильной формы зерен размером до нескольких миллиметров. Они

несут четкие признаки более позднего образования относительно плагиоклазов ранней генерации, слюд и цоизитов (рис. 7, а). При этом Pl II не подвергается процессам ослюденения, но довольно часто содержит темновые реликтовые включения этих компонентов (рис. 7, б).

В редких случаях во фрагментах преобразованного протолита встречается диопсид (табл. 4, ан. 1). В изученном обр. 258-3 он плохо сохранился и наблюдается в виде реликтов среди образовавшейся по нему тремолитовой массы (рис. 7, в; табл. 4, ан. 3). Реликтовым, вероятно, является и плагиоклаз (60–66 % An), по которому образуется Zo II в виде кварц-цоизитовых симплектитов (рис. 7, г). Цоизит имеет относительно стабильный состав (X_{Ps} = 0,10, табл. 3, ан. 13). Широко распространенным минералом в этой ассоциации является эпидот (рис. 7, г; табл. 3, ан. 17), содержащий включения основного плагиоклаза, слюды, цоизита и диопсида (табл. 4, ан. 2). По характеру взаи-

Таблица 3. Микросондовые анализы (мас. %) и кристаллохимические формулы (к. ф.) цоизитов и эпидотов из цоизититов Грдинского комплекса
 Table 3. Microprobe analyses (wt %) and crystallochemical formulas (a. p. f. u.) of zoisites and epidotes from zoisites from the Gridino complex

Компонент Component	Zo I												Zo II	Zo III	Ep I		Ep II
	1603-2в	1603-2в	1030	258-4	1602	1602	1602-2	1602-2а	258-4а	258-4а	258-3	1603-1			258-4а	258-4а	
№ обр. Samples no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
№ ан. Analysis no.																	
Место ан. Location	ц	кр	ц	кр	вкл	хоз	а	б	а	б	а	б			вкл	вкл	
SiO ₂	37,99	38,26	39,80	38,68	38,91	38,89	38,69	38,40	38,87	39,44	39,59	39,56	39,87	40,25	38,13	38,24	38,93
Al ₂ O ₃	31,53	30,93	32,75	30,70	31,15	30,59	31,30	31,35	30,93	31,10	32,08	31,50	33,08	32,23	29,97	27,70	28,70
Cr ₂ O ₃																	
FeO*	1,86	2,60	1,89	2,67	2,41	2,52	1,47	2,41	2,36	2,47	1,04	2,39	1,60	1,05	3,17	5,48	5,59
CaO	24,20	24,69	25,51	24,84	24,96	24,26	24,18	24,18	25,11	25,33	25,16	23,53	24,13	25,83	24,96	24,36	24,65
K ₂ O												0,43		0,40			
Сумма Total	95,58	96,48	99,95	96,89	97,43	96,26	95,64	96,34	97,27	98,34	97,87	97,41	98,68	99,76	96,23	96,38	97,87
O	12,5																
Si	2,98	2,99	2,99	3,01	3,01	3,04	3,03	3,00	3,01	3,02	3,01	3,05	3,01	3,03	3,00	3,05	3,05
Al	2,92	2,85	2,90	2,82	2,84	2,82	2,89	2,88	2,82	2,81	2,87	2,86	2,95	2,86	2,78	2,60	2,65
Cr																0,04	
Fe ³⁺	0,12	0,17	0,12	0,17	0,16	0,17	0,10	0,16	0,15	0,16	0,10	0,15	0,10	0,07	0,21	0,37	0,37
Ca	2,04	2,07	2,05	2,07	2,07	2,03	2,03	2,02	2,09	2,08	2,05	1,94	1,95	2,08	2,11	2,08	2,07
K												0,04		0,04			
Сумма Total	8,06	8,08	8,06	8,07	8,08	8,06	8,05	8,06	8,07	8,07	8,03	8,04	8,01	8,08	8,10	8,14	8,14
X _{Ps}	0,12	0,17	0,12	0,17	0,16	0,17	0,10	0,16	0,15	0,16	0,10	0,15	0,10	0,08	0,21	0,38	0,36

Примечание. ц – центр, кр – край, вкл – включение, хоз – хозяин. Анализы: 7, 8 – две генерации Zo_{0,10} (а) и Zo_{0,16} (б) из светло-зеленого цоизитита; 9, 10 – Zo из массивного (а) и расщепленного (б) кварцсодержащего цоизитита; 11, 12 – включение Zo_{0,10} (а) и Rt в титаните, который является включением в Zo_{0,15} более поздней генерации. Другие пояснения в тексте. X_{Ps} = Fe³⁺ / (Fe³⁺+Al-2).

Note. ц – core, кр – rim, вкл – inclusion, хоз – matrix. Analysis: 7, 8 – two generations Zo_{0,10} (a) and Zo_{0,16} (b) from pale green zoisites; 9, 10 – Zo from massive (a) and deformed (b) quartz-bearing zoisites; 11, 12 – inclusions Zo_{0,10} (a) and Rt in titanite which is an inclusion in Zo_{0,15} late generation. The other explanations are in the text. X_{Ps} = Fe³⁺ / (Fe³⁺+Al-2).

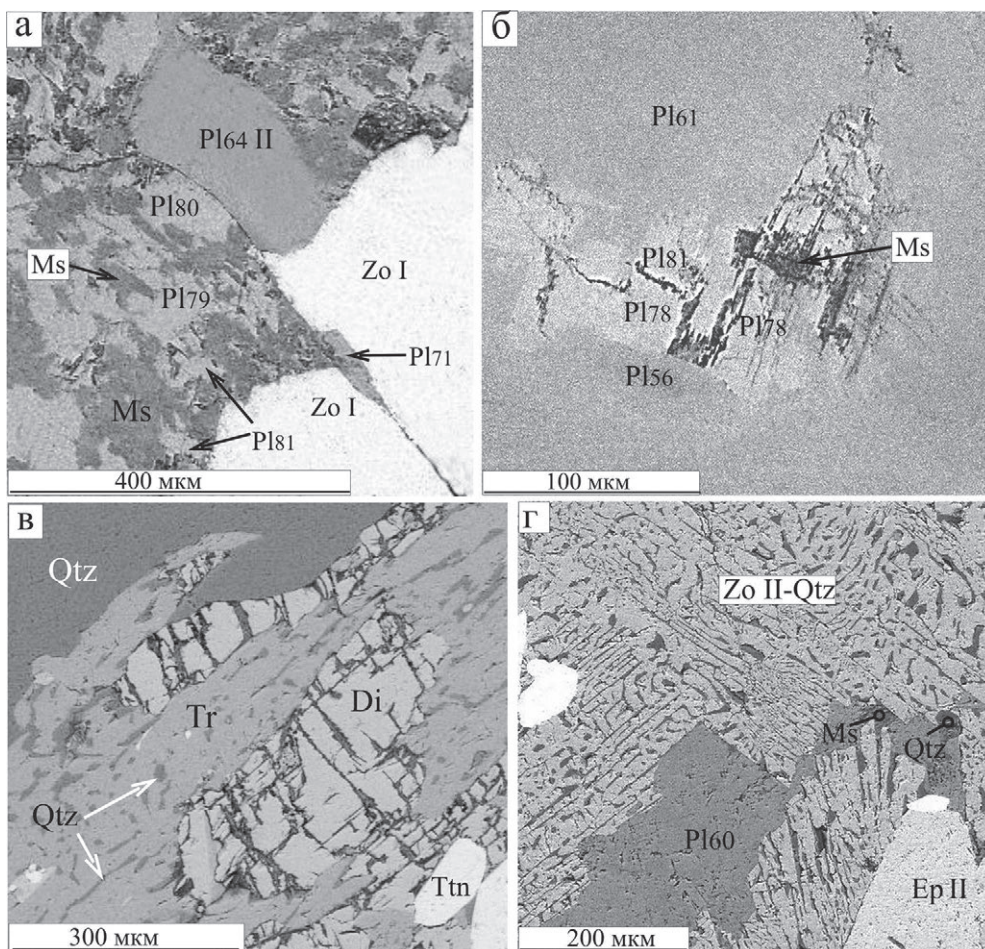


Рис. 7. Минерализация первого этапа ретроградных преобразований:

а – Pl₆₄ II, образовавшийся позднее Pl I, слюд и Zo I, не подвергшийся процессу мелкочешуйчатой мусковитизации (шл. 1603-2а); б – Pl II нередко содержит включения Pl-Ms компонента (шл. 1603-2а-2); в – реликтовый диопсид в тремолитовой массе (шл. 258-3); г – Zo II в кварц-цоизитовом симплектите и образовавшийся позднее Ep II. Изображения в отраженных электронах

Fig. 7. Mineralization at the first stage of retrograde metamorphism:

а – Pl₆₄ II, which formed later Pl I, micas and Zo I, which has not been subjected to finely squamosed muscovitization (thin section 1603-2a); б – Pl II often contains Pl-Ms inclusions (thin section 1603-2a-2); в – relict diopside in tremolite matrix (thin section 258-3); г – Zo II in quartz-zoisite symplectite and Ep II, which formed later. Images in reflected electrons

моотношения с кварц-цоизитовым симплектитом (Zo II-Qtz) предполагается его относительно позднее образование, возможно, на поздней стадии единого процесса: Pl II – Zo II (+Tr) – Ep II.

Следующий этап метаморфического преобразования пород, отчетливо проявленный в тех же участках цоизит-плаггиоклазового состава, обозначен кристаллизацией новой генерации цоизита (Zo III) преимущественно в виде друзовых или щетковидных агрегатов, состоящих, как правило, из сдвойникованных шестоватых мелкозернистых кристаллов гомогенных и симплектитовых с вростками альбитовой составляющей. Они развиваются по плаггиоклазу, образуя каймы по краям кристаллов плаггиоклаза, раннего цоизита (рис. 8, а), кварц-цоизитового

симплектита (Zo II-Qtz) и Ep II (рис. 8, б). Нередки самостоятельные агрегаты кристаллов цоизита (альбит-цоизитовые симплектиты), имеющих X-образную форму (рис. 8, в).

Вблизи агрегатов Zo III и в интерстиционных окнах отмечается постепенное изменение составов плаггиоклаза от 70–60 % An до альбита (5–10 % An) (рис. 5). Четко устанавливается парагенезис Zo III ($X_{ps} = 0,08$, табл. 3, ан. 14) – Ms II – Ab (рис. 8, г). Мусковит образует разного размера ограненные чешуйки. Альбит наблюдается в виде различных по размеру и форме выделений – округлых, соизмеримых с Pl II зерен, в виде зон при реакционных соотношениях с основными плаггиоклазами, а также во включениях в Zo III и Ms и др.

Таблица 4. Микрозондовые анализы (мас. %) и кристаллохимические формулы (к. ф.) диопсидов (1, 2) и тремолита (3) из цоизититов Гридинского комплекса

№ обр. Samples no.	258-3	258-3	258-3
№ ан. Analysis no.	1	2	3
SiO ₂	53,42	53,89	58,02
Al ₂ O ₃	1,87	2,13	1,40
FeO	4,56	3,45	2,45
MgO	14,78	16,02	22,34
CaO	24,50	24,66	13,49
Na ₂ O			
K ₂ O			
Сумма Total	99,13	100,15	97,70
O	6		23
Si	1,98	1,97	7,93
Al	0,02	0,09	0,22
Fe ²⁺	0,14	0,11	0,28
Mg	0,82	0,87	4,55
Ca	0,97	0,96	1,98
Na			
K			
Сумма Total	3,93	4,00	14,96
F, %	14,6	11,2	5,8

Примечание. Диопсиды: 1 – реликт в тремолитовой массе (3); 2 – включение в эпидоте.

Note. Diopsides: 1 – relic in tremolite mass (3); 2 – inclusions in epidote.

Для наиболее распространенного акцессорного минерала – титанита (до 1–3 % в зеленых цоизититах) устанавливается его парагенетическая связь со всеми генерациями цоизитов. Рутил в основном наблюдается в мономинеральных цоизититах в виде монокристаллов, часто обрастающих каймами титанитов, а также в виде мелких включений в титанитах, в обр. 284-4 – совместно с Zo_{0,10} (рис. 6, г).

Минеральные ассоциации в цоизититах на разных стадиях их образования и ретроградных изменений представлены на рис. 9.

Реликтовыми минералами, соответствующими протолиту, являются плагиоклазы (≥ 82–83 % An) ± диопсид. На ранней стадии метаморфизма происходило интенсивное разви-

тие по плагиоклазам мелкочешуйчатых слюдистых агрегатов со снижением An-составляющей в плагиоклазах до 63–65 % An. Подвергались изменениям и Pl₈₂₋₈₃, что не исключает более основной состав плагиоклазов протолита. Этот процесс (Pl₈₂₋₈₃ + H₂O + K₂O + Na₂O → слюды + Pl₆₃₋₆₅) происходил с участием, вероятно, привнесенных воды и щелочей. Часть Na₂O, высвобождавшаяся при деанортитизации плагиоклазов, по-видимому, способствовала изменению в ходе развития процесса активности щелочей от K к Na. Постепенное увеличение в фенгитах содержания Si = 3,15–3,27 к. ф., вероятно, определяет прогрессивный высокобарический характер метаморфического тренда.

На следующей стадии происходило образование цоизитов (Pl₈₃₋₆₃ + слюды + H₂O → Zo I + Qtz + K₂O + Na₂O) – сначала отдельных мелких кристаллов, возможно, совместно со слюдяным компонентом с последующим образованием мономинеральных среднезернистых цоизитов с прогрессивным увеличением в их составе X_{Ps} = 0,10→0,17. Кварц в основном подвергался сегрегации с образованием кварцсодержащих цоизитов или кварцевых прожилков с цоизитом. Встречаемые в массе основных плагиоклазов мелкие неправильной формы образования KFs, возможно, сформировались за счет выделившегося при реакции K₂O.

Ретроградные процессы происходили в течение двух дискретных этапов. Первый отмечен образованием Pl₆₃₋₆₅, Zo II, повсеместно в виде Zo-Qtz симплектитов (рис. 7, г) при реакции Pl₆₅ + H₂O + CaO → Zo_{0,10} + Qtz ± Ep + Na₂O и Di + H₂O + SiO₂ → Tr + CaO в участках, содержащих Di. Кварц в основном кристаллизуется in situ – в симплектитовых срастаниях с Zo II.

Для второго ретроградного этапа характерны парагенезисы Zo III – Ab и Zo III – Ab – Ms II при соответствующих реакциях: Pl₆₅ + H₂O + Na₂O → Zo_{0,08} + Ab и Pl₆₅ + H₂O + Na₂O + K₂O → Zo_{0,10} + Ab + Ms.

Определение P-T условий метаморфизма цоизититов является сложной задачей. Единственная возможность – использование геотермобарометра А. Брунсмманна и др. [Brunsmann et al., 2002], основанного на результатах экспериментальных исследований в системе CaO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CFASH), целью которых было изучение фазовых равновесий «цоизит – клиноцоизит». По заключению авторов, приблизительный минимум P-T условий образования цоизита может быть определен и в породах, не содержащих клиноцоизита, по уравнению X_{Ps}^{max} = 1,9 * 10⁻⁴ T + 3,1 * 10⁻² P – 5,36 * 10⁻² (ΔT = ±50 °C, ΔP = ±0,3 GPa) при

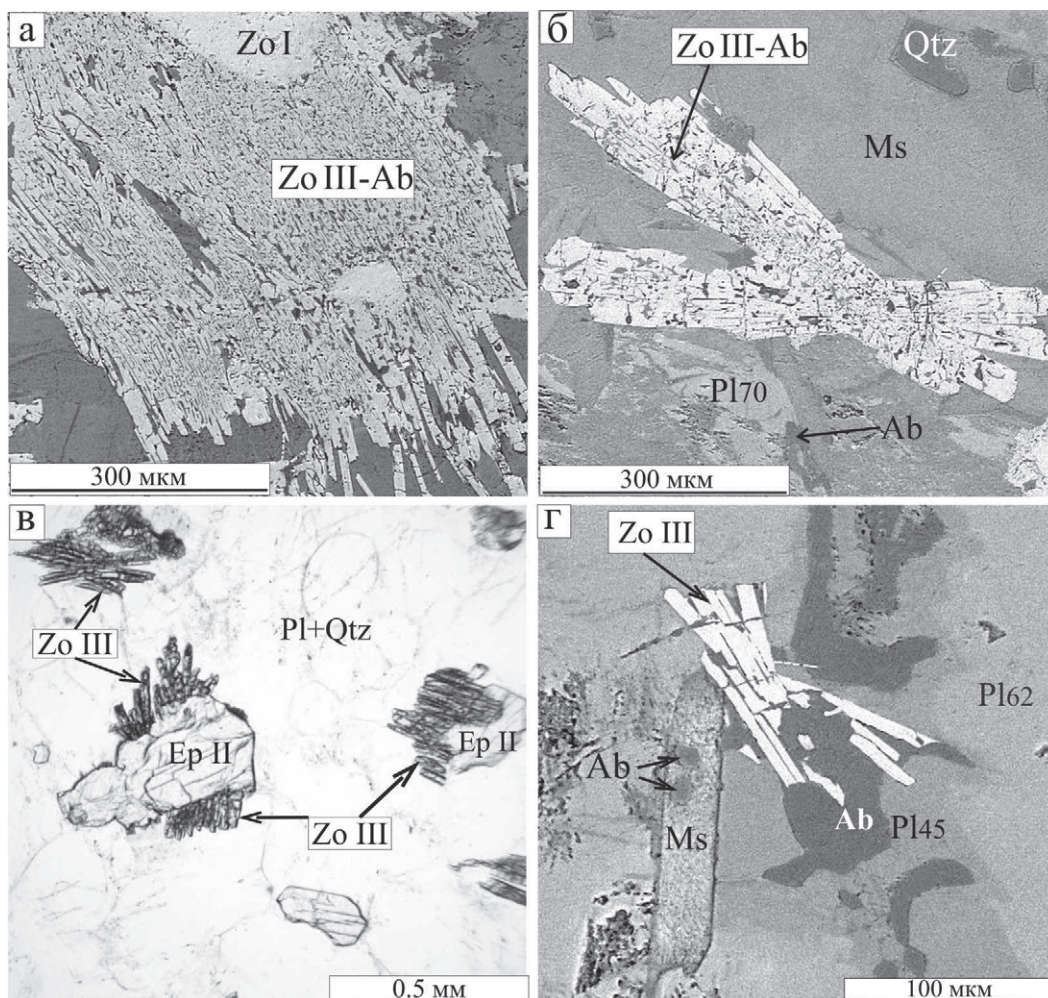


Рис. 8. Минерализация второго этапа ретроградных преобразований:

а – образование мелкоагрегатного Zo III по Pl в краевых частях кристаллов Zo I (шл. 258–3); б – X-образная форма кристаллов Zo III (Ab-Zo симплектиты) в реликтовой плагиоклазовой (Pl_{70}) матрице с новообразованиями Ab, Ms, Qtz (шл. 258–4); в – образованные по Pl кристаллы Zo III на границах кристаллов Ep II (шл. 746–3, без анализатора); г – парогенезис Zo III–Ms II–Ab в меняющей состав (62→45→10 % An) плагиоклазовой матрице (шл. 1603–1). Изображения в отраженных электронах (а, б, г)

Fig. 8. Mineralization at the second stage of retrograde metamorphism:

а – formation of fine-aggregate Zo III after Pl on Zo I crystal margins (thin section 258–3); б – X-shaped Zo III crystals (Ab-Zo symplectites) in relict plagioclase (Pl_{70}) matrix with newly-formed Ab, Ms and Qtz (thin section 258–4); в – Zo III crystals formed after Pl on Ep II crystal margins (thin section 746–3, without analyzer); г – paragenesis Zo III–Ms II–Ab in plagioclase matrix, which changes its composition (62→45→10 % An) (thin section 1603–1). Images in reflected electrons (а, б, г)

известных значениях одного из параметров [Brunsmann et al., 2002].

Поскольку прямыми данными о температурах образования цоизитов разных генераций мы не располагали, используются результаты определения температур образования аксессуарных минералов – рутилов и титанитов (Zr-геотермометры [Watson et al., 2006a, б]), которые, по данным минералогического и петрографического изучения цоизитов и эклогитов, кристаллизуются в парогенезисе с породообразующими минералами разных этапов

метаморфической эволюции. В процессе прогрессивной стадии метаморфизма цоизитов эти минералы образовались в температурном интервале 590–820 °C (табл. 5, 6). При содержании в цоизитах Fe^{3+} от 0,10 до 0,17 к. ф. давление при этих температурах соответствует $\geq 13,0 \rightarrow \geq 23,5$ кбар (рис. 10) – эклогитовой фации метаморфизма.

Если предположить, что и при образовании фенгитов температуры соответствовали этому интервалу, то использование эмпирического фенгитового геобарометра, основанного

Минералы Minerals	Протолит Protolite	НР-амфиболитовая — эклогитовая фации HP-amphibolite — eclogite facies	Постэклогитовые этапы Post-eclogite stages	
			I	II
Плагиоклаз Plagioclase	≥ 82-83% An	83-65% An	63-65% An	Ab (0-10% An)
Диопсид Diopside				
Цоизит Zoisite				
Фенгит Phengite				
Мусковит Muscovite				
Кварц Quartz				
Клиноцоизит- эпидот Clinzoisite- epidote				
Титанит Titanite	*****			
Рутил Rutile	*****			
Тремолит Tremolite				

Рис. 9. Минеральные ассоциации в цоизититах Гридинской структуры, связанные с разными этапами их истории

Fig. 9. Mineral assemblages in zoisitites of the Gridino structure related to the different stages of their history

Таблица 5. Температуры образования рутилов из цоизититов (обр. 258–4) Гридинского комплекса по Zr-геотермометру [Watson et al., 2006a]

Table 5. Rutile formation temperatures from zoisitites (sample 258–4) from the Gridino complex, calculated by Zr-geothermometer [Watson et al., 2006a]

Компонент Component	II-2	I-8	I-3	I-5	I-14	I-13	I-7	II-10	II-5	I-11
Zr, ppm	148,4	156,3	368,9	456,9	805	926	1008	1357	1753	1806
T, °C	589	592	660	678	730	744	753	784	813	816

Примечание. I, II – две группы исследованных рутилов.

Note. I, II – two groups of the investigated rutiles.

Таблица 6. Температуры образования титанитов из цоизититов (обр. 258–4) Гридинского комплекса по Zr-геотермометру [Watson et al., 2006b]

Table 6. Titanite formation temperatures from zoisitites (sample 258–4) from the Gridino complex, calculated by Zr-geothermometer [Watson et al., 2006b]

№ ан. Analysis no.	Концентрация Concentration Zr, ppm	Log Zr (ppm)	T, °C
12	123,9	2,09	771
5	166,2	2,22	786
7	181,8	2,26	790
3	246,5	2,39	806
1	371,4	2,57	828

на принципе мономинеральной геобарометрии [Камзолкин и др., 2015], определяет давление 9–22,8 кбар, что соответствует тренду НР-амфиболитовой – эклогитовой фаций. Значения интервала 9–13 кбар в этом случае, возможно, отражают начальные условия образования мусковитов (Ms I) и фенгитов до времени образования цоизита. Предполагаемые P-T условия ретроградных процессов соответствуют: 1) при $Zo_{0,10}$ – T ~ 600 °C, P ~ 13 кбар и 2) при $Zo_{0,08}$ – T ~ 570 °C, P ~ 8 кбар (рис. 10).

Протолит. Цоизититы на о. Цоизититовом в крупных (60×10 м) и мелких телах в основном имеют однородный цоизитовый состав с ре-

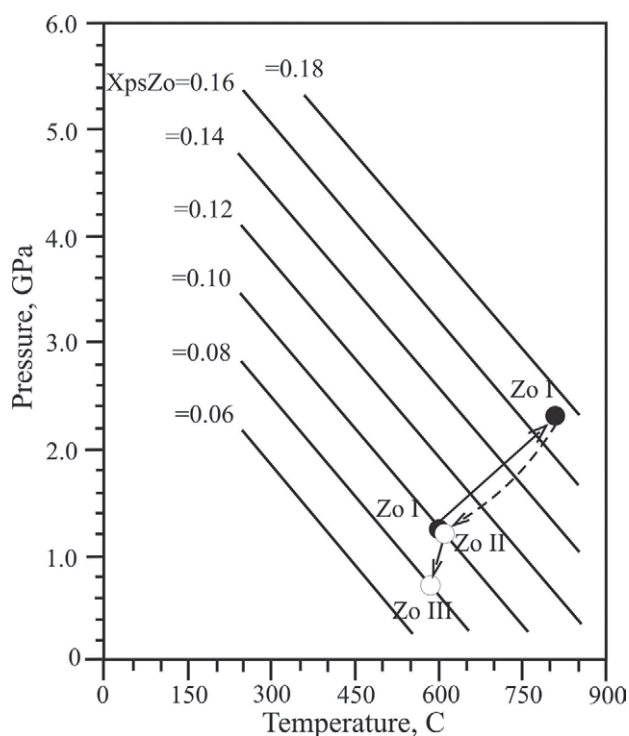


Рис. 10. P-T условия образования цоизитов на проградном и ретроградных этапах (на основе геотермобарометра [Brunsmann et al., 2002])

Fig. 10. P-T conditions of the zoisite formation at prograde and retrograde stages (estimated using a geothermobarometer [Brunsmann et al., 2002])

ликтовым ранним плагиоклазом ($\geq 82-83\%$ An). Локально в небольшом количестве в них встречается диопсид, как правило, амфиболизированный (рис. 7, в). Ассоциация этих минералов позволяет предполагать, что протолитом цоизититов, вероятно, могут быть анортозиты, образующие метаморфизованные фрагменты дифференциального комплекса габбро-анортозитов.

Показательным в этом плане может быть сравнительное сходство схем распределения редких земель (рис. 3, а) и особенно редких элементов (рис. 3, б) в анортозитах на примере анортозита (Pl 80% An) из расслоенного анортозитового комплекса Нааят Кууэт (Naajat Kuuat), Западная Гренландия [Hoffman et al., 2012], и в цоизититах и цоизитах р-на с. Гридино. Отличия заключаются только в количественном содержании микроэлементов и в положительной Eu-аномалии в анортозите, как и в Pl-содержащем цоизитите (обр. 1603-2а, рис. 3, табл. 1). Относительное обогащение редкоземельными и редкими элементами, по-видимому, связано с их привнесом вместе с водой и щелочами в процессе образования слюд с последующим их перераспределением при образовании цоизитов.

Предполагаемые габбро-анортозитовые дифференциаты, к сожалению, интенсивно преобразованные, являются обычным компонентом обломочного комплекса в гранитоидной матрице Гридинского комплекса. В подобной породе четко полосчатого строения на о. Столбиха в лейкократовой части устанавливается наиболее ранняя диопсид-плагиоклазовая (Pl₉₃₋₉₄) магматическая (?) ассоциация. Также реликтовые признаки эклогитового метаморфизма представлены гранатом (20% Prp, 31% Grs) с многочисленными включениями Zo_{0.15-0.16} и, как в цоизититах, развивающимися по Pl₈₃₋₈₆ фенгитом (Si = 3,27 к. ф.) и цоизитом. Основной интенсивно проявленный метаморфизм представлен ассоциацией Grt-Cpx-Amph-Vt-Pl₄₃₋₅₀. Признаками раннего омфацита являются ориентированные и субориентированные Cpx-Pl симплектиты. Собственно омфацит (28% Jd) был обнаружен только во включении в гранате в меланократовой полосе, сложенной амфиболизированными симплектитовыми апо-эклогитами [Maksimov et al., 2019].

Возраст. При U-Pb датировании цирконов из цоизититов о. Цоизититового в северной части наиболее крупного тела (рис. 2, табл. 1, ан. GR10-6/2) получены 45 конкордантных и субконкордантных изотопных возрастов в 26 зернах цирконов. Результаты датирования показали вариации возрастов от 3,0 до 1,9 млрд лет. При этом выделяются 6 групп с возрастными 3,0; 2,9; 2,82; 2,75; 2,72; 1,96 млрд лет [Слабунов и др., 2015].

Комплексное изучение морфологии и геохимии цирконов, а также минеральных включений в них послужило основанием для оценки вероятных условий образования каждой из этих групп [Слабунов и др., 2015]. Цирконы наиболее ранних групп (3,0; 2,9; 2,82 млрд лет), по-видимому, являются ксеногенными, захваченными из пород рамы при формировании анортозитового или габбро-анортозитового массива. Идиоморфные и субидиоморфные зональные, очевидно, магматические цирконы с возрастом 2745 ± 8 млн лет являются наиболее приемлемыми для их соответствия возрасту протолита цоизититов – анортозита. Конкордантный возраст 2719 ± 8 млн лет округлой и овальной форм метаморфических цирконов соответствует времени образования цоизититов в условиях эклогитовой фации, а группа цирконов с возрастом $2678,9 \pm 10$ млн лет [Слабунов и др., 2015] – предположительно, времени I этапа ретроградных преобразований (Zo II – P ~ 12 кбар, T ~ 600 °C).

Цирконы палеопротерозойского возраста, проявленные только в форме зон обра-

стания архейских цирконов (светлые в CL-изображениях), не получили корректных возрастных датировок из-за больших погрешностей определений ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2065 ± 936 и 1987 ± 923 млн лет), обусловленных крайне низким содержанием U, Th, Pb, REE (условное конкордантное определение 1960 ± 130 млн лет [Слабунов и др., 2015]).

Обсуждение результатов и выводы

Цоизиты занимают одинаковое с эклогитами геологическое положение – в составе обломочного компонента в разгнейсованной гранитоидной матрице. Являются ли эти породы фаціальными аналогами при отсутствии в цоизититах кианита, ожидаемого при реакции образования цоизита по анортиту?

На ранней стадии прогрессивного метаморфизма анортозитового протолита по основному плагиоклазу происходило образование мусковитов (Ms I) и фенгитов с содержанием Si = 3,15–3,27 к. ф.

На второй стадии прогрессивного метаморфизма при практически полном замещении минералов ранних ассоциаций шло образование цоизитов ($\text{Pl}_{83-63} + \text{слюды} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Zo I} + \text{Qtz} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) с прогрессивно возрастающим содержанием $X_{\text{Ps}} = 0,10 \rightarrow 0,17$. Вероятно, присутствие слюдяной минерализации в качестве сопутствующего реагента предопределило преобразование An в Zo без участия Ku и Grs.

Проблемной остается временная интерпретация слюдяной и цоизитовой минерализаций – дискретной во времени их образования или интегральной с начальной слюдяной (9–13 кбар) и конечной мономинеральной цоизитовой ассоциацией.

Использование геотермобарометра [Brunsmann et al., 2002], основанного на интерпретации экспериментальных данных в системе цоизит-клиноцоизит, и Zr-геотермометров [Watson et al., 2006а, б] дало возможность определить вероятные P-T условия их кристаллизации (≥ 13 кбар/590 °C $\rightarrow \geq 23,5$ кбар/820 °C), соответствующие эклогитовой фации метаморфизма.

Соответствие цоизитов прогрессивного тренда метаморфизма эклогитовой фации подтверждается также наблюдаемыми в шлифах эклогитов о. Избная Луда и участка Самылино обособлениями, сложенными парагенетическими с эклогитовыми ассоциациями цоизитами совместно с мусковитом, фенгитом и реликтовыми (?) плагиоклазами (85–95 % An).

Анортозитовый протолит цоизититов, вероятно, является фрагментом дифференцированного массива габбро-анортозитов, пред-

полагаемые обломки которого неоднократно устанавливались в Гридинском эклогитосодержащем комплексе. Наиболее вероятным их аналогом представляются полосчатые амфиболлизированные ретроградно преобразованные симплектитовые эклогиты о. Столбиха. Помимо минералого-петрологических признаков (реликтовые анортиты, цоизиты, фенгиты) сопоставимыми являются их возрастные датировки. Возраст эклогитов и их ретроградных преобразований – 2,72–2,65 млрд лет [Володичев и др., 2004]; 2,70–2,65–2,61 млрд лет [Li et al., 2015]; 2,71–2,68 млрд лет [Balagansky et al., 2019]. Возраст цоизититов и их ретроградных преобразований – от 2,72–2,68 до 2,62 млрд лет [Слабунов и др., 2015]. Возраст предполагаемого магматического протолита эклогитов 2,75–2,76 млрд лет [Li et al., 2015]; цоизититов ~ 2,75 млрд лет [Слабунов и др., 2015]. Возраст ретроградных преобразований сопоставим с возрастом второй стадии [Volodichev, 2014] архейской коллизии в породах Беломорской провинции (HP-метаморфизм кианит-ортоклазовой субфации [Володичев, 1990]) – 2691 ± 15 млн лет [Левченков и др., 2001] и 2678 ± 31 млн лет [Слабунов и др., 2016].

Преобладание в составе обломочного компонента плутонических пород разнообразного состава (двупироксеновые, клинопироксеновые и ортопироксеновые пироксениты, габбро-нориты, габбро-анортозиты, анортозиты и др.) позволяет предполагать, что их эклогитизация происходила в режиме коллизии. Эти породы могут быть эклогитизированными нижнекоровыми образованиями, эксгумированными в декомпрессионном канале, сформированном в процессе образования континентальной трансензионной глубинной зоны [Володичев, Кузенко, 2013; Volodichev, 2014].

Авторы выражают искреннюю благодарность П. Я. Азимову за детальное и во многом критическое обсуждение полученных результатов, а также А. И. Слабунову за высказанные замечания и рекомендации.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

Литература

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И., Кузенко Т. И., Конилов А. Н. 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: Матер. II Рос. конф. 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., Слабунов А. И., Бибикина Е. В., Конилов А. Н., Кузенко Т. И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Сибелев О. С., Скублов С. Г., Кузенко Т. И. Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эклогитизированных габброноритов Беломорской провинции (с. Гридино) // Геохимия. 2012. № 8. С. 734–748.

Володичев О. И., Кузенко Т. И. Прогрэдные 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., Максимов О. А. Гридинский неоархейский эклогитсодержащий комплекс: проблемы геодинамики, образования и развития // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем: Матер. науч. конф. и путеводитель науч. экскурсий. Петрозаводск, 2017. С. 58–60.

Камзолкин В. А., Иванов С. Д., Конилов А. Н. Эмпирический фенгитовый геобарометр: обоснование, калибровка и применение // Записки РМО. 2015. № 5. С. 1–14.

Левченко О. А., Володичев О. И., Зингер Т. Ф., Яковлева С. З., Макеев А. Ф., Шулешко И. К., Кевлич В. И. 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.

Сибелев О. С., Гоголев М. А., Максимов О. А. Геологическая позиция и условия формирования метаэндербитов Гридинской зоны эклогитсодержащего меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 16. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 5–20.

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

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. 2011. Т. 437, № 2. С. 238–242.

Слабунов А. И., Азимов П. Я., Глебовицкий В. А., Жанг Л., Кевлич В. И. Архейская и палеопротерозойская мигматизация пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия

// ДАН. 2016. Т. 467, № 1. С. 71–74. doi: 10.7868/S0869565216070239

Слабунов А. И., Володичев О. И., Ли Сяоли, Максимов О. А. Архейские коизититы Гридинского эклогитсодержащего меланжа (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита): геология, U-Pb возраста цирконов и геодинамические следствия // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 85–106. doi: 10.17076/geo121

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

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

Armbruster T., Bonazzi P., Akasaka M., Bernanec V., Chopin C., Gieré R., Heuss-Assbichler S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Y., Pasero M. Recommended nomenclature of epidote-group minerals // Eur. J. Mineral. 2006. Vol. 18. P. 551–567.

Balagansky V. V., Maksimov O. A., Gorbunov I. A., Kartushinskaya T. V., Mudruk S. V., Sidorov M. Yu., Sibelev O. S., Slabunov A. I. Older and younger eclogites in the Belomorian province, Fennoscandian Shield: an example from the Gridino area // Abs. Vol. of the 13th Int. Eclogite Conf. Petrozavodsk, 2019. P. 10.

Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Can. Mineral. 1991. Vol. 29, no. 4. P. 833–855.

Bird D., Spieler A. R. Epidote in Geothermal Systems // Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 56. P. 235–300.

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.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming minerals. Vol. 1B. Disilicates and Ring Silicates. Geol. Society, London, 1997. 629 p.

Dokukina K. A., Bayanova T. B., Kaulina T. V., Travina A. V., Mints M. V., Konilov A. N., Serov P. A. The Belomorian eclogite province: sequence of events and age of the igneous and metamorphic rocks of the Gridino association // Russ. Geol. Geophys. 2012. Vol. 53. P. 1023–1054. doi: 10.1016/j.rgg.2012.08.006

Enami N., Banno S. Zoisite-clinozoisite relations in low- to medium-grade high-pressure rocks and their implications // Miner. Mag. 1980. Vol. 43. P. 1005–1013. doi: 10.1180/minmag.1980.043.332.08

Enami M., Liou J. G., Mattinson C. G. Epidote minerals in high P/T metamorphic terranes: Subduction zone and high- to ultrahigh-pressure metamorphism // Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 56. P. 347–398.

Evans B. W. Phase relations of epidote-blueschists // Lithos. 1990. Vol. 25. P. 3–23.

Franz G., Liebscher A. Physical and chemical properties of the epidote minerals – An Introduction // Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 56. P. 1–82.

Franz G., Selverstone J. An empirical phase diagram for the clinozoisite-zoisite transformation in the system

$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) - \text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ // Amer. Miner. 1992. Vol. 77. P. 631–642.

Franz G., Smelik E. A. Zoisite-clinozoisite bearing pegmatites and their importance for decompressional melting in eclogites // Eur. J. Mineral. 1995. Vol. 7. P. 1421–1436.

Grapes R. H., Hoskin P. W. O. Epidote group minerals in low – medium pressure metamorphic terranes // Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 56. P. 301–345.

Herms P., John T., Bakker R. J., Schenk V. Evidence for channelized external fluid flow and element transfer in subducting slabs (Raspas Complex, Ecuador) // Chem. Geol. 2012. Vol. 310–311. P. 79–96. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.03.023

Herwartz D., Skublov S. G., Berezin A. V., Mel'nik A. E. First Lu-Hf garnet ages of eclogites from the Belomorian Mobile Belt (Baltic Shield, Russia) // Dokl. Earth Sci. 2012. Vol. 443. Part 1. P. 377–380. doi: 10.1134/S1028334X12030130

Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth and Planet Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 297–314.

Hoffmann J. E., Svahnberg H., Piazzolo S., Scherstén A., Münker C. The geodynamic evolution of Mesoproterozoic anorthosite complexes inferred from the Naajat Kuuat Complex, southern West Greenland // Precambrian Res. 2012. Vol. 196–197. P. 149–170. doi: 10.1016/j.precamres.2011.12.002

Korsakov A. V., Shatsky V. S., Sobolev N. V., Zayachkovsky A. A. Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif // European J. Miner. 2002. Vol. 14. P. 915–929.

Klemd R. Fluid inclusions in epidote minerals and fluid development in epidote-bearing rocks // Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 56. P. 197–234.

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

Li X., Zhanga L., Wei C., Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Res. 2015. Vol. 268. P. 74–96. doi: 10.1016/j.precamres.2015.07.009

Liebscher A., Franz G., Frei D., Dulski P. High-pressure melting of eclogite and the P-T-X history of tonalitic to trondhjemitic zoisite-pegmatites, Münchberg Massif, Germany // J. Petrol. 2007. Vol. 48, no. 5. P. 1001–1019.

Maksimov O. A., Slabunov A. I., Balagansky V. V., Volodichev O. I. Archean eclogites from the Belomo-

rian Province (examples from the Gridino area) // Abs. Vol. of the 13th Int. Eclogite Conf. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2019. P. 54.

Nicollet C., Leyreloup A., Dupuy C. Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from Southern Massif Central, France // Trondhjemitic, Dacites, and Related Rocks / Ed. F. Barker. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 435–463.

Perchuk A. L., Morgunova A. A. Variable P-T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: petrological evidence and geodynamic implications // Gondwana Res. 2014. Vol. 25. P. 614–629. doi: 10.1016/j.gr.2012.09.009

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

Schmidt M. W., Poli S. Magmatic epidote // Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 56. P. 399–430.

Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Volodichev O. I. Evolution of metamorphic processes in the Belomorian Mobile Belt // Precambrian high-grade mobile belts: extended abs. Petrozavodsk, 2014. P. 115–116.

Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contr. Miner. Petrol. 2006a. Vol. 151. P. 413–433.

Watson E. B., Hayden L. A., Wark D. A., Cherniak D. J., Thomas J. B., Manchester J. E. New crystallization thermometers for zircon, rutile and sphene; calibrations, diffusion considerations, and applications // Northeastern Section – 41st Annual Meeting: abs. with Programs. Geol. Society of America. 2006b. Vol. 38, no. 2. P. 5.

Yu H. L., Zhang L. F., Wei C. J., Li X. L., Guo J. H. Age and P-T conditions of the Gridino eclogite in the Belomorian Province, Russia // J. Metamorph. Geol. 2017. Vol. 35. P. 855–869. doi: 10.1111/jmg.12258

Zhang R. Y., Liou J. G. Coesite-bearing eclogite in Henan Province, central China: detailed petrography, glaucophane stability and PT-path // Eur. J. Mineral. 1994. Vol. 6. P. 217–233.

Zhang R. Y., Liou J. G., Ernst W. G., Coleman R. G., Sobolev N. V., Shatsky V. S. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // J. Metamorph. Geol. 1997. Vol. 15. P. 479–496.

Поступила в редакцию 18.12.2019

References

Bibikova E. V., Slabunov A. I., Volodichev O. I., Kuzenko T. I., Konilov A. N. Izotopno-geokhimicheskaya kharakteristika arkheiskikh eklogitov i gliozemistykh gneisov Gridinskoi 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*: Mater. II Ross. konf.

po izotopnoi geokhronologii [Isotope geochronology in solving the problems of geodynamics and ore genesis: Proceed. II Russ. conf. on isotope geochronology]. St. Petersburg, 2003. P. 68–71.

Kamzolkin V. A., Ivanov S. D., Konilov A. N. Empiricheskiy fengitoviy geobarometr: obosnovanie, kalibrovka i primenenie [Empirical phengitic geobarometer: substantiation, calibration, and practical application]. *Zapiski RMO* [Proceed. RMS]. 2015. No. 5. P. 1–14.

Levchenkov O. A., Volodichev O. I., Zinger T. F., Yakovleva S. Z., Makeev A. F., Shuleshko I. K., Kevlich V. I. Vozrast metamorfizma gliozemistykh gneisov raiona guby Pon'goma (Belomorskii podvizhnyi po-yas, Baltiiskii shchit) [Metamorphism age of aluminous gneisses of Pangoma Bay (Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield)]. *DAN* [Proceed. RAS]. 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* [Vestnik MSTU]. 2014. Vol. 17, no. 2. P. 320–328.

Sibelev O. S., Gogolev M. A., Maksimov O. A. Geologicheskaya pozitsiya i usloviya formirovaniya metaenderbitov Gridinskoj zony eklogitsoderzhashchego melanzha (Belomorskii podvizhnyi po-yas) [Geological position and conditions of formation of metaenderbites in the Gridino Zone of eclogite-bearing mélangé, Belomorian Mobile Belt]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Mineral Resources of Karelia]. Iss. 16. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2013. P. 5–20.

Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arheiskikh podvizhnykh po-yasov (na primere Belomorskoi provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Geology and geodynamics of the Archean Mobile Belts exemplified on the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2008. 296 p.

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Skublov S. G., Berezin A. V. Main stages of the formation of Paleoproterozoic eclogitized gabbro-norite: Evidence from U-Pb (SHRIMP) dating of zircons and study of their genesis. *DAN* [Dokl. Earth Sci.]. 2011. Vol. 437. P. 396–400.

Slabunov A. I., Azimov P. Ya., Glebovitskii V. A., Zhang L., Kevlich V. I. Archean and Palaeoproterozoic migmatizations in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Petrology, Geochronology, and Geodynamic Settings. *DAN* [Dokl. Earth Sci.]. 2016. Vol. 467, no. 1. P. 259–263. doi: 10.1134/S1028334X16030077

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Li Siaoli, Maksimov O. A. Arkheiskie tsoizitity Gridinskogo eklogit-soderzhashchego melanzha (Belomorskaya provintsiya Fennoskandinavskogo shchita): geologiya, U-Pb vozrasty tsirkonov i geodinamicheskie sledstviya [Archean zoisites of the Gridino eclogite-bearing mélangé, Belomorian province of the Fennoscandian Shield: geology, U-Pb zircon ages and geodynamic setting]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2015. No. 7. P. 85–106. doi: 10.17076/geo121

Skublov S. G., Astaf'ev B. Yu., Berezin A. V., Marin Yu. B., Mel'nik A. E., Presnyakov S. L. New data on the age of eclogites from the Belomorian Mobile Belt at Gridino settlement area. *DAN* [Dokl. Earth Sci.]. 2011. Vol. 439. P. 1163–1170.

Stepanov V. S., Stepanova A. B. Ranneproterozoiskie metagabbro raiona s. Gridino (Belomorskii podvizhnyi po-yas) [Early Proterozoic metagabbro from the Gridino area, Belomorian Mobile Belt]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Mineral Resources of Karelia]. Iss. 9. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2006. P. 55–71.

Volodichev O. I. Belomorskii kompleks Karelii (geologiya i petrologiya) [The Belomorian complex of Kare-

lia (geology and petrology)]. Leningrad: Nauka, 1990. 248 p.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova E. V., Konilov A. N., Kuzenko T. I. Archean eclogites in the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield. *Petrology*. 2004. Vol. 12, no. 6. P. 540–560.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Sibelev O. S., Skublov S. G., Kuzenko T. I. Geochronology, mineral inclusions, and geochemistry of zircons in eclogitized gabbro-norites in the Gridino Area, Belomorian Province. *Geochem. Int.* 2012. Vol. 50, no. 8. P. 657–670.

Volodichev O. I., Kuzenko T. I. Progradnye i retrogradnye trendy evolyutsii metamorfizma arheiskikh 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* [Proceed. RMS]. 2013. No. 3. P. 28–51.

Volodichev O. I., Maksimov O. A. Gridinskii neoarkheiskii eklogitsoderzhashchii kompleks: problemy geodinamiki, obrazovaniya i razvitiya [Neoproterozoic Gridino eclogite-bearing complex: Geodynamics, formation and evolution problems]. *Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoem*: Mater. nauch. konf. i putevoditel' nauch. ekskursii [Early Precambrian vs modern geodynamics: Extended abs. and field trips guide book]. Petrozavodsk, 2017. P. 58–60.

Armbruster T., Bonazzi P., Akasaka M., Bermanec V., Chopin C., Gieré R., Heuss-Assbichler S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Y., Pasero M. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eur. J. Mineral.* 2006. Vol. 18. P. 551–567.

Balagansky V. V., Maksimov O. A., Gorbunov I. A., Kartushinskaya T. V., Mudruk S. V., Sidorov M. Yu., Sibelev O. S., Slabunov A. I. Older and younger eclogites in the Belomorian province, Fennoscandian Shield: an example from the Gridino area // *Abs. Vol. of the 13th Int. Eclogite Conf.* Petrozavodsk: KarRC RAS, 2019. P. 10.

Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // *Can. Mineral.* 1991. Vol. 29, no. 4. P. 833–855.

Bird D., Spieler A. R. Epidote in geothermal systems. *Rev. Mineral. Geochem.* 2004. Vol. 56. P. 235–300.

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.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming minerals. Vol. 1B. Disilicates and Ring Silicates. Geological Society, London, 1997. 629 p.

Dokukina K. A., Bayanova T. B., Kaulina T. V., Travin A. V., Mints M. V., Konilov A. N., Serov P. A. The Belomorian eclogite province: sequence of events and age of the igneous and metamorphic rocks of the Gridino association. *Russ. Geol. Geophys.* 2012. Vol. 53. P. 1023–1054. doi: 10.1016/j.rgg.2012.08.006

Enami N., Banno S. Zoisite-clinozoisite relations in low- to medium-grade high-pressure rocks and their implications. *Miner. Mag.* 1980. Vol. 43. P. 1005–1013. doi: 10.1180/minmag.1980.043.332.08

- Enami M., Liou J. G., Mattinson C. G. Epidote minerals in high P/T metamorphic terranes: subduction zone and high- to ultrahigh-pressure metamorphism. *Rev. Mineral. Geochem.* 2004. Vol. 56. P. 347–398.
- Evans B. W. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos.* 1990. Vol. 25. P. 3–23.
- Franz G., Liebscher A. Physical and chemical properties of the epidote minerals – An Introduction. *Rev. Mineral. Geochem.* 2004. Vol. 56. P. 1–82.
- Franz G., Selverstone J. An empirical phase diagram for the clinozoisite-zoisite transformation in the system $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) - \text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Amer. Miner.* 1992. Vol. 77. P. 631–642.
- Franz G., Smelik E. A. Zoisite-clinozoisite bearing pegmatites and their importance for decompressional melting in eclogites. *Eur. J. Mineral.* 1995. Vol. 7. P. 1421–1436.
- Grapes R. H., Hoskin P. W. O. Epidote group minerals in low – medium pressure metamorphic terranes. *Rev. Mineral. Geochem.* 2004. Vol. 56. P. 301–345.
- Hermes P., John T., Bakker R. J., Schenk V. Evidence for channelized external fluid flow and element transfer in subducting slabs (Raspas Complex, Ecuador). *Chem. Geol.* 2012. Vol. 310–311. P. 79–96. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.03.023
- Herwartz D., Skublov S. G., Berezin A. V., Mel'nik A. E. First Lu-Hf garnet ages of eclogites from the Belomorian Mobile Belt (Baltic Shield, Russia). *DAN [Dokl. Earth Sci.]*. 2012. Vol. 443. Part 1. P. 377–380. doi: 10.1134/S1028334X12030130
- Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet Sci. Lett.* 1988. Vol. 90. P. 297–314.
- Hoffmann J. E., Svahnberg H., Piazzolo S., Scherstén A., Münker C. The geodynamic evolution of Mesoproterozoic anorthosite complexes inferred from the Naajat Kuuat Complex, southern West Greenland. *Precambrian Res.* 2012. Vol. 196–197. P. 149–170. doi: 10.1016/j.precamres.2011.12.002
- Korsakov A. V., Shatsky V. S., Sobolev N. V., Zayachkovsky A. A. Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif. *European J. Mineral.* 2002. Vol. 14. P. 915–929.
- Klemd R. Fluid inclusions in epidote minerals and fluid development in epidote-bearing rocks. *Rev. Mineral. Geochem.* 2004. Vol. 56. P. 197–234.
- Kretz R. Symbols for rock-forming mineral. *Amer. Miner.* 1983. Vol. 68. P. 277–279.
- Li X., Zhanga L., Wei C., Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia. *Precambrian Res.* 2015. Vol. 268. P. 74–96. doi: 10.1016/j.precamres.2015.07.009
- Liebscher A., Franz G., Frei D., Dulski P. High-pressure melting of eclogite and the P-T-X history of tonalitic to trondhjemitic zoisite-pegmatites, Münchberg Massif, Germany. *J. Petrol.* 2007. Vol. 48, no. 5. P. 1001–1019.
- Maksimov O. A., Slabunov A. I., Balagansky V. V., Volodichev O. I. Archean eclogites from the Belomorian Province (examples from the Gridino area). *Abs. Vol. of the 13th Int. Eclogite Conf.* Petrozavodsk: KarRC RAS, 2019. P. 54.
- Nicollet C., Leyreloup A., Dupuy C. Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from Southern Massif Central, France. *Trondhjemitites, Dacites, and Related Rocks*. Ed. F. Barker. Elsevier, Amsterdam, 1979. P. 435–463.
- Perchuk A. L., Morgunova A. A. Variable P-T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: petrological evidence and geodynamic implications. *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25. P. 614–629. doi: 10.1016/j.gr.2012.09.009
- Prunier A. R., Hewitt D. A. Experimental observations on coexisting zoisite-clinozoisite. *Amer. Miner.* 1985. Vol. 70. P. 375–378.
- Schmidt M. W., Poli S. Magmatic Epidote. *Rev. Mineral. Geochem.* 2004. Vol. 56. P. 399–430.
- Taylor S. R., McLennan S. M. *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Volodichev O. I. Evolution of metamorphic processes in the Belomorian mobile belt. *Precambrian high-grade mobile belts: Extended Abs.* Petrozavodsk, 2014. P. 115–116.
- Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contr. Miner. Petrol.* 2006a. Vol. 151. P. 413–433.
- Watson E. B., Hayden L. A., Wark D. A., Cherniak D. J., Thomas J. B., Manchester J. E. New crystallization thermometers for zircon, rutile and sphene; calibrations, diffusion considerations, and applications. *Northeastern Section – 41st Annual Meeting. Abs. with Programs.* Geol. Society of America. 2006b. Vol. 38, no. 2. P. 5.
- Yu H. L., Zhang L. F., Wei C. J., Li X. L., Guo J. H. Age and P-T Conditions of the Gridino eclogite in the Belomorian Province, Russia. *Metamorph. Geol.* 2017. Vol. 35. P. 855–869. doi: 10.1111/jmg.12258
- Zhang R. Y., Liou J. G. Coesite-bearing eclogite in Henan Province, central China: detailed petrography, glaucophane stability and PT-path. *Eur. J. Mineral.* 1994. Vol. 6. P. 217–233.
- Zhang R. Y., Liou J. G., Ernst W. G., Coleman R. G., Sobolev N. V., Shatsky V. S. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *J. Metamorph. Geol.* 1997. Vol. 15. P. 479–496.

Received December 18, 2019

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Володичев Олег Иванович

ведущий научный сотрудник лаб. геологии
и геодинамики докембрия, д. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: volod@krc.karelia.ru
тел.: +79215204240

Кузенко Татьяна Ивановна

ведущий геолог лаб. геологии и геодинамики докембрия
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: volod@krc.karelia.ru

Максимов Олег Александрович

младший научный сотрудник лаб. геологии
и геодинамики докембрия
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: olemaximov@mail.ru
тел.: +79210115129

CONTRIBUTORS:

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.: +79215204240

Kuzenko, Tatyana

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

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.: +79210115129