

ПОЛИГЕННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПО ЦИРКОНАМ ИЗ ПОРОД БЕРЕЗОВСКОГО МАССИВА (о. Сахалин)

Ф.П. Леснов¹, В.В. Хлестов^{1,2}, В.Г. Гальверсен³, С.А. Сергеев^{4,5}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Сахалинская геолого-разведочная экспедиция, 693005, Южно-Сахалинск, ул. А. Матросова, 28, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

⁵ Санкт-Петербургский государственный университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

Представлены результаты детальных изотопно-геохронологических (U-Pb метод, SHRIMP-II) и геохимических (метод LA-ICP-MS) исследований коллекции цирконов из разнотипных пород Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива, входящего в состав Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Массив включает три тесно сближенных, разновозрастных и генетически автономных структурно-вещественных комплекса: протрузию реститогенных ультрамафитов, прорывающий ее габброидный интрузив и расположенную вдоль их границ контактово-реакционную зону. Значения изотопного возраста цирконов в массиве в целом и в отдельных образцах пород варьируют в очень широких пределах. Цирконы разделены на несколько гетерогенных и отличающихся по возрасту и другим признакам популяций (млн лет): реликтовые и ксеногенные (~3100—990, ~770—410, ~395—210), сингенетичные (~200—100, ~90—65, ~30—20). Зерна циркона отличаются по размерам и морфологии, по изображениям в оптическом и катодолюминесцентном режимах, а также по характеру распределения элементов-примесей. По морфологическим признакам зерен цирконы разделены на короткопризматические кристаллы с хорошо развитыми гранями и ребрами; длиннопризматические кристаллы с хорошо развитыми гранями и ребрами; призматические кристаллы со слаборезорбированными гранями и ребрами; призматические кристаллы с сильнорезорбированными гранями и ребрами; интенсивно резорбированные зерна, полностью или почти полностью лишенные кристаллографической огранки. Между значениями возраста цирконов и содержаниями La, Ce, Yb, суммарными содержаниями РЗЭ, а также значениями параметров $(Ce/Ce^*)_n$ и $(Eu/Eu^*)_n$ в цирконах наблюдается обратная зависимость. Некоторые зерна имеют аномальные по конфигурации спектры распределения редкоземельных и других элементов-примесей, что обусловлено их эпигенетическим перераспределением. Значительный разброс «промежуточных» значений возраста реликтовых и ксеногенных зерен циркона, их резорбирование, а также нарушения оптических и геохимических характеристик, как предполагается, обусловлены неравномерным «омоложением» их изотопных систем и изменениями других параметров под влиянием более позднего мафитового расплава и его флюидов, при кристаллизации которого был сформирован габброидный интрузив, возраст которого составил порядка 170—150 млн лет. Полученные данные об изотопном возрасте и других свойствах цирконов из пород Березовского массива согласуются с геологической моделью его полигенного формирования.

Цирконы, U-Pb возраст, SHRIMP-II, геохимия, LA-ICP-MS метод, габброиды, ультрамафиты, офиолиты, Березовский массив, о. Сахалин.

POLYGENESIS OF MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEXES: ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL AND GEOCHEMICAL EVIDENCE FROM ZIRCONS OF THE BEREZOVKA MASSIF ROCKS (Sakhalin Island)

F.P. Lesnov, V.V. Khlestov, V.G. Gal'versen, and S.A. Sergeev

Results of comprehensive isotope-geochronological (U-Pb and SHRIMP II dating) and geochemical (LA-ICP-MS) studies of zircons from different rocks of the Berezovka polygenetic mafic-ultramafic massif of the East Sakhalin ophiolite association are presented. The massif includes three proximal but genetically autonomous structure-lithologic complexes of different ages: protrusion of ultramafic rocks of restite nature, gabbroid intrusion breaking through it, and contact reaction zone located along their boundaries. The isotopic age of zircons in the massif as a whole and in its individual rocks varies over a broad range of values. The zircons belong to several populations according to their age (Ma) and other features: relict and xenogenous

(~3100–990, 70–410, and ~395–210) and syngenetic (~200–100, ~90–65, and ~30–20). They differ in grain size and morphology, optical and cathodoluminescence images, and trace-element patterns. By morphology, the grains are divided into short-prismatic crystals with well-developed faces and edges, long-prismatic crystals with well-developed faces and edges, prismatic crystals with slightly resorbed faces and edges, prismatic crystals with strongly resorbed faces and edges, and intensely resorbed grains totally or partly lacking faceting. The ages of zircons depend inversely on the contents of La, Ce, and Yb, total contents of REE, $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$, and $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$. Some grains are characterized by abnormal REE and trace-element patterns due to their epigenetic redistribution. The wide scatter of intermediate ages of the relict and xenogenous zircon grains, their resorption and disturbed optical and geochemical features are probably due to the nonuniform rejuvenation of their isotope systems and variations in other parameters, caused by the effect of younger mafic melt and its fluids, whose crystallization gave rise to a gabbroid intrusion dated at 170–150 Ma. The obtained data on the isotopic age and other properties of zircons from the Berezovka massif rocks agree with the geological model of its polygenesis.

Zircons, U–Pb age, SHRIMP II, geochemistry, LA–ICP–MS, gabbroids, ultramafic rocks, ophiolites, Berezovka massif, Sakhalin Island

ВВЕДЕНИЕ

Разнообразные по своему строению, вещественному составу и возрасту мафит-ультрамафитовые массивы широко распространены во всех складчатых структурах континентов, в пределах кратонов, а также в срединно-океанических хребтах. В мировой литературе на протяжении многих десятилетий обсуждаются проблемы структурной позиции, геологического строения, систематики, возраста и генезиса этих магматических комплексов. В числе остродискуссионных остаются вопросы пространственно-временных взаимоотношений между слагающими эти массивы телами ультрамафитовых и габброидных пород. Данное направление в петрологии по-прежнему сохраняет свою актуальность, при этом особого внимания заслуживают те массивы, которые входят в состав офиолитовых ассоциаций.

В предлагаемой работе представлены результаты впервые выполненных исследований по U–Pb изотопному датированию и геохимии представительной коллекции цирконов из гетерогенных пород Березовского массива, входящего в состав мезозойской Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

При мелко- и среднемасштабном геологическом картировании и при тематических работах было установлено, что вдоль восточного побережья о. Сахалин локализована прерывистая цепочка разных по размеру, морфологии, внутреннему строению и петрографическому составу мафит-ультрамафитовых массивов, трассирующих зону субмеридионального глубинного разлома, разграничивающего структуры азиатского континента и Тихого океана. Эти массивы были объединены в составе Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации [Слодкевич, 1977]. В настоящее время многие вопросы петрологии, возраста, вещественного состава и условий формирования этих массивов еще не нашли своего решения.

В пределах о. Сахалин выделяют три крупные структурно-тектонические провинции: 1) горные сооружения Западно-Сахалинских гор; 2) горные сооружения Восточно-Сахалинских гор; 3) разделяющая их система межгорных впадин [Рождественский, 1987]. Предполагается, что современная структура острова была сформирована в результате «сложной аккреции террейнов», в ходе которой определяющую роль играли процессы поперечного тектонического сжатия [Жаров, 2004]. Наиболее древние образования в этом регионе обнажаются в пределах Восточно-Сахалинских гор, где они представлены породами палеозойского фундамента, входящими в состав сусунайского метаморфического комплекса, а также породами раннеюрских интрузивных комплексов. Образования этого фундамента во многих местах перекрыты толщами меловых и палеогеновых базальтов, кремнистых известняков и глинистых сланцев. Вместе с тем пока отсутствует хорошо обоснованная общая геодинамическая модель развития о. Сахалин [Лободенко, 2010].

Мафит-ультрамафитовые массивы Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации, образуя цепочку протяженностью около 200 км, представлены несколькими сравнительно крупными и множеством небольших тел, разделенных по вещественному составу на три типа: преимущественно ультрамафитовые, мафит-ультрамафитовые и преимущественно габброидные. К мафит-ультрамафитовым массивам относятся Березовский, Шельтингский и Комсомольский, к преимущественно ультрамафитовым — Южно-Шмидтовский массив. Небольшие мафит-ультрамафитовые тела известны также в Набильском и Сусунайском районах острова, а также на Курильских островах (о. Шикотан). Все эти массивы отличаются по морфологии, внутреннему строению, по распространенности пород ультрамафитового и габброидного состава, по их петрографической принадлежности и другим признакам.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БЕРЕЗОВСКОГО МАССИВА

В настоящее время в составе Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации Березовский массив является наиболее детально изученным геолого-петрографическими методами и рассматривается в качестве типичного мафит-ультрамафитового массива этой ассоциации, благоприятного для проведения геохимических и изотопно-геохронологических исследований. Массив расположен вблизи Охотоморского побережья о. Сахалин и дренируется реками Березовка, Герань и Кругозорная ($143^{\circ}50'$ в.д., $49^{\circ}50'$ с.ш.) (рис. 1). На современном эрозионном срезе он имеет форму несколько удлиненного в субмеридиональном направлении тела размером 1.5×4.5 км, занимающего площадь 6.7 км². Длинная ось массива ориентирована в направлении простирания всей цепочки мафит-ультрамафитовых тел Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации [Слодкевич, Леснов, 1976; Леснов и др., 2009; Степашко, Леснов, 2012].

В составе толщ, обрамляющих массив, распространены сложнодислоцированные и слабометаморфизованные терригенно-вулканогенные образования мелового возраста, среди них преобладают метаандезиты, метаандезиты и их метатифы. Серией разломов массив разделен на несколько разных по размеру блоков, которые, испытав разнонаправленные смещения, неравномерно эродированы. Непосредственные контакты пород массива с породами обрамления повсеместно осложнены крутонаклонными разрывными нарушениями и обычно перекрыты рыхлыми отложениями.

В строении массива преобладают разные по петрографическому составу ультрамафиты, в подчиненном количестве находятся породы габброидного состава. В массиве выделены три генетически автономных вещественно-структурных компонента, отличающихся по структурной позиции, размеру и вещественному составу: а) фрагменты протрузии реститогенных ультрамафитов; б) прорывающий ее слабозернистый интрузив ортомагматических габброидов; в) значительная по мощности контактово-реакционная зона, сложенная различными по петрографическому составу гибридными ультрамафитами и габброидами.

Реститогенные ультрамафиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и их серпентинизированные разновидности) сохранились в виде нескольких относительно небольших фрагментов, залегающих среди гибридных ультрамафитов и габброидов. Габброидный интрузив сложен главным образом ортомагматическими безоливиновыми габбро и габброноритами. Породы контактово-реакционной зоны примерно в равных долях представлены нерасчлененными на геологической схеме гибридными ультрамафитами (плагииолерцолиты, верлиты, плагииверлиты, клинопироксениты, вебстериты, ортопироксениты, их оливин- и плагноклазсодержащие разновидности, габбро-пироксениты), а также гибридными габброидами (оливиновые габбронориты и габбро, троктолиты, анортозиты). Вблизи от контактов с фрагментами

ультрамафитовой протрузии в габброидном интрузиве присутствуют различные по размеру и морфологии ксенолиты, сложенные серпентинизированными реститогенными и гибридными ультрамафитами, которые являются важным свидетельством более позднего внедрения габброидного интрузива

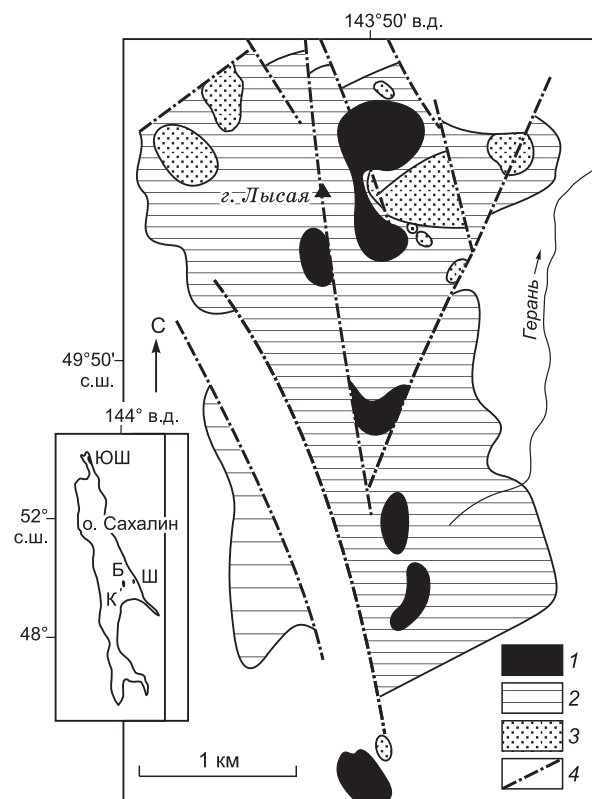


Рис. 1. Схема геологического строения Березовского мафит-ультрамафитового массива.

1 — реститогенные (ортомагматические) ультрамафиты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, а также их серпентинизированные разновидности, серпентиниты), слагающие фрагменты протрузии; 2 — гибридные ультрамафиты (верлиты, плагииверлиты, плагииолерцолиты, клинопироксениты, ортопироксениты, вебстериты, их оливин- и плагноклазсодержащие разновидности), перемежающиеся (вне масштаба) с гибридными габброидами (мелано- и мезократовые, оливиновые габбронориты, оливиновые габбро, троктолиты, анортозиты) и слагающие контактово-реакционную зону; 3 — ортомагматические габброиды (габбронориты, габбро, нориты), а также менее распространенные гибридные роговообманковые габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты, слагающие габброидный интрузив; 4 — разломы. На врезке указано положение Березовского (Б), а также Шельтингского (Ш), Комсомольского (К) и Южно-Шмидтовского (ЮШ) мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состав Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации.

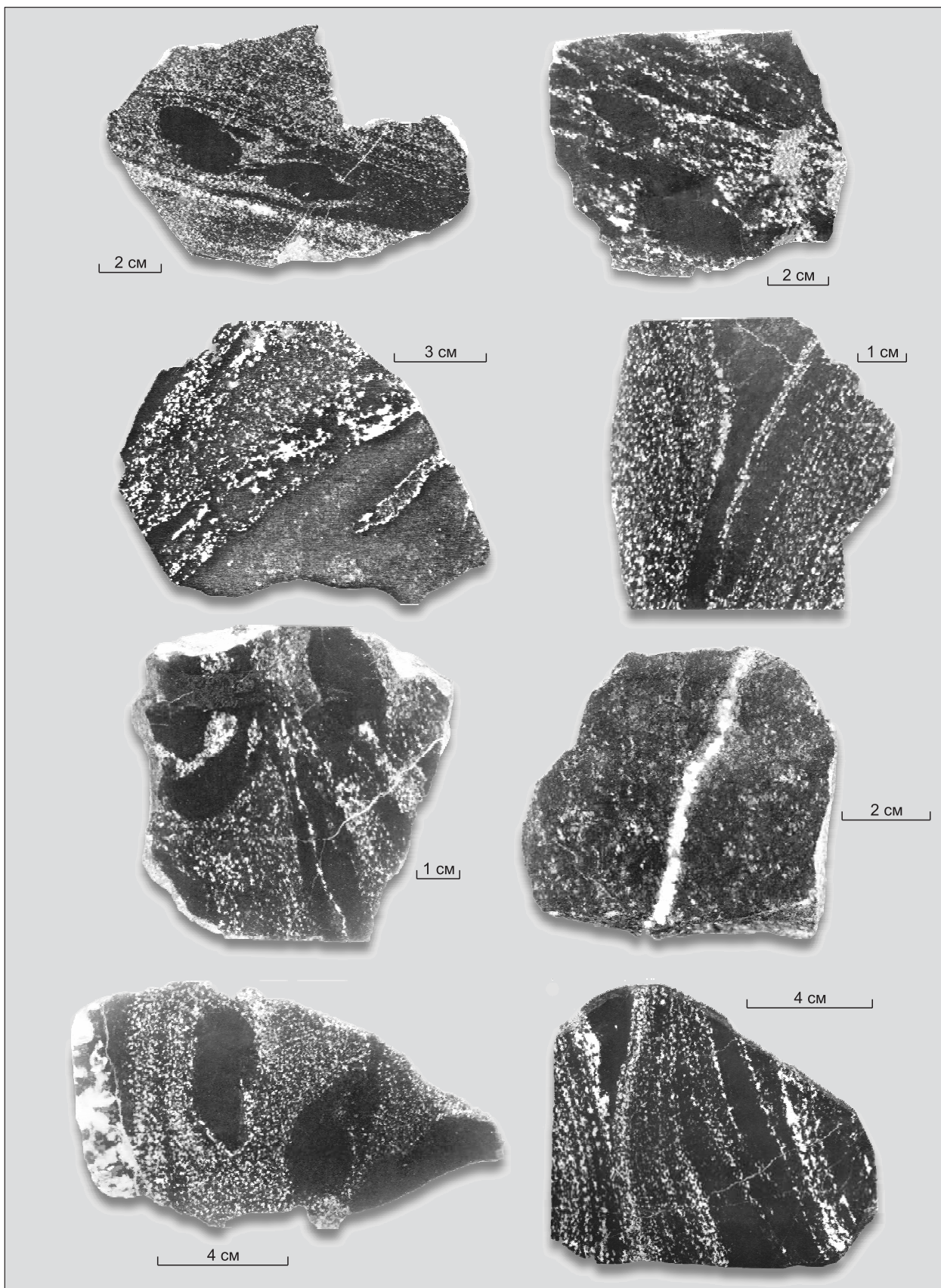


Рис. 2. Ксенолиты гибридных ультрамафитов (верлиты, плагиоверлиты) и апоперидотитовых серпентинитов (темное), находящиеся в варьирующих по количественно-минеральному составу и текстуре гибридных габброидах (серое), слагающих контактово-реакционную зону.

(рис. 2). Гибридные ультрамафиты и габброиды очень часто обладают такситовыми, в том числе параллельно-полосчатыми текстурами. Вблизи контактов с вмещающими терригенно-вулканогенными породами габброидный интрузив сложен амфиболовыми габбро, габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, имеющими гибридную природу. В ультрамафитах местами наблюдались жилы оливиновых габброидов, по простиранию переходящие в габбро-пироксениты, пироксениты, плагиоверлиты или анортозиты. Эти жилы также рассматриваются в качестве одного из признаков более позднего формирования габброидного интрузива по отношению к ультрамафитовой протрузии. Гибридные ультрамафиты и гибридные габброиды, как предполагается, были сформированы в процессе сложного магмо-метасоматического взаимодействия вещества реститогенных ультрамафитов и вмещающих массив терригенно-вулканогенных пород с внедрившимся в них мафитовым расплавом, который подвергся контаминации веществом как ультрамафитов, так и пород вмещающих толщ.

Среди реститогенных ультрамафитов были обнаружены единичные маломощные шпильки и жилы массивных и густовкрапленных хромититов, в которых выявлен минерал элементов платиновой группы — лаурит-эрлихманит [Леснов и др., 2010]. Согласно более ранним определениям, выполненным К-Аг методом, возраст габброидов Березовского массива находился в интервале от 142 до 94 млн лет [Слодкевич, Леснов, 1976]. По совокупности геолого-структурных и петрографических наблюдений Березовский массив был определен в качестве полигенного мафит-ультрамафитового комплекса [Леснов, 2009а, 2012; Леснов и др., 2009, 2010; Степашко, Леснов, 2012].

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для проведения изотопно-геохронологических исследований Березовского массива по цирконам В.Г. Гальверсен (Сахалинская геолого-разведочная экспедиция) в 2007—2008 гг. отобрал 22 пробы (масса каждой — до нескольких килограммов) из некоторых разновидностей слагающих его пород, а также из пород его непосредственного обрамления [Объяснительная записка..., 2009]. Из них 18 проб были представлены пироксенитами, габбро-пироксенитами, меланократовыми оливиновыми габбро-диоритами и некоторыми другими разновидностями габброидов, а также габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, остальные четыре пробы — метавулканитами из вмещающей толщи. Из этих проб в минералогической лаборатории Сахалинской геолого-разведочной экспедиции были выделены мономинеральные фракции цирконов общим количеством около 450 зерен, при этом соблюдались все необходимые меры по предотвращению загрязнения проб посторонним материалом. Затем в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) более 190 зерен циркона из этой коллекции были имплантированы в эпоксидные препараты и изучены U-Pb изотопным методом. В итоге было выполнено более 200 определений возраста цирконов, включая контрольные анализы в отдельных их зернах. Несколько позже методом LA-ICP-MS в зернах циркона из тех же препаратов было выполнено более 160 анализов для определения 26 элементов-примесей, включая редкоземельные элементы, 40 анализов для определения Re и Mo, а также более 140 анализов для определения Hf, U, Ce и Yb в двух кристаллах циркона вдоль поперечных профилей.

Изотопно-геохронологические исследования цирконов выполнены на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II. В каждой из проб пород было проанализировано от 5 до 11 зерен минерала. В качестве образцов сравнения использованы цирконы из стандартов TEMORA и 91500. В пределах зерен положения точек для проведения анализа выбирались с помощью их изображений в катодолюминесцентном и оптическом режимах. Изотопные измерения и обработка цифровой информации выполнены в соответствии с методиками, принятыми в ЦИИ ВСЕГЕИ [Schuth et al., 2012]. Определение содержания элементов-примесей в цирконах методом LA-ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и с лазерной абляцией) проводилась в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на масс-спектрометре Element (фирма Thermo Finnigan Mat) с лазерной приставкой UP-213, Nd:YAG (фирма New Wave Research). В качестве образца сравнения (геохимического стандарта) использовали стекло NIST-612 (фирма USGS). Морфология, а также общий химический состав цирконов также изучены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН с применением сканирующего электронного микроскопа LEO 1430VP и рентгеноспектрального микроанализатора Camebax-Micro.

МОРФОЛОГИЯ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЦИРКОНОВ

Как показали исследования, цирконы из рассматриваемой коллекции неоднородны по размерам и морфологии зерен, по интенсивности катодолюминесцентного свечения, а также по характеру осцилляторной зональности. Наиболее отчетливо по этим признакам отличаются цирконы из двух возрастных популяций, о которых речь пойдет ниже: ~3100—990 и ~200—100 млн лет. Длина зерен циркона варьировала от 50 до 400 мкм с преобладанием их разновидностей размером 50—200 мкм. Значения коэффициента удлинения зерен составили от 1 до 4 при преобладании значений 1.0—2.5. По морфологии

зерна циркона разделены на следующие типы: короткопризматические зерна с хорошо развитыми гранями, ребрами и пирамидальными вершинами; длиннопризматические зерна с хорошо развитыми гранями, ребрами и пирамидальными вершинами; призматические зерна со слабосглаженными (резорбированными) гранями и ребрами; призматические зерна со значительно сглаженными (резорбированными) гранями и ребрами; интенсивно резорбированные зерна овоидной формы, полностью или почти полностью лишенные признаков кристаллографической огранки. По интенсивности катодолюминесцентного свечения зерна цирконов также разбиты на несколько типов: интенсивное, умеренное, пониженное, очень низкая интенсивность и зерна, полностью или почти лишенные свечения. По характеру осцилляторной зональности выделяются зерна: с хорошо выраженной преимущественно тонкой и регулярной зональностью, конкордантной с их кристаллографической огранкой; с хорошо выраженной тонкой и регулярной зональностью, содержащие темные «ядра»; с грубой и нерегулярной зональностью, часто дискордантной по отношению к их кристаллографической огранке; подобные предыдущей разновидности, но содержащие темные «ядра»; с секториальной или «пятнистой» зональностью; зерна, в которых осцилляторная зональность полностью или почти полностью отсутствует. Почти все в той или иной мере резорбированные зерна циркона относятся к наиболее древней или промежуточным возрастным популяциям (рис. 3). Многие из них имеют шероховатую, иногда мелкоямчатую поверхность. Как предполагается, эти цирконы изначально находились в составе верхнемантийного ультрамафитового субстрата и затем подверглись резорбированию под воздействием более поздних базальтоидных расплавов и их флюидов. Среди зерен из промежуточных популяций, помимо интенсивно резорбированных, часто присутствуют менее резорбированные их разновидности, в которых сохранились признаки кристаллографической огранки. В отличие от зерен циркона из древней и промежуточных популяций, зерна минерала из популяций с возрастными интервалами ~200—100 млн лет и менее во всех случаях имеют отчетливую кристаллографическую огранку (рис. 4). Подавляющее большинство зерен циркона из древней и промежуточных популяций обладает очень низкой интенсивностью катодолюминесцентного свечения вплоть до его полного отсутствия, в них часто не проявлена осцилляторная зональность. В тех случаях, когда она наблюдается, то имеет нерегулярный или пятнистый вид, при этом осцилляторные зоны часто дискордантны по отношению к кристаллографической огранке зерен (рис. 5). По сравнению с предыдущими почти все зерна с возрастом в интервале 200—100 млн лет и менее имеют интенсивное или умеренное катодолюминесцентное свечение и, как правило, отчетливо выраженную тонкую и регулярную осцилляторную зональность, конкордантную по отношению к их кристаллографической огранке (рис. 6). Морфологические особенности зерен циркона, интенсивность и характер их катодолюминесцентного свечения и осцилляторной зональности использовались в качестве дополнительных критериев при интерпретации результатов их изотопного датирования, речь о которых пойдет ниже.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ

Изотопно-геохронологическое изучение цирконов из магматических пород является одним из наиболее актуальных направлений в современной петрологии [Davis et al., 2003]. Эти исследования существенно расширились в последнее время благодаря разработке методов датирования индивидуальных зерен циркона с применением вторично-ионных масс-спектрометров высокого разрешения системы SHRIMP-II. Со временем наряду с цирконами из гранитоидов [Руднев и др., 2012], щелочных магматитов [Врублевский и др., 2014] и метаморфических образований [Туркина и др., 2014] для изотопного датирования все шире стали использоваться цирконы из габброидов [Краснобаев и др., 2007; Бортников и др., 2008; Цуканов, Сколотнев, 2010; Сколотнев и др., 2010; Леднева и др., 2012], а также из ультрамафитов [Knauf, 2008; Ферштатер и др., 2009; Малич и др., 2009; Леснов и др., 2010; Баданина, Малич, 2012; Oh et al., 2012; Ронкин и др., 2013].

Изотопно-геохронологические исследования представительной коллекции цирконов из Березовского массива, как и для всего мафит-ультрамафитового комплекса о. Сахалин, выполнены впервые. Несколько ранее были опубликованы их предварительные результаты [Леснов и др., 2010; Леснов, 2012]. Согласно полученным данным, в пределах всей коллекции проанализированных зерен циркона их изотопный возраст колеблется в интервале от ~3100 до ~20 млн лет. В первом приближении вся эта коллекция была разделена на шесть возрастных популяций (табл. 1). Более полная информация о результатах изотопных исследований цирконов из пород Березовского массива представлена в Приложении 1*.

На гистограмме, отражающей частоту встречаемости значений возраста цирконов в пределах их общей коллекции, можно выделить восемь различных по интенсивности максимумов, из которых особенно отчетливо выделяется серия максимумов для популяции с возрастными интервалами менее ~200 млн лет (рис. 7). На фрагменте этой гистограммы, отражающем частоту встречаемости значений возраста цирконов, не

* Здесь и далее таблицы и рисунки, которые выставлены в качестве Приложений (1–8), размещены на сайте: www.igm.nsc.ru/index.php?option=com_comprofiler&task=userProfile&user=168.

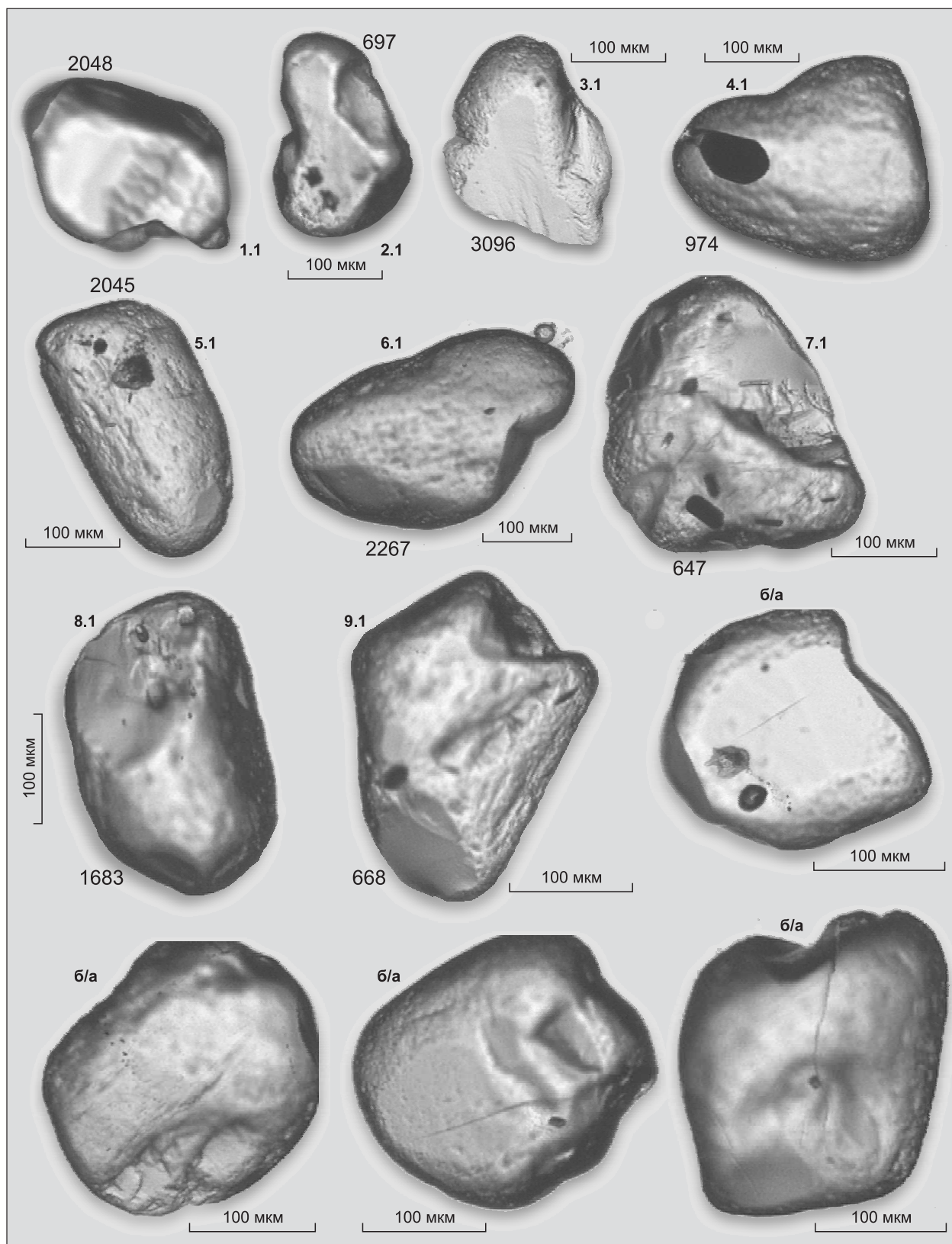


Рис. 3. Микрофотографии резорбированных зерен циркона из реликтовых и ксеногенных популяций с возрастными интервалами 3096—647 млн лет (обр. 1597, пироксенит), выполненные на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в оптическом режиме.

Здесь и на рис. 4—6 указаны номера зерен (полужирным) и их возраст (млн лет). б/а — обозначены зерна, в которых возраст не определялся.

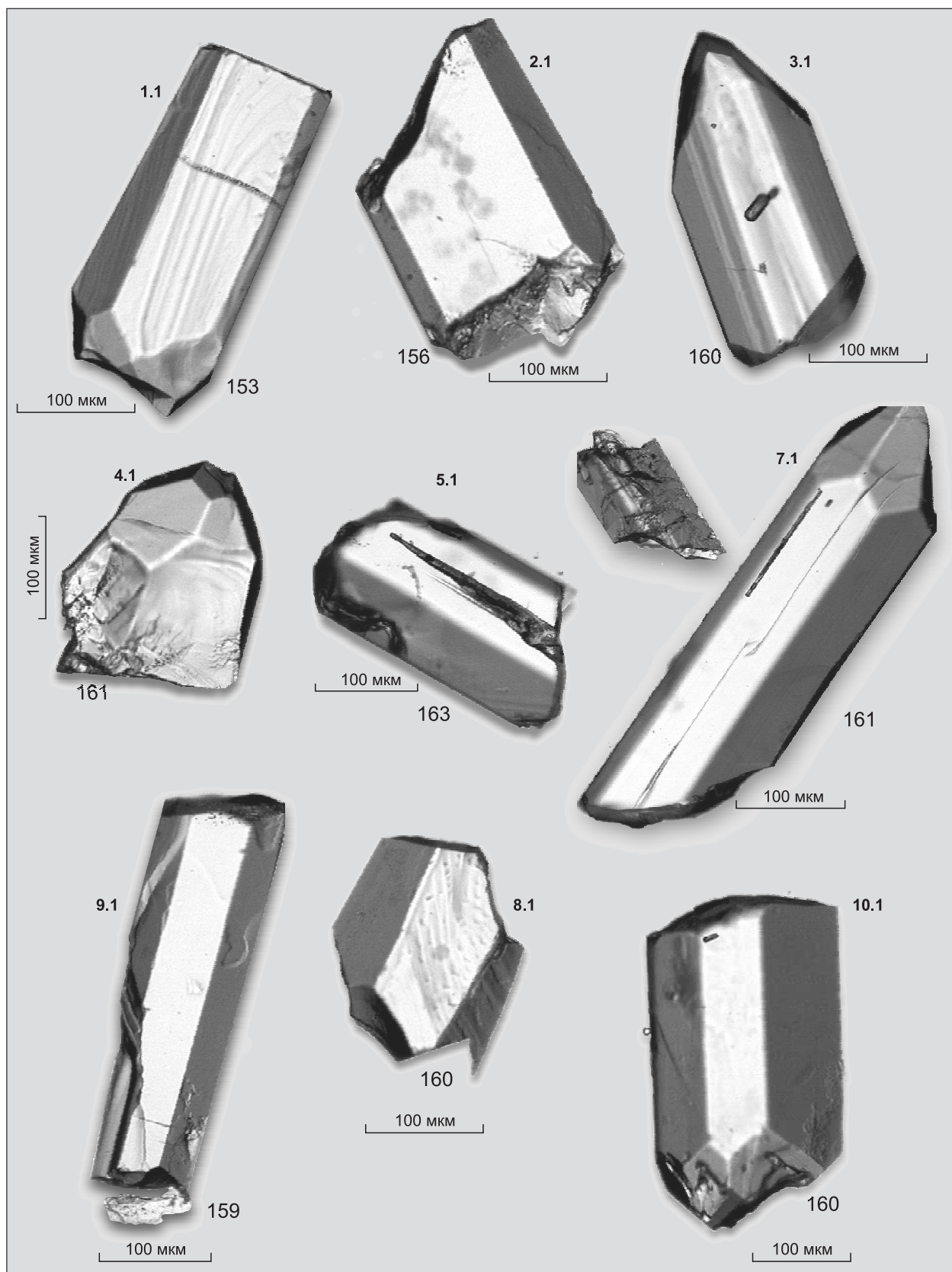


Рис. 4. Микрофотографии призматических зерен циркона из сингенетической популяции с возрастом в интервале 163—153 млн лет (обр. 1658, габбро-диорит), выполненные на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в оптическом режиме.

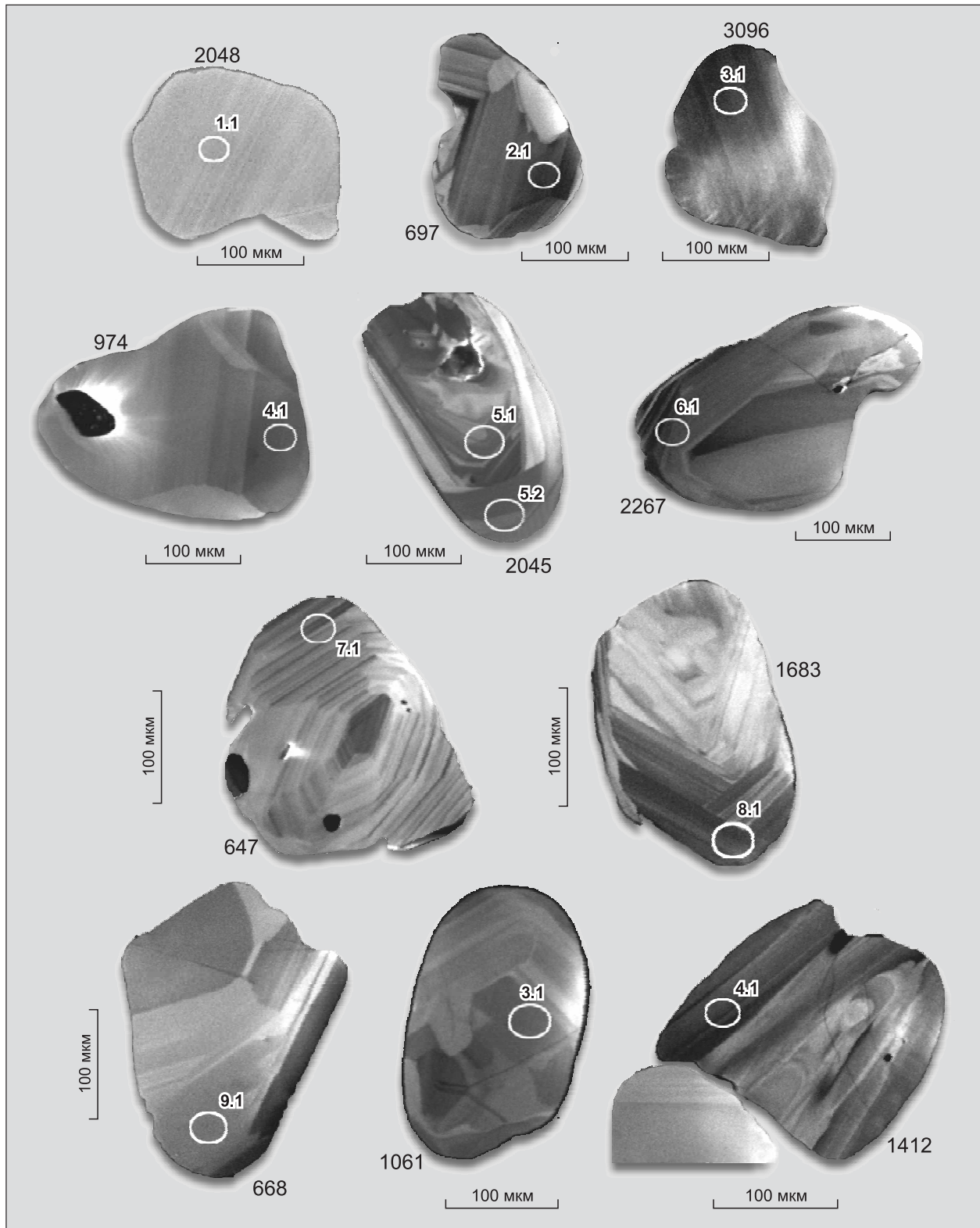
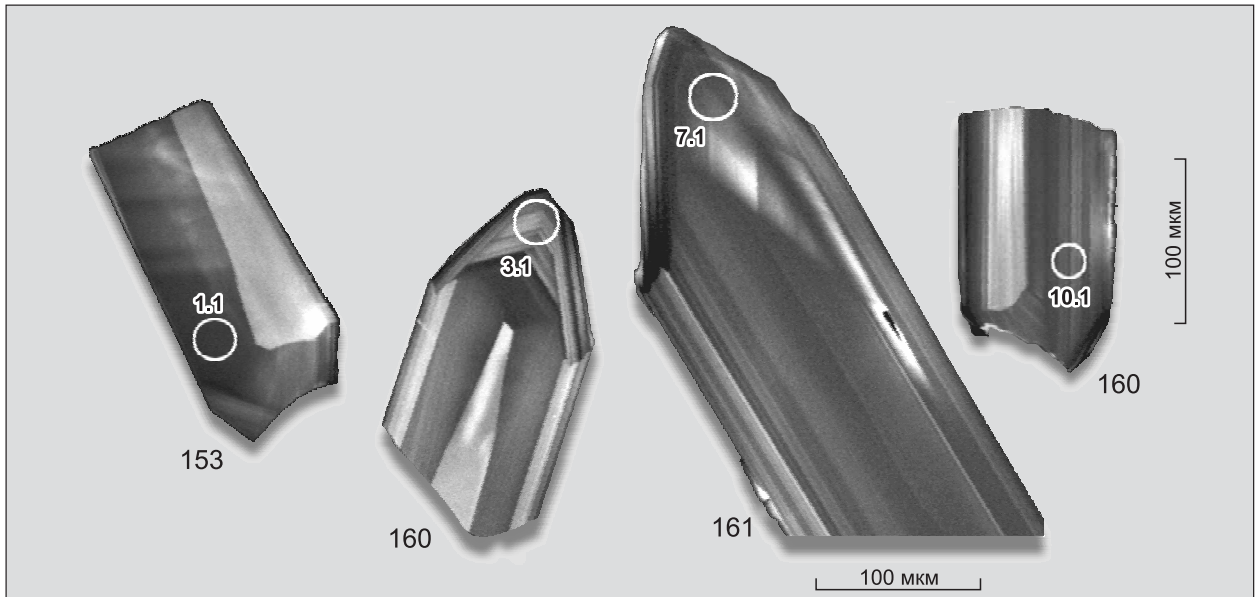


Рис. 5. Микрофотографии резорбированных реликтовых зерен циркона из древней популяции (обр. 1597, пироксенит; обр. 1606-1, габбро-пироксенит), выполненные на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в катодолюминесцентном режиме.

Здесь и на рис. 6 белыми кружками указано положение кратеров, в которых проводился изотопный анализ.

Обр. 1658



Обр. 2612-2

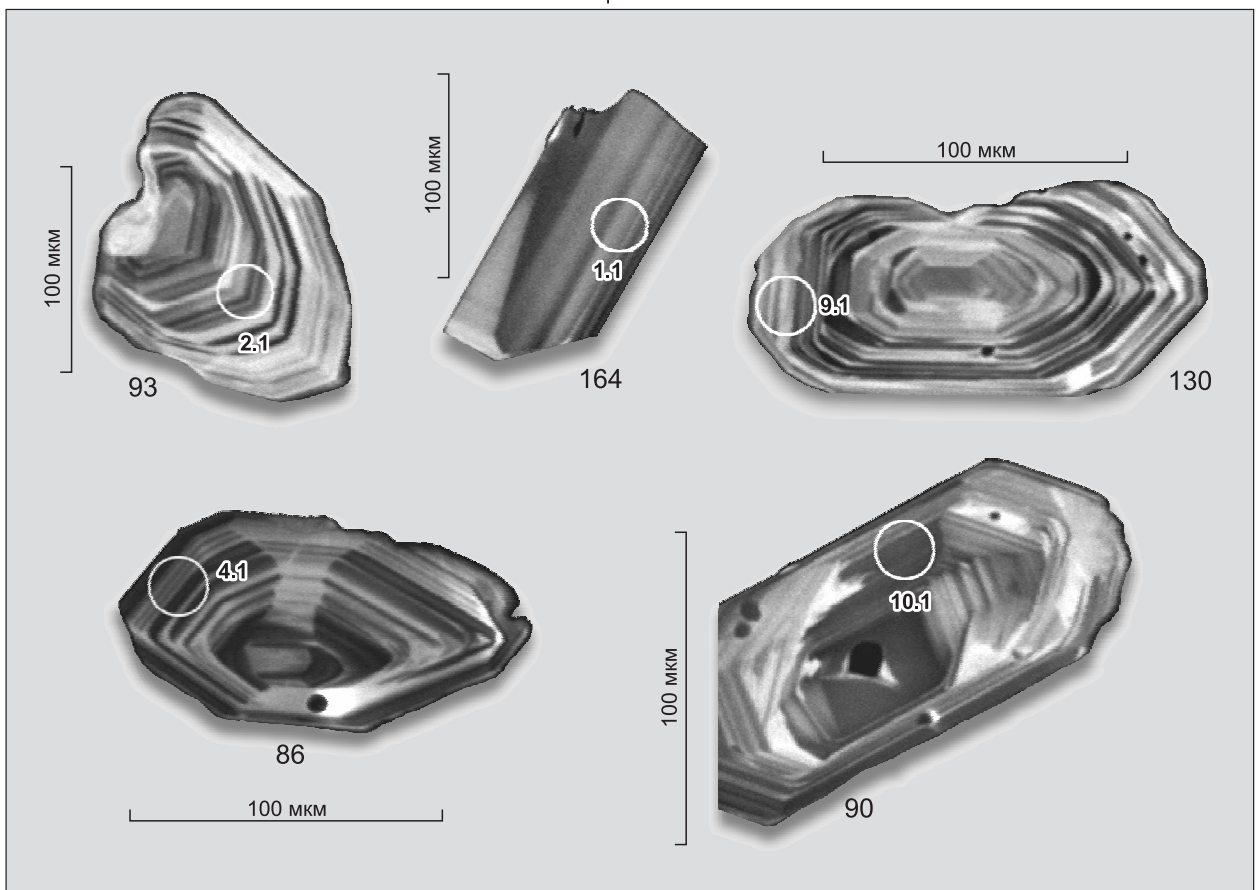


Рис. 6. Микрофотографии призматических зерен цирконов из молодых популяций (габбро-диориты), выполненные на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в катодолюминесцентном режиме.

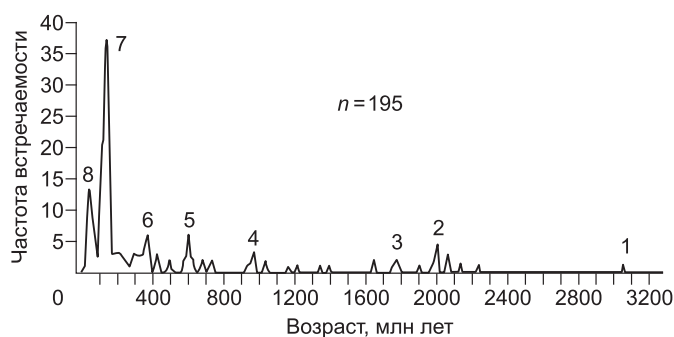


Рис. 7. Гистограмма частот встречаемости значений изотопного возраста цирконов в общей коллекции, рассчитанных по параметру $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

1—8 — отмечены максимумы для отдельных возрастных популяций цирконов.

вошли наиболее часто встречающиеся значения (Приложение 2). Как предполагается, наблюдаемые на этой гистограмме интенсивные максимумы в интервале ~170—150 млн лет соответствуют времени формирования входящего в состав данного мафит-ультрамафитового массива габброидного интрузива. Полимодальная конфигурация этих двух гистограмм является свидетельством полихронного и полигенного формирования как самих цирконов и содержащих их пород, так и всего Березовского массива. С петрогенетической точки зрения существенно также то, что очень широкий разброс значений возраста отмечается не только в пределах всей рассматриваемой коллекции зерен циркона, но и в зернах из многих отдельно взятых образцов пород (рис. 8).

Зерна циркона из древней и промежуточных популяций преимущественно представлены в гибридных ультрамафитах (пироксениты, габбро-пироксениты) и гибридных габброидах (меланократовые оливиновые габбронориты), реже они присутствуют в ортомагматических габброноритах, габбро и в других разновидностях габброидов. В свою очередь, зерна циркона с возрастными ~200—100 млн лет преимущественно представлены в ортомагматических габброидах, а также в гибридных роговообманковых габбро, габбро-диоритах и диоритах.

На диаграммах с конкордиями, построенных в координатах значений параметров $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, центры эллипсоидов доверительных интервалов значений изотопных отношений в подавляющей части зерен циркона из древней популяции расположены непосредственно на конкордиях или вблизи от них, реже — на дискордиях, при этом в большинстве случаев дисперсия значений параметра $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ превышает дисперсию значений параметра $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Для большинства зерен циркона из более молодых популяций центры эллипсоидов доверительных интервалов значений изотопных отношений также расположены непосредственно на конкордиях. Эти диаграммы свидетельствуют о корректности полученных оценок изотопного возраста ультрамафитовых и мафитовых пород Березовского массива и являются подтверждением полихронного и полигенного формирования как самих цирконов и содержащих их пород, так и всего этого массива.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ

В последние годы были опубликованы в больших объемах данные о закономерностях распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и других элементов-примесей в цирконах из разнотипных магматических пород, в том числе из габброидов и ультрамафитов [Hoskin, Schaltegger, 2003; Леснов, 2009б; Lesnov, 2012]. Рассмотренные ниже новые данные о распределении РЗЭ, а также U, Th, Nb, Rb, Sr, Hf, Ta, Re и Mo в цирконах из пород Березовского массива призваны несколько расширить имеющиеся пока немногочисленные сведения по геохимии цирконов из пород ультрамафитового и габброидного состава (Приложение 3).

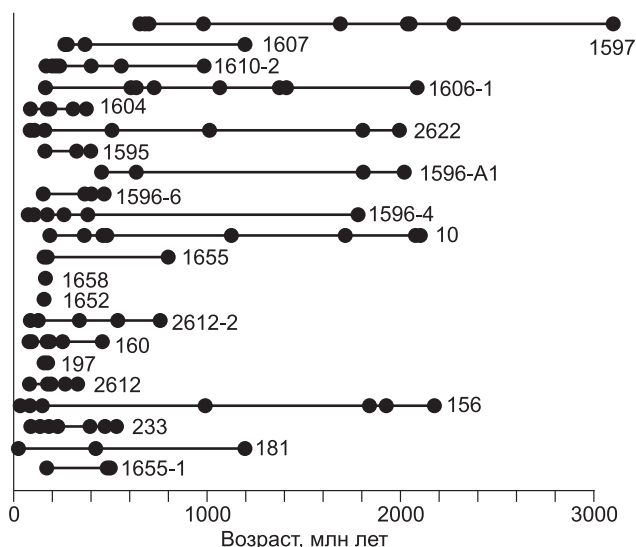


Рис. 8. Диапазоны значений изотопного возраста цирконов из отдельных образцов пород.

На рисунке цифрами у линий указаны номера образцов, соответствующие Приложению 1.

Таблица 1. Сводный каталог коллекции цирконов из пород Березовского массива, продатированных U-Pb изотопным методом

Номер образца	Порода	Общее количество зерен, выделенных из образца	Количество проанализированных зерен в образце	Количество определений возраста в отдельных популяциях, млн лет					
				3100—990	790—410	395—210	200—100	99—65	30—20
1597	Пироксенит	20	10	7	3	—	—	—	—
1607	Габбро-пироксенит	25	10	3	—	6	1	—	—
1610-2	»	27	15	1	1	5	8	—	—
1606-1	»	24	10	4	5	—	1	—	—
1604	Габбронорит оливинный, меланократовый	35	11	2	—	2	4	3	—
2622	Габбро	13	9	4	1	—	2	2	—
1595	Габброид	12	9	1	3	4	1	—	—
1596-A1	»	4	4	2	4	—	—	—	—
1596-6	»	11	6	—	3	2	3	—	—
1596-4	»	25	11	1	—	2	5	3	—
10	»	11	10	5	2	1	2	—	—
1655	Габбро-диорит	35	11	—	1	—	10	—	—
1658	»	35	10	—	—	—	10	—	—
1652	»	30	10	—	—	—	10	—	—
2612-2	»	40	10	—	2	1	3	4	—
160	Диорит	43	9	—	1	1	2	5	—
197	»	38	10	—	—	—	10	—	—
2612	Кварцевый диорит	14	10	—	—	2	3	5	—
156	Трахиандезитобазальт	9	6	5	—	—	2	1	1
233	Андезит	20	10	—	2	2	5	1	—
181	Трахиандезит	30	11	1	1	—	—	—	9
1655-1	Метатиф	5	2	—	2	—	2	—	—

Примечание. Термином «габброид» обозначены образцы пород из серии габбро, которые не были точнее определены из-за недостаточной сохранности минералов.

Редкоземельные элементы. Суммарные содержания РЗЭ в исследованных цирконах варьируют в интервале от 42 до 10906 г/т, при этом почти во всех зернах наблюдается свойственное этому минералу интенсивное фракционирование примесей: $(La/Yb)_n \sim 0.0001—0.00001$. Подавляющая часть зерен древних и более молодых цирконов имеет типичные для магматических разновидностей этого минерала и почти одинаковые по конфигурации спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, осложненные интенсивными положительными аномалиями Се и менее интенсивными отрицательными аномалиями Еи (рис. 9, Приложение 4). Присутствие на спектрах цирконов этих аномалий позволяет предполагать, что при кристаллизации цирконов данные элементы, обладающие свойством изменять свою валентность, находились главным образом в окисленных формах, т.е. в виде ионов Ce^{4+} и Eu^{3+} . Такое предположение основано на следующих фактах. Так, согласно экспериментальным данным, коэффициент распределения ионов Ce^{4+} в системе циркон—расплав имеет существенно большее значение (718) по сравнению с этим коэффициентом для иона Ce^{3+} (0.022) [Hinton, Upton, 1991]. Поэтому ионы Ce^{4+} , преобладавшие при окислительных условиях, должны более эффективно накапливаться в структуре циркона, в отличие от ионов Ce^{3+} и трехвалентных ионов других РЗЭ, что обусловит возникновение на их спектрах интенсивных положительных аномалий этого элемента. Кроме того, по имеющимся данным, более окисленный ион Eu^{3+} характеризуется меньшим значением коэффициента распределения в системе циркон—расплав по сравнению с восстановленным ионом Eu^{2+} . Поэтому в окислительных условиях вхождение ионов Eu^{3+} в структуру циркона будет менее эффективным, чем иона Eu^{2+} и трехвалентных ионов остальных РЗЭ, что приведет к появлению отрицательных аномалий данного элемента на спектрах этого минерала [Леснов, 2009б; Burnham, Berry, 2012; Lesnov, 2012]. Таким образом, можно предполагать, что цирконы, спектры которых осложнены положительными аномалиями Се и отрицательными аномалиями Еи, кристаллизовались в окислительных условиях.

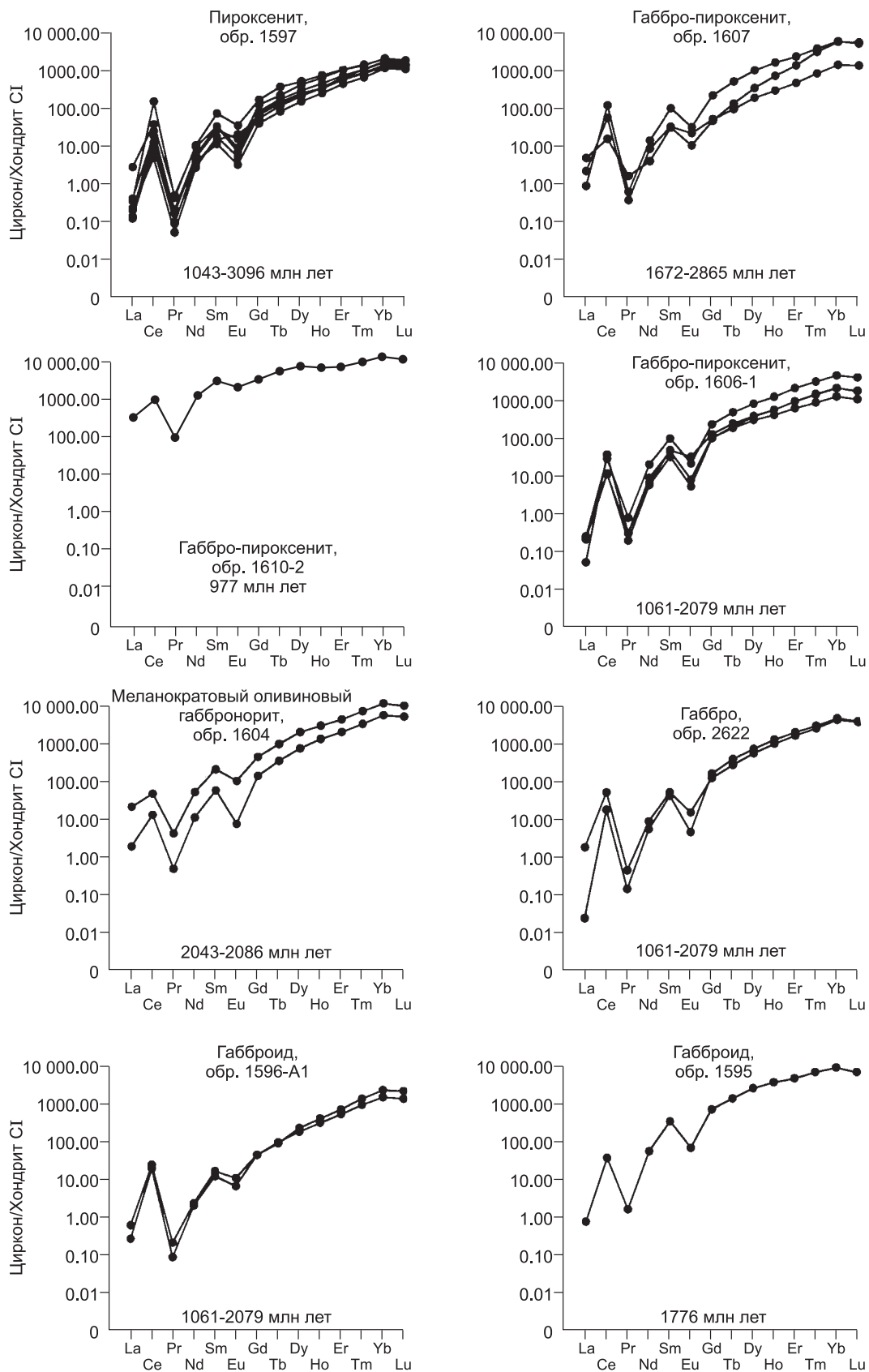


Рис. 9. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в цирконах из древней и промежуточных популяций, по данным Приложения 3.

Здесь и на рис. 10, 15, в Приложении 4 нормирование выполнено по хондриту CI [Evensen et al., 1978].

Наряду с преобладающими зернами циркона с типичными для их магматических разновидностей спектрами распределения РЗЭ в рассматриваемой коллекции были обнаружены зерна, спектры которых в той или иной мере отличаются от остальных как по положению на диаграммах, так и по конфигурации (рис. 10). Эти отличия проявляются в неравномерном обогащении зерен циркона легкими РЗЭ и реже — в их обеднении тяжелыми элементами. Кроме того, на спектрах таких зерен положительные аномалии Се и отрицательные аномалии Еи обычно имеют пониженную интенсивность вплоть до полного их отсутствия. Как предполагается, уменьшение интенсивности аномалий Се и Еи, как и изменения в содержании других РЗЭ, было обусловлено перераспределением этих элементов в процессе инфильтрации эпигенетических флюидов вдоль возникших при пластических деформациях микротрещин в таких зернах минерала. Подобные аномальные спектры наблюдались в цирконах из разных возрастных популяций, но чаще всего в зернах из промежуточных популяций с возрастными древнее ~200 млн лет. Вполне вероятно, что подобное перераспределение РЗЭ в цирконах могло произойти синхронно с рассмотренными выше нарушениями их изотопных систем и «омоложением», в результате чего возникла серия зерен с промежуточными возрастными в интервале от наиболее древних до ~200 млн лет. К такому предположению склоняет и то обстоятельство, что между значениями изотопного возраста цирконов, рассчитанными по параметру $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, с одной стороны, и содержаниями La, Се, Yb, суммарными содержаниями РЗЭ, а также значениями параметров $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ и $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$, с другой — выявлена обратная зависимость (рис. 11).

Уран, торий, рубидий, стронций. Анализы цирконов на ионном микроанализаторе SHRIMP-II показали, что содержания U в них изменяются в интервале 29—1381 г/т, а содержания Th — от 11 до 1692 г/т (см. Приложение 1). Содержания этих элементов в цирконах были также определены методом LA-ICP-MS: U = 29—1482 г/т, Th = 18.7—1416 г/т, т.е. они находятся в тех же пределах, что и по данным анализов на микроанализаторе SHRIMP-II (см. Приложение 3). Рассчитанные по этим данным значения параметра Th/U составили от 0.1 до 4.8. Между содержаниями U, Th и значениями Th/U, с одной стороны, и значениями изотопного возраста цирконов, с другой, — наблюдается обратная зависимость (Приложение 5). Такая же зависимость определена между значениями возраста цирконов и содержаниями в них Rb и Sr (Приложение 6).

Гафний. По данным, полученным методом LA-ICP-MS, содержания Hf в цирконах из рассматриваемой коллекции изменяются от 3297 до 27184 г/т при среднем значении ~12000 г/т. Зерна, возраст которых превышает 1 млрд лет, отличаются повышенными содержаниями этого элемента (11142—25493 г/т) по сравнению с зернами из более молодых популяций (см. Приложение 3).

С целью выявления возможных связей между содержаниями Hf, а также U, Се и Yb в зернах циркона и их осцилляторной зональностью методом LA-ICP-MS было выполнено сканирование двух зерен вдоль поперечных профилей (рис. 12). Отметим, что в одном из зерен размером около 170 мкм изотопный возраст определялся в трех точках, при этом в центре зерна он составил 83 млн лет, а в двух остальных точках, расположенных по его периферии, — 78 и 75 млн лет. Если исходить из этих оценок, то можно предположить, что рост этого зерна продолжался в течение порядка 5 млн лет.

На основе результатов сканирования определено, что кривые распределения определявшихся элементов имеют полимодальную конфигурацию (рис. 13, 14). Сопоставление концентрационных кривых и осцилляторных зон на микрофотографиях зерен показало, что светлым осцилляторным зонам обычно соответствуют максимумы содержаний Hf, Yb, Се и U, а темным зонам — минимумы их содержаний. Эти наблюдения позволили предположить, что осцилляторная зональность зерен цирконов обусловлена зональным распределением названных элементов-примесей, выполняющих функцию люминофоров. С таким предположением согласуется тот факт, что широким минимумам содержаний Hf и остальных элементов, расположенным в средних частях концентрационных кривых их распределения в зерне из обр. 1655 (см. рис. 14), соответствует, находящаяся в центральной части микрофотографии осцилляторная зона, почти лишенная катодоллюминесцентного свечения (см. рис. 12, б). Предполагаемая связь между зональным распределением Hf, Yb, Се и U и интенсивностью свечения осцилляторных зон в цирконах находит подтверждение в том, что Hf и Се наряду с некоторыми другими элементами используются в технике в качестве люминофоров.

Учитывая отмеченную зависимость между зональным распределением некоторых элементов-примесей в цирконах и их осцилляторной зональностью, можно допустить, что очень низкая интенсивность катодоллюминесцентного свечения вплоть до полного его отсутствия во многих зернах древних цирконов, как и частое отсутствие в них отчетливой осцилляторной зональности, обусловлены тем, что в течение многих миллионов лет между осцилляторными зонами этих зерен произошло диффузионное перераспределение элементов-люминофоров, что привело к полной или почти полной гомогенизации их содержаний в таких зернах. Интенсификации диффузии элементов-люминофоров в зернах древних цирконов, а также резорбированию их зерен и «омоложению» изотопных систем, как можно предполагать, способствовало термическое и химическое воздействие на них более поздних мафитовых расплавов и их флюидов.

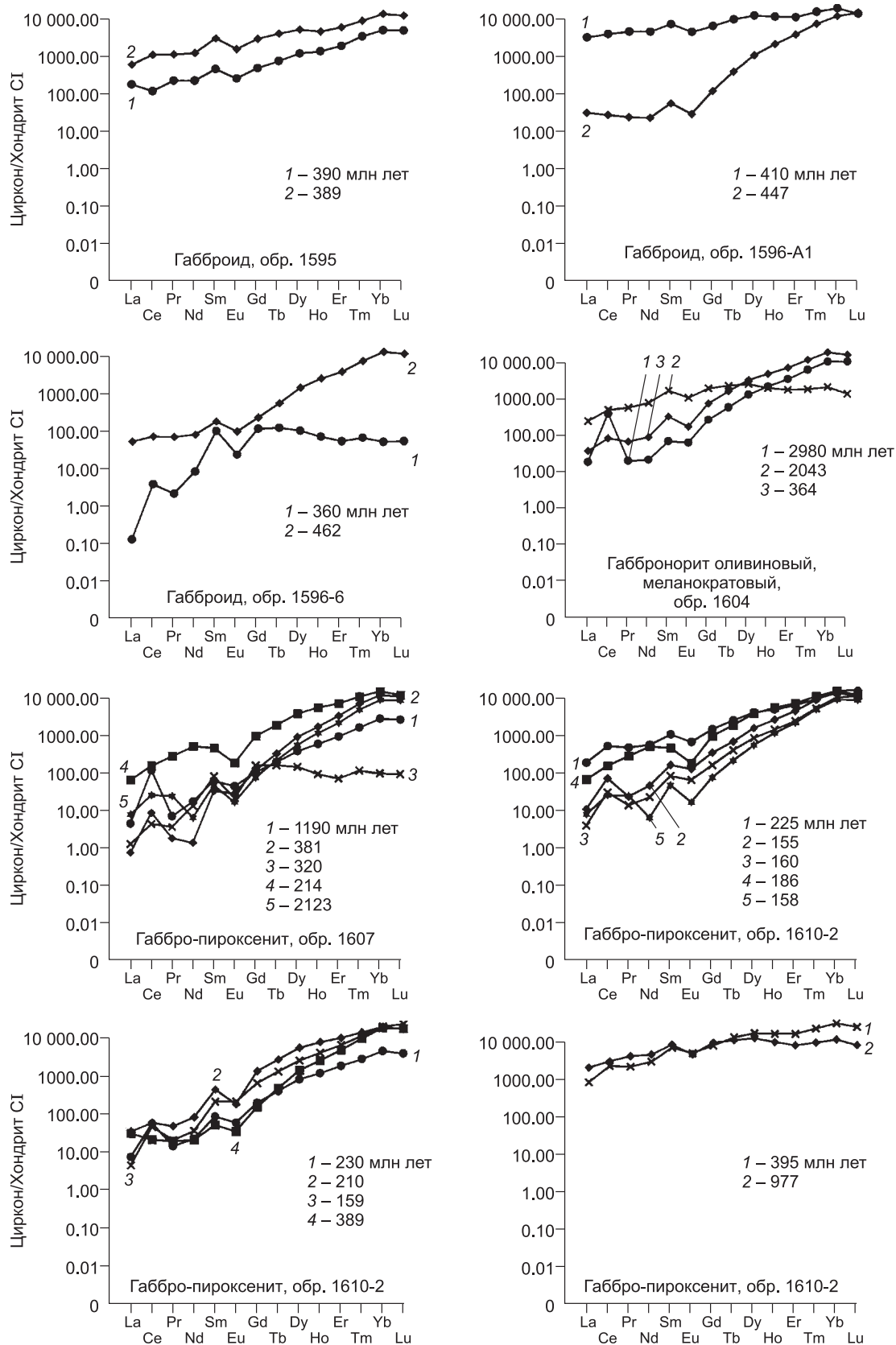


Рис. 10. Аномальные спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в цирконах из различных популяций, в которых эти элементы подверглись эпигенетическому перераспределению, по данным Приложений 1, 2.

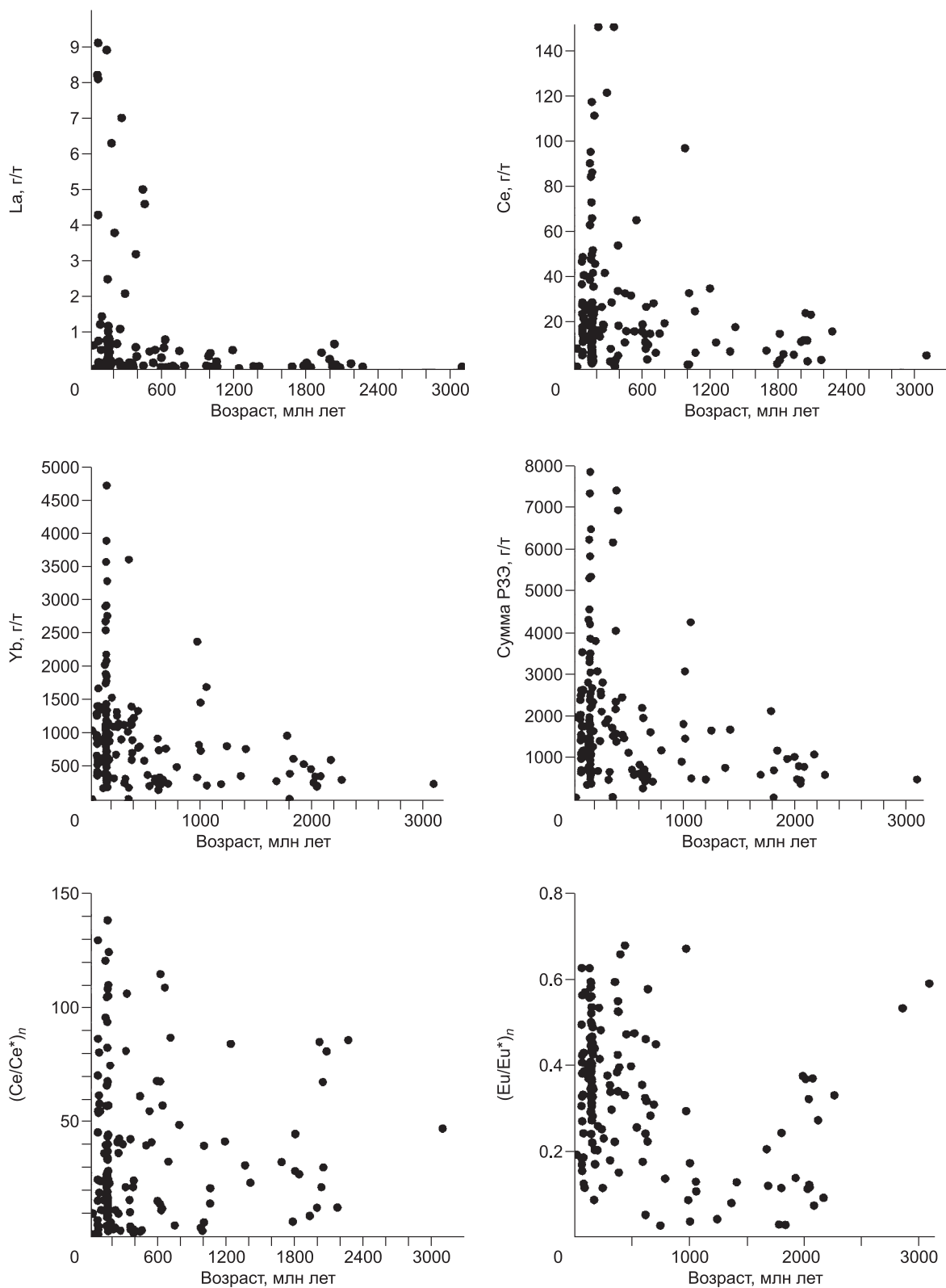


Рис. 11. Ковариации содержаний La, Ce, Yb, суммарных содержаний РЗЭ, а также значений параметров $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$, $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$ в цирконах и значений их изотопного возраста, по данным Приложений 1, 3.

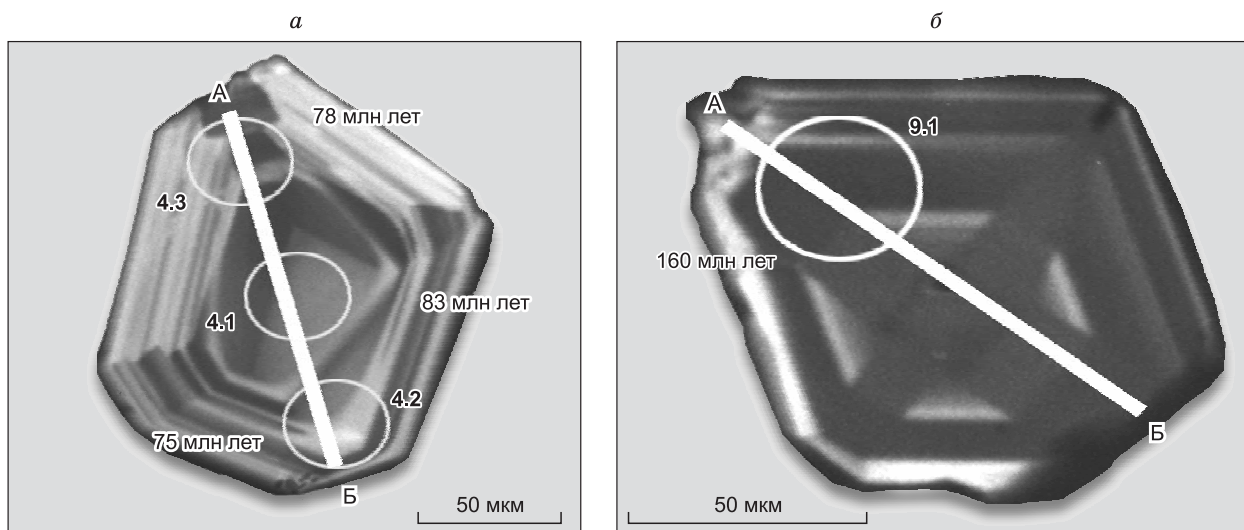


Рис. 12. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные в катодолюминесцентном режиме, с нанесенными профилями А—Б, вдоль которых методом LA-ICP-MS были определены содержания Hf, Yb, U и Ce:

а — обр. 1604 (габбронорит оливинный); *б* — обр. 1655 (габбро-диорит).

Рений и молибден. Наряду с рассмотренными выше элементами-примесями в небольшой выборке зерен циркона были определены Re и Mo, о содержаниях которых в этом минерале имеются ограниченные сведения (Приложение 7). Примерно в половине зерен содержания Re превысили предел его обнаружения методом LA-ICP-MS и составили от 5 до 16 мг/т, в одном из зерен его содержание достигло 82 мг/т. Повышенные содержания Re определены в зернах циркона из габбро-диорита (151—168 млн лет) и габбро-пироксенита (160—381 млн лет). Судя по расположению фигуративных точек на графиках, можно предполагать существование в этих цирконах обратной зависимости между содержаниями Re и их изотопным возрастом, прямой зависимости между содержаниями Re и Yb, а также менее определенно — прямой зависимости между содержаниями Re и содержаниями Mo, U и Th (Приложение 8).

Мультиэлементные спектры для подавляющей части зерен циркона имеют типичную для их магматических разновидностей и почти одинаковую конфигурацию (рис. 15). При этом спектры зерен из одного и того же образца породы обычно расположены очень близко друг к другу, указывая на однородность их микроэлементного состава и на устойчивость соотношений между содержаниями элементов. Подавляющая часть этих спектров осложнена интенсивными положительными аномалиями Th, U, Hf, менее интенсивными положительными аномалиями Ce, а также отрицательными аномалиями Sr и La. По конфигурации и положению мультиэлементных спектров на диаграммах некоторые зерна цирко-

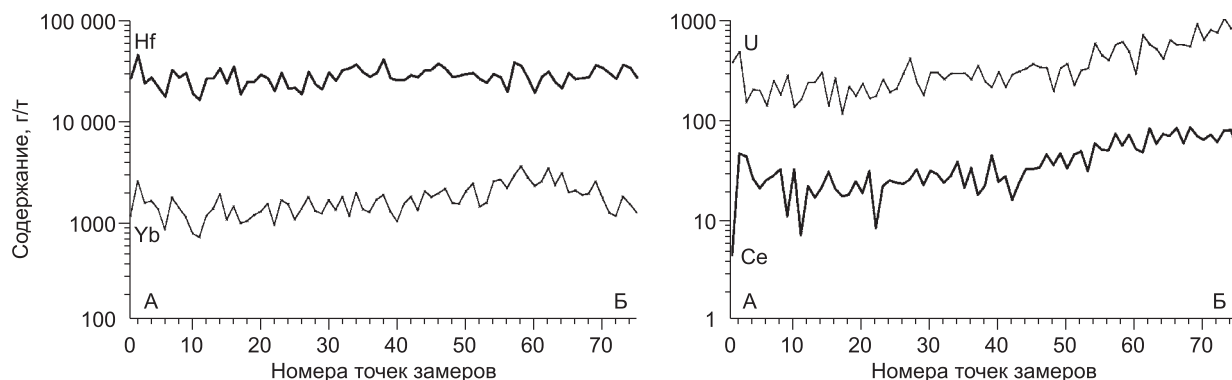


Рис. 13. Графики распределения Hf, Yb, U и Ce вдоль профиля А—Б в зональном кристалле циркона (обр. 1604, зерно 4.1, габбронорит оливинный, меланократовый, возраст 75—78 млн лет).

(См. рис. 12, *а*).

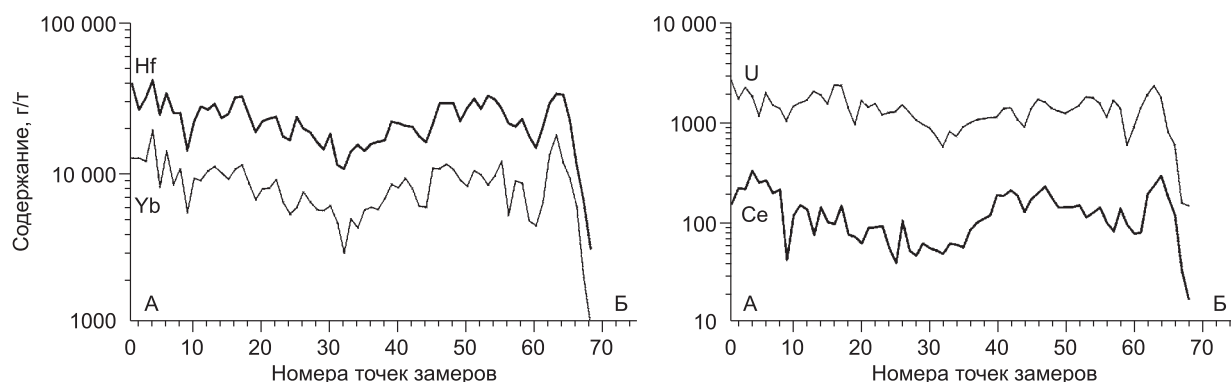


Рис. 14. Графики распределения Hf, Yb, U и Ce вдоль профиля А—Б в зональном кристалле циркона (обр. 1655, зерно 9.1, габбро-диорит, возраст 160 млн лет).

(См. рис. 12, б).

на в той или иной мере отличаются от подавляющего большинства остальных зерен. Аномальные спектры свидетельствуют о неравномерном обогащении зерен минерала легкими РЗЭ, об обеднении тяжелыми РЗЭ, а также о пониженной интенсивности положительных аномалий Се вплоть до их полного отсутствия. Предполагается, что в зернах, имеющих подобные аномальные спектры, произошло эпигенетическое перераспределение элементов-примесей, в результате которого были нарушены первичные соотношения между их содержаниями. По-видимому, такое перераспределение элементов произошло в процессе трансформации структуры цирконов с переходом в аморфное (метамиктное) состояние либо вследствие пластических деформаций зерен с последующей инфильтрацией эпигенетических флюидов по микротрещинам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было показано, Березовский мафит-ультрамафитовый массив, входящий в состав Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации, представляет собой сложное магматическое тело, состоящее из трех генетически автономных вещественно-структурных компонентов: протрузии реститогенных ультрамафитов, прорывающего ее интрузива ортомагматических габброидов и контактово-реакционной зоны, расположенной вдоль их границ, сложенной гибридными ультрамафитами и габброидами. В габброидах присутствуют ксенолиты реститогенных и гибридных ультрамафитов, которые служат свидетельством более позднего формирования габброидного интрузива по отношению к протрузии реститогенных ультрамафитов. Березовский массив является одним из типичных мафит-ультрамафитовых комплексов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, результаты комплексного изучения которого позволяют более строго обосновать концепцию их полигенного формирования [Леснов, 1984, 1988].

В работе представлены первые данные об изотопном возрасте и геохимических свойствах большой коллекции зерен циркона из различных типов ультрамафитов и габброидов, слагающих Березовский массив. Как было установлено, эти цирконы очень неоднородны по изотопному возрасту и геохимическим составам, а также по размерам, морфологии и оптическим свойствам. Общая коллекция зерен циркона разделена на три группы возрастных популяций: очень древние и умеренно «омоложенные» зерна (~3090—990 млн лет, архей — ранний протерозой); значительно «омоложенные» зерна с «промежуточными» возрастными (790—210 млн лет, поздний протерозой — триас); молодые зерна (менее 200 млн лет, юра — мел — неоген). Цирконы из первых двух групп популяций содержатся главным образом в гибридных ультрамафитах (пироксениты, габбро-пироксениты) и гибридных габброидах (меланократовые оливиновые габбронориты). Они рассматриваются в качестве *реликтовой фазы*, которая до этого находилась в составе верхнемантийного ультрамафитового субстрата. Зерна цирконов, по возрасту сравнимые с предыдущими, но присутствующие в породах габброидного интрузива (ортомагматические габбро и габбронориты, гибридные габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты), рассматриваются в качестве *ксеногенной фазы*, захваченной мафитовым расплавом из ультрамафитов верхнемантийного источника. Ксеногенную природу, очевидно, имеют и те зерна древних цирконов, которые обнаружены в метавулканитах, вмещающих массив.

Среди проанализированных цирконов наиболее широко представлены их зерна, возраст которых варьирует в интервале 170—150 млн лет. Эти цирконы присутствуют главным образом в породах габброидного интрузива и отличаются очень хорошей кристаллографической огранкой. Они рассматрива-

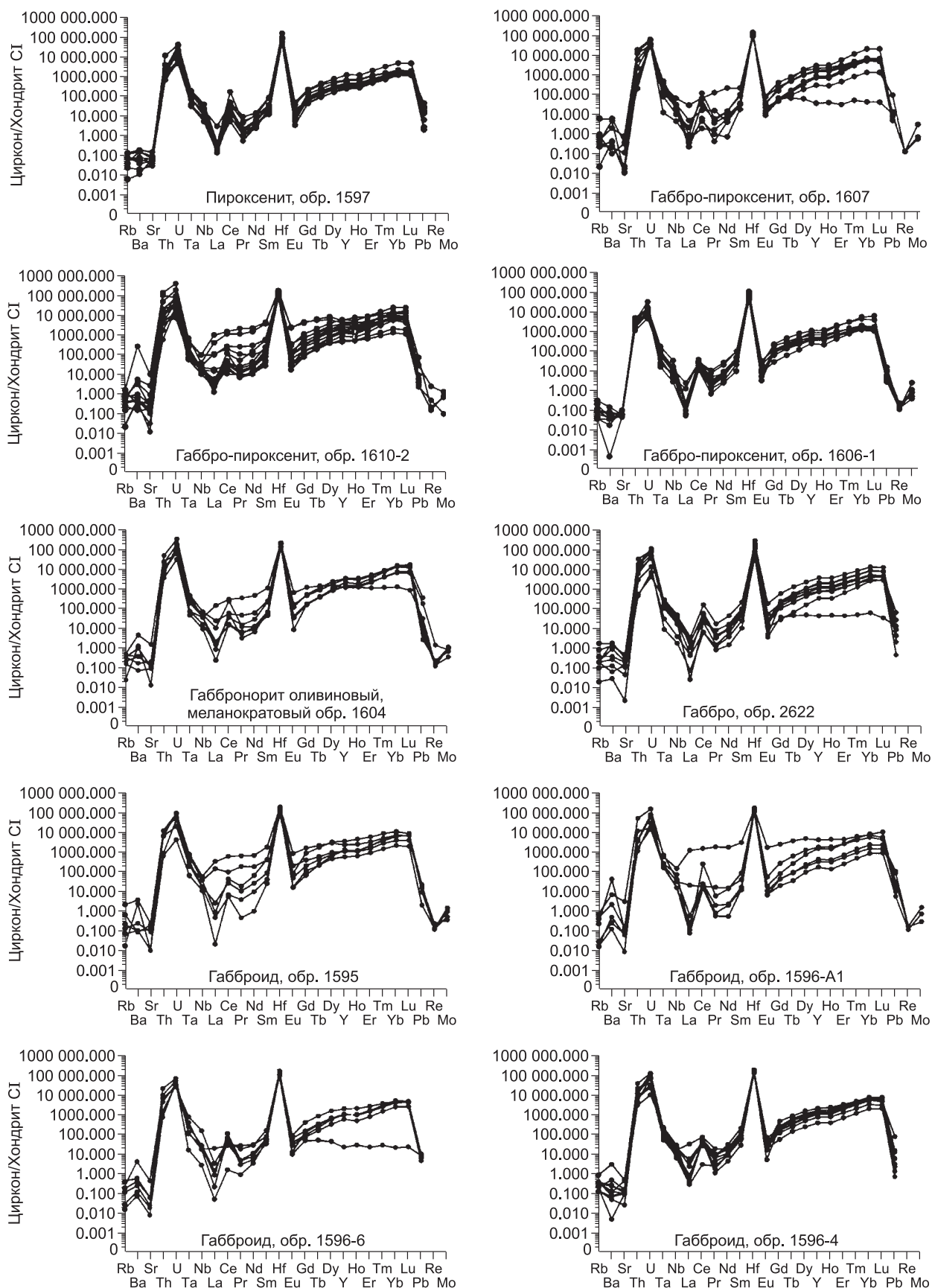


Рис. 15. Мультиэлементные спектры цирконов, по данным Приложения 3.

Нормирование выполнено по хондриту CI [Anders, Grevesse, 1989].

ются в качестве *сингенетической фазы*, а их возраст, как можно утверждать, соответствует времени формирования габброидного интрузива. Есть основания предполагать, что U-Pb изотопные системы *реликтовых* и *ксеногенных* зерен циркона в той или иной мере были нарушены («омоложены») под воздействием более поздних мафитовых расплавов и их флюидов. По той же причине такие зерна подвергались резорбированию и уменьшению в размерах, вследствие чего приобрели округленные формы и шероховатую поверхность. Предполагается, что под воздействием более поздних мафитовых расплавов и их флюидов снижалась интенсивность катодолюминесцентного свечения зерен циркона вплоть до его полного исчезновения, нарушалась их первичная осцилляторная зональность, а также произошло некоторое перераспределение РЗЭ, из-за чего их спектры имеют аномальную конфигурацию.

Немногочисленные зерна циркона из наиболее «юных» популяций (99—65 и 30—20 млн лет), обнаруженные в некоторых пробах, имеют интенсивное катодолюминесцентное свечение, хорошо выраженную осцилляторную зональность и отчетливую кристаллографическую огранку. Можно предполагать, что эти цирконы являются эпигенетическими по отношению к содержащим их породам массива и кристаллизовались в процессе инфильтрации тех флюидов, которые отделялись от расплавов основного или кислого состава, относящихся к заключительным этапам магматической деятельности на о. Сахалин.

Проявления полихронных цирконов к настоящему времени известны и во многих других мафит-ультрамафитовых массивах различного состава, однако пока нет однозначного представления о причинах, обусловивших сонахождение разновозрастных цирконов как в массивах в целом, так и в отдельно взятых образцах их пород. В этой связи остановимся на кратком обзоре некоторых важных работ, в которых опубликованы результаты изучения полихронных цирконов из мафит-ультрамафитовых комплексов.

Так, Дж. Пайлот с соавторами представили первые данные о том, что в образцах габброидных пород, драгированных в Срединно-Атлантическом хребте, присутствуют цирконы нескольких популяций, их изотопный возраст находился в интервале от 1623 ± 12 до 330 ± 17 млн лет [Pilot et al., 1998]. Н.С. Бортников с соавторами [2008] получили более представительные данные об аномально древнем для океанических структур возрасте цирконов из образцов троктолитов и габброноритов, драгированных в Срединно-Атлантическом хребте. При этом цирконы из троктолитов включали две главные популяции — 3259—3117 и 685—446 млн лет, в свою очередь, цирконы из габброноритов — три популяции — 2692—2132, 1879—1360, 1133—989 млн лет. Наличие древних цирконов и широкий разброс значений их возраста в габброидах эти авторы объясняли захватом их зерен из вещества мантийного плюма, либо захватом зерен мафитовыми расплавами из разновозрастных субдущированных пластин коры. Еще более детальное изучение изотопного возраста цирконов из ультрамафитов, габброидов, диоритов и других пород, драгированных в Центральной Атлантике, провели авторы работы [Сколотнев и др., 2010]. Общую коллекцию продатированных цирконов они разделили на две основные популяции — древнюю и молодую. Зерна первой из них (~2070 млн лет) определялись ими в качестве ксеногенных, т.е. захваченных из мантийного субстрата мафитовыми расплавами при их генерации. Возраст зерен второй, намного более молодой популяции (~200 млн лет), по их мнению, соответствовал времени формирования содержащих их габброидов. Г.Н. Савельева с коллегами [2006, 2007] обнаружили и впервые продатировали цирконы из хромититов Войкаро-Сыньинского мафит-ультрамафитового массива (Полярный Урал), выделив среди них три возрастных популяции — 2552, 622 и 585 млн лет. К.Н. Малич с соавторами [2009] определили возраст цирконов из дунитов Нижнетагильского мафит-ультрамафитового массива (Урал) и разделили их на три возрастных популяции — 2852—2656, 1608 и 585 млн лет. По мнению этих авторов, возраст наиболее древних цирконов соответствует времени формирования содержащих их дунитов, находившихся ранее в субконтинентальной мантии. И.Ю. Баданина и К.Н. Малич [2012] проанализировали коллекцию цирконов из дунитов Кондёрского массива (Алданская провинция) и выделили среди них ряд популяций, при этом, как они полагали, возраст наиболее древней из них соответствует минимальному возрасту исходного верхнемантийного субстрата. Отметим, наконец, работу [Иванов и др., 2012], в которой продатированы цирконы из пород Ключевского мафит-ультрамафитового массива (Средний Урал). Авторы пришли к выводу, что возраст цирконов из наиболее древней популяции соответствует минимальному возрасту субстрата верхней мантии, из которого выплавлялись мафитовые расплавы. Результаты изотопных исследований полихронных цирконов и некоторые петрогенетические выводы, близкие к изложенным выше, представлены в публикациях, посвященных изотопно-геохронологическому изучению ряда других мафит-ультрамафитовых массивов (табл. 2). Следует подчеркнуть, что представленные в нашей работе результаты изотопно-геохронологических исследований цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива во многом согласуются с опубликованными ранее данными по этой проблеме, дополняя их по некоторым аспектам и подтверждая полигенную модель формирования этого массива.

Таблица 2. Краткий кадастр проявления полихронных цирконов из ультрамафитов, клинопироксенитов, габброидов, хромититов и кимберлитов

Регион	Комплекс (массив)	Порода	Возраст популяций, млн лет	Литературный источник
1	2	3	4	5
Ботсвана, Южная Африка	Ксенолиты в кимберлитах	Мантйные перидотиты	2800; 235	[Kinny et al., 1989]
Срединно-Атлантический хребет	Разлом Кане	Габбро, оливиновые габбро	1623; 330	[Pilot et al., 1998]
Восточная Финляндия	Тр. Лахтойоки	Ксенокристы из кимберлитов	1715—2665 (21)	[Peltonen, Mantari, 2001]
Курильские острова, о. Шикотан, Россия	Шикотанский массив	Лерцолиты, пироксениты, габбро-пироксениты, габбронориты, габбро-диориты, диориты	2775—936 (55); 66.1—62.7 (2)	[Объяснительная записка..., Рыбак-Франко и др., 2006]
Полярный Урал, Россия	Войкаро-Сыньинский массив, рудопроявление Пайты	Хромититы	2552 (1); 622 (1); 585.3 (7)	[Савельева и др., 2006, 2007]
Полярный Урал, Россия	Войкаро-Сыньинский массив	Гарцбургиты	2050—2060*	
		Дуниты	1800—1900*	[Батанова и др., 2009]
		Пироксениты, хромититы	600	
Урал, Россия	Волковский массив	Габбро среднезернистые	1824 (1); 1698 (1); 603—336 (32)	[Краснобаев и др., 2007]
»	»	Оливиновые габбро	1693.5 (1); 1498.3 (1)	»
»	Черноисточнинский массив	Габбро	1239 (1)	»
Срединно-Атлантический хребет		Троктолиты	3126—3094 (3)	
	Район разлома Сьерра Леоне, впадина Маркова	Габбронориты	2855—2689 (5)	[Бортников и др., 2008]
		»	1843—1116 (7)	
		Троктолиты	728—259 (9)	
Витимское плато, Россия	Ксенолиты в базальтах	Гранат-шпинелевые перидотиты	1694—1161 (8); 532 (1); 296—264 (13); 183.4—138.8 (10)	[Салтыкова и др., 2008]
Урал, Россия	Кытлымский массив			
Корякия, Россия	Гальмаознанский массив	Дуниты, клинопироксениты	2800—2600 (4); 1494 (1); 790 (1)	[Кнаuf, 2008]
Урал, Россия	Сахаринский массив	Дуниты	1687—1517; 378—374 (38)	[Ферштатер и др., 2009]
Урал, Россия	Восточно-Хабаринский массив	Дуниты	2808—1911 (3); 1554—1343 (4)	»
Урал, Россия		Габбронориты	407—402	
Урал, Россия	Нижнетагильский массив	Дуниты	2852—2656 (7); 1608 (1); 585 (1)	[Малич и др., 2009]
»	Сахаринский массив	»	1687—1517 (3); 378—320 (6)	[Краснобаев и др., 2009]
»	Южно-Хабаринский массив	»	2808—1911 (2); 461—326 (9)	»
Срединно-Атлантический хребет		Лерцолиты	2238—1137 (10)	
	Разломы Долдраме, Сьерра-Леоне, Вернадского	Габбронориты	2409—1856 (5)	
		»	2712—100 (24)	[Сколотнев и др., 2010]
		Габбро рудные	2359—1887 (7)	
		Габбро	1409 (4)	
Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, Россия	Оленегорский массив, офиолитовая ассоциация	Габбро	2721; 2631; 2306; 1900; 1518; 1498; 64	[Цуканов, Сколотнев, 2010]

Урал, Россия	Нижнетагильский массив	Дуниты, габброиды	2852—2656; 1608; 585	[Ефимов, 2010]
Алданский щит, Россия	Кондерский массив	Дуниты	2473; 1885; 176; 143 (всего 24 зерна)	[Баданина, Малич, 2012]
Урал, Россия	Ключевской массив	Оливиновые пироксениты	~1700 (1); 490—390 (20)	[Иванов и др., 2012]
Южная Корея	Массив Баекдонг	Гарцбургиты, дуниты, метабазиты	2522—1846 (10); 403—32 (6); 856 (1)	[Oh et al., 2012]
Чукотка, Россия	Усть-Бельский массив	Габбро амфиболовое	819—775; 360.9; 317.2—312.0	[Леднева и др., 2012]
Западная Чукотка, Россия	Алучинский массив	Габбро	2698 (1); 1838 (1); 1794 (1); 273—283 (4); 89—91 (4)	[Ганелин и др., 2013]
Средний Урал, Россия	Сарановский массив	Серпентиниты аподунитовые	1559—1794 (13); 305—472 (14); 1889—1860 (4); 1026—1009 (3); 399.9—383.5 (2); 129.6—123.2 (3)	[Краснобаев и др., 2013]
Алданский щит, Россия	Кондерский массив	Дуниты		[Ронкин и др., 2013]

Примечание. Возраст цирконов из пород указанных в таблице комплексов определен U-Pb изотопным методом. В скобках указано количество проанализированных зерен.

* Re-Os изотопный метод.

ВЫВОДЫ

1. Березовский мафит-ультрамафитовый массив как составная часть мезозойской Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации является сложнопостроенным магматическим комплексом, где пространственно тесно сближены различные по вещественному составу, возрасту и генезису породные тела, в том числе протрузия ультрамафитов, прорывающий ее габброидный интрузив и расположенная вдоль их границ контактово-реакционная зона.

2. Протрузия сложена реститогенными ультрамафитами (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты и их серпентинизированные разновидности); контактово-реакционная зона — гибридными ультрамафитами (верлиты, клинопироксениты, габбро-пироксениты и др.) и гибридными габброидами (оливиновые габбронориты, троктолиты и др.); интрузив включает ортомагматические габброиды (габбронориты, габбро), которые у контактов с вмещающими породами сменяются амфиболовыми габбро, габбро-диоритами и диоритами, также имеющими гибридную природу.

3. Цирконы, присутствующие в массиве, как и в отдельно взятых образцах слагающих его пород, по возрасту варьируют в очень широких пределах: от ~3100—990 млн лет (архей—протерозой) к ~200—100 млн лет (мезозой) и до ~30—20 млн лет (палеоген—неоген).

4. Общая коллекция исследованных зерен циркона включает три генетических типа (реликтовые, ксеногенные и сингенетичные), отличающиеся не только по изотопному возрасту, но и по морфологии, осцилляторной зональности, интенсивности катодолюминесцентного свечения и в некоторых случаях по микроэлементному составу.

5. Значительный разброс значений изотопного возраста реликтовых и ксеногенных цирконов, как предполагается, обусловлен неравномерным «омоложением» изотопных систем их древних разновидностей, которые изначально присутствовали в субстрате верхнемантийного источника. Подобное «омоложение» реликтовых и ксеногенных зерен циркона, а также нарушения в их осцилляторной зональности и микроэлементном составе, вероятнее всего, были обусловлены влиянием более поздних мафитовых расплавов, сформировавших габброидный интрузив, входящий в состав Березовского массива.

6. Возраст подавляющего количества проанализированных цирконов, находящийся в интервале 170—150 млн лет (средний—поздний мел), соответствует времен формирования габброидного интрузива, который входит в состав Березовского массива.

7. Опыт изотопно-геохронологических исследований цирконов из пород Березовского массива свидетельствует о том, что определение возраста сложных мафит-ультрамафитовых комплексов на основе ограниченных коллекций зерен этого минерала по объективным причинам не может обеспечить корректное их датирование.

8. Изотопно-геохронологические и геохимические исследования цирконов из пород Березовского массива в целом согласуются с ранее предложенной геологической моделью его полигенного формирования, а также подтверждают опубликованные ранее данные о полихронности цирконов из других подобных массивов, а по некоторым аспектам дополняют их.

ЛИТЕРАТУРА

Баданина И.Ю., Малич К.Н. Полихронный возраст цирконов в дунитах из Кондерского массива (Алданская провинция, Россия) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы конференции. М., Изд-во ИГЕМ РАН, 2012, с. 49—52.

Батанова В.Г., Бригман Г.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Использование Re-Os изотопной системы для датирования мантийных процессов на примере офиолитовых комплексов // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т. 1. Екатеринбург, Изд-во ИГГ УрО РАН, 2009, с. 77—80.

Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А., Зингер Т.Ф., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, $5^{\circ}30.6'—5^{\circ}32.4'$ с.ш. (результаты SHRIMP-II, U-Pb датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов // ДАН, 2008, т. 421, № 2, с. 240—248.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутierrez-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А. Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1598—1614.

Ганелин А.В., Соколов С.Д., Лэйер П., Симонов В.А. Новые геохронологические данные о возрасте офиолитовых комплексов Западной Чукотки // ДАН, 2013, т. 451, № 1, с. 60—64.

Жаров А.Э. Аккреционная тектоника и геодинамика Южного Сахалина // Геотектоника, 2004, № 4, с. 45—63.

Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения платиноносного пояса Урала // Литосфера, 2010, № 5, с. 134—153.

Иванов К.С., Краснобаев А.А., Смирнов В.Н. Цирконовая геохронология Ключевского габбро-ультрабазитового массива и проблема возраста палеограницы Мохоровича на Среднем Урале // ДАН, 2012, т. 442, № 4, с. 516—520.

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Полихронность цирконов габброидов платиноносного пояса Урала и проблема докембрия Тагильского мегасинклинария // ДАН, 2007, т. 413, № 6, с. 785—790.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Бушарина С.В. Цирконология дунитов Южного Урала (Сахарнинский, Южно-Хабарнинский массивы) // ДАН, 2009, т. 426, № 4, с. 523—527.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Антонов А.В. Цирконология дунитов сарановского хромитиноносного ультрамафитового комплекса (Средний Урал) // ДАН, 2013, т. 451, № 1, с. 81—86.

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В., Кононкова Н.Н., Ишиватары А. U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия, 2012, № 1, с. 48—59.

Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 2, с. 71—78.

Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, 24 с.

Леснов Ф.П. Структура и состав мафит-ультрамафитовых массивов как свидетельство их полигенного формирования // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т. 2. Екатеринбург, Изд-во ИГГ УрО РАН, 2009а, с. 20—23.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009б, 190 с.

Леснов Ф.П. Полихронные цирконы из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива (Восточно-Сахалинская офиолитовая ассоциация): результаты детальных SHRIMP-II и U-Pb исследований // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерогения. Улан-Удэ, Изд-во ГИ СО РАН, 2012, с. 90—94.

Леснов Ф.П., Степашко А.А., Речкин А.Н., Гальварсен В.Г. Структурная позиция, строение и состав мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации // Тектоника и глубинное строение востока Азии. 6-е Косыгинские чтения. Хабаровск, Изд-во ИТиГ ДВО РАН, 2009, с. 202—205.

Леснов Ф.П., Гальварсен В.Г., Цимбалист В.Г., Титов А.Т. Первые данные об U-Pb изотопном датировании и коренной платиноносности Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // ДАН, 2010, т. 433, № 6, с. 792—795.

Лободенко И.Ю. Голоценовые тектонические нарушения (палеосейсмодислокации) в зонах Хоккайдо-Сахалинского и Центрально-Сахалинского разломов: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., МГУ, 2010, 18 с.

Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb-изотопный возраст циркона дунитов Нижнетагильского массива (платиноносный пояс Урала) // ДАН, 2009, т. 427, № 1, с. 101—105.

Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Курильская. Лист К-55-III, (II) (Малокурильское) / Ю.В. Рыбак-Франко, В.Г. Гальверсен, В.В. Удодов. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2006, 157 с.

Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Сахалинская. Лист М-54-XXIV (Первомайск) / В.Г. Гальверсен. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009, 150 с.

Рождественский В.С. Тектоническое развитие о. Сахалин // Тихоокеанская геология, 1987, № 3, с. 42—51.

Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Родионов Н.В., Маслов А.В. U-Pb-датирование системы «бадделлит—циркон» платиноносного дунита Кондёрского массива (Алданский щит): новые данные // ДАН, 2013, т. 450, № 5, с. 579—585.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Орихаши Юджи, Лобанов К.В., Вишневский А.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н., Суслов П.В., Бережная Н.Г. Тектономагматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург, Изд-во ИГГ УрО РАН, 2006, с. 160—164.

Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. Вендские тектономагматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромитов // Геотектоника, 2007, № 2, с. 23—33.

Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье) // Зап. ВМО, 2008, часть CXXXVII, № 3, с. 1—22.

Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике: геотектонические следствия // Геотектоника, 2010, № 6, с. 24—59.

Слодкевич В.В. Альпинотипная габбро-перидотитовая формация Сахалина // Магматизм и формации дна морей, островных дуг и континентальных окраин. Ч. 2. Владивосток, Изд-во СахКНИИ ДВО АН СССР, 1977, с. 86—98.

Слодкевич В.В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 10. Новосибирск, Наука, 1976, с. 53—63.

Степашко А.А., Леснов Ф.П. Ультрамафиты Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации: состав, гетерогенность, геодинамика формирования // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Эколого-экономические проблемы природопользования. Вып. 12. Кызыл, Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2012, с. 95—114.

Туркина О.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н. U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные характеристики детритовых цирконов из метаосадков Онотского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1581—1597.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Левин В.Я., Холоднов В.В. Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 539—558.

Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Данные SHRIMP U-Pb исследований цирконов из габбро офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский (Восточная Камчатка) // Вестн. Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Сер. науки о Земле, 2010, № 2, вып. 15, с. 78—85.

Anders E., Gravesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, v. 53, p. 197—214.

Burnham A.D., Berry A.J. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as function of oxygen fugacity // Geochim. Cosmochim. Acta, 2012, v. 95, p. 196—212.

Davis D.W., Williams I.S., Krogh T.E. Historical development of zircon geochronology // Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. V. 53 / Eds. J.M. Hancher, P.W.O. Hoskin. Mineral. Soc. Amer. Geochem. Soc. 2003, p. 145—181.

Evenson N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, p. 1199—1212.

Hinton R.W., Upton G.J. The chemistry of zircon: variation within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, p. 3287—3302.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. V. 53 / Eds. J.M. Hancher, P.W.O. Hoskin. Mineral. Soc. Amer. Geochem. Soc. 2003, p. 26—62.

Kinny P.D., Composton J., Bristow J.W., Williams I.S. Archaean mantle xenocrysts in a Permian kimberlite: two generations of kimberlitic zircon in Jwaneng DK2, southern Botswana // *Kimberlites and related rocks* / Ed. J. Ross. Geol. Soc. Austr. Spec. Publ. Blackwell, Melbourne, 1989, p. 833—842.

Knauf O. The age of dunite-clinopyroxenite core of Kytlym and Galmoenan zonal Ural-type massifs by U-Pb data of zircons // 33rd International Geological Congress. Abstracts. Oslo, 2008, p. 105—107.

Lesnov F.P. Rare earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals. Minor and accessory minerals. Publishing House Taylor & Francis Group. London, UK; Leiden, Netherlands, 2012, 322 p.

Oh C.W., Seo J., Choi S.G., Rajesh V.J., Lee J.H. U-Pb SHRIMP zircon geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of the Neoproterozoic Baekdong ultramafic rocks in the Hongseong Collision Belt, South Korea // *Lithos*, 2012, v. 128—131, p. 100—112.

Peltonen P., Manttari I. An ion microprobe U-Th-Pb study of zircon xenocrysts from the Lahtojoki kimberlite pipe, Eastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*, 2001, v. 73, № 1—2, p. 47—58.

Pilot J., Werner C.-D., Haubrich F., Bauman N. Paleozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*, 1998, v. 393, p. 676—679.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // *Int. J. Geosci.*, 2012, v. 3, № 2, p. 289—296.

*Рекомендована к печати 29 января 2015 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 28 декабря 2013 г.,
после доработки — 8 декабря 2014 г.*