

УДК 552.3:552.11

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЙ ЭПИЗОД МАГМАТИЗМА СРЕДНЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ: ДАННЫЕ ПО ДОЛЕРИТАМ ЗАОНЕЖЬЯ

А. В. Степанова¹, А. В. Самсонов², А. Н. Ларионов³

¹*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*

³*Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ*

В статье приведены результаты изучения палеопротерозойских интрузивных образований восточной части Заонежского полуострова – даны петрографическое описание пород и их геохимическая характеристика, представлены результаты U-Pb-датирования выделенных из них цирконов. Возраст кварцевых долеритов в восточной части Заонежского полуострова (участок Лебещина) составляет 1956 ± 5 млн лет. Показано, что долериты имеют петрогеохимические аналоги в Онежской структуре и, возможно, фиксируют масштабный эпизод магматической активности. В сравнении с предшествовавшими магнезиальными базитами суйсария датированные долериты имели менее глубокие, выше поля стабильности граната, источники генерации первичных расплавов. Устанавливаемая для людиковийского времени последовательная смена сближенных во времени процессов плавления разноглубинных мантийных источников, возможно, является отражением единого геодинамического события.

К л ю ч е в ы е с л о в а: Онежская палеопротерозойская структура, людиковий, цирконы, долериты.

A. V. Stepanova, A. V. Samsonov, A. N. Larionov. THE FINAL EPISODE OF THE MIDDLE PROTEROZOIC MAGMATISM IN THE ONEGA STRUCTURE: DATA ON TRANS-ONEGA DOLERITES

The results of the study of Paleoproterozoic intrusive rocks from the eastern Zaonezhsky Peninsula are reported. The petrographic and geochemical description of the rocks is presented and the results of the U-Pb dating of the zircons extracted from them are reported. The age of quartz dolerites from the eastern Zaonezhsky Peninsula (Lebeshchina area) is estimated at 1956 ± 5 Ma. The dolerites were shown to be petrogeochemically similar to those of the Onega structure and are probably indicative of a large-scale episode of magmatic activity. The dolerites we dated had less deep sources of generation of the primary melts, above the stability field of garnet, than the preceding Mg-rich Suisari basic rocks. A succession of the processes of melting of the mantle sources that occurred at different depths and at quite close times has been established for the Ludicovian. It presumably reflects one geodynamic event.

Key words: Paleoproterozoic Onega structure, Ludicovian, zircons, dolerites.

Введение

Палеопротерозойские базиты в Восточной Фенноскандии распространены ограниченно и представлены главным образом в роях мафических даек и реликтовых синклинальных структурах, наиболее крупной, хорошо сохранившейся и детально изученной из которых является Онежская палеопротерозойская структура [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011].

Онежская структура – это стратотипический объект для палеопротерозойских осадочных и вулканогенных комплексов. Здесь представлены образования сумийского (2,5–2,4 млрд лет), сариолийского (2,4–2,3 млрд лет), ятулийского (2,3–2,1 млрд лет), людиковийского (2,1–1,92 млрд лет), калевийского (1,92–1,8 млрд лет) и вепсийского (1,8–1,7 млрд лет) надгоризонтов палеопротерозоя [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011] (рис. 1). Мафические магматические образования (вулканы и силлы) формируют существенный объем Онежской структуры и объединены в составе сумийско-

сариолийского, ятулийского, заонежского и суйсарского магматических комплексов [Голубев, Светов, 1983]. Принадлежность базитов к одному из обозначенных комплексов определяется на основании их согласного или субсогласного положения в осадочном разрезе одноименного горизонта (надгоризонта). Возраст вмещающих пород определяет нижнюю возрастную границу формирования силлов.

В составе людиковийского (2,1–1,92 млрд лет) надгоризонта палеопротерозоя выделяется два горизонта – заонежский и суйсарский [Геология Карелии, 1987]. Положение границы горизонтов спорно и возраст ее не определен. Образования стратиграфически более молодого суйсарского горизонта, объединенные в составе **суйсарского пикрит-базальтового комплекса** [Куликов и др., 1999], к настоящему времени являются наиболее изученными базитами в пределах Онежской структуры. Вулканы и комагматичные им силлы характеризуются высокой магнезиальностью, высокими концентрациями Cr и Ni, присутствием в породах оливина. Эти особенности позволяют с

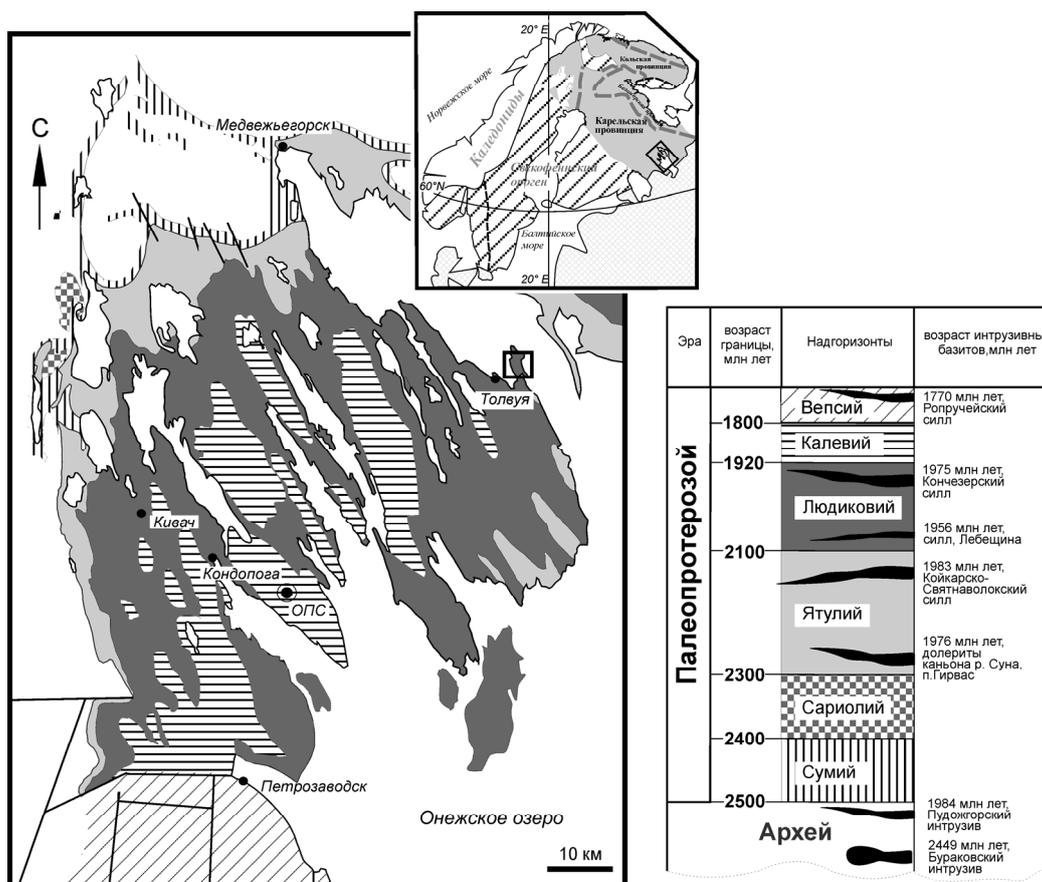


Рис. 1. Схема геологического строения Онежской структуры [Атлас текстур..., 2007]. Возраст и положение в разрезе палеопротерозойских интрузивных базитов по данным [Amelin et al., 1995, Puchtel et al., 1998; Филиппов и др., 2007]

достаточно высокой степенью уверенности отличать образования суйсарского комплекса от базитов заонежского и ятулийского магматических комплексов. Детально описан стратотип суйсарского комплекса, установлен изотопный возраст базитов (1975 ± 24 млн лет, Sm-Nd-минеральная изохрона [Puchtel et al., 1998]), определены геохимические и изотопные характеристики пород, проведена оценка условий мантийной магмогенерации и последующей эволюции исходных расплавов [Puchtel et al., 1998; Куликов и др., 1999]. Следует добавить, что близкие по возрасту к базитам суйсарского комплекса силлы долеритов фиксируются также среди осадков ятулийского надгоризонта [Puchtel et al., 1998] и в архейском гранитоидном комплексе фундамента Онежской структуры [Филиппов и др., 2007].

В противоположность суйсарским магматическим образованиям базиты заонежского горизонта, объединенные в **заонежский долерит-базальтовый комплекс** [Голубев, Светов, 1983], изучены недостаточно. Среди них выделяют две группы – вулканиты (базальтовый подкомплекс) и силлы долеритов (габбро-долеритовый подкомплекс). Принадлежность долеритов к заонежскому комплексу и нижняя возрастная граница ($< 2,1$ млрд лет) определена на основании положения их среди осадочных пород заонежской свиты людиковия. Верхняя временная граница достоверно не определена, но геологически ограничена возрастом осадков калевия ($< 1,92$ млрд лет), среди которых силлы пород основного состава не установлены.

Базиты заонежского магматического комплекса широко распространены в Онежской структуре. К ним относятся базальты Кондопожской, Уницкой и Леликовской вулканических зон и силлы долеритов, широко представленные в западном крыле Онежской структуры, Уницкой, Кондопожской зонах и Заонежском полуострове [Голубев, Светов, 1983]. Для пород заонежского магматического комплекса во многих случаях характерно преобразование в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Первичные плагиоклазы и пироксены замещены альбитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом и биотитом. Рудные минералы лейкоксенизированы. Эти особенности минерального состава существенно усложняют проведение корреляций внутри комплекса. Кроме того, отсутствие первичных минералов в породах делает невозможным использование Sm-Nd-метода определения возраста. Субогласное положение тел в разрезе, отсутствие прямых геологических данных о возрасте пород и секущих соотношений между последовательно

выделяемыми в разрезе силлами (например, в районе оз. Мунозеро [Куликов, Куликова, 2008]) не позволяет определить последовательность формирования базитов и установить геологические ограничения возраста для долеритов заонежского комплекса.

Еще одна важная особенность образований заонежского комплекса – монотонность химического состава пород, которые классифицируются как умеренно-магнезиальные, умеренно- и высокожелезистые, умеренно- и высокотитанистые базиты толеитовой серии преимущественно нормального ряда щелочности. Состав базитов заонежского комплекса выдержан по площади. Относительно маломощные тела дифференцированы слабо. Дополнительные сложности при изучении базитов заонежского комплекса создает сходство их составов с умеренно-магнезиальными и железистыми лавами и силлами ятулийского комплекса и близкая степень метаморфических преобразований. Это, при практически полном отсутствии геохронологических данных, послужило причиной того, что на карте Онежской структуры [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011] ятулийские и людиковийские магматические образования не разделены.

Среди интрузивных образований заонежского комплекса к настоящему времени наиболее детально изучены образования района оз. Мунозеро – заповедник «Кивач» [Куликов, Куликова, 2008], где среди осадочных, в том числе шунгитовых, пород заонежской свиты людиковия в разрезе выделено девять силлов. На основании особенностей химического и минерального состава силлы объединены в три группы – высокомагнезиальную (предположительно, имеющую суйсарский возраст), высокожелезистую и глиноземистую.

В разрезе Онежской параметрической скважины базиты заонежского магматического комплекса установлены в интервале глубин 654–1900 м и залегают ниже вулканитов суйсарского горизонта [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. По геохимическим характеристикам они аналогичны силлам района оз. Мунозеро и других районов Онежской структуры. Среди них выделяются низко-, умеренно- и высоко-Ti базиты толеитовой серии. Породы частично сохраняют реликты первичных магматических минералов – клинопироксенов и плагиоклазов [Там же].

Силлы базитов Заонежского полуострова, которые при отсутствии прямых геохронологических данных о возрасте осадочных пород заонежской свиты могли бы служить геохронологическими реперами при оценке времени

осадконакопления, остаются недостаточно изученными. Результаты датирования цирконов из базитов Заонежья, опубликованные в монографии «Онежская палеопротерозойская структура» [2011], с одной стороны, весьма противоречивы и включают широкий спектр возрастов – от 130 до 2890 млн лет, значительная часть которых не имеет геологического смысла, а с другой стороны, не дают представления о том, где, из пород с какими минералого-петрографическими и геохимическими характеристиками были отобраны датированные образцы. Последнее не только существенно осложняет интерпретацию опубликованных данных, но и исключает их использование при проведении региональных корреляций.

На протяжении последних нескольких лет нами было проведено геохимическое и геохронологическое опробование базитов в западной, центральной и восточной частях Заонежского полуострова. В данной работе, цель которой – дать информацию о возрасте, минералого-петрографических и геохимических особенностях изученных базитов, приведены результаты изучения долеритов в восточной части Заонежского полуострова (район д. Лебещина) (рис. 1, 2).

Методика исследований

Образцы для геохимических исследований были отобраны вкострости тела долеритов (см. рис. 2). Это позволило охарактери-

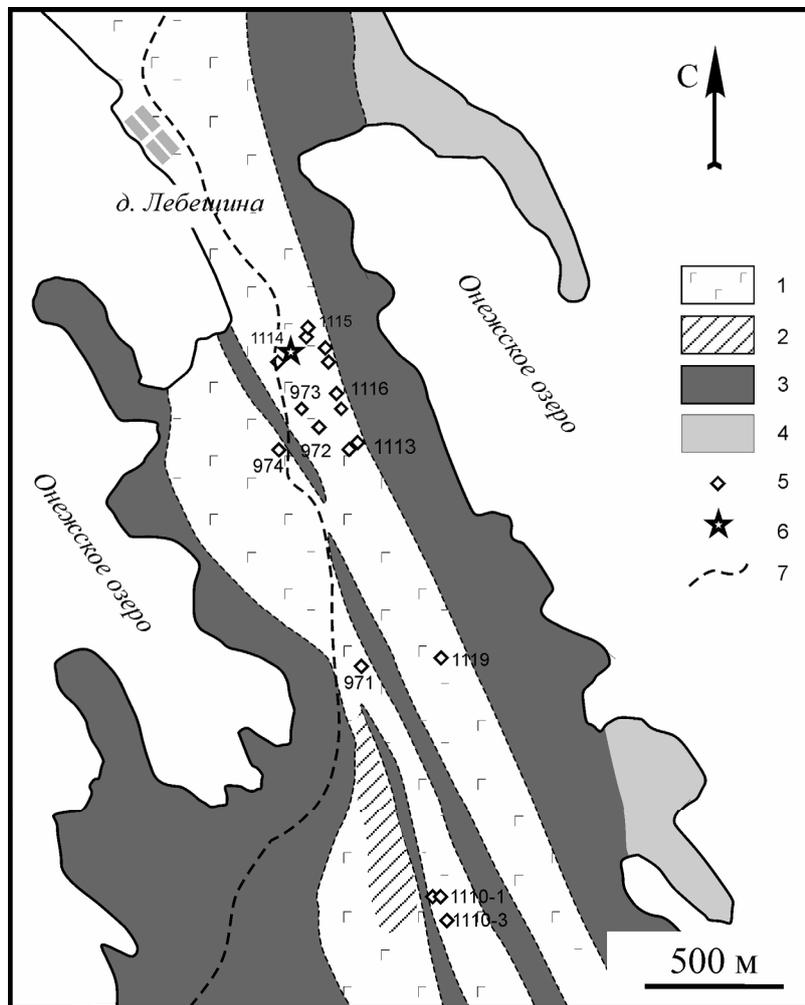


Рис. 2. Схема геологического строения восточной части Толвуйской синклинали [Полещук, 2007, с упрощениями]:

1 – долериты; 2 – зона развития шунгит-базальтовых брекчий; 3 – вулканогенные и осадочные образования заонежской свиты людиковийского надгоризонта; 4 – карбонатные породы ятулийского (заонежского?) надгоризонта; 5 – точки опробования долеритов; 6 – место отбора геохронологической пробы (62°31,467' с. ш., 35°21,236' в. д.); 7 – автомобильная дорога

зовать латеральные неоднородности и процессы внутрикамерной дифференциации.

Зеленосланцевый метаморфизм, повсеместно проявленный в базитах Заонежского полуострова, обуславливает невозможность использования каких-либо других методов определения времени магматической кристаллизации пород, кроме U-Pb-датирования цирконов из относительно крупнозернистых разновидностей. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике [Larionov et al., 2004; Williams, 1998]. Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 [Wiedenbeck и др., 1995] и Temora [Black и др., 2003] в оксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 А слоем 99,999 % золота. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодolumинесценции. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005a, б], при использовании констант распада, предложенных [Steiger, Jäger, 1977]. Поправка на нерадиоогенный свинец, по модели [Stacey, Kramers, 1975], введена с применением измеренного $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Содержание петрогенных и редких элементов определялось на спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B.V.) в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем сплавления 0,3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Анализ микроэлементов выполнен из прессованных образцов. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0,5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific X Series 2 в ИГ КарНЦ РАН. Разложение образцов пород проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Пределы обнаружения для P3Э, Hf, Ta, Th, U составляли 0,02–0,03 ppm, для Nb, Be, Co – 0,03–0,05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0,1 ppm, для Zr – 0,2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0,3 ppm, для Cu,

Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов GSP-2, BHVO-2, СГД-1А, СТ-1а. Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0,3 при измерении содержания этих элементов до 5*ПО и не превышало 0,15 при измерении содержания >5*ПО.

Геология и петрография

Изученный объект расположен в восточной части Онежской структуры в северо-восточном окончании Заонежского полуострова в восточном крыле Толвуйской синклинали (см. рис. 1, 2). В ходе предшествовавших работ установлено, что здесь обнажается силл долеритов, прослеженный в СЗ направлении (340°) на расстоянии более 10 км [Полещук, 2007 и ссылки в этой работе]. Силл субсогласно залегает среди образований заонежской свиты людиковия, а потому рассматривается исследователями как компонент габбро-долеритового подкомплекса заонежской свиты людиковия. Изученный фрагмент силла располагается к северу от многократно описанного в литературе объекта Лебещина [Бискэ и др., 2004; Полещук, 2007; Хейсканен, Рычанчик, 1998] и территориально совпадает с участком Северная Лебещина [Филиппов и др., 2003].

В пределах участка восточный контакт тела имеет общее СЗ простирание. К востоку от тела долеритов обнажаются тонкослоистые туфоалевролиты. Непосредственный контакт с осадочными породами наблюдался в обн. 1113 (см. рис. 2) и прослежен в нескольких точках далее на юг. Контакт имеет субсогласный со слоистостью вмещающих туфоалевролитов характер, простирание 340° и погружается на ЮЗ под углом 20°. Тонкослоистые алевролиты установлены также в виде узкой полосы простирания 330° видимой мощностью до 30 м, разделяющей тело долеритов на два субпараллельных фрагмента (см. рис. 2). Непосредственный контакт долеритов с залегающими к западу от них осадками не наблюдался.

Долериты прослежены в ЮВ направлении на расстоянии около 2,5 км. Максимальная видимая мощность тела составляет около 300 м. Если полагать, что наблюдаемая в обн. 1113 ориентировка контакта отражает его действительное положение, то истинная мощность силла составляет около 120 м, восточный контакт тела отвечает его подошвенной части, западный – кровельной. Западная часть тела обнажена значительно хуже восточной, и его западная граница проведена условно.

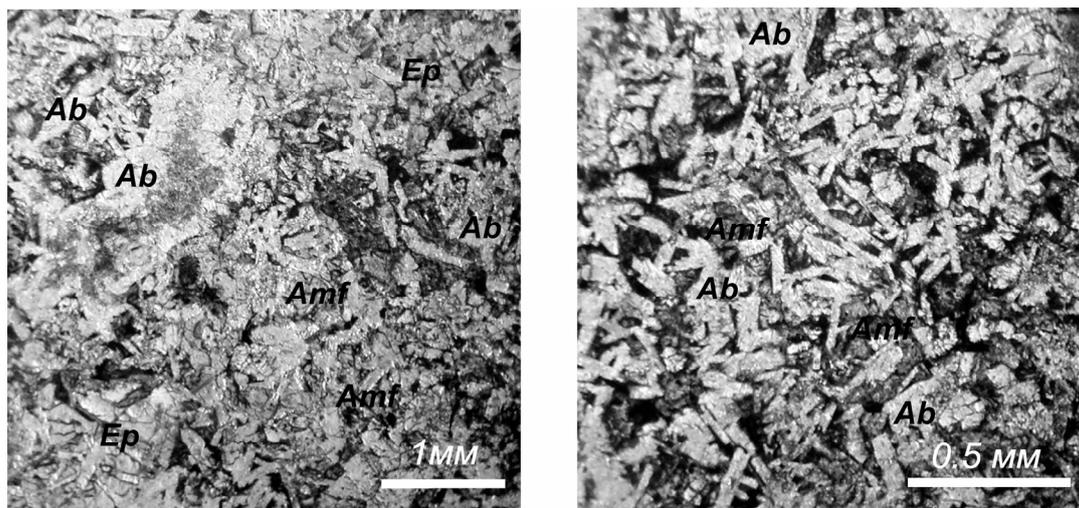


Рис. 3. Фотографии шлифов долеритов из центральной части силла (обр. 1114-1) в проходящем свете

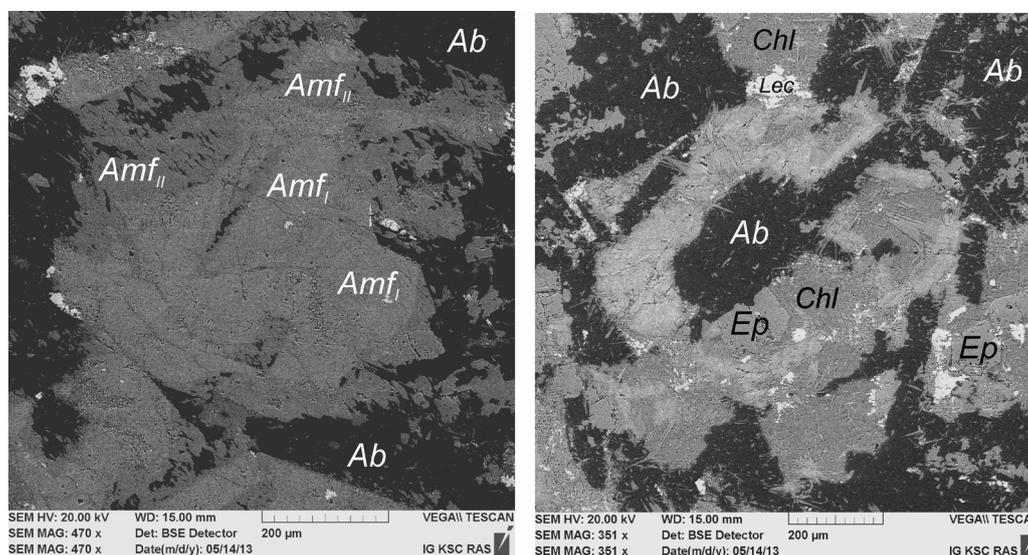


Рис. 4. Характер вторичных изменений в долеритах. Amf_I – реликты Са-амфиболов, Amf_{II} – актинолит, замещающий Amf_I . Chl – хлорит, Ab – альбит, Ep – эпидот, Lec – лейкоксен

В пределах участка (см. рис. 2) силла долеритов имеет простое внутреннее строение. В восточном контакте с туфоалевролитами обнажаются тонкозернистые массивные афировые долериты, сохраняющие реликты офитовых структур, которые по мере удаления от контакта сменяются мелкозернистыми массивными породами. Долериты в приконтактной части тела частично сохраняют реликты офитовых структур, но плагиоклазы в них представлены альбитом, клинопироксены псевдоморфно замещены амфиболом, рудные минералы – лейкоксеном. Количество сульфидов, среди которых преобладает пирит, а также присутствуют халькопирит и галенит, в породах составляет не более 3 %. Среди поздних метаморфических минералов следует отметить актинолит,

хлорит, формирующий сплошные массы, и эпидот (рис. 3, 4).

В центральной части тела существенно преобладают мелко- и среднезернистые долериты, которые местами имеют шлирово-такситовые текстуры, содержат участки крупнозернистых пород и единичные мелкие (до 30 см) шлиры габбро-пегматитов. Пегматоидные обособления в долеритах установлены в обн. 1114 и южнее (обн. 1110, 1119). Среди пород центральной части тела следует отметить среднезернистые лейкократовые долериты (обр. 971-1), существенно обогащенные плагиоклазом относительно других разновидностей пород в пределах тела.

Характерная особенность минерального состава изученных долеритов – присутствие кварца во всех разновидностях пород, установлен-

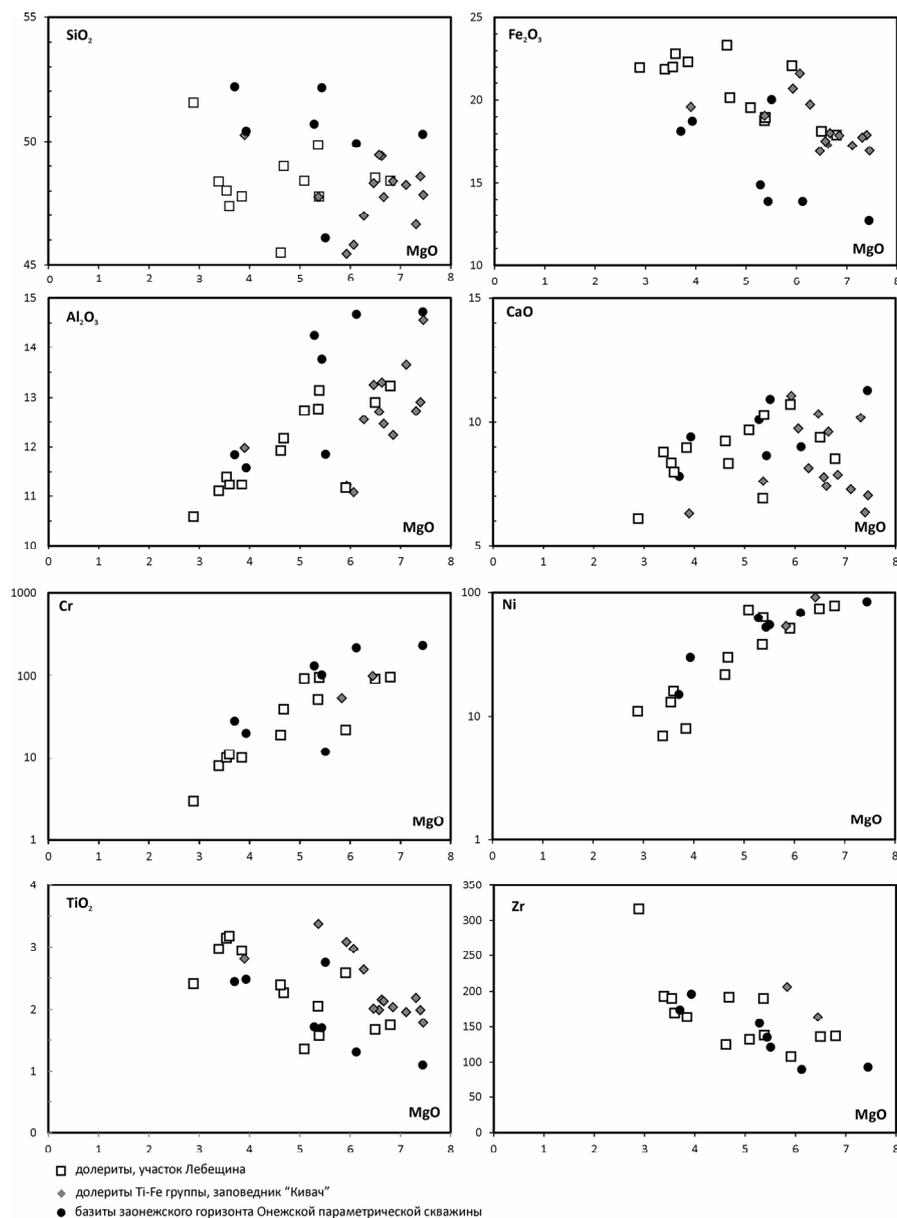


Рис. 5. Вариации содержания главных и рассеянных элементов в долеритах Лебещины, титан-железистых долеритах района оз. Мунозеро – Кивач [Куликов, Куликова, 2008], в базитах заонежского горизонта в Онежской параметрической скважине [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]

ных в пределах тела. При этом в породах зоны закалки и в краевой части тела мелкие единичные зерна кварца установлены в интерстициях зерен плагиоклаза. В среднезернистых долеритах помимо довольно крупных зерен кварца в интерстициях лейст плагиоклаза установлен также гранофир.

Таким образом, изученные долериты сохраняют морфологические и структурные признаки интрузивных тел. В них отсутствуют первичные магматические минералы, а вторичные метаморфические представлены амфиболом (актинолитового ряда), хлоритом, биотитом,

эпидотом, альбитом, т. е. минеральным парагенезисом, типичным для зеленосланцевой фации метаморфизма.

Геохимическая характеристика пород

Химический состав пород приведен в таблице 1. Изученные долериты относятся к базитам толеитовой серии. Содержание $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в них не превышает 4 мас. %. Значения содержания SiO_2 варьируют от 44,8 до 51,5 мас. %, MgO – от 2,89 до 6,8 мас. %, TiO_2 – от 1,36 до 3,18 мас. % (табл. 1, рис. 5). Магнезиальность пород

($Mg\# = MgO / (MgO + FeO^{tot})$) варьирует от 0,15 до 0,30. Характерная особенность долеритов – высокое содержание $Fe_2O_3^{tot}$ – от 17,9 до 23,3 мас. %.

В пределах участка были опробованы базиты зоны закалки и центральных частей тела, в том числе крупнозернистые долериты такситовой структуры. В зоне закалки в восточном контакте силла развиты породы основного состава с умеренным содержанием MgO (6,5–6,8 мас. %) и TiO_2 (1,7 мас. %), высоким содержанием Fe_2O_3 (18 мас. %). Они характеризуются максимальным содержанием Cr (97 ppm), Ni (78 ppm), минимальными концентрациями Zr , Nb , LILE и REE (рис. 6). К центру тела, в крупнозернистых разновидностях, увеличивается содержание TiO_2 (до

3,18 %), Fe_2O_3 (до 23 %), резко падают концентрации Cr (до 8 ppm) и Ni (до 7 ppm) (см. рис. 5). Концентрации несовместимых элементов закономерно увеличиваются от краевой части к центру тела, достигая максимума в габбро-пегматитах и лейкократовых долеритах, которые характеризуются максимальными концентрациями несовместимых элементов (см. рис. 6) и практически полным отсутствием совместимых элементов (см. рис. 5, табл. 1).

Для долеритов характерно слабо дифференцированное распределение тяжелых REE ($(Gd/Yb)_n = 1,1–1,4$), умеренное обогащение LREE ($(La/Sm)_n = 1,3–1,6$), деплетированность Nb на мультиэлементных диаграммах ($Nb/Nb^* = 0,56–0,76$) (см. рис. 6).

Таблица 1. Химический состав долеритов, участок Лебещина

	1110/1	1110/2	1113/1	1113/3	1114/1	1114/2	1114/3	1115/1
	м/з долерит	м/з долерит	т/з долерит	м/з долерит	кр/з долерит	кр/з долерит	м/з долерит	м/з долерит
SiO₂	49,0	47,8	49,9	48,4	48,4	48,0	47,4	44,8
TiO₂	2,27	2,94	2,05	1,75	2,97	3,14	3,18	2,58
Al₂O₃	12,2	11,2	12,8	13,2	11,1	11,4	11,2	11,2
Fe₂O₃	20,1	22,3	18,8	17,9	21,9	22,0	22,8	22,1
MnO	0,270	0,295	0,261	0,252	0,287	0,267	0,294	0,244
MgO	4,68	3,85	5,36	6,80	3,39	3,54	3,60	5,91
CaO	8,34	8,98	6,91	8,53	8,81	8,37	8,00	10,74
Na₂O	2,30	1,78	2,53	2,20	1,55	1,63	1,81	1,37
K₂O	0,585	0,566	1,21	0,725	1,39	1,37	1,41	0,939
P₂O₅	0,246	0,247	0,267	0,184	0,257	0,246	0,246	0,163
LOI	2,30	2,53	2,04	1,74	2,40	2,19	2,29	0,06
Cr	39	10	51	97	8	10	11	22
V	476	280	429	357	95	95	144	927
Co	43	36	41	41	32	40	46	42
Ni	30	8	38	78	7	13	16	51
Cu	369	430	281	257	310	235	249	507
Zn	127	167	156	121	129	122	140	123
Rb	17,5	17,2	34,0	14,8	39,3	37,3	38,1	24,9
Sr	131	98,4	82,1	136	126	103	74,0	107
Y	48,6	45,2	46,1	35,0	48,9	47,3	45,1	30,8
Zr	192	164	190	137	193	190	170	108
Nb	11,4	11,0	10,8	8,02	11,2	12,1	11,3	6,66
Ba	212	129	331	289	82	94	108	126
La	15,4	13,7	14,8	11,0	15,7	15,2	13,6	8,76
Ce	33,9	30,2	33,3	24,1	34,4	33,1	29,8	19,3
Pr	4,62	4,10	4,51	3,29	4,65	4,46	4,08	2,66
Nd	21,1	19,1	20,8	15,2	21,6	20,4	19,1	12,7
Sm	6,83	6,27	6,72	5,10	6,82	6,43	6,14	4,26
Eu	2,20	2,11	2,04	1,66	2,31	2,22	2,27	1,37
Gd	7,35	6,79	6,98	5,26	7,42	7,00	6,65	4,61
Tb	1,25	1,18	1,19	0,90	1,27	1,20	1,16	0,814
Dy	8,95	8,36	8,41	6,40	8,99	8,61	8,20	5,72
Ho	1,84	1,76	1,77	1,36	1,86	1,83	1,73	1,20
Er	5,36	5,06	5,13	3,89	5,50	5,26	5,03	3,49
Tm	0,734	0,709	0,716	0,544	0,760	0,731	0,709	0,486
Yb	5,06	4,72	4,96	3,64	5,20	5,02	4,80	3,29
Lu	0,680	0,616	0,684	0,490	0,698	0,662	0,652	0,439
Hf	4,80	4,22	5,13	3,33	4,90	5,06	4,42	2,60
Ta	1,75	1,67	1,66	1,25	1,78	1,86	1,80	1,07
Pb	2,03	3,85	3,03	2,10	2,87	3,17	2,22	1,76
Th	2,40	2,13	2,39	1,70	2,53	2,46	2,13	1,30
U	0,414	0,353	0,551	0,299	0,450	0,418	0,371	0,223
Nb/Nb*	0,67	0,74	0,66	0,67	0,65	0,72	0,76	0,71
(La/Sm) _n	1,4	1,4	1,4	1,3	1,4	1,5	1,4	1,3
(Gd/Yb) _n	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2	1,1	1,1	1,1

Окончание табл. 1

	1116/1	971-1	972-1	973-1	974-1
	м/з долерит	лейко- долерит	долерит	долерит	долерит
SiO ₂	48,5	51,5	47,8	45,5	48,4
TiO ₂	1,67	2,41	1,57	2,39	1,36
Al ₂ O ₃	12,9	10,6	13,1	11,9	12,7
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	18,1	22,0	19,0	23,3	19,5
MnO	0,242	0,296	0,219	0,249	0,240
MgO	6,50	2,89	5,38	4,62	5,09
CaO	9,39	6,10	10,30	9,25	9,69
Na ₂ O	1,63	2,57	1,94	1,99	1,88
K ₂ O	0,778	1,24	0,517	0,585	0,834
P ₂ O ₅	0,205	0,384	0,195	0,166	0,200
LOI	0,03	2,72	1,86	1,77	1,72
Cr	92	3	96	19	93
V	330	103	361	518	303
Co	43	45	49	61	45
Ni	74	11	63	22	72
Cu	246	179	246	378	221
Zn	117	198	107	132	109
Rb	18,7	33,4	12,8	11,9	18,6
Sr	117	70,0	119	88,2	120
Y	34,8	52,0	25,9	25,3	26,3
Zr	136	316	138	125	132
Nb	8,28	15,0	6,83	5,78	6,31
Ba	131	263	187	76,2	231
La	12,2	23,9	10,8	9,88	10,7
Ce	26,2	49,0	21,8	20,1	21,6
Pr	3,87	7,24	3,25	3,06	3,26
Nd	16,5	31,6	14,3	13,5	14,5
Sm	4,83	9,11	4,26	4,07	4,25
Eu	1,54	2,60	1,43	1,39	1,38
Gd	5,48	10,9	5,29	5,02	5,36
Tb	1,01	1,79	0,884	0,856	0,904
Dy	6,34	11,2	5,63	5,48	5,68
Ho	1,31	2,32	1,18	1,14	1,18
Er	3,87	6,70	3,43	3,36	3,47
Tm	0,526	0,920	0,472	0,468	0,472
Yb	3,55	5,84	3,08	3,01	3,04
Lu	0,475	0,796	0,420	0,408	0,416
Hf	2,98	9,34	3,72	3,48	3,59
Ta	1,04	1,43	0,68	0,58	0,62
Pb	2,06	5,13	2,96	2,33	2,41
Th	1,67	3,74	1,63	1,38	1,56
U	0,239	0,700	0,372	0,272	0,304
Nb/Nb*	0,66	0,57	0,59	0,57	0,56
(La/Sm) _n	1,6	1,6	1,6	1,5	1,6
(Gd/Yb) _n	1,2	1,5	1,4	1,3	1,4

Примечание. Концентрации элементов, выделенных курсивом, измерены методом XRF. В отношениях (La/Sm)_n, (Gd/Yb)_n концентрации элементов нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995], Nb/Nb* = Nb_{PM} / (Th_{PM}*La_{PM})^{1/2}

U-Pb-изотопные исследования

Образец 1114-2 весом около 3 кг, из которого были выделены цирконы, отобран из шпиро-видного обособления крупнозернистых кварцевых долеритов размером около 30 см. Из образца выделено 20 прозрачных и полупрозрачных удлиненно-призматических зерен циркона и их обломков размером от 50 до 250 мкм.

Внутреннее строение зерен циркона характеризуется весьма слабо проявленной магматической зональностью, наличием большого количества включений, высокой трещиноватостью и низкой интенсивностью люминесценции (рис. 7, 8).

Включения в цирконах установлены как по периферии, так и в центральных частях зерен, имеют размер до 100 мкм по удлинению и сложены преимущественно кварцем, биотитом и амфиболом (см. рис. 7). Установлены также единичные зерна апатита. Минеральная ассоциация включений в цирконах близка к наблюдаемой в породах. Возможно, высокая степень трещиноватости цирконов, «открытость» их включений для метаморфических флюидов обусловила равную степень метаморфических преобразований пород и включений в цирконах. Цирконы характеризуются довольно высокой степенью метамиктности, но процессы изменений затрагивают преимущественно краевые части зерен и участки вдоль трещин (см. рис. 7). Вопрос о метаморфическом или магматическом парагенезисе включений остается открытым, амфибол-биотит-кварцевая минеральная ассоциация может кристаллизоваться и из интерстиционного остаточного расплава долеритов.

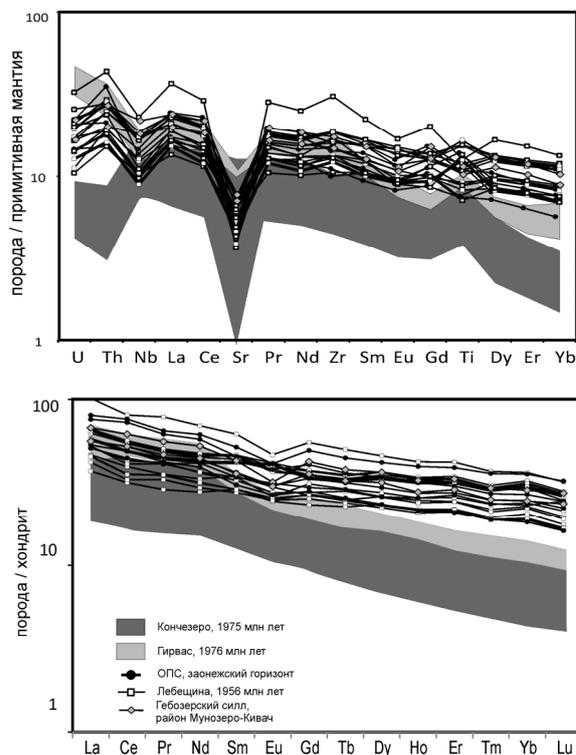


Рис. 6. Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в долеритах Лебещины и базитах занежского горизонта в Онежской параметрической скважине [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011], габброидах Кончезерского силла и долеритах района п. Гирвас [Puchtel et al., 1998, авторские данные]. А – нормирование по примитивной мантии [Wedepohl, Hartmann, 1994], Б – нормирование по хондриту [McDonough, Sun, 1995]

U-Pb-изотопные анализы были выполнены SIMS-методом на SHRIMP-II для девяти наиболее

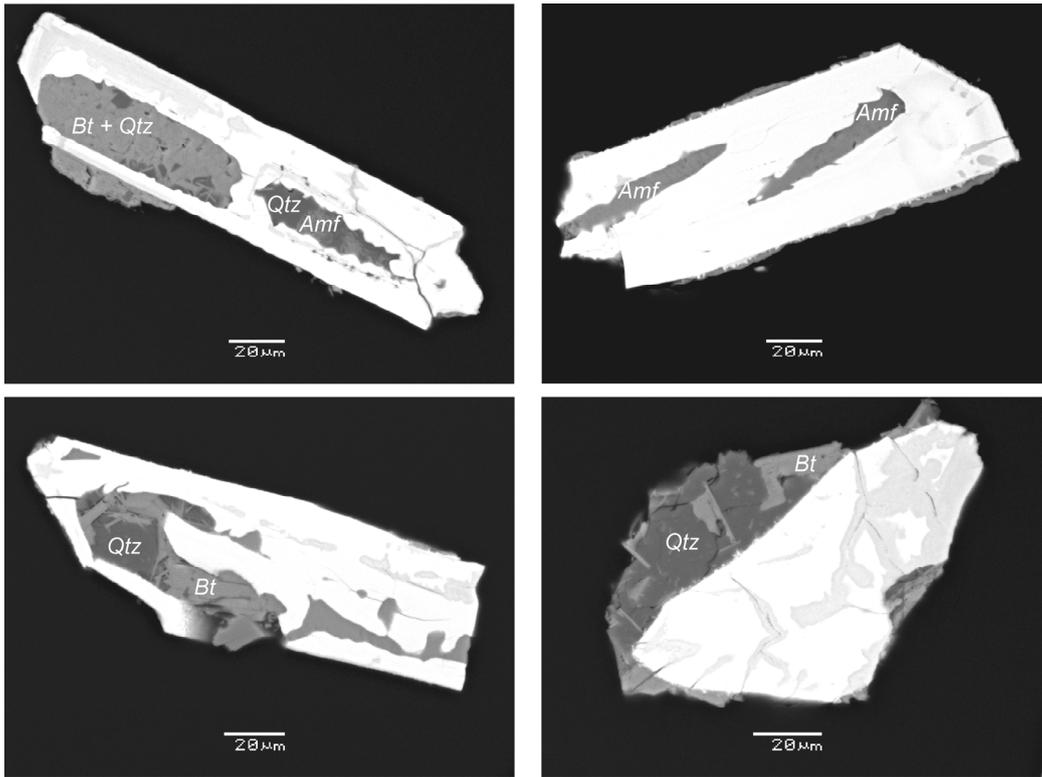


Рис. 7. Фотографии цирконов из долеритов в обратно-отраженных электронах (BSE). Белое – циркон, светло-серое – метамиктный циркон, Qtz – кварц, Bt – биотит, Amf – амфибол

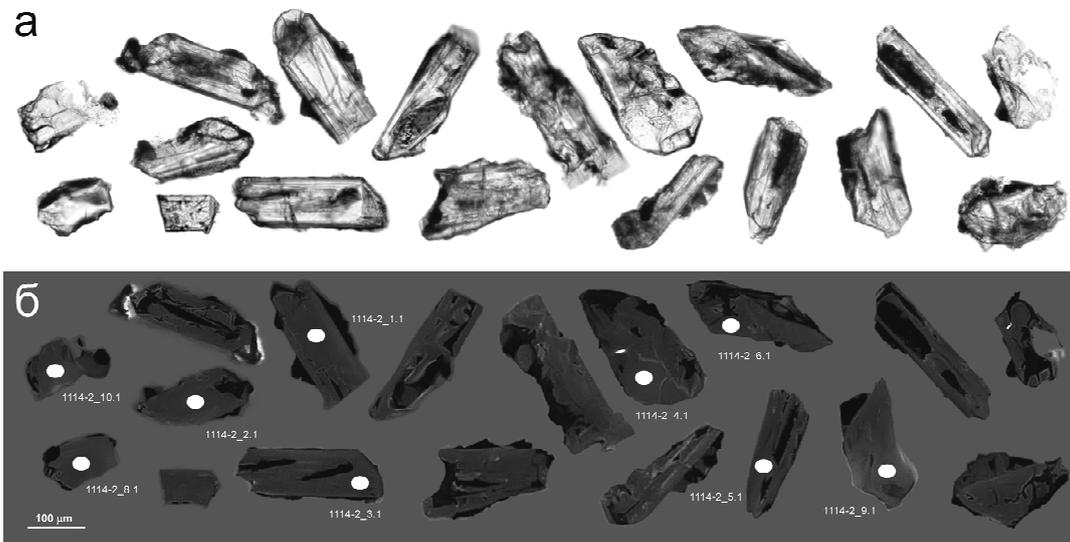


Рис. 8. Фотографии цирконов, выделенных из долеритов (обр. 1114-2) в проходящем свете (а) и катодлюминесценции (б), и точки анализа (см. табл. 2)

лее представительных и сохранных зерен (см. рис. 8), которые характеризуются конкордантными изотопными возрастaми или незначительно дискордантными (степень дискордантности = 1 %). Среднее значение возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 1956 ± 5 млн лет (СКВО = 0,18) (рис. 9, табл. 2).

Морфологические особенности и внутреннее строение цирконов из пробы 1114-2 свидетельствуют об их кристаллизации из расплава, соответственно, полученное значение возраста 1956 ± 5 млн лет фиксирует время магматической кристаллизации изученных долеритов.

Таблица 2. Результаты U-Pb-изотопных исследований цирконов, образец 1114-2

Точка анализа	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Age	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Age	% Discordant	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	err corr
1.1	0,01	1433	2598	1,87	437	1956,8 ±9,6	1963,9 ±5,9	0,4	2,819	0,57	0,12052	0,33	5,893	0,66	0,3547	0,57	,866
2.1	0,00	2121	7410	3,61	648	1961,7 ±9,6	1952,5 ±6,6	-0,5	2,811	0,57	0,11975	0,37	5,873	0,68	0,3557	0,57	,836
3.1	--	2126	6127	2,98	655	1975,4 ±9,6	1961,6 ±5,3	-0,7	2,789	0,56	0,12036	0,3	5,951	0,64	0,3586	0,56	,884
4.1	--	1635	4305	2,72	495	1948 ±9,7	1956,1 ±5,8	0,4	2,834	0,58	0,11999	0,32	5,837	0,66	0,3528	0,58	,872
5.1	0,02	1034	2658	2,66	313	1943 ±10	1958,7 ±7,9	0,8	2,842	0,62	0,12017	0,44	5,83	0,76	0,3518	0,62	,816
7.1	--	2339	7937	3,51	713	1957,9 ±9,9	1960,1 ±5,2	0,1	2,818	0,58	0,12026	0,29	5,885	0,65	0,3549	0,58	,895
8.1	0,02	1353	5034	3,84	413	1959 ±10	1954,6 ±6,4	-0,2	2,817	0,6	0,11989	0,36	5,869	0,7	0,355	0,6	,861
9.1	0,00	2103	4945	2,43	636	1944,7 ±10	1956,4 ±5,4	0,6	2,84	0,59	0,12001	0,3	5,827	0,67	0,3521	0,59	,891
10.1	0,03	1189	3627	3,15	361	1949 ±10	1949,5 ±6,7	0,0	2,832	0,6	0,11955	0,37	5,819	0,71	0,353	0,6	,849

Примечание. Ошибки равны 1σ; Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта Темога составляет 0,26 %. Содержание общего Pb откорректировано по измеренному ^{204}Pb .

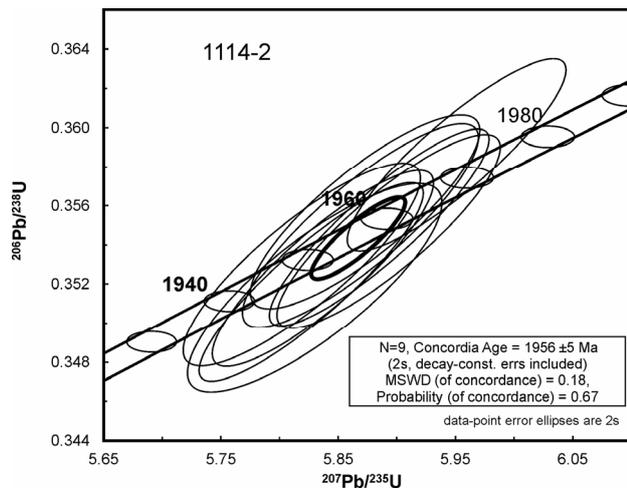


Рис. 9. Положение точек составов цирконов из образца 1114-2 на диаграмме с конкордией

Обсуждение результатов

Вопросы петрологии долеритов

Все изученные образцы долеритов обладают весьма близким характером вторичных изменений. В них установлены актинолит, хлорит, эпидот-клиноцоизит и лейкоксен, условия формирования которых отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма. Все изученные породы сохраняют первичные вариации зернистости, массивность текстур и реликты первичных магматических структур. К сожалению, ни один из изученных образцов не сохранил реликты первичных магматических минералов. Темноцветные минералы замещены амфиболами, плагиоклаз замещен альбитом и минералами группы эпидота. Тем не менее наблюдаемые в пределах тела вариации состава и зернистости пород предполагают кристаллизацию пород из расплава с формированием тонкозернистой зоны закалки, существенного объема среднезернистых габброидов и незначительного объема крупно- и среднезернистых пород шлирово-такситовой

текстуры с единичными шлирами габбро-пегматитов, образовавшихся, вероятно, из обогащенного флюидом остаточного расплава.

Данные о химическом составе пород подтверждают эти предположения. Вариации содержания главных и рассеянных элементов в породах силла являются отражением процессов внутрикамерной дифференциации. В ряду составов пород от зоны закалки к центру тела последовательно уменьшается содержание Mg, Cr, Ni, возрастает содержание Fe, Ti, Zr, Nb, REE и ряда других несоместимых элементов (см. рис. 5, 6).

Вариации содержания главных элементов в породах, такие как резкое увеличение Ti и Fe в крупнозернистых разновидностях и уменьшение содержания Mg, Cr и Ni, наиболее вероятно, связаны с поздней кристаллизацией окислов Fe в условиях низкой $f\text{O}_2$. Умеренные концентрации TiO_2 на фоне высоких концентраций $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ в породах зоны закалки являются, вероятно, отражением того, что расплавы, сформировавшие силл, были уже достаточно фракционированы относительно исходных. Низкие концентрации MgO, Cr и Ni в породах зон закалки свидетельствуют о том, что эти расплавы не могли находиться в равновесии с мантийными перидотитами и сформированы в результате высоких степеней фракционирования первичных расплавов.

Оценка условий формирования первичных расплавов и ранних этапов их эволюции для столь глубоко дифференцированных пород представляется весьма затруднительной. Основываясь на характере распределения редкоземельных элементов в породах, можно предполагать, что первичные расплавы были сформированы на относительно небольших глубинах и либо не были в равновесии с гранатом, либо выплавлялись в зоне перехода гранат-шпинель, о чем свидетельствуют невысокие величины $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1,12-1,51$. Кроме того, значения отношений $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1,4-1,5$ и $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0,67-0,72$ предполагают контамина-

цию расплавов коровым материалом. Степень неопределенности в оценке вовлечения процессов коровой контаминации в генезис расплавов в данном случае очень высока, прежде всего потому, что состав контаминанты, ее геохимические и изотопные характеристики остаются неизвестными. Оценка этих процессов требует специальных исследований.

Возможные аналоги долеритов Лебещины в Онежской структуре

Выявление новой возрастной группы габбро-долеритов среди заонежских осадков ставит вопрос о том, насколько широкое распространение имеют эти базиты в Онежской структуре. Среди базитов палеопротерозойского возраста в Онежской структуре датированы лишь несколько: Койкарско-Святнаволоцкий (1983 млн лет) и Пудожгорский интрузивы (1984 млн лет) [Филиппов и др., 2007], Кончезерский силл (1975 млн лет [Puchtel et al., 1998]), силл долеритов в каньоне р. Суна, п. Гирвас (т. н. «ранние базальты») – 1976 млн лет [Там же]. Все они имеют людиковийский возраст, который в ряде случаев не согласуется со «стратиграфическими» представлениями о времени их формирования.

Проводя сопоставление с базитами людиковия, прежде всего следует отметить существенное отличие изученных долеритов от магнезиальных базитов суйсария. Эти породы контрастно отличаются по содержанию и главных, и большинства рассеянных элементов (см. рис. 6). Кроме того, выделенные среди силлов оз. Мунозера «глиноземистые» базиты [Куликов, Куликова, 2008] также отличаются от долеритов Лебещины по содержанию MgO , $Fe_2O_3^{tot}$, TiO_2 и Al_2O_3 . Напротив, долериты Койкарско-Святнаволоцкого и Пудожгорского интрузивов, долериты района п. Гирвас близки к долеритам возраста 1956 млн лет по содержанию главных элементов, но отличаются по характеру распределения несовместимых рассеянных элементов (см. рис. 6), прежде всего по степени фракционирования REE, что свидетельствует о различиях в условиях (глубинах) магмогенерации.

Анализ имеющихся данных о химическом составе интрузивных образований людиковия показал, что наиболее близкими по «положению в разрезе» к изученным долеритам являются базиты людиковия, вскрытые Онежской параметрической скважиной [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011] и силлы Fe-Ti-долеритов района оз. Мунозеро – Кивач [Куликов, Куликова, 2008].

Среди силлов долеритов района Мунозеро – Кивач наиболее близкими к долеритам возраста 1956 млн лет по химическому составу являются породы силлов титано-железистой группы, выделяемой В. В. Куликовой и В. С. Куликовым и включающей силлы Гебозерский, Шушки, Корбалампи и Правобережный [Куликов, Куликова, 2008] (см. рис. 5).

Сопоставление долеритов Лебещины и основных пород заонежского комплекса, вскрытых ОПС в интервале глубин 65–1900 м [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011], показало существенное сходство (см. рис. 5, 6) выделяемых в разрезе ОПС низко-, умеренно- и высоко-Ti базитов и датированных в районе д. Лебещина долеритов. Породы имеют близкие петрографические особенности и характер распределения главных (см. рис. 5) и рассеянных (см. рис. 6) элементов. Следует отметить, что в разрезе ОПС в интервалах, сложенных равномернозернистыми массивными базитами, описана последовательная смена низко-Ti базитов умеренно- и высоко-Ti разновидностями [Там же], которая по особенностям вариаций химического состава близка к наблюдаемой в разрезе силла долеритов от зоны закалки к центру тела.

Таким образом, на основании петрографической и петрогеохимической корреляции можно предполагать, что возрастные и петрогенетические интрузивные аналоги изученного силла Лебещины имеют широкое распространение в Онежской структуре и, соответственно, могут маркировать крупный эпизод внутриплитной магматической активности в самом конце людиковийского времени. Следует подчеркнуть, что это предположение базируется исключительно на геохимических данных и требует проведения дополнительного изотопно-геохронологического обоснования. Однако в пользу него свидетельствуют и результаты датирования цирконов из дайки района г. Б. Ваара, имеющей возраст около 1965 млн лет [Куликова, Куликов, 2012].

Оценка генетической связи долеритов Лебещины с базитами суйсарского комплекса

Полученные данные позволили выявить новый эпизод внутриплитной магматической активности, который с небольшим разрывом во времени следует за суйсарским магматическим событием. Соответственно, возникает вопрос о возможной генетической и геодинамической взаимосвязи этих двух эпизодов. Возможность однозначного решения этого вопроса на сегодня ограничена недостатком информации о заонежском магматизме. Однако

даже имеющиеся данные о петрогеохимических особенностях базитов этих двух эпизодов убедительно свидетельствуют о контрастно различных условиях зарождения их материнских расплавов. Высокомагнезиальные расплавы базитов суйсария сформированы в глубоких частях мантии в равновесии с гранатсодержащим реститом [Puchtel et al., 1998], в то время как геохимические характеристики базитов Лебещины указывают на генерацию их первичных расплавов в равновесии с безгранатовым реститом, то есть на значительно меньших глубинах. Можно предположить, что такая последовательная смена сближенных во времени процессов плавления разноглубинных мантийных источников была связана с эволюцией единого геодинамического события: глубинный плюм, ответственный за суйсарский эпизод высокомагнезиального магматизма 1975 млн лет назад [Там же], привел к прожиганию литосферной мантии, подъему астеносферы и генерации сравнительно малоглубинных базальтовых магм эпизода 1956 млн лет.

Заключение

1. Возраст высокожелезистых кварцевых долеритов людиковия в восточной части Заонежского полуострова в Онежской палеопротерозойской структуре составляет 1956 ± 5 млн лет.

2. Датированные долериты имеют многочисленные петрогеохимические аналоги в Онежской структуре и, возможно, фиксируют масштабный эпизод магматической активности в конце людиковийского времени.

3. В сравнении с предшествовавшими магнезиальными базальтами суйсария, формирование первичных расплавов которых происходило в равновесии с гранатом в глубоких частях мантии при подъеме плюма [Puchtel et al., 1998], датированные долериты имели менее глубинные, выше поля стабильности граната, источники генерации первичных расплавов.

Устанавливаемая для базитов людиковия последовательная смена сближенных во времени процессов плавления разноглубинных мантийных источников, возможно, является отражением единого геодинамического события. Глубинный плюм, ответственный за суйсарский эпизод магнезиального магматизма 1975 млн лет назад [Puchtel et al., 1998], привел к прожиганию литосферной мантии, подъему астеносферы и генерации сравнительно малоглубинных базальтовых магм возраста 1956 млн лет.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 14-05-00432.

Литература

Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклиория / Ред. В. А. Мележик, М. М. Филиппов. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2007. 80 с.

Бискэ Н. С., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Протерозойские пеперит-структуры участка Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2004. Вып. 7. С. 193–199.

Геология Карелии. М.: Наука, 1987. 231 с.

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 190 с.

Куликов В. С., Куликова В. В. Геологическое строение докембрийского фундамента территории заповедника «Кивач» // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2008. Вып. 11. С. 103–109.

Куликова В. В., Куликов В. С. Вопросы генезиса «Соломенской» ассоциации: бреции, лавы, мафит-ультрамафитовые дайки // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: материалы конференции (Санкт-Петербург, 1–5 окт. 2012 г.). СПб., 2012. С. 339–343.

Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С., Пухтель И. С. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1999. 96 с.

Онежская палеопротерозойская структура / Под ред. Л. В. Глушанина, Н. В. Шарова, В. В. Щипцова. Петрозаводск: КарНЦ РАН., 2011. 431 с.

Полещук А. В. Палеопротерозойские брекчиевидные породы (пепериты) северо-онежской мульды Балтийского щита // Бюллетень московского общества естествоиспытателей природы. Отдел геологический. 2007. Т. 82, № 6. С. 27–46.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Ромашкин А. Е., Суханов А. В. Складки нагнетания по шунгитоносным горизонтам участка Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2003. Вып. 6. С. 82–92.

Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Сергеев С. А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Вып. 10. С. 49–68.

Хейсканен К. И., Рычанчик Д. В. Геологическая экскурсия по участку Лебещина // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Путеводитель полевой экскурсии. 1998. С. 19–21

Amelin Y. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. Vol. 75, N 1–2. P. 31–46.

Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. Vol. 200, N 1–2. P. 155–170.

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geological Society, London, Memoirs. 2004. Vol. 30, N 1. С. 69–74.

Ludwig K. R. SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 2005a. 22 p.

Ludwig K. R. User's manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 2005b. 71 p.

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120, N 3-4. P. 223-253.

Puchtel I. S., Arndt N. T., Hofmann A. W., Haase K. M., Kröner A., Kulikov V. S., Kulikova V. V., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A. A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. Vol. 130, N 2. P. 134-153.

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. Vol. 26, N 2. P. 207-221.

Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. Vol. 36, N 3. P. 359-362.

Wedepohl K. H., Hartmann G. The composition of the primitive upper earth's mantle // Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths / Eds. H. P. Meyer, O. H. Leonardos. 1994. P. 486-495.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J. C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. Vol. 19, N 1. P. 1-23.

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. Vol. 7. P. 1-35.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Степанова Александра Владимировна

ведущий научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: stepanov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Самсонов Александр Владимирович

зам. директора, чл.-корр. РАН
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, Россия, 109017
эл. почта: samsonov@igem.ru

Ларионов Александр Николаевич

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.
Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ
Средний проспект, 74, С.-Петербург, Россия, 199106
эл. почта: Alexander_Larionov@vsegei.ru

Stepanova, Alexandra

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: stepanov@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 782753

Samsonov, Alexandr

Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy,
and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,
35 Staromonetny Per., 119017 Moscow, Russia
e-mail: samsonov@igem.ru

Larionov, Alexandr

Centre of Isotopic Research, Karpinsky Russian Geological
Research Institute
74 Sredniy Pr., 199106 St. Petersburg, Russia
e-mail: Alexander_Larionov@vsegei.ru