

УДК 550.93;552.231

КРИСТАЛЛОГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД ЕЛЕТЬОЗЕРСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

© 2015 г. Е. В. Шарков*, Б. В. Беляцкий**, М. М. Богина*, А. В. Чистяков*,
В. В. Щипцов***, А. В. Антонов**, Е. Н. Лепехина**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия; e-mail: sharkov@igem.ru

**Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Центр изотопных исследований
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия; e-mail: bbelyatsky@mail.ru

***Институт геологии Карельского научного центра РАН

ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910, Россия; e-mail: shchipts@krc.karelia.ru

Поступила в редакцию 28.05.2014 г.
Получена после доработки 21.10.2014 г.

Был изучен циркон из титаноносного среднепалеопротерозойского Елетьозерского расслоенного интрузивного комплекса ультраосновных-основных-щелочных пород и карбонатитов, а также Sm-Nd система породообразующих минералов образца феррогаббро из этого комплекса. Циркон, выделенный из образцов сиенитов и феррогабброидов, имеет сходное строение и претерпел два главных независимых эпизода вторичного преобразования. В процессе первого из них магматический циркон с осцилляторной зональностью частично или полностью замещался пористым цирконом со сложной нерегулярной внутренней структурой, а во время второго – зерна как первичного, так и пористого циркона обрастали каймой гомогенного в катодной люминисценции циркона. Для исходного магматического циркона характерно распределение РЗЭ с повышенным содержанием тяжелых и пониженным легких лантаноидов, а также Се-максимум. Пористый же циркон характеризуется повышенными содержаниями легких РЗЭ, Са, Тi и часто – Th. Обе разновидности циркона в основном обеднены U. Распределение РЗЭ для гомогенного циркона оболочек подобно таковому в магматическом цирконе, но отличается заметно более низким уровнем концентрации РЗЭ, особенно тяжелых и средних. Пористый циркон содержит микровключения торита, барита, иттриалита, а также других редкометалльных и редкоземельных минералов (кальциосамарскита, пирохлора и гатчетолита), свидетельствующих о том, что зерна циркона подверглись переработке флюидами, содержащими не только F и Th, но и Y, U, Nb, Ta, Ba, Fe, Ti и Ca. По-видимому, эти компоненты высвобождались в процессе метаморфизма при замещении магматических минералов метаморфическими парагенезисами с весьма ограниченной изоморфной емкостью. U-Pb геохронологические исследования циркона (SHRIMP-II) показали, что его возраст варьирует в широких пределах и коррелирует с особенностями внутренней структуры зерен, что объясняется характером наложенных процессов. Однако во многих случаях эти оценки возраста имеют более низкие значения, особенно для участков зерен вдоль границы с пористой разновидностью или при “проникновении” в них материала оболочек. По-видимому, наиболее близки времени формирования интрузива самые древние оценки возраста, т.е. 2086 ± 53 и 2086 ± 30 млн лет для сиенитов и 2070 ± 24 млн лет – для феррогабброидов. По геологическим данным, сиениты прорывают габброиды, поэтому как оценка возраста формирования интрузива в целом более предпочтителен возраст, полученный для сиенитов, т.е. 2086 ± 30 млн лет. Оценки возраста пористого циркона также варьирует в широких пределах, что объясняется присутствием реликтов (доменов) вещества циркона первичных зерен в пористой матрице. Мы полагаем, что наиболее близки возрасту кристаллизации пористого циркона минимальные из полученных датировок, т.е. этот циркон образовался 1.9–1.8 млрд лет назад. Это время проявления свекофеннских тектоно-метаморфических процессов, в которые, по-видимому, были вовлечены и породы Елетьозерского комплекса, что привело к метаморфизму всех пород комплекса в условиях эпидот-амфиболитовой фации и сопровождалось образованием пористого циркона. Формирование светлых (в катодной люминисценции) оболочек зерен, по-видимому, происходило еще позже, в результате взаимодействия циркона с внутрикоровым флюидом, и уже было связано с событиями в мезо- и неопротерозое, или даже в каледонское время. Возраст феррогабброидов, определенный Sm-Nd изохронным методом (1988 ± 63 млн лет), в пределах погрешности сопоставим с результатами U-Pb датирования пористого циркона, подтверждая тот факт, что магматические породы испытали существенные вторичные преобразования в ходе свекофеннской орогении. Среднепалеопротерозойский Елетьозерский комплекс является древнейшим проявлением титаноносного умеренно-щелочного магматизма на Карельском кратоне.

DOI: 10.7868/S0869590315030061

ВВЕДЕНИЕ

Как было показано (Богатиков и др., 2010), в середине палеопротерозоя на смену высоко-Mg мантийным расплавам раннего докембрия (архей и ранний палеопротерозой) пришли геохимически-обогащенные Fe-Ti мантийные расплавы, нередко повышенной щелочности, аналогичные внутриплитным магмам фанерозоя. Как именно происходил этот переход можно проследить, изучая наиболее ранние проявления такого магматизма, одним из которых является среднепалеопротерозойская крупная изверженная провинция в восточной части Фенноскандинавского щита, формировавшаяся примерно с 2.35 по 1.9 млрд лет назад (Шарков, Богина, 2006). По региональной хроностратиграфической шкале это соответствует ятулию (2.3–2.06 млрд лет) и людиковию (2.06–1.96 млрд лет) (Martin et al., 2013).

Ятулийско-Людиковийская крупная изверженная провинция, как большинство таковых фанерозоя, была образована базальтовыми плато и роями даек, а также большими мафит-ультрамафитовыми интрузивами, представлявшими собой промежуточные очаги магматических систем. К числу таких интрузивов относятся два крупных (площадью около 100 км²) расслоенных титаносных комплекса – Елетьозерский с небольшим Тикшеозерским сателлитом в Северной Карелии и Гремяха-Вырмеский на Кольском полуострове (рис. 1). Судя по имеющимся петрологическим и геохимическим данным, они образовались за счет однотипных умеренно-щелочных Fe-Ti-базальтовых расплавов (Шарков, 2006; Чистяков, 2011).

Формирование этих интрузивов происходило в период завершения рифтогенного этапа развития региона и предшествовало главному геотектоническому событию в палеопротерозое на Фенноскандинавском щите – образованию Свекофеннского орогена в его центральной части и на его северо-восточной периферии – Лапландско-Кольского коллизионного орогена, захватывавшего восточную часть Карельского кратона. Таким образом, определение возраста этих комплексов представляется весьма важной задачей, так как позволяет уточнить возраст наиболее раннего проявления щелочно-базальтового магматизма на территории Карелии.

Несмотря на схожесть составов Елетьозерского и Гремяха-Вырмеского комплексов, а именно: присутствию карбонатитов и ультрамафит-мафитовых разновидностей, они имеют ряд существенных отличий. Так, комплекс Гремяха-Вырмес демонстрирует наиболее широкие вариации состава от ультрамафит-мафитовой серии до щелочно-гранитоидной и фойдолитовой (Арзамасцев и др., 2006). При этом формирование гранитоидной серии предполагается в результате взаи-

модействия мантийных расплавов с архейской корой.

Имеющиеся для этого массива геохронологические данные обнаруживают значительный разброс. Так, U-Pb возраст единичных зерен циркона и титанита мафитовой серии равен 1973 ± 5 млн лет (Вурсий и др., 2000). Вместе с тем возрастные оценки наиболее молодых пород массива (прожилков карбонатитов) колеблются от 1945 ± 4 (циркон, U-Pb) до 2034 ± 46 млн лет (Sm-Nd изохрона) (Саватенков и др., 1999), а возраст сиенитов оценивается в 1872 ± 8 млн лет (циркон, U-Pb, Bea et al., 2001). Для циркона из щелочных гранитоидов и нефелиновых сиенитов возраст составил 1884 ± 5 и 1884 ± 7 млн лет (Арзамасцев и др., 2006). Близкая оценка возраста 1887 ± 58 млн лет была получена Sm-Nd методом по валовым пробам карбонатитов, эгиринитов и альбититов (Сорохтина и др., 2012).

Состав пород Елетьозерского и Тикшеозерского интрузивов близок, но соотношения пород резко отличаются. Основной объем Елетьозерского массива представлен феррогабброидами, а его центральная часть сложена щелочными и нефелиновыми сиенитами миаскитового типа с их жильными и дайковыми производными; карбонатиты формируют отдельные мелкие тела (Щипцов и др., 2008). В Тикшеозерском интрузиве преобладают пироксениты, а его ядро образовано карбонатитами (Щипцов и др., 2007; Corfu et al., 2011). Щелочные гранитоиды, связанные пространственно или генетически с этими интрузивами, отсутствуют.

Карбонатиты Тикшеозерского интрузива, согласно U-Pb датированию единичных зерен (ID-TIMS) циркона и бадделеита, имеют возраст 1999 ± 5 млн лет (Corfu et al., 2011). С этим хорошо согласуются результаты локального U-Pb датирования бадделеита (SHRIMP-II, 1999 ± 12 млн лет, (Родионов и др., 2014)). В то же время возраст мафит-ультрамафитов остается неизвестным.

Имеющиеся изотопно-геохронологические данные по Елетьозерскому интрузиву были получены еще в 1960-х годах (Богачев и др., 1963; Кухаренко и др., 1969); это были, главным образом, данные K-Ar анализа, точность которого не сопоставима с современными требованиями геохронологии. Разброс калий-аргоновых возрастов, полученных при анализе состава слюд: биотита и мусковита, находился в интервале от 1900 до 1600 млн лет (оливиновое габбро, габбро-диориты, пегматоидное габбро – 1910 ± 100 млн лет, рудные габбро-перидотиты 1820 ± 90 млн лет, нефелиновые сиениты – 1800 ± 90 млн лет, эссекситы и ортоклазовые плагиоклазиты – 1705 ± 85 млн лет, щелочные пегматиты – 1830–1670 млн лет). Неменьшие вариации возраста показала и уран-свинцовая система. Так, возраст, определенный

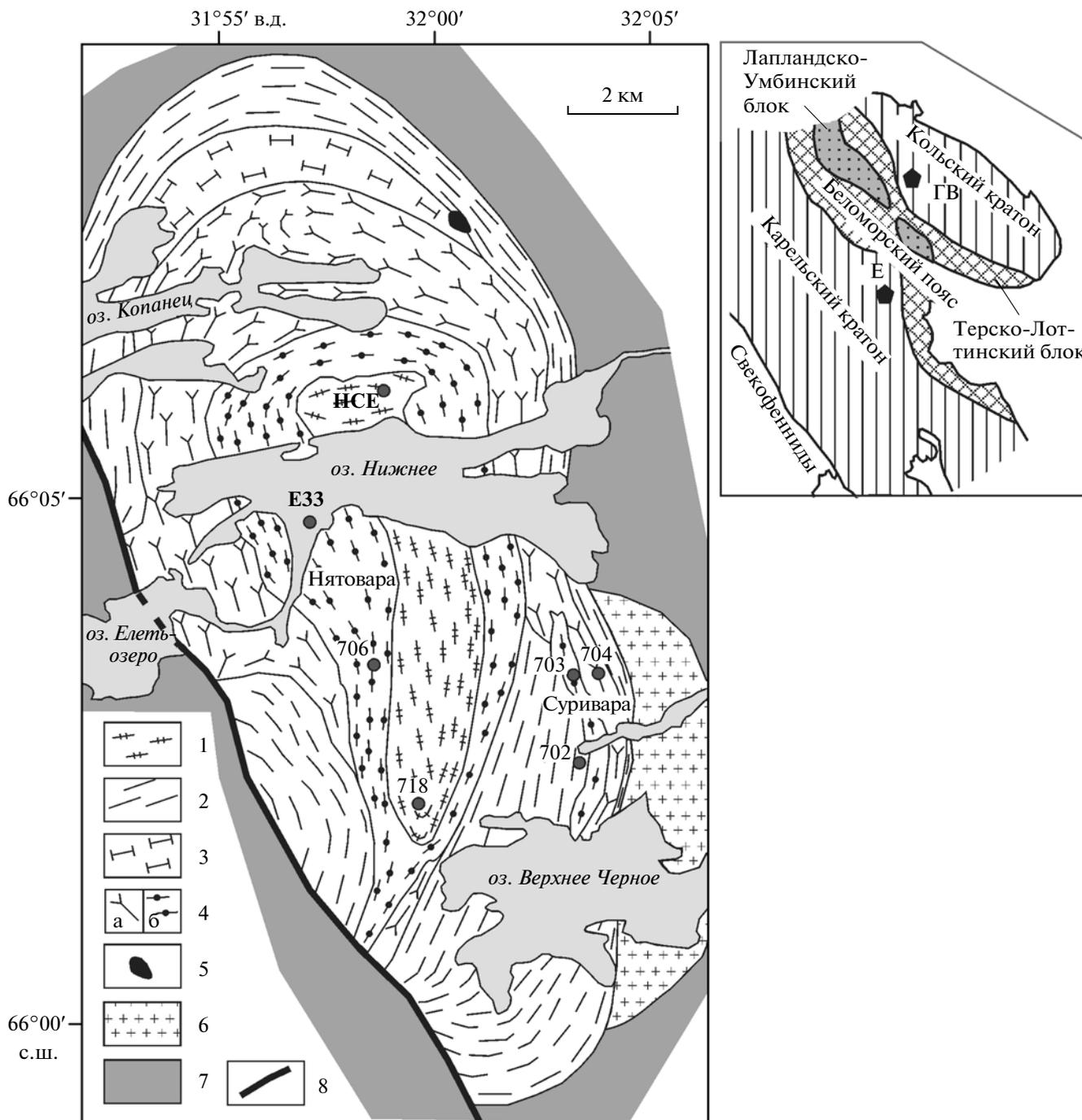


Рис. 1. Положение точек опробования на схеме геологического строения Ельтьозерского комплекса (составлена с использованием данных (Богачева и др., 1963; Кухаренко и др., 1969; Shchiptsov, 2013).

1 – щелочные и нефелиновые сиениты; 2 – мелкозернистые феррогаббро Краевой серии; 3–4 – Расслоенная серия: 3 – Fe-Ti-оксидные клинопироксениты; 4 – среднезернистые расслоенные феррогабброиды (а – грубозернистые феррогаббро, б – анортозиты, лейкогаббро, феррогаббро и оливиновые феррогаббро, ортоклазовые феррогаббро); 5 – карбонатитовая брекчия; 6 – плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые граниты палеопротерозоя; 7 – вмещающие породы, преимущественно архейские гранито-гнейсы; 8 – разлом.

Справа сверху – положение массивов ультраосновных, основных и щелочных пород с карбонатитами (Ельтьозерского (Е) и Гремяха-Вырмесского (ГВ)) в главных тектонических структурах восточной части Балтийского щита.

по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, для ортита, пирохлора и циркона из щелочных пегматитов варьировал от 1740 ± 140 , 1840 ± 70 до 2130 ± 130 млн лет соответственно (Зыков и др., 1964).

Применение более подходящих для данного геологического объекта современных методов изотопного датирования ограничено единственной известной из литературы попыткой определения возраста основных пород Ельтьозерского комплекса (2080 ± 180 млн лет) с помощью Sm-Nd изохронного метода (Kogarko et al., 1995), которая также не может считаться достаточно успешной из-за высокой погрешности определения возраста.

Поэтому основной задачей настоящей работы было определение абсолютного возраста этого массива с использованием локального U-Pb изотопного анализа циркона из главных разновидностей пород — феррогабброидов и сиенитов. Поскольку этот массив после своего становления вовлекался в тектонические и метаморфические преобразования, другой, не менее важной задачей является оценка влияния этих процессов на циркон и его уран-свинцовую изотопную систему, возможность преобразования кристаллической структуры циркона и связанные с этим изменения химического и изотопного состава.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЕЛЕТЬОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Ельтьозерский титаноносный расслоенный интрузивный комплекс ультраосновных-основных-щелочных пород с карбонатитами расположен в северо-восточной части Карельского кратона (рис. 1). Он прорывает архейские гранито-гнейсы, а также раннепалеопротерозойские микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты (Богачев и др., 1963; Кухаренко и др., 1969; Shchiptsov, 2013). Главной особенностью комплекса является широкое развитие мафит-ультрамафитовых пород, содержащих значительные количества Fe-Ti-оксидов (магнетит, титаномагнетит, ильменит), нередко достигающих рудных концентраций. В целом комплекс имеет концентрически-зональное строение, но западная его часть сорвана крупным разломом и первоначальные размеры и строение массива неизвестны (рис. 1).

Периферийная часть интрузива сложена, главным образом, Fe-Ti-оксидными габброидами (феррогабброидами) различного состава: мелкозернистые разновидности в краевой приконтактной зоне (Краевой серии) обычно сменяются по мере удаления от контакта средне- и крупнозернистыми. Во внутренней части массива широко представлены породы Расслоенной (Дифференцированной) серии, включающие обогащенные

Fe-Ti-оксидами разнообразные феррогабброиды (габбро и оливиновых габбро), клинопироксениты и перидотиты, а также оруденелые разновидности всех этих пород. Количество Fe-Ti-оксидов в породах обычно составляет около 10 об. %, а в рудных разновидностях повышается до 40–50 об. % и более. Наблюдаются также и практически безрудные лейкогаббро и анортозиты. В северной части массива в основании Расслоенной серии установлено серпообразное тело сидеронитовых Fe-Ti-оксидных клинопироксенитов; небольшие линзообразные тела таких же по составу клинопироксенитов нередко фиксируются и вдоль границы с Краевой серией, свидетельствуя о том, что разрез Расслоенной серии, по-видимому, начинается именно с них.

Несмотря на закономерное в целом общее строение массива, в нем наблюдаются многочисленные сложные, часто интрузивные соотношения между отдельными разновидностями пород как в Краевой, так и в Расслоенной сериях. Это, свидетельствует о том, что формирование комплекса происходило в беспокойной тектонической обстановке и сопровождалось повторными внедрениями новых порций расплавов в затвердевающее интрузивное тело.

Центральная часть массива образована телом щелочных и нефелиновых сиенитов второй интрузивной фазы, прорывающим мафиты первой фазы, причем небольшие дайкообразные тела аналогичных сиенитов встречаются и в других частях массива (Богачев и др., 1963; Кухаренко и др., 1969). Кроме того, в пределах массива встречены небольшие тела карбонатитов с ксенолитами феррогабброидов и сиенитов.

Имеющиеся данные по вещественному составу пород (широкое развитие в комплексе Fe-Ti-оксидных мафитов и ультрамафитов, а также собственно щелочных пород и карбонатитов) и их геохимические особенности свидетельствуют, что родоначальными расплавами для рассматриваемого комплекса могли быть расплавы умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов, характерные для внутриплитного магматизма фанерозоя (Шарков, 2006; Чистяков, 2011).

Ельтьозерский комплекс после своего формирования был вовлечен в тектоно-метаморфические процессы, связанные со свекофенскими процессами в пределах Лапландско-Кольского коллизионного орогена (1.9–1.8 млрд лет назад). Это привело к появлению в нем многочисленных разломов и зон расланцевания, вдоль которых породы в разной степени подверглись катаклазу и метаморфизму в условиях преимущественно эпидот-амфиболитовой фации, и сопровождалось замещением пироксенов агрегатами вторичной зеленой роговой обманки, появлением цоизита и эпидота, а иногда — граната ($T = 620\text{--}630^\circ\text{C}$, $P =$

= 7–9 кбар, неопубликованные данные авторов). Неизменные магматические породы в пределах массива встречаются редко – обычно вдоль границ темноцветных минералов и плагиоклаза развиты короны вторичных минералов.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для датирования нами были отобраны 5–10 килограммовые пробы сиенитов и габброидов массива. Выделение циркона из раздробленных образцов пород проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей (бромформа, иодистого метилена) в минералогической лаборатории ИГГД РАН и ВСЕГЕИ (Роснедра) (Санкт-Петербург), в Институте геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск). Зерна типичных разновидностей циркона размером 50–500 мкм были имплантированы в оксидную смолу, сошлифованы приблизительно на половину своей толщины и приполированы. Катодолюминесцентные изображения (КЛ) зерен циркона были получены на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500 (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), оборудованном энергодисперсионным спектрометром Link Pentafet (Oxford Instruments, Si(Li) детектор с площадью 10 мм² и разрешающей способностью 138 эВ на линии MnK α).

Локальный анализ U–Pb системы и датирование цирконов были произведены на вторично-ионном масс-спектрометре (микронзонде) высокого разрешения SHRIMP-II по стандартной методике (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 3.5 нА, диаметр кратера пробоотбора – 30 мкм, глубина – 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2011). Измеренные U–Pb отношения нормализовались по стандартному циркону 91500 (Weidenbeck et al., 1995).

Содержание РЗЭ и редких элементов в породообразующих минералах и цирконах определялись на ионном микронзонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по методикам, приведенным в соответствующих публикациях (Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008) для цирконов и (Соболев, Батанова, 1995) для породообразующих минералов. Размер анализируемого участка минерала не превышал в диаметре 15–20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10–15%; порог обнаружения элементов в среднем равен 10 ppb.

Условия проведения микроанализа включений в цирконе: ускоряющее напряжение 20 кВ, рабочее расстояние 35 мм, величина тока зонда

(на цилиндре Фарадея) 1 нА, механизм коррекции матричных эффектов ХРР (программный пакет INCA Energy), время накопления спектров 70 с (без учета мертвого времени). В качестве стандартов использовались аттестованные природные и синтетические материалы.

Анализ изотопного состава Nd выполнен на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения TRITON (Thermo) в ЦИИ ВСЕГЕИ в статическом режиме регистрации ионных токов исследуемых изотопов. Коррекция изотопного состава неопределена на приборное масс-фракционирование производилась по изотопному отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd, которое принимается для природного состава равным 0.7219. Величина отношения изотопов ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd для международного стандарта JNdi-1 (стандарт изотопного состава Nd) в течение измерений соответствовала 0.512126 ± 2 ($n = 25$). Уровень общего лабораторного загрязнения (холостой опыт) на момент проведения анализа не превышал 0.01 нг для Nd и Sm и не требовал коррекции измеренных отношений, особенности химической сепарации элементов, кислотного разложения силикатных образцов и обработки результатов приведены в работе (Кривоуцкая и др., 2010).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографические особенности пород

Положение точек отбора проб, из которых были извлечены изученные цирконы, показано на рис. 1. Эти пробы представлены катаклазированным биотитовым щелочным сиенитом (обр. 718) и феррогабброидами (обр. 702-3, 703-4, 706.1, 706.2 и 706.3).

Катаклазированный биотитовый щелочной сиенит (обр. 718) сложен, главным образом, микроклином, реже ортоклазом, около 85% от объема породы. Эти минералы образуют крупные (до 5 мм) таблитчатые выделения, пересекаемые тонкими аплитовидными прожилками альбит-микроклинового состава. Темноцветные минералы представлены биотитом, слагающим около 15% породы и образующим скопления из зерен размером не более 0.5 мм; в биотите иногда отмечаются мелкие выделения пирохлора, окруженные плеохроичными двориками. Из акцессорных минералов встречается циркон.

Изученные габброиды представлены в различной степени измененными меланократовыми феррогаббро, плагиоклаз (30–35 об. %) которых часто нацело замещен мелкозернистым агрегатом цоизита и скаполита, а клинопироксен (60–65 об. %) частично или полностью замещен зеленой роговой обманкой; Fe–Ti-оксиды (магнетит, титаномагнетит и ильменит) составляют порядка 5–6 об. %. В

породах нередко присутствуют мелкие выделения эпидота, силлиманита и иногда граната.

Среднезернистое оливин- и биотитсодержащее феррогаббро (обр. Е33), кумулятивные фазы которого представлены плагиоклазом An_{60} (около 50% от объема породы) и титан-авгитом (En_{41-42}) – около 30%, а интерстициальный материал образован преимущественно Fe-Ti-оксидами – около 10 об. % и Ti-биотитом – 3–4 об. % (наименее измененная из изученных пород). Оливин (Fo_{56}) встречается в виде единичных зерен. Иногда фиксируются изогнутые двойниковые швы в плагиоклазе, что интерпретируется как результат пластической деформации. Циркон в этой породе обнаружить не удалось.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕРЕН ЦИРКОНА

Изучение внутреннего строения циркона осуществлялось с помощью оптической и электронной микроскопии при анализе изображений в обратно-рассеянных электронах (BSE) и катодной люминесценции. Всего было изучено более 60 зерен циркона размером от 100 до 300 мкм; единичные зерна достигали 500 мкм. Популяции зерен циркона как в сиенитах, так и в метагабброидах представлены обломками кристаллов, которые подверглись однотипным вторичным изменениям. Как видно из рис. 2 и 3, среди них иногда встречаются фрагменты кристаллов с осцилляторной зональностью, по-видимому, магматического происхождения (Hanchar, Miller, 1993; Corfu et al., 2003), но в большинстве случаев преобладают зерна со сложным нерегулярным строением и пористой внутренней структурой. В мировой литературе такие разновидности циркона известны как гидротермальный циркон (Hoskin, 2005), “мутный” (Hanski et al., 2010) или колломорфный циркон (Аранович и др., 2013). Этот пористый циркон замещает магматический, нередко с сохранением его реликтов в пористой матрице (Geisler et al., 2007).

В изученных нами зернах пористого циркона часто наблюдаются мелкие выделения торита ($ThSiO_4$), помимо которого встречены барит ($BaSO_4$), иттриалит ($Y,Th)_2Si_2O_7$), кальциосамарскит $[(Ca,Fe,Y)(Nb,Ta,Ti)O_4]$, пироклор $[(Na,Ca)_2Nb_2O_6(OH,F)]$ и его U-содержащая разновидность (гатчетолит) (рис. 2, 3). Такой набор твердофазных включений весьма специфичен и резко отличается от минерального состава включений в цирконе из вмещающих пород другого состава, например, океанических габброидов, где преобладает ксенотим (Аранович и др., 2013).

Угловатые фрагменты этих двух разновидностей циркона, как правило, окружены каймой светлого (в КЛ) гомогенного циркона без види-

мых структур роста. Аналогичный материал (светлый в КЛ) в форме “прожилков” и червеобразных вростков может присутствовать и в более ранних разновидностях циркона с сохранившейся осцилляторной зональностью (рис. 2, 3). Как видно из рис. 2–4, циркон поздней генерации имеет отчетливую тенденцию к образованию правильных кристаллографических форм, а в некоторых случаях образует и самостоятельные идиоморфные кристаллы, содержащие реликты циркона более ранней генерации (рис. 4, зерно 3.8).

Наличие светлой каймы вокруг большинства зерен циркона свидетельствует о фрагментации циркона в процессе тектонических деформаций самих вмещающих пород и не обусловлена только механическим дроблением зерен при сепарации циркона из образцов пород. При этом в хрупкие деформации вовлекались не только зерна с осцилляторной зональностью, но иногда и с пористой структурой; однако поздний циркон светлых оболочек, очевидно, не испытал ни хрупких, ни пластических деформаций. Более того, образование и развитие позднего циркона часто приводило к залечиванию дефектов структуры (трещины, зоны растворения и т.д.) и восстановлению (регенерации) кристаллографических форм (см. рис. 2–4).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА ИЗ СИЕНИТОВ

Наряду с особенностями морфологии кристаллов, распространенности тех или иных внешних форм и характеристиками внутреннего строения циркона, состав и содержание микропримесей может служить петрогенетическим признаком процессов, которые трансформировали магматический циркон (Belousova et al., 2002). Очевидные свидетельства проявления наложенных процессов в изученных нами цирконах сиенитов и габброидов Ельтеозерского комплекса (см. выше) потребовали дополнительной геохимической характеристики этих процессов и оценки их значимости при интерпретации результатов геохронологических исследований. Для этого нами были детально изучены геохимические особенности выделенных морфологических разновидностей на примере циркона сиенитов из популяции образца 718 (рис. 4), а полученная информация использовалась и при интерпретации возрастов процессов, зафиксированных уран-свинцовой изотопной системой цирконов метагабброидов.

О геохимических особенностях изученного циркона можно судить по результатам локального анализа отдельных зерен, представленным в табл. 1 и на рис. 5 и 6. Как видно на диаграмме 5, зерна с реликтами осцилляторной зональности имеют обычный для магматического циркона вид спектра содержаний РЗЭ, нормированных к со-

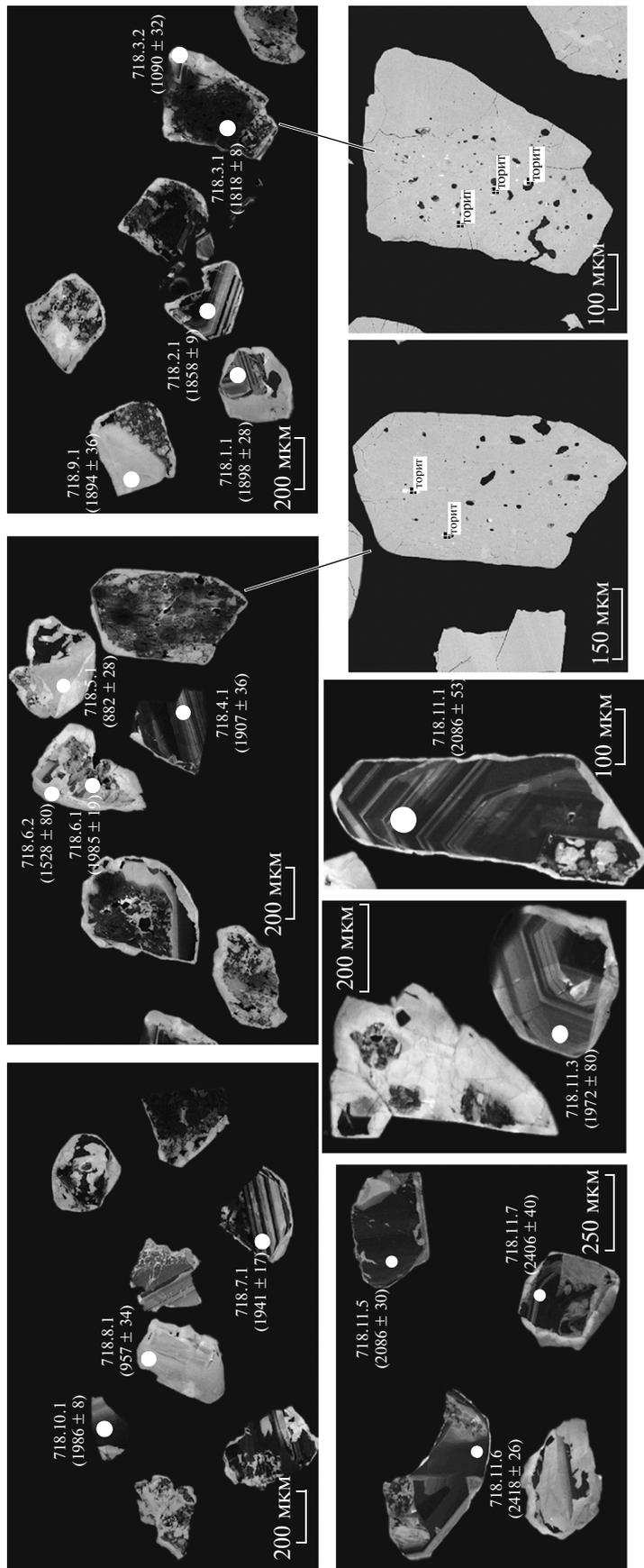


Рис. 2. Вид зерен циркона щелочного сиенита (обр. 718) в катодной люминесценции. На двух примерах показано строение пористых зерен в обратно-рассеянных электронах (BSE, правая часть нижнего ряда); на снимках хорошо видны мелкие выделения торита. Кружками отмечено положение точек анализов (SHRIMP-II) и U-Pb возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, в млн лет, табл. 2).

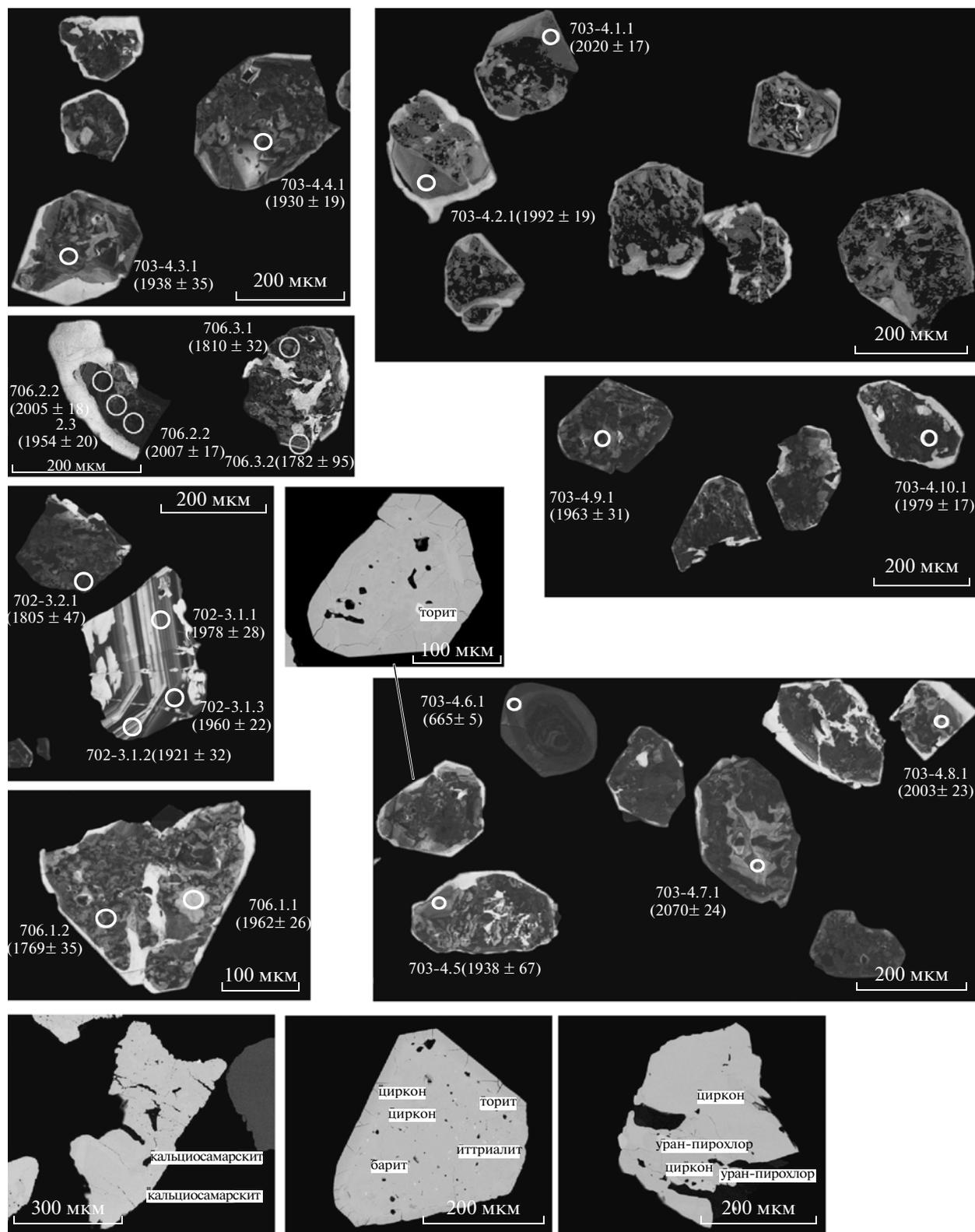


Рис. 3. Изображения зерен циркона измененных габброидов в катодной люминесценции.

В центре – строение пористого зерна (зерно 703-4.6) в отраженных электронах (BSE); хорошо видны мелкие выделения торита. Кружками обозначено положение точек локального изотопного анализа на SHRIMP-II и U-Pb возраста (в млн лет, см. табл. 3).

Нижний ряд фотографий (BSE): строение некоторых зерен пористого циркона измененных габброидов с мелкими выделениями различных минералов (торита, барита, иттриалита, кальциосамарскита, пирохлора и гатчетолита).

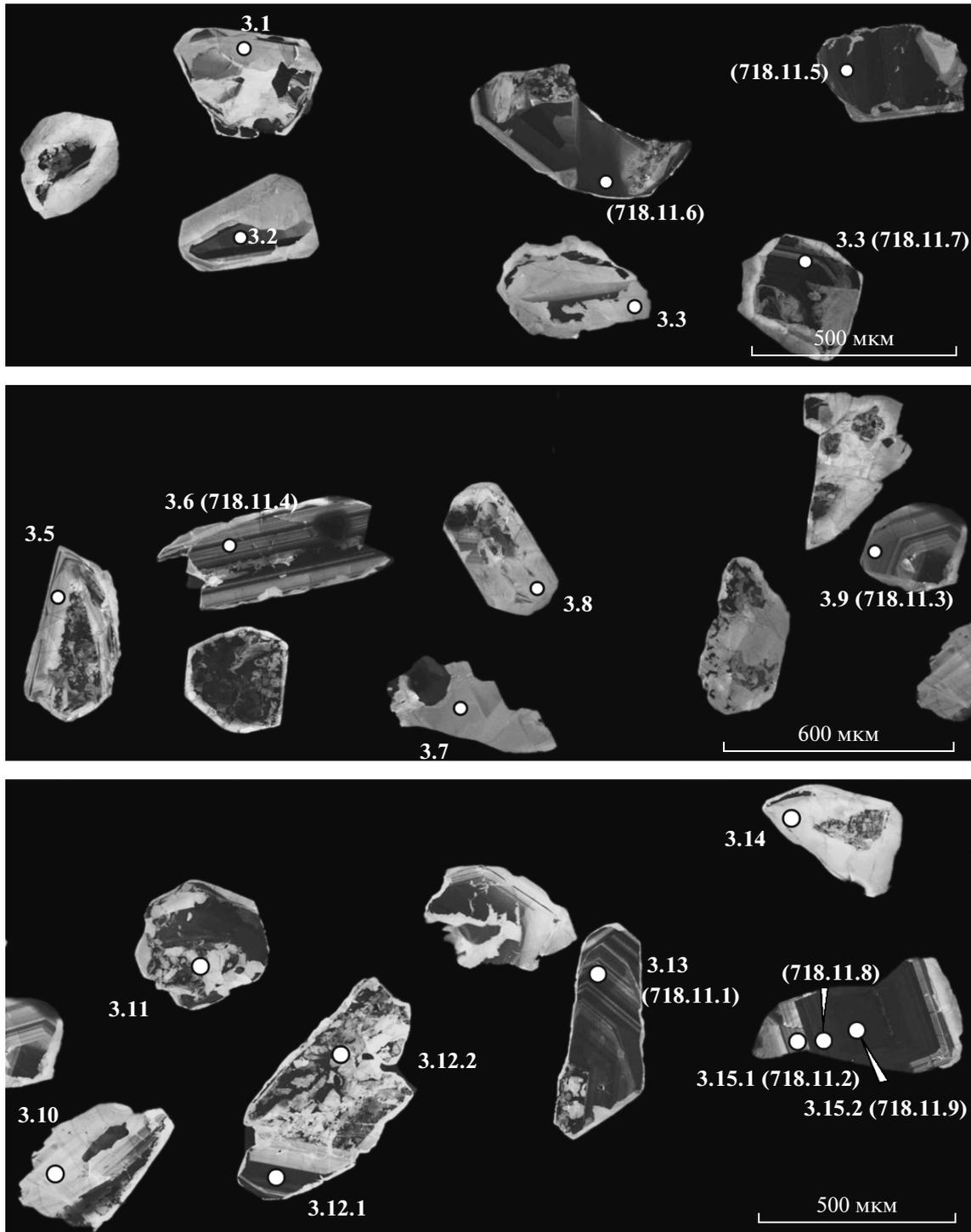


Рис. 4. Расположение точек локального анализа в зернах циркона из сиенита (обр. 718).

Изображения цирконов в катодной люминесценции, номера на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 1 и 2.

ставу хондрита С1 с высоким относительным содержанием ТРЗЭ и пониженным – ЛРЗЭ с характерным Се-максимумом (Belousova et al., 2002). Пористый же циркон, в отличие от предыдущего, характеризуется повышенным содержанием

ЛРЗЭ при их слабом фракционировании, уменьшением Се-максимума, а также увеличением содержаний Са и Тi. При этом обе разновидности циркона отличаются в основном низким содержанием U.

Таблица 1. Содержание рассеянных элементов в цирконах Еletzозерского массива (проба 718)

№ зерна	P	Ca	Ti	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd
Цирконы с осцилляторной структурой											
3.2	192.5	0.73	3.11	0.472	876.4	15.00	1.219	0.054	8.292	0.056	0.790
3.4	300.0	14.6	4.16	1.779	1912.2	27.93	1.349	0.575	21.877	0.747	8.447
3.6	215.3	0.97	2.69	0.637	698.8	9.640	1.364	0.025	4.384	0.118	1.850
3.9	329.4	9.80	3.70	0.874	924.3	13.62	1.503	0.109	5.488	0.179	2.203
3.13	178.6	9.19	3.77	0.977	580.1	10.37	1.832	0.308	9.500	0.334	2.560
3.15.1	219.8	3.61	3.03	1.233	697.6	16.03	1.661	0.934	5.204	0.269	2.531
Пористый циркон											
3.11	306.2	134.7	14.7	29.17	635.7	274.6	10.66	66.21	299.8	25.3	102.2
3.12.1	207.5	28.5	6.09	4.362	1848.5	48.37	2.412	10.52	51.50	3.699	18.23
3.12.2	367.7	33.5	5.09	8.019	509.5	55.84	2.829	15.10	67.47	4.874	20.93
Каймы											
3.1	208.3	1.18	2.71	0.336	178.7	6.725	1.389	0.020	1.334	0.013	0.156
3.3	182.0	1.76	2.16	0.518	61.2	5.508	1.119	0.044	1.025	0.016	0.100
3.5	290.3	8.85	2.93	1.293	169.3	8.301	1.710	1.874	3.189	0.180	0.549
3.7	214.6	2.17	2.44	0.604	65.7	6.553	1.244	0.002	0.898	0.012	0.038
3.10	215.4	4.25	1.75	3.234	99.7	8.048	1.768	0.289	2.473	0.056	0.219
3.14	193.0	10.3	2.95	1.210	67.0	21.12	1.340	1.244	3.012	0.198	0.752
3.8	245.5	5.57	1.68	0.824	49.0	10.79	1.525	0.954	1.598	0.186	0.711
№ зерна	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Цирконы с осцилляторной структурой											
3.2	1.784	1.411	12.81	68.26	161.0	274.2	40.08	3664.5	29.0	179.9	11.8
3.4	10.210	6.894	44.36	177.6	355.2	602.6	90.24	4991.2	41.3	250.7	35.6
3.6	2.993	1.991	13.96	57.94	128.6	236.9	36.71	3743.7	24.7	53.8	29.2
3.9	3.292	2.190	16.8	75.96	170.8	329.0	51.47	4702.3	31.6	61.6	13.8
3.13	2.298	1.570	10.63	48.14	110.5	199.2	31.79	4768.7	41.0	214.3	53.4
3.15.1	2.957	1.905	13.93	57.84	123.9	223.2	33.86	5019.8	36.3	111.2	7.14
Пористый циркон											
3.11	17.00	6.884	31.79	52.68	137.4	308.3	50.44	4901.0	45.8	261.9	349.1
3.12.1	11.25	6.278	43.74	174.4	359.3	646.1	98.39	5221.7	62.1	511.7	14.3
3.12.2	7.254	2.523	17.41	44.03	133.9	388.2	67.83	3505.4	32.2	214.6	2.66
Каймы											
3.1	0.318	0.248	2.056	13.25	38.33	86.02	14.38	5088.1	29.6	17.9	6.28
3.3	0.115	0.053	0.635	4.437	12.00	26.11	4.397	5340.0	26.7	3.68	2.15
3.5	0.474	0.296	2.293	12.35	32.80	70.00	11.14	4362.3	28.1	13.6	10.9
3.7	0.113	0.048	0.671	4.135	12.49	30.0	4.691	4629.8	26.7	6.17	7.62
3.10	0.226	0.108	1.176	7.402	21.57	57.4	9.403	4438.1	26.6	21.3	1.74
3.14	0.289	0.098	0.971	4.270	13.99	40.2	7.368	5759.9	35.4	11.2	2.58
3.8	0.286	0.101	0.727	3.240	9.543	25.0	4.027	4957.1	28.8	4.01	2.89

Из таблицы 2, где приведены результаты изучения U-Th-Pb изотопной систематики указанных разновидностей циркона, видно, что пористый циркон как в сиенитах, так и габброидах иногда характеризуется высоким содержанием

Th, которое, на порядок выше, чем в зернах с магматической зональностью. Такое локальное повышение содержания Th, очевидно, обусловлено попаданием первичного ионного аналитического пучка на микровыделения торита, широко рас-

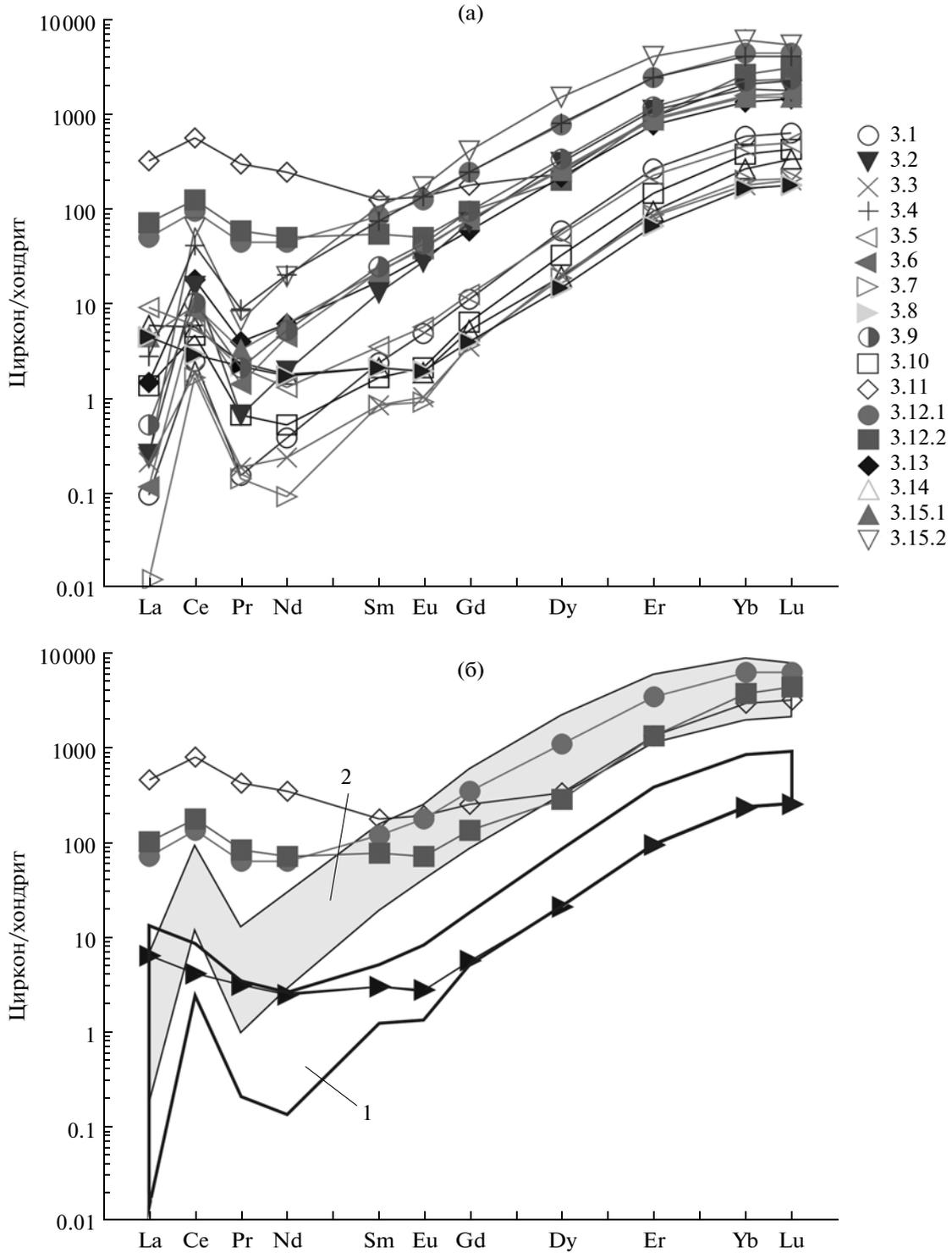


Рис. 5. (а) Нормированные к хондриту (C1: (Anders, Grevesse, 1989)) содержания РЗЭ в цирконе сиенитов (обр. 718); (б) поля концентраций в трех разновидностях циркона: 1 – внешние светлые оболочки, 2 – зерна с осцилляторной зональностью, графики – зерна с пористым строением.

пространенные в объеме матрицы пористого циркона (рис. 2). При этом именно в пористых зернах резко, нередко на 1–2 порядка величины, возрастает доля изотопа ^{206}Pb , что сильно сказывается

на величине $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношения и приводит к занижению рассчитанных свинец-свинцовых возрастов. Возможно, повышенное содержание ^{206}Pb изотопа связано с более поздним выно-

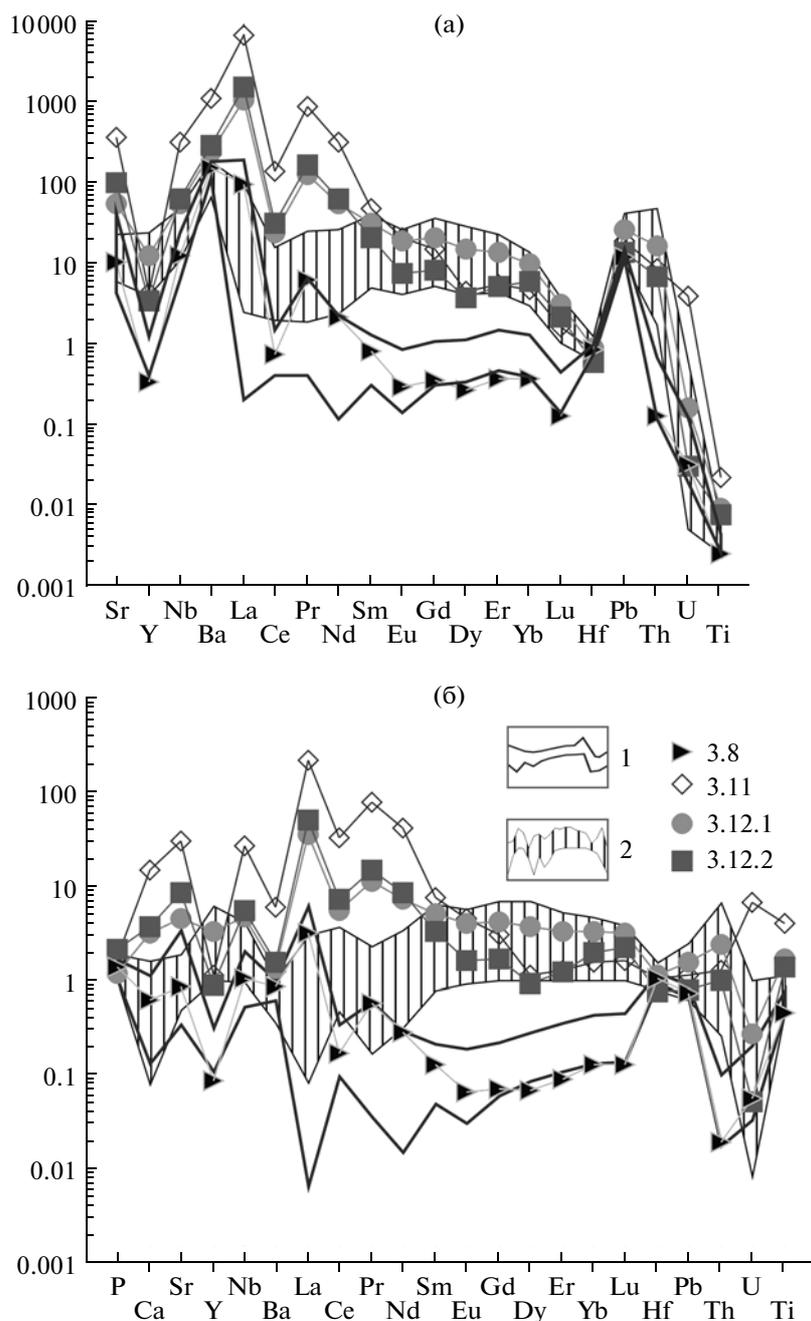


Рис. 6. Спайдерграммы, иллюстрирующие содержание редких и рассеянных элементов в зернах циркона трех разновидностей.

Вынесены поля: 1 – внешние каймы-оболочки, светлые в КЛ; 2 – зерна с осцилляторной зональностью. Графиками показаны составы зерен пористого циркона.

(а) – нормировано к среднему составу циркона из сиенитов по (Belousova et al., 2002); (б) – нормировано к зерну 718.11.1 с хорошо сохранившейся осцилляторной зональностью.

сом/привнесом урана при формировании пористого циркона.

Состав гомогенного циркона из внешних светлых (в КЛ) оболочек зерен характеризуется в целом близким к магматическому циркону распределением элементов (рис. 5), но отличается за-

метно более низкой концентрацией РЗЭ, особенно тяжелых и средних. Исключение представляет зерно 3.8 (рис. 5, 6). Здесь материал светлой каймы замещает вещество пористого циркона; при этом конфигурация графика повторяет особенности распределения РЗЭ пористого цир-

Таблица 2. Результаты локального U-Pb изотопного анализа циркона (SHRIMP-II) щелочных сиенитов (обр. 718) Елетьозерского комплекса

№ п/п	Точка анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	Возраст, млн лет		D, %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ±%	E _п согг
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb						
Цирконы с осцилляторной структурой														
1	718.11.1	6.95	44.2	220	5.14	15.6	2086 ± 53	1794 ± 294	-14	2.618	0.1097	5.776	0.3820	0.18
2	718.11.3	4.61	12.1	67	5.72	3.89	1972 ± 80	1582 ± 573	-20	2.794	0.0978	4.824	0.3579	0.15
3	718.11.5	-0.10	34.0	174	5.28	11.1	2086 ± 30	2087 ± 38	0	2.617	0.1292	6.808	0.3822	0.61
4	718.11.6	-0.94	84.3	59	0.72	32.7	2418 ± 26	2279 ± 60	-6	2.198	0.1442	9.049	0.4550	0.34
5	718.11.7	-1.35	28.8	260	9.32	11.0	2406 ± 40	2357 ± 82	-2	2.210	0.1509	9.418	0.4525	0.39
Пористый циркон														
6	718.11.2	8.19	5.38	98	18.8	2.05	2199 ± 172	2328 ± 709	6	2.459	0.1484	8.320	0.4066	0.22
7	718.11.4	3.39	23.0	54	2.41	7.63	2042 ± 71	1549 ± 507	-24	2.683	0.0960	4.935	0.3727	0.15
8	718.1.1	0.00	8.34	60.8	7.53	2.45	1898 ± 28	1931 ± 50	2	2.921	0.1183	5.586	0.3424	0.52
9	718.2.1	0.10	84.7	4196	51.2	24.3	1858 ± 8.8	1975 ± 17	6	2.994	0.1213	5.584	0.3340	0.50
10	718.3.1	0.09	111	1214	11.3	31.0	1818 ± 7.8	1950 ± 17	7	3.068	0.1196	5.374	0.3259	0.46
11	718.4.1	0.00	5.84	173	30.7	1.73	1907 ± 36	2032 ± 86	7	2.905	0.1252	5.945	0.3442	0.41
12	718.5.1	3.85	6.64	20.3	3.16	0.88	882 ± 28	2220 ± 268	152	6.747	0.1394	2.818	0.1466	0.21
13	718.6.1	0.00	16.1	41.9	2.69	5.00	1985 ± 19	1952 ± 34	-2	2.773	0.1197	5.951	0.3606	0.51
14	718.7.1	1.35	42.8	296	7.15	13.1	1941 ± 17	1905 ± 70.6	-2	2.838	0.1166	5.650	0.3513	0.25
15	718.10.1	0.10	77.1	249	3.33	23.9	1986 ± 7.8	2006 ± 25	1	2.772	0.1234	6.139	0.3607	0.30
Каймы														
16	718.3.2	1.21	2.38	4.80	2.08	0.38	1090 ± 32	1978 ± 183	81	5.412	0.1214	3.085	0.1843	0.30
17	718.6.2	5.30	1.49	4.50	3.12	0.37	1528 ± 80	1947 ± 459	27	3.692	0.1194	4.402	0.2675	0.22
18	718.8.1	0.00	1.77	4.71	2.76	0.24	957 ± 34	2230 ± 132	133	6.249	0.1402	7.6	0.1600	0.44
19	718.9.1	0.00	2.53	4.71	1.92	0.74	1894 ± 36	1942 ± 69	3	2.928	0.1190	5.606	0.3416	0.50

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ; Pb_c и Pb* указывают долю общего и радиогенного свинца, соответственно. Ошибка калибровки стандарта соответствовала 0.34%. Изотопный состав свинца откорректирован на присутствие нерадиогенного по измеренному содержанию изотопа ²⁰⁴Pb. Возраст указан в млн лет, егг согг – коэффициент корреляции ошибок по соответствующим уран-свинцовым изотопным отношениям. D, % – Дискордантность: D = 100 × (|Возраст(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)| / |Возраст(²⁰⁶Pb/²³⁸U)| - 1).

кона, но при существенно более низких содержаниях элементов по сравнению с неизменными разновидностями.

На рисунке ба содержания рассеянных элементов главных разновидностей циркона сиенитов мы сравнили с таковыми в цирконе из “среднего” сиенита по (Belousova et al., 2002). Видно, что практически все изученные разновидности циркона сиенитов Елетьозерского массива сильно обогащены редкими элементами по сравнению со средним цирконом сиенитов, а наиболее близкими по составу к этому усредненному циркону являются новообразованные внешние каймы изученных зерен. При этом особое положение занимает пористый циркон, характеризующийся повышенными содержаниями Ca, Sr, Ti, Nb, Nd, Sm и Pb и значительными вариациями содержания U и Th. При заметных различиях этих трех разновидностей изученного циркона, всех их отличает практически одинаковое умеренное содержание гафния, а также близкие концентрации P и Pb (рис. ба).

Для того чтобы определить характер изменения состава микрокомпонентов при преобразовании изученного циркона сиенитов, мы провели нормирование их состава к составу наиболее сохранившегося зерна циркона с осцилляторной зональностью (зерно 718.11.1, рис. 2). Как видно из рис. бб, содержание микроэлементов в зернах с осцилляторной зональностью варьирует, особенно Th и U. Пористые разновидности отличаются высокими содержаниями Ca, Sr, Ba, Nb, и особенно – La, Ce, Pr и Nd; содержания остальных элементов близки к наблюдаемым в зернах с осцилляторной зональностью. И, наконец, светлые каймы (в КЛ) характеризуются дефицитом Y, La, Nd и Eu при пониженных содержаниях Ce, Gd, Dy, Er, Yb и Lu и при широких вариациях Th и U. Как уже указывалось, при заметных различиях состава этих разновидностей циркона, для всех них характерно умеренное содержание Hf, и близкие концентрации P и Pb типичные для циркона из сиенитов и карбонатитов (Belousova et al., 2002).

Таким образом, полученные геохимические данные позволяют сделать вывод, что зерна циркона с осцилляторной зональностью имеют обычное для магматического циркона распределение РЗЭ. Формирование пористого циркона сопровождалось привнесением ЛРЗЭ, Ba, Ca, Sr, Nb, Nd, а при образовании светлых оболочек (в КЛ) происходил вынос большинства компонентов, особенно РЗЭ и Y, U и Th. Правда, в одном случае во внешней кайме наблюдались значительные/весьма высокие содержания U (точка 703-4.6.1). Обращает на себя внимание, что в процессе вторичных изменений содержания Hf, P и Pb остаются практически постоянными.

Подводя итог изучению внутреннего строения и морфологии зерен циркона пород Елетьозерского комплекса, а также их геохимических особенностей можно заключить, что:

1) исходный магматический циркон испытал, по крайней мере, два эпизода существенной переработки: (а) с первым из них связано образование участков с пористой структурой; (б) второй, более поздний эпизод характеризовался образованием светлых в КЛ гомогенных оболочек и выносом урана из краевых частей зерен;

2) образование пористой разновидности циркона, судя по появлению твердофазных включений и геохимическим данным, сопровождалось привнесением P, Ca, Sr, Nb, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Ti и U, а наличие пирохлора указывает на участие в этом процессе F-содержащих водных флюидов, содержащих к тому же и Na; при этом концентрации Lu и Hf практически не менялись;

3) фрагментация зерен циркона происходила при тектонических деформациях вмещающих пород; при этом в деформацию вовлекались не только зерна с осцилляторной зональностью, но иногда и с пористой структурой; циркон же светлых оболочек не испытал нарушений связанных с деформациями, а его развитие часто сопровождалось образованием правильных кристаллографических форм.

Как будет показано ниже, эти процессы преобразования циркона не могли не сказаться на результатах датирования пород, в частности, приводя к нарушению замкнутости изотопных систем, частичной потере радиогенных изотопов, или, наоборот, привнесению дополнительного количества урана, что подтверждается аналогичными наблюдениями на других геологических объектах (Hoskin, Black, 2000; Rubatto et al., 2008; Halpin et al., 2012; Tichomirowa et al., 2013).

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПОРОД ЕЛЕТЬОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Локальные U-Pb геохронологические исследования (SHRIMP-II) единичных зерен циркона

В табл. 2, 3 и на рис. 7, 8 приведены результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона щелочного сиенита (обр. 718) и феррогабброидов (обр. 702-3, 703-4, 706.1, 706.2 и 706.3), соответственно, на ионном микрозонде SHRIMP-II. Погрешности определения возраста и измерений изотопных отношений приводятся на уровне 1σ, а погрешности конкордантных оценок возраста, рассчитанных с помощью программы Isoplot 3.7 (Ludwig, 2011) по совокупности измерений, как и соответствующих пересечению дискордий с конкордией – на уровне 2σ. Всего выполнено 42 определения возраста в 32 зернах циркона в течение трех измерительных сессий. Концентрация

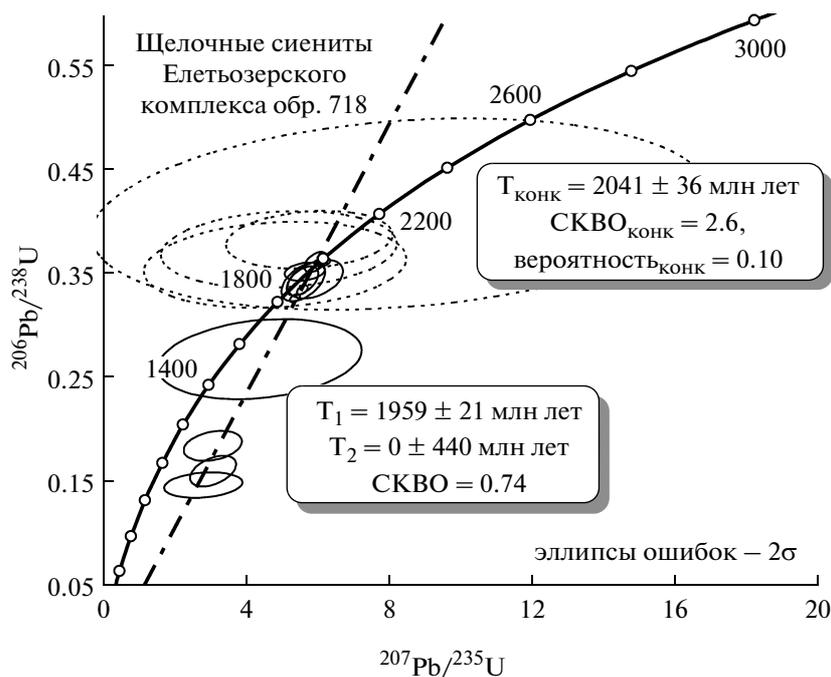


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для циркона из сиенитов титаноносного Елейезерского расслоенного комплекса (16 анализов).

Пунктирные эллипсы соответствуют измерениям изотопного состава циркона в первую аналитическую сессию, эллипсы, показанные сплошной линией, — результаты измерений второй сессии.

урана и тория в изученных зернах циркона, за редким исключением, соответствует среднему содержанию этих элементов в цирконе щелочных и основных пород (Belousova et al., 2002). Так, в изученном цирконе феррогабброидов содержание урана изменялось от 15 до 104 ppm (до 470 ppm в одной оболочке), тория — от 15 до 591 ppm (до 2417 ppm в пористом цирконе), при вариации Th/U отношения на три порядка величины: от 0.4 до 135 (0.69–8.17 в магматическом цирконе и более значительных вариациях от 0.60 до 135 в пористых разностях) и содержание радиогенного свинца — от 5 до 44 ppm. Циркон щелочных сиенитов отличался предельно низким содержанием урана (и радиогенного свинца): U — 1–111 ppm и Pb_{rad} : 0.2–31 ppm, аномально высоким содержанием тория — до 4200 ppm при вариации Th/U отношения: 0.72–51 (обычно ≥ 1.0), что приводило к определенным трудностям при получении точных возрастных оценок.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ ЕЛЕЙЕЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

На диаграмме 7 с конкордией, где суммированы результаты двух измерительных сессий (16 анализов), хорошо различаются две группы фигуративных точек. Результаты измерений первой сессии, в течение которой изучался, главным

образом, магматический циркон, группируются в интервале 2200–1800 млн лет (оценки возраста единичных зерен). Аналитические точки второй сессии, основной задачей которой было изучение измененных зерен циркона, концентрируются вдоль дискордии (степень дискордантности от –2 до 133–150%), пересекающей конкордию в точке с возрастом 1951 ± 21 млн лет (2σ , верхнее пересечение). Вполне вероятно, что эта оценка возраста соответствует времени проявления метаморфизма, наложенного на щелочные породы комплекса.

Расчитанный U-Pb возраст для конкретных разновидностей циркона сиенитов характеризуется существенным разбросом. Так, оценки возраста зерен с осцилляторной зональностью (рис. 2 и табл. 2) варьируют от 2418 ± 26 и 2404 ± 40 млн лет (два зерна) до 2086 ± 53 , 2086 ± 30 млн лет, вплоть до 1986 ± 8 , 1972 ± 80 , 1941 ± 17 , 1907 ± 36 и даже 1858 ± 9 млн лет (возраст единичного зерна циркона здесь и далее определяется по измеренному отношению $^{206}Pb/^{238}U$).¹ При этом точки пробоотбора (аналитические кратеры) последних четырех анализов располагаются на при-

¹ Использование возраста, рассчитанного по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, определяется тем, что это отношение наиболее точно определялось в ходе аналитической процедуры измерения на ионном микрозонде SHRIMP-II, и этот возраст либо конкордантный и отягощен наименьшей аналитической ошибкой, либо только наиболее точно определен при нарушении замкнутости изотопных систем.

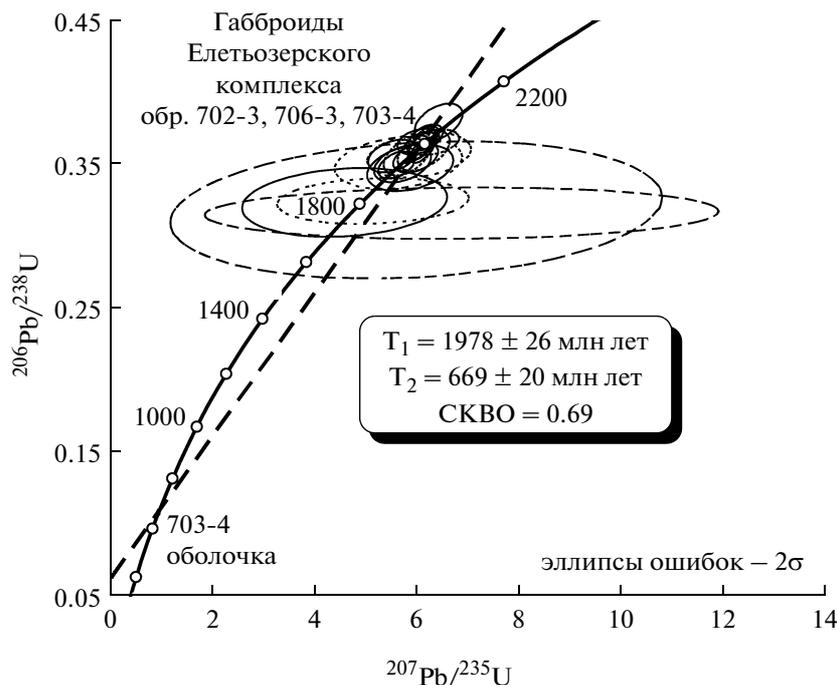


Рис. 8. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для изученного циркона габброидов Ельтьозерского комплекса (обр. 703-4, 702-3 и 706-2, 21 анализ).

Пунктирной линией обозначены эллипсы погрешностей анализов пористых разновидностей циркона, сплошной линией — первично-магматический циркон с осцилляторной зональностью.

полированной поверхности зерен у границы с пористым цирконом или светлой каймой и вряд ли отражают возраст кристаллизации как самого циркона, так и вмещающих сиенитов.

Возраст пористого циркона имеет также существенный разброс от 1985 ± 19 до 1898 ± 28 и 1818 ± 8 млн лет (средневзвешенная оценка 1847 ± 180 млн лет, СКВО = 35). Он существенно меньше преобладающих оценок возраста зерен с осцилляторной зональностью и близок возрасту, полученному для участков на границе циркона двух генераций. И, наконец, оценки возраста циркона из гомогенных оболочек характеризуются наибольшим разнообразием, варьируя от 598 ± 80 , 882 ± 28 , 957 ± 34 , 1090 ± 32 до 1894 ± 36 млн лет при высокой степени дискордантности уран-свинцовых возрастов в этой разновидности циркона.

Пока оценить геологическую значимость возраста циркона соответствующего 2.4 млрд лет затруднительно, так как он зафиксирован только для двух зерен, которые так же, как и все другие, имеют светлые оболочки (в КЛ) и вряд ли являются чужеродными в этой популяции. Возможно, эти зерна представляют собой ксенокристаллы, захваченные магмой из раннепалеопротерозойских гранитов, прорываемых Ельтьозерским интрузивом, и в этом случае их возраст отражает время образования этих гранитов.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ГАББРОИДОВ ЕЛЕТЬОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Сходная картина устанавливается и для циркона из габброидов (рис. 8). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст единичных зерен с осцилляторной зональностью варьирует: 2007 ± 17 , 2005 ± 18 и 1954 ± 20 млн лет в пределах одного зерна обр. 706.2 (средневзвешенная оценка 1992 ± 71 , СКВО = 2.5) и 1978 ± 28 , 1960 ± 22 и 1921 ± 32 млн лет — в другом зерне обр. 702-3 (средневзвешенная оценка 1956 ± 30 , СКВО = 0.9). Этот возраст заметно ниже, чем возраст магматического циркона в сиенитах. Поскольку все эти измерения сделаны на участках зерна циркона около границы с пористой матрицей или светлым материалом внешней каймы (в КЛ), можно предположить, что такое занижение возраста связано с влиянием процессов вторичных преобразований на смежные области магматического циркона этих зерен. Особый случай представляет третье зерно (точка 703-4.7.1), где измеренный реликт первичного циркона среди пористого материала имеет возраст 2070 ± 24 млн лет, который согласуется с таковым магматического циркона из сиенитов. Средневзвешенная оценка возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) по всем трем измеренным зернам циркона составляет 1991 ± 39 млн лет при величине СКВО = 3.8.

Возраст пористого циркона в габброидах, как и в сиенитах, обычно в целом несколько ниже:

2003 ± 23, 1992 ± 19, 1979 ± 17, 1938 ± 67, 1938 ± 35, 1930 ± 19, 1805 ± 47 млн лет (средневзвешенная оценка 1965 ± 41 млн лет при СКВО = 3.5 для 7 измерений или 1971 ± 32 млн лет при СКВО = 1.8 по 6 измерениям). При этом в пределах одного зерна пористого циркона (обр. 706.1) получены возрасты, отличающиеся почти на 200 млн лет: 1769 ± 35 и 1962 ± 26 млн лет (рис. 3, табл. 2). Эти результаты указывают на то, что при весьма неоднородном строении пористых зерен могли сохраняться непереработанные или слабонереработанные реликты магматических (“осцилляторных”) зерен.

Уран-свинцовый возраст поздних гомогенных оболочек циркона габброидов определить с необходимой точностью не представлялось возможным из-за предельно низкого содержания урана, за исключением одного зерна (точка 4.6.1, рис. 3). Оказалось, что циркон этой оболочки весьма обогащен U, а ее конкордантный возраст соответствует 665 ± 5 млн лет.

В целом близость уран-свинцовых отношений в изученных зернах циркона габброидов позволяет построить суммарную по всем анализам трех изученных проб дискордию (21 анализ, СКВО — 0.7), которая приведена на рис. 8, где верхнее и нижнее пересечение с конкордией соответствует возрастам 1978 ± 26 и 669 ± 20 млн лет. Более того, малая величина дискордантности этих данных (от —7 до +4%) позволяет рассчитать конкордантный возраст по совокупности 16 анализов циркона трех проб габброидов, который соответствует величине 1981.0 ± 13 млн лет при значении СКВО, равном 0.03 и вероятности конкордантности данной совокупности — 0.9.

Кажущаяся относительная гомогенность изотопных составов изученных зерен циркона определяется высокой погрешностью единичных измерений U/Pb отношений, которая обусловлена низкими содержаниями урана и радиогенного свинца (U: от 15 до 104 ppm, Pb_{рад}: от 5 до 25 ppm), а также наличием непереработанных доменов магматического в матрице пористого циркона. Действуя в совокупности, эти причины не позволяют произвести с необходимой точностью U/Pb изотопные измерения для отдельных разновидностей циркона габброидов (за исключением анализа оболочки циркона точка 703-4.1.1), используя методику локального вторичноионного масс-спектрометрического анализа (SHRIMP-II) с уровнем локальности 25–30 мкм.

Таким образом, результаты изучения циркона в сиенитах и габброидах Елетьозерского комплекса свидетельствуют о том, что он подвергался однотипным изменениям и сохраняет следы, по крайней мере, двух эпизодов переработки. Минимальный U-Pb возраст рассчитан для светлых оболочек (в КЛ) циркона (до 598–667 млн лет).

Возраст отдельных зерен циркона в сиенитах и габброидах показал, что эти фазы формировались субсинхронно: наиболее сохранившиеся зерна с осцилляторной зональностью (магматические) имеют близкий ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст 2080–2070 млн лет и отражают время кристаллизации интрузивного комплекса в целом. Более молодые “кажущиеся возрасты”, судя по имеющимся данным, связаны с влиянием наложенных процессов. При этом как в пористых разновидностях циркона, так и в светлых каймах (в КЛ) могут сохраняться домены в различной степени переработанного магматического циркона, что приводит к широкому разбросу оценок возраста.

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ФЕРРОГАББРОИДОВ ЕЛЕТЬОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

В одном из образцов габброидов (слабокатаклазированное оливин-биотитовое феррогаббро) была изучена самарий-неодимовая изотопная система породообразующих минералов (клинопироксен, плагиоклаз, магнетит) и валовой пробы. Результаты анализов приведены в табл. 4 и на рис. 9. Как видно из табл. 4, изученные породообразующие минералы характеризуются умеренными вариациями содержания редкоземельных элементов (от 0.168 до 6.382 ppm самария, и от 0.745 до 25.77 ppm неодима). Как и следовало ожидать, наименьшими содержаниями P3Э характеризуется фракция магнетита (0.1681 ppm — Sm, 0.7447 — Nd). Тем не менее вариации значения Sm/Nd отношения для изученных минеральных фракций и валовой пробы (от 0.0674 до 0.1497) позволяют построить линию регрессии, которая соответствует возрасту 1988 ± 63 млн лет при величине СКВО, равном 0.15 (рис. 9).

Относительно высокое значение погрешности определения возраста — 63 млн лет, объясняется ограниченной дисперсией Sm/Nd отношений и их малой абсолютной величиной, что приводит к значительной неопределенности угла наклона построенной линии регрессии. Рассчитанный таким образом возраст оказался меньше такового кристаллизации магматических цирконов сиенитов и габброидов (максимальный U-Pb возраст изученного циркона). Тем не менее в пределах погрешности он сопоставим с возрастом, не только определенным для пористого циркона, но и с вычисленными конкордантными возрастными (2041 ± 36 и 1981 ± 13 млн лет) магматического циркона и оценками возраста по пересечению построенных дискордий с конкордией (1959 ± 21 и 1978 ± 26 млн лет) в U-Pb координатах для всей совокупности изученного циркона.

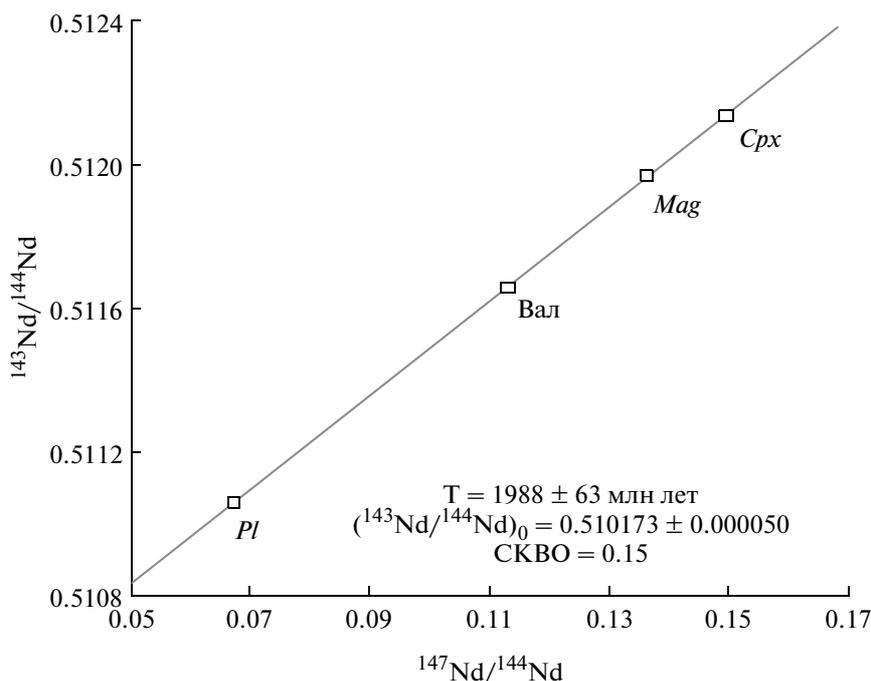


Рис. 9. Sm-Nd изохронная диаграмма для минеральных фракций и валовой пробы образца оливинового феррогаббро (обр. E33).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно вышеизложенному, после своего становления Елетьезерский комплекс вовлекался в тектоно-метаморфические процессы, связанные со свекофеннской орогенцией (1.9–1.8 млрд лет назад), охватившей практически весь Балтийский щит, в том числе и Карельский кратон (Korsman et al., 1999; Daly et al., 2007). В результате чего его породы во многих случаях подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Не избежали этого и вмещающие изученные популяции циркона породы, первичные минералы которых часто замещены агрегатами роговой обманки, эпидот-цоизита и скаполита, а иногда и альмандинового граната. Все это отразилось и на цирконе, и, вероятно, именно в связи с этими процессами происходило развитие его пористой разновидности.

Эволюция циркона. Изучение циркона из пород Елетьезерского комплекса показало, что магматический циркон вместе с вмещающими породами вовлекался в процессы деформаций и метаморфизма. При этом независимо от состава пород зерна циркона претерпели значительные однотипные трансформации: так в КЛ-изображении хорошо видно, что кристаллы магматического циркона с осцилляторной зональностью расчленились на угловатые фрагменты и замещались новообразованным вторичным пористым цирко-

ном и далее — светлым (в КЛ) гомогенным цирконом (см. рис. 2, 3).

Пористый циркон часто содержит микровключения торита, а также некоторых редкоземельных и редкоземельных минералов. Обычно их появление рассматривается как результат твердофазной перекристаллизации с образованием экссолюционных микрокомпонентов при распаде твердого раствора пересыщенного циркона (Spandler et al., 2004). В нашем случае этот процесс, очевидно, имел место при замещении магматического циркона пористой разновидностью. Наряду с перекристаллизацией, по-видимому, происходил и привнос большинства редких элементов, а также Р и Са метаморфизирующим водным флюидом, который обогащался ими за счет разложения породообразующих минералов вмещающих циркон пород в процессе их метаморфизма.

Проблемы изотопного датирования циркона. Наиболее важным для интерпретации результатов изотопного датирования Елетьезерского комплекса представляется пористый циркон, который замещает магматическую разновидность с осцилляторной зональностью. При оценке его возраста возникает две проблемы: (1) наличие реликтов (доменов) первичного циркона в пористой матрице препятствует достоверному определению времени процесса, (2) повышение содержания ^{206}Pb при формировании пористого циркона крайне негативно сказывается на воз-

Таблица 3. Результаты локального U-Pb изотопного анализа циркона (SHRIMP-II) габброидов (образцы 703-4, 702-3, 706-2) Елетьозерского комплекса

№ п/п	Точка анализа	206Pbс, %	U, ppm	Th, ppm	232Th/ 238U	206Pb*, ppm	Возраст, млн лет		D, %	238U/ 206Pb*	±%	207Pb*/ 206Pb*	±%	207Pb*/ 235U	±%	206Pb*/ 238U	±%	Егг согт
							206Pb*/238U	207Pb*/206Pb										
Цирконы с осцилляторной структурой																		
1	703-4.1.1	0.24	52.7	35.1	0.69	16.7	2020 ± 17	1986 ± 34	-2	2.716	10.0	0.1220	1.9	6.190	2.2	0.3680	1.0	0.46
2	703-4.7.1	0.72	39.3	38.2	1.01	12.9	2070 ± 24	2006 ± 48	-3	2.637	1.4	0.1234	2.7	6.440	3.0	0.3786	1.4	0.45
3	702-3.1.1	0.00	22.5	98.4	4.53	6.93	1978 ± 28	2017 ± 54	2	2.784	1.6	0.1242	3.0	6.150	3.4	0.3591	1.6	0.48
4	702-3.1.2	1.13	22.0	144	6.77	6.66	1921 ± 32	1999 ± 100	4	2.873	1.9	0.1229	5.6	5.880	5.9	0.3472	1.9	0.32
5	702-3.1.3	0.47	31.9	215	6.97	9.79	1960 ± 22	1851 ± 60	-6	2.811	1.3	0.1132	3.3	5.540	3.6	0.3553	1.3	0.37
Пористый циркон																		
6	703-4.2.1	0.12	57.9	33.5	0.60	18.0	1992 ± 19	1989 ± 25	0	2.761	1.1	0.1222	1.4	6.100	1.8	0.3621	1.1	0.61
7	703-4.3.1	3.40	15.2	228	15.6	4.77	1938 ± 35	1910 ± 160	-1	2.830	2.1	0.1170	8.8	5.650	9.1	0.3506	2.1	0.23
8	703-4.4.1	0.27	36.9	176	4.93	11.1	1930 ± 19	1903 ± 43	-1	2.864	1.1	0.1165	2.4	5.610	2.6	0.3490	1.1	0.43
9	703-4.5.1	0.82	20.3	70.1	3.57	6.16	1934 ± 25	1938 ± 67	0	2.852	1.5	0.1188	3.7	5.730	4.0	0.3499	1.5	0.38
10	703-4.8.1	0.15	41.9	55.4	1.37	13.2	2003 ± 23	1984 ± 27	-1	2.743	1.3	0.1219	1.5	6.130	2.0	0.3645	1.3	0.65
11	703-4.9.1	2.14	34.6	591	17.6	10.9	1963 ± 31	2007 ± 120	2	2.794	1.8	0.1235	6.6	6.060	6.9	0.3560	1.8	0.26
12	703-4.10.1	0.36	104	91.4	0.91	32.2	1979 ± 17	2007 ± 22	1	2.781	0.98	0.1235	1.3	6.118	1.6	0.3593	0.98	0.61
13	702-3.2.1	4.44	18.5	2417	135	5.42	1805 ± 47	1678 ± 340	-7	3.069	3.0	0.1030	18.0	4.590	18.0	0.3231	3.0	0.16
14	706-2.1.1	0.00	21.3	14.8	0.72	6.52	1962 ± 26	1938 ± 53	-1	2.810	1.6	0.1188	2.9	5.830	3.3	0.3558	1.6	0.47
15	706-2.1.2	9.63	55.0	105	1.96	17.1	1769 ± 35	2429 ± 510	37	3.062	2.3	0.1580	30.0	6.900	30.0	0.3157	2.3	0.08
16	706-2.2.1	0.49	44.9	222	5.12	14.2	2005 ± 18	2039 ± 58	2	2.737	1.0	0.1257	3.3	6.320	3.4	0.3649	1.0	0.30
17	706-2.2.2	0.71	66.1	365	5.71	20.9	2007 ± 17	1955 ± 48	-3	2.733	10.0	0.1199	2.7	6.040	2.8	0.3653	1.0	0.35
18	706-2.2.3	0.42	44.9	355	8.17	13.7	1954 ± 20	1995 ± 49	2	2.821	1.2	0.1227	2.7	5.990	3.0	0.3541	1.2	0.40
19	706-2.3.1	11.9	79.1	135	1.77	25.7	1810 ± 32	1884 ± 260	4	2.996	2.0	0.1150	15.0	5.150	15.0	0.3241	2.0	0.14
20	706-2.3.2	18.8	18.4	182	10.2	6.60	1782 ± 95	2194 ± 560	23	2.950	6.1	0.1370	32.0	6.000	33.0	0.3180	6.1	0.18
Каймы																		
21	703-4.6.1	0.07	470	185	0.41	43.9	665 ± 5	651 ± 28	-2	9.196	0.88	0.0613	1.30	0.920	1.60	0.1087	0.88	0.55

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1-сигмы; Pbс и Pb* указывают долю общего и радиогенного свинца, соответственно. Ошибка калибровки стандарта соответствовала 0.37%. Изотопный состав свинца откорректирован на присутствие нерадиогенного по измеренному содержанию изотопа 204Pb. Возраст указан в млн лет, егг согт - коэффициент корреляции ошибок по соответствующим уран-свинцовым изотопным отношениям. D% - Дискордантность. D = 100 × ([Возраст(207Pb/206Pb)] / [Возраст(206Pb/238U)] - 1).

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для минеральных фракции из обр. E33 Елетьозерский массив

Проба	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}
Вал	2.881	15.40	0.1131	0.3	0.511650	0.000004	2.2
<i>Pl</i>	0.3111	2.788	0.0674	0.3	0.511055	0.000011	2.4
<i>Cpx</i>	6.382	25.77	0.1497	0.3	0.512127	0.000002	2.1
<i>Ti-Mag</i>	0.1681	0.7447	0.1364	0.3	0.511963	0.000007	2.3

Примечание. Анализ изотопного состава Nd выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения TRITON (Thermo) в ЦИИ ВСЕГЕИ в статическом режиме регистрации. Изотопный состав Nd стандарта JNdi-1: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512126 \pm 2$.

возможностях Pb/Pb датирования этого минерала (табл. 2). Именно по этой причине в настоящей работе при датировании циркона использовались только U/Pb отношения. В целом процесс формирования пористого циркона и его U-Pb системы напоминает модель переуравновешивания уран-свинцовой системы циркона под влиянием водных флюидов и расплавов с растворением циркона и переотложением материала (Geisler et al., 2007). В нашем случае этот процесс осложнялся привнесением редкометалльных элементов.

Из-за наличия реликтов первичного циркона, количество которых может изменяться в широких пределах, вычисленный возраст зерен пористого циркона варьирует в весьма широких пределах, что делает единичные определения мало значимыми, равно как и средние значения для совокупности таких данных. В этой связи наиболее реалистичными нам представляются минимальные рассчитанные значения возраста (1.9–1.8 млрд лет), свидетельствующие о практическом отсутствии реликтов первичного циркона. По этой причине мы связываем образование пористого циркона с процессами свекофеннской орогении, а разброс оценок возраста – с наличием реликтовых доменов в изученных цирконах.

Сходная картина эволюции циркона была описана Хански с соавторами (Hanski et al., 2010), проводившими локальное датирование циркона ятулийских мафических интрузивов Северной и Южной Финляндии с помощью вторично-ионной масс-спектрометрии. Они также предположили, что замещение первичного циркона “мутной” (пористой) разновидностью связано с процессами свекофеннской орогении.

Как и в случае пористого циркона, для магматического циркона с осцилляторной зональностью оценки возраста изменяются в широком интервале (от 2086 ± 53 и 2086 ± 30 до 1858 ± 9 млн лет). При этом минимальные значения получены для участков зерен циркона вдоль границы магматических ядер с пористым цирконом или на их контакте со светлыми (в КЛ) оболочками (например, зерно 702-3.1, рис. 3). Что касается геологической интерпретации рассчитанных возрастов магматического циркона, то здесь ситуация обратная – наиболее

близкие времени формирования интрузива максимальные оценки: 2086 ± 30 и 2086 ± 53 млн лет для сиенитов и 2070 ± 24 млн лет – для феррогабброидов. Поскольку по геологическим наблюдениям сиениты прорывают габброиды, более предпочтителен как оценка времени формирования интрузива в целом возраст, рассчитанный для сиенитов (т.е. 2086 ± 30 млн лет); при этом в любом случае с учетом погрешности определений возраст кристаллизации массива не может быть менее 2041 млн лет (2041 ± 36 млн лет, конкордантный возраст рассчитанный для совокупности четырех измерений магматического циркона сиенитов (рис. 7) первой измерительной сессии).

Последний эпизод трансформации циркона связан с замещением кристаллического вещества зерен светлой (в КЛ) каймой гомогенного низко-U циркона с пониженным содержанием редких элементов, особенно РЗЭ. Не исключено, что эта кайма представляет собой реакционную зону (Putnis, Putnis, 2007; Rubatto et al., 2008), в которой происходило взаимодействие кристаллического вещества циркона с внутрикоровым флюидом, частичное растворение этого вещества и его переотложение. Перекристаллизация циркона сопровождалась уменьшением изоморфной емкости кристалла – выносом примесных элементов (Geisler et al., 2007) или добавкой (например, уран) в случае обогащенного характера корового флюида (Rubatto et al., 2008; Tichomirowa et al., 2013). В этом новообразованном гомогенном цирконе также могли сохраняться домены магматического циркона, что и привело к широкому спектру значений рассчитанных возрастов. Мы полагаем, что формирование светлых оболочек зерен уже было связано с событиями в мезо- или неопротерозое или даже существенно более поздних, каледонского времени.

Результаты анализа Sm-Nd изотопного состава габброидов Елетьозерского комплекса и расчета изохронного возраста породообразующих минералов в целом сопоставимы с результатами U-Pb геохронологических исследований пористого циркона, подтверждая еще раз тот факт, что магматические породы испытали существенные вторичные преобразования в ходе свекофеннской

орогении. Возможно, определенную роль сыграл и межзерновой обогащенный редкими элементами (и в частности, Nd) флюид, который пропитывал породы интрузива в процессе его метаморфизма и привел к формированию пористого циркона. Нельзя исключить возможность того, что этот флюид частично сохранился в трещинах и порах как самой породы, так и ее минералов, повлияв на результаты датирования этой свежей на вид породы.

Таким образом, согласно нашим данным, кристаллизация Ельтьозерского интрузивного комплекса, происходившая примерно 2086 ± 30 млн лет назад, скорее всего, предшествовала образованию расположенного по соседству Тикшеозерского комплекса ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов с возрастом 2.0 млрд лет (U-Pb метод датирования по циркону и бадделеиту (Corfu et al., 2011; Tichomirowa et al., 2013; Родионов и др., 2014)). Тем не менее это не исключает возможности того, что оба комплекса являлись частями одного и того же долгоживущего магматического центра, как это предполагалось А.И. Богачевым и др. (1976) и В.В. Щипцовым с соавторами (2007).

Как уже отмечалось, аналогом Ельтьозерского комплекса на Кольском полуострове является титаноносный расслоенный комплекс Гремяха-Вырмес с возрастом кристаллизации основных пород 1973 ± 5 млн лет (Вурсий и др., 2000). При этом ассоциирующие гранитоиды и щелочные породы (нефелиновые сиениты), согласно U-Pb датированию единичных зерен циркона, имеют более молодой возраст: 1884 ± 5 и 1884 ± 7 млн лет, соответственно (Арзамасцев и др., 2006). Такое возрастное соотношение магматических фаз в расслоенном комплексе предполагает существование долгоживущего магматического центра (см. обзор (Сорохтина и др., 2012)). Однако в работе (Арзамасцев и др., 2006) отсутствуют описания строения самого циркона, что не исключает возможности связи низких значений возраста сиенитов и гранитов со вторичной переработкой магматических зерен в процессе свекофеннской орогении, как это имело место в Ельтьозерском комплексе и мафитовых интрузивах Финляндии.

Таким образом, согласно нашим данным, среднепалеопротерозойский Ельтьозерский комплекс является древнейшим проявлением титаноносного умеренно-щелочного магматизма на Карельском кратоне. Он с большой долей вероятности был сформирован 2086 ± 30 млн лет назад в обстановке континентального рифтогенеза и спустя примерно 200 млн лет был вовлечен в тектонометаморфические процессы, связанные с развитием Лапландско-Кольского коллизии на северо-восточной периферии огромного Свекофеннского орогена.

ВЫВОДЫ

1. Зерна циркона, выделенные из сиенитов и феррогабброидов титаноносного Ельтьозерского интрузивного комплекса ультраосновных, основных и щелочных пород с карбонатитами, имеют аналогичное строение и претерпели два главных независимых эпизода вторичных преобразований. В процессе первого магматический циркон с осцилляторной зональностью частично замещался пористым цирконом со сложным внутренним строением, а в процессе второго — зерна как исходного, так и пористого циркона обрастали каймой светлого (в катодной люминесценции) гомогенного циркона.

2. Графики нормированного распределения РЗЭ для зерен с осцилляторной зональностью имеют обычную для магматического циркона конфигурацию с высокими содержаниями ТРЗЭ и пониженными — ЛРЗЭ и характерным Се-максимумом. Пористый циркон отличается повышенным содержанием ЛРЗЭ, Nd, P, Sr, Nb, Ba, Ti и Ca. При этом обе разновидности циркона имеют в целом низкие содержания U.

3. Состав и содержание малых элементов гомогенного циркона из внешних светлых (в КЛ) оболочек зерен близок составу магматического циркона, но отличается заметно более низкой концентрацией РЗЭ, особенно тяжелых и средних.

4. Пористый циркон содержит микровключения торита, а также других редкометаллических и редкоземельных минералов (барита, иттриалита, кальциосамарскита, пирохлора и гатчетолита), свидетельствующие о том, что зерна циркона совместно с вмещающими породами подвергались воздействию флюидов, содержащих соответствующие компоненты. По-видимому, эти компоненты высвобождались в процессе метаморфизма, при замещении породообразующих минералов новыми минеральными фазами.

5. Локальное U-Pb датирование (SHRIMP-II) популяций зерен циркона из сиенитов и феррогабброидов Ельтьозерского массива показало, что рассчитанный U-Pb возраст зависит от особенностей внутренней структуры зерен и варьирует в широких пределах, что объясняется характером наложенных процессов. Наибольшие величины (2086 ± 30 , 2086 ± 53 и 2070 ± 24 млн лет), близкие по времени к становлению интрузивного комплекса, получены в зернах с осцилляторной зональностью. Однако во многих случаях они меньше возраста кристаллизации, особенно при датировании участков матрицы циркона вдоль границы осцилляторной и пористой структур зерна или на контакте со светлым (в КЛ) материалом циркона.

6. Рассчитанный U-Pb возраст пористого циркона может варьировать в широких пределах, что связывается с присутствием реликтов (доменов) магматического циркона в пористой матрице. При этом наиболее близки реальному возрасту

образования пористого циркона минимальные датировки – 1.9–1.8 млрд лет. Они совпадают со временем проявления процессов свекофеннской орогении, в которую были вовлечены и породы Ельтьозерского комплекса. Эти процессы привели к метаморфизму содержащих циркон пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации и сопровождались образованием пористых разновидностей циркона.

7. Формирование светлых (в КЛ) оболочек зерен происходило еще позже в результате взаимодействия кристаллического вещества циркона с внутрикоровым (обогащенным) флюидом и было связано уже с событиями в мезо- и неопротерозе, или даже позднее.

8. Два зерна циркона из сиенитов с возрастом 2.4 млрд лет, как и все остальные зерна популяции, окружены светлой каймой и, возможно, представляют собой ксенокристаллы, оставшиеся от материала раннепалеопротерозойских гранитов, захваченных сиенитовым расплавом при внедрении.

9. Полученная изохронная Sm-Nd оценка возраста феррогабброидов (1988 ± 63 млн лет) оказалась моложе такового кристаллизации магматических цирконов сиенитов и габброидов. В пределах погрешности она сопоставима с оценками возраста, полученными для пористого циркона, еще раз подтверждающая тот факт, что магматические породы-хозяева испытали существенные вторичные преобразования в ходе свекофеннской орогении.

10. Среднепалеопротерозойский Ельтьозерский интрузивный комплекс является древнейшим проявлением титаноносного умеренно-щелочного магматизма на Карельском кратоне.

Благодарности. Авторы глубоко признательны А.Б. Котову (ИГГД РАН) и Е.В. Бибиковой (ГЕОХИ РАН), сделавшими ряд ценных замечаний, а также Л.Я. Арановичу (ИГЕМ РАН), Т.Ф. Зингер (ИГГД РАН) и Е.В. Путинцевой (СПбГУ) за полезное обсуждение основных положений статьи.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, гранты № 11-05-00695а, и 14-05-00468а, а также Программы фундаментальных исследований № 9 Отделения наук о Земле РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я., Зингер Т.Ф., Бортников Н.С. и др.* Циркон из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 1. С. 4–19.
- Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П.* Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров: пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 4. С. 384–414.
- Богачиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 605 с.
- Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Инина К.А.* Геология и петрология Ельтьозерского массива габброидных пород Карелии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 158 с.
- Богачев А.И., Слюсарев В.Д., Кравченко А.Н. и др.* Новый тип щелочного протерозойского магматизма в Карелии // *Докл. АН*. 1976. Т. 230. № 3. С. 1169–1172.
- Вурсий Г.Л.* Генетические взаимоотношения габброверлитовой и монцодиоритовой серий плутона Гремяха-Вырмес по данным скрытых вариаций состава клинопироксена и оливина // *Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и Центра России. Материалы XI молодежной конф., посв. памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца*. Петрозаводск, 2000. С. 14–17.
- Зыков С.И., Тугаринов А.И., Бельков И.В., Бибикова Е.В.* Возраст древнейших формаций Кольского полуострова // *Геохимия*. 1964. № 4. С. 307–314.
- Криволуцкая Н.А., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф. и др.* Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: II. исследование самарий-неодимовой изотопной системы в породах и уран-свинцовой системы в цирконах // *Геохимия*. 2010. № 11. С. 1132–1153.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А.* Щелочные габброиды Карелии. Ельтьозерский массив – петрология, минералогия, геохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. 183 с.
- Решение III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия” // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2001. Т. 9. № 3. С. 101–106.
- Родионов Н.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В. и др.* Геохимические особенности и возраст бабделейта из карбонатитов протерозойского щелочно-ультраосновного массива Тикшеозера (Северная Карелия) // *Докл. АН*. 2014 (в печати).
- Саватенков В.М., Сулимов Р.Б., Сергеев А.В. и др.* Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопные систематики базит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: роль корово-мантийного взаимодействия при магмогенерации и рудообразовании // *Зап. ВМО*. 1998. № 5. С. 15–25.
- Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // *Геохимия*. 2008. № 9. С. 980–997.
- Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н., Шпаченко А.К. и др.* Геохимия и возраст пород комплекса щелочных метасоматитов и карбонатитов массива Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров // *Геохимия*. 2012. № 12. С. 1083–1097.
- Чистяков А.В.* Петрология Ельтьозерского щелочно-мафитового расслоенного массива (Карелия): новые данные // *Рудный потенциал щелочного и кимберлитового магматизма. Материалы XXVII Международной конференции. Шокола “Щелочной магматизм Земли”*. “Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт”. Минск, 2011. С. 193–195.
- Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 386 с.
- Шарков Е.В., Богина М.М.* Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия //

- Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 3–27.
- Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Гаранжа А.В. и др. Геолого-технологическая и экономическая оценка ресурсного потенциала карбонатитов Тикшеозерского массива (формация ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. № 10. С. 159–170.
- Щипцов В.В., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П. Промышленные минералы Елетьозерского массива и их аналоги на Фенноскандинавском щите // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2008. № 11. С. 203–220.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 197–214.
- Bea F., Arzamastsev A., Montero P., Arzamastseva L. Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 554–566.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // *Zircon*. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (eds). Mineralogical Society of America, Spec. Publ. 2003. V. 53. P. 469–500.
- Corfu F., Bayanova T., Shchiptsov V., Frantz N. U-Pb ID-TIMS age of the Tikshozero carbonatite: expression of the 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // *Cent. Eur. J. Geosci.* 2011. V. 3. № 3. P. 302–308.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *European Lithosphere Dynamics*. D.G. Gee and R.A. Stephenson (eds.). Geological Society Mem. № 3. 2007. P. 579–598.
- Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements*. 2007. V. 3. P. 43–50.
- Halpin J.A., Daczko N.R., Milan L.A., Clarke G.L. Decoding near-concordant U-Pb zircon ages spanning several hundred million years: recrystallisation, metamictisation or diffusion? // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. P. 67–85.
- Hanchar J.M., Miller C.F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implication of complex crustal histories // *Chemical Geology*. 1993. V. 110. P. 1–13.
- Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 3287–3302.
- Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 148. P. 721–734.
- Hoskin P.W.O. Trace element composition of the hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. № 3. P. 637–648.
- Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // *J. Metamorphic Geology*. 2000. V. 18. P. 423–439.
- Hanski E., Huhma H., Vuollo J. SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 2010. V. 82. P. 31–62.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World: Part 2. Former USSR. London: Chapman and Hall, 1995. 225 p.
- Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P. and GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // *Intern. Geology Review*. 1999. V. 41. P. 287–333.
- Ludwig, K.R. SQUID 1.00. User's Manual? // Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 2000. № 2. 19 p.
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex 3.70, A geochronological toolkit for Microsoft Excel // BGC Special Publication. 2011. № 4. 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA. 76 p.
- Martin A.P., Condon D.J., Prave A.R. et al. Dating the termination of the Palaeoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event in the North Transfennoscandian Greenstone Belt // *Precambrian Research*. 2013. V. 224. P. 160–168.
- Pidgeon R.T. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 463–472.
- Putnis A., Putnis C.V. The mechanism of re-equilibration of solids in the presence of a fluid phase // *J. Solid State Chemistry*. 2007. V. 180. P. 1783–1786.
- Rubatto D., Munter O., Barnhoorn A., Gregory C. Dissolution-precipitation of zircon at low-temperature, high-pressure conditions (Lanzo Massif, Italy) // *Amer. Mineral.* 2008. V. 93. P. 1519–1529.
- Shchiptsov V.V. Industrial minerals of the Tikshozero-Eletozero alkaline ultramafic-carbonatitic and alkaline gabbroic complexes in Karelia, Russia // 12 SGA Biennial Meeting Mineral deposits research for a high tech world. Uppsala, Sweden, 12–15 August 2013. Proceedings. 2013. V. 4. P. 1781–1783.
- Spandler C., Hermann J., Rubatto D. Exsolution of thortveitite, yttrialite, and xenotime during low temperature recrystallization of zircon from New Caledonia, and their significance for trace element incorporation in zircon // *Amer. Mineral.* 2004. V. 89. P. 1795–1806.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. A.D. Saunders, M.J. Norry (eds). Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tichomirowa M., Whitehouse M.J., Gerdes A. et al. Different zircon recrystallization types in carbonatites caused by magma mixing: evidence from U-Pb dating, trace element and isotope composition (Hf and O) of zircons from two Precambrian carbonatites from Fennoscandia // *Chemical Geology*. 2013. V. 353. P. 173–198.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostandard Newsletter*. 1995. V. 19. P. 1–3.
- Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, McKibben, M.A., Shanks, W.C. and Ridley, W.I. (eds). *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1–35.