

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 549.514.81+549.383+550.4+571.642

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАФНИЯ В ЦИРКОНАХ ИЗ ПОРОД БЕРЕЗОВСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА И УСЛОВИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ (о. САХАЛИН)

Ф.П. Леснов¹, И.Н. Капитонов², С.А. Сергеев²

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия

Исследованы морфолого-оптические, геохимические, U-Pb изотопно-геохронологические и Hf-изотопные свойства цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива, входящего в состав Восточно-Сахалинской мезозойской офиолитовой ассоциации. Массив состоит из протрузии ультрамафитов, прорывающего ее габброидного интрузива, расположенной вдоль их границы контактово-реакционной зоны, а также контактово-реакционной зоны, между габброидным интрузивом и вмещающими толщами. В составе массива выделены реститогенные и гибридные ультрамафиты, ортомагматические, а также гибридные габброиды. Кристаллы циркона, извлеченные из проб некоторых пород массива, разделены на четыре различных по возрасту и генезису популяции (реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические). Они отличаются по морфологии, катодолюминесцентным и геохимическим свойствам, а также по изотопному возрасту и изотопии Hf. Кристаллы реликтовых и ксеногенных цирконов имеют преимущественно округленные в результате резорбирования формы. Им свойственно катодолюминесцентное свечение низкой интенсивности, они часто лишены осцилляторной зональности. Кристаллы сингенетических и эпигенетических цирконов отличаются хорошо проявленной кристаллографической огранкой, умеренным до интенсивного катодолюминесцентным свечением и ритмичной осцилляторной зональностью. Значения изотопного возраста исследованных цирконов варьируют в интервале от ~3 100 до ~20 млн лет. Реликтовые и ксеногенные цирконы, содержащиеся в гибридных ультрамафитах и гибридных оливиновых габброидах, показали более древний, преимущественно докембрийский возраст. В свою очередь, сингенетические цирконы из ортомагматических габброидов имеют раннеюрско-меловой возраст, а эпигенетические цирконы – преимущественно позднемеловой возраст. Исследованные цирконы неоднородны по изотопному составу Hf. Наиболее низкое значение параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{Lu}_{\text{COP}}}$ (0,280771) определено в самом древнем реликтовом кристалле (3 096 млн лет). В сингенетических цирконах, имеющих возраст в интервале 167–159 млн лет, определены более высокие значения параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{Lu}_{\text{COP}}}$ (0,283105–0,283219). В наиболее древнем реликтовом цирконе параметр $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ имеет значение –0,6, в остальных реликтовых цирконах значения этого параметра изменяются в интервале от –15,9 до +16,8. Сингенетические цирконы характеризуются очень высокими положительными значениями этого параметра: от +15,0 до +19,0. Полученные результаты комплексных исследований цирконов из пород Березовского массива позволили более строго обосновать предложенную ранее модель его полихронного и полигенного формирования.

Ключевые слова: цирконы, геохимия, U-Pb изотопный возраст, изотопия Hf, ультрамафитовые реститы, габброиды, офиолиты, о. Сахалин.

Введение

Дискуссия о генезисе сложных мафит-ультрамафитовых массивов, широко распространенных в разновозрастных складчатых областях, в том числе входящих в состав офиолитовых ассоциаций, продолжается на протяжении многих десятилетий. Особенно актуальными остаются такие вопросы, как пространственно-временные взаимоотношения между телами ультрамафитов и габброидов, условия образования такситовых (полосчатых) их разновидностей, а также изотопный возраст этих массивов. В последние десятилетия при изучении петрологии

магматических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, помимо классических структурно-геологических, петрографических и петрохимических методов, все чаще используются новейшие геохимические, изотопные и изотопно-геохронологические методы анализа пород и минералов [Изотопное датирование... 2015]. Одним из важных направлений в этих исследованиях является определение изотопного возраста акцессорных цирконов U-Pb методом в комплексе с анализом соотношений в них изотопов Hf.

Березовский массив, входящий в состав Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации, относит-

ся к числу особенно благоприятных объектов для проведения таких исследований. Ранее по результатам геолого-структурных, петрографических, петрохимических и отчасти минералого-геохимических исследований было установлено, что в строении этого массива принимают участие тесно сближенные в пространстве, но генетически автономные тела различного петрографического состава: 1) протрузия, сложенная ультрамафитовыми реститами; 2) прорывающий ее габброидный интрузив; 3) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ протрузии и габброидного интрузива и сложенная гибридными ультрамафитами и габброидами, обычно содержащими оливин; 4) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ габброидного интрузива с вмещающими толщами и сложенная гибридными габброидами, часто содержащими амфибол и кварц [Леснов, 2015; Lesnov, 2017]. В данной работе представлены результаты детальных морфолого-оптических, геохимических, изотопно-геохронологических (U-Pb метод) и Hf-изотопных исследований цирконов из пород обозначенного массива.

Методы исследований

Определение содержания главных компонентов в цирконах (рентгеноспектральный метод с использованием электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8100) и анализы их микроэлементного состава (метод LA ICP-MS с использованием масс-спектрометра «Element» с лазерной приставкой UP-213, Nd:YAG, геохимический стандарт NIST-612) выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Определение изотопного возраста цирконов (U-Pb метод с использованием вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP II (стандарты «TEMORA» и «91500») выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Schuth et al., 2012]. Кроме того, с применением сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 были получены данные о морфологии кристаллов циркона и их катодоллюминесцентных свойствах. Анализы изотопного состава Hf и ряда других элементов-примесей в цирконах также были выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) с использованием тех же препаратов, в которых ранее U-Pb методом был определен их изотопный возраст. Анализы изотопного состава Hf выполнены методом LA ICP-MS с применением мультиколлекторного масс-спектрометра ThermoFinnigan Neptune (лазер COMPEX-102, 193 нм ArF, система абляции DUV-193). Конфигурация коллекторов позволила одновременно регистрировать изотопы ^{172}Yb , ^{174}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf . Для коррекции масс-дискриминации исполь-

зовали одно нормализующее отношение – $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Корректное значение ^{176}Hf получено путем вычитания ^{176}Yb и ^{176}Lu (измерялись свободные от наложений линии ^{172}Yb и ^{175}Lu). Диаметр кратеров от луча лазера составлял ~ 50 мкм при глубине 20–40 мкм. За период измерений средние значения параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандартов циркона составили $0,282701 \pm 35$ (Temora, n=6), $0,282497 \pm 27$ (Mud Tank, n=5), $0,282009 \pm 23$ (GJ-1, n=7). Указанные значения соответствуют опубликованным значениям для соответствующих стандартов: Temora – $0,282680 \pm 24$ [Woodhead et al., 2004], Mud Tank – $0,282504 \pm 44$ [Woodhead, Hergt, 2005] и GJ-1 – $0,282015 \pm 19$ [Elhlou et al., 2006]. Все ошибки приведены на уровне 2σ. При обработке результатов измерений принята постоянная распада $^{176}\text{Lu} = 1,865 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ [Scherer et al., 2001]. Для расчета значений Hf использованы хондритовые значения: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ [Bouvier, Vervoort, Patchett, 2008].

Модельный Hf-возраст цирконов был определен относительно деплетированной мантии (DM) с такими параметрами: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ [Chauvel, Blichert-Toft, 2001]. Поскольку модельный возраст циркона ($T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$) представляет минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, был рассчитан также более реалистичный двухстадийный возраст T_{Hf}^{C} , полученный проецированием инициального значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ циркона к линии деплетированной мантии с использованием среднего значения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ [Griffin et al., 2000].

Геология, петрографическая и геохимическая характеристика массива

Березовский массив расположен в восточных отрогах Центрального хребта о. Сахалин на водоразделах рек Зловещая, Герань и Березовка (координаты по центру массива – $49^{\circ}50'$ с.ш., $143^{\circ}50'$ в.д.). Он имеет размеры $1,5 \times 4,5$ км и обнажается на площади $6,7 \text{ км}^2$, из которых около 90 % приходится на ультрамафиты, остальная часть – на габброиды (рис. 1). На некотором удалении от массива расположен ряд небольших тел мафит-ультрамафитового состава, которые, по-видимому, являются его тектонически отторженцами. Массив залегает среди неоднородных по вещественному составу и сложно дислоцированных терригенно-вулканогенных образований предположительно домелового возраста, которые расчленены на залегающую в основании разреза богатынскую свиту и перекрывающую ее раkitинскую свиту. Богатынская свита представлена метавулканитами основного и среднего состава (трахиандезиты, андезиты, трахиандезиты, их туфы, туфобрекчии, туффиты, прослой песчаников и алевролитов), ее мощность оценивается в 800–900 м. Более широко в районе массива распространены отложе-

ния раkitинской свиты, которые представлены пирокластами пестрого состава, переслаивающимися с яшмами, известняками и радиоларитами, их мощность оценивается в 1 400 м.

Массив, как и обрамляющие его толщи, расчленен разломами на ряд блоков различного размера и формы, испытавших разнонаправленные смещения. Первичные контакты массива с вмещающими его отложениями почти повсеместно нарушены разломами. Вдоль разломов наблюдаются зоны интенсивно динамометаморфизованных и гидротермально измененных пород мощностью в сотни метров.

В картировочных канавах было установлено, что плоскости сместителей разломов, проходящих вдоль восточного и западного контактов массива, наклонены к востоку под углами от 80° на его северном фланге до 25° – на южном. Вдоль тектонических контактов массива с вмещающими отложениями наблюдались маломощные зоны альбит-карбонат-цоизитовых и цоизит-тальк-хлоритовых пород. В ультрамафитах вблизи от контактов с габброидами распространены жилы габброидов и пироксенитов, а в самих габброидах нередко наблюдались ксенолиты ультрамафитов (рис. 2).

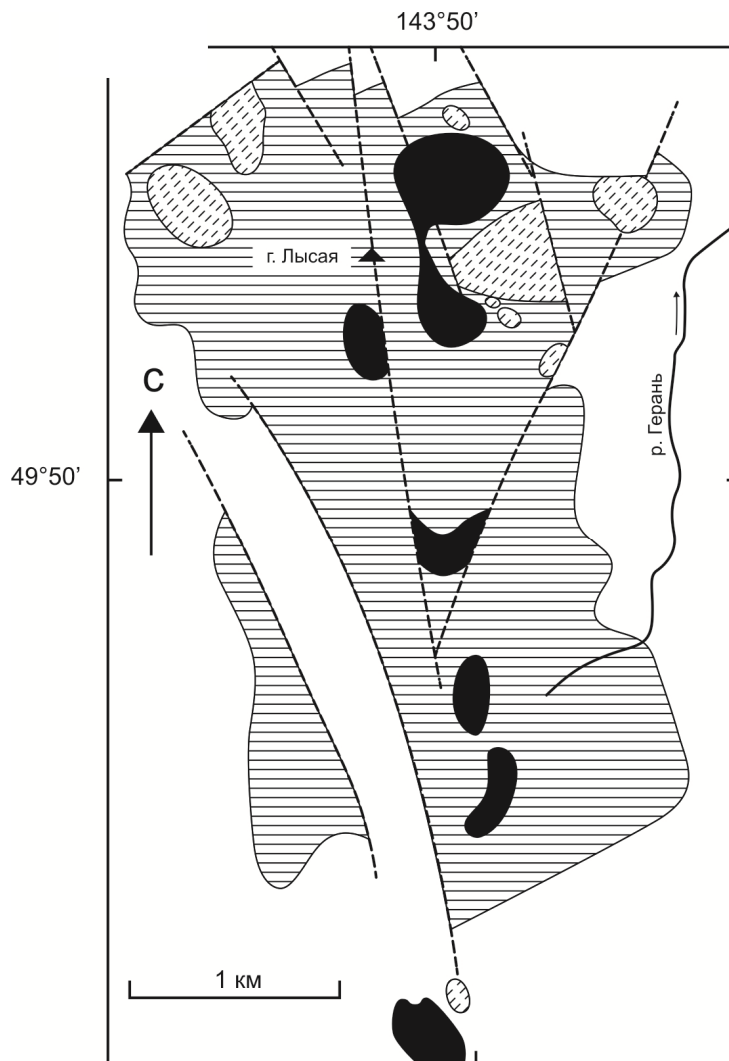


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Березовского массива

Черным цветом обозначены реститогенные ультрамафиты: лерцолиты, гарцбургиты, дуниты и их серпентинизированные разновидности; горизонтальной штриховкой – гибридные ультрамафиты (верлиты, пироксениты и их плагиоклазсодержащие разновидности) и габброиды (оливиновые габбро, троктолиты); наклонным штрих-пунктирным крапом – ортомагматические (габбронориты и габбро) и гибридные (амфиболовые и кварцсодержащие габбро, габбро-диориты, диориты) габброиды

Fig. 1. Schematic geological map of the Berezovskii massif

Black denotes restitogenic ultramafic rocks: lherzolite, harzburgite, dunite and their serpentinized species; horizontal hatching – hybrid ultramafic rocks (wehrlite, pyroxenite and their plagioclase-containing varieties) and gabbroids (olivine gabbro, troctolite); inclined dash-dotted crap – orthomagmatic (gabbronorite and gabbro) and hybrid (amphibole and quartz-containing gabbro, gabbro-diorite, diorite) gabbroids

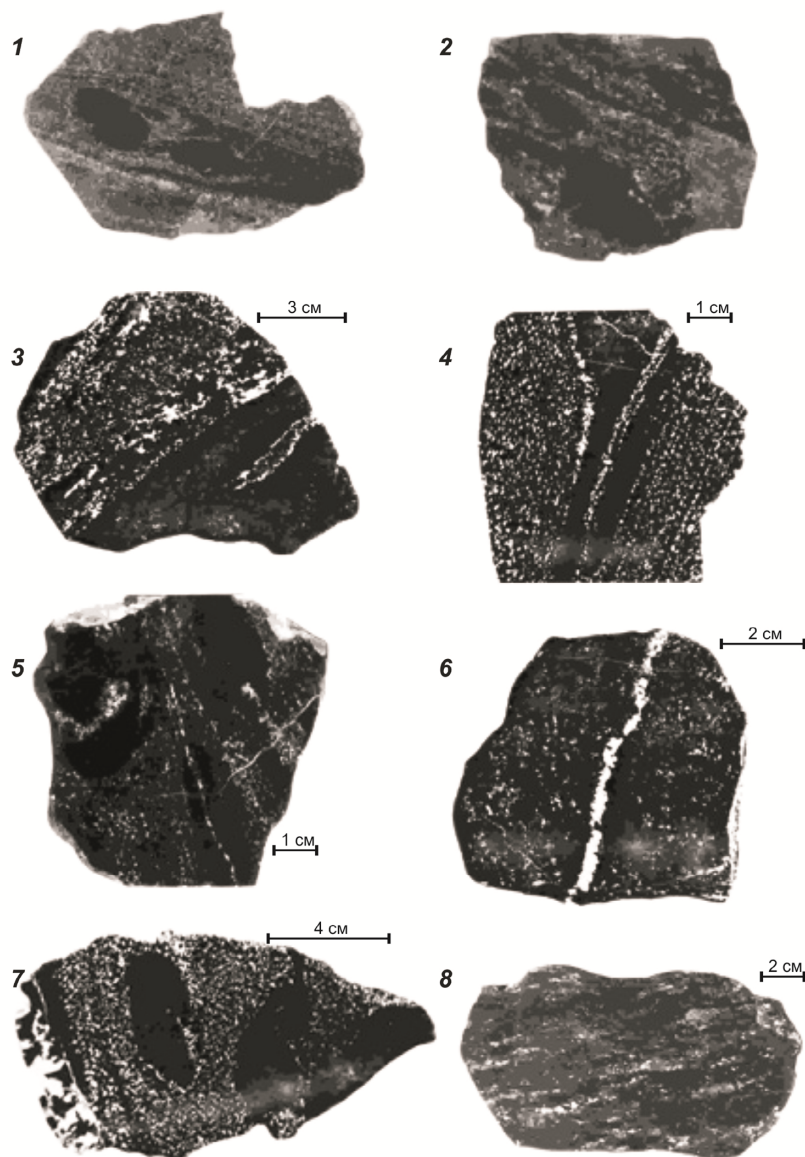


Рис. 2. Фотографии срезов образцов ультрамафитов и габброидов из контактово-реакционной зоны Березовского массива

1, 2 – тонкополосчатые оливиносодержащие габбро с мелкими линзовидными ксенолитами серпентинизированного перидотита (уменьшено в 2,2 раза); 3 – выклинивающиеся жилы меланократового оливинового габбро, инъецирующие серпентинит, в котором содержатся порфиробласты клинопироксена и плагиоклаза, при этом в габбро присутствуют мелкие ксенолиты серпентинита; 4 – тонкополосчатое меланократовое оливиновое габбро с линзообразным ксенолитом серпентинита, содержащего порфиробласты и прожилки плагиоклаза; 5 – меланократовое оливиновое габбро с полосовидными и клинообразными ксенолитами серпентинитов; в центре образца находится ксенолит, который пересекается прожилком плагиоклаз-пироксенового состава; 6 – плагиоверлит с реликтовыми фрагментами серпентинита и более поздним прожилком анортозита, содержащего порфиробласты клинопироксена; 7 – оливиновое габбро с округленными ксенолитами серпентинитов, которые секутся прожилками габбро; в левой части образца оливиновое габбро и содержащийся в нем ксенолит серпентинита секутся жилой пегматоидного габбро; 8 – плагиоверлит с полосчатой текстурой, обусловленной субпараллельно ориентированными мелкими реликтовыми ксенолитами апоперидотитового серпентинита, содержащего порфиробласты клинопироксена и плагиоклаза

Fig. 2. Photos of sections of samples of ultramafic rocks and gabbroids from the contact-reaction zone of the Berezovskii massif

1, 2 – thin-banded olivine-containing gabbros with small lenticular xenoliths of serpentinized peridotite (reduced by 2.2 times); 3 – wedging veins of melanocratic olivine gabbro, injecting serpentinite, which contains clinopyroxene and plagioclase porphyroblasts, while small xenoliths of serpentinite are present in the gabbro; 4 – thin-banded melanocratic olivine gabbro with lenticular xenolith of serpentinite, containing porphyroblasts and veins of plagioclase; 5 – melanocratic olivine gabbro with banded and wedge-shaped xenoliths of serpentinites; in the center of the sample is the xenolith, which is intersected by a vein of plagioclase-pyroxene composition; 6 – plagioclase-bearing wehrlite with relict fragments of serpentinite and a later vein of anorthosite, containing clinopyroxene porphyroblasts; 7 – olivine gabbro with rounded xenoliths of serpentinites, which are split by veins of gabbro; in the left part of the sample, the olivine gabbro and the serpentinite xenolite contained in it split through the residential pegmatoid gabbro; 8 – plagioclase-bearing wehrlite with banded texture caused by subparallel oriented small relic xenoliths of apoperidotitic serpentinite containing clinopyroxene and plagioclase porphyroblasts

Среди породных разновидностей, слагающих Березовский массив, выделен ряд петрогенетических типов. Относительно однородные по структуре, текстуре и количественно-минеральному составу и в различной мере серпентинизированные реститогенные гарцбургиты, лерцолиты, реже дуниты, а также образованные по ним серпентиниты слагают протрузию ультрамафитов. Слабо эродированный габброидный интрузив, прорывающий протрузию ультрамафитов, сложен ортомагматическими габброидами, представленными безоливиновыми габброноритами, габбро и реже норитами, которые имеют относительно однородный количественно-минеральный состав и массивную структуру. Значительная по мощности контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ ультрамафитовой протрузии и прорывающего ее интрузива габброидов, сложена перемежающимися телами гибридных (парамагматических) ультрамафитов и оливинсодержащих габброидов. Гибридные ультрамафиты представлены неоднородными по количественно-минеральному составу и текстуре плагиоперидотитами, вебстеритами, ортопироксенитами, клинопироксенитами и их оливин- и плагиоклазсодержащими разновидностями. Гибридными ультрамафитами сложены также ксенолиты, находящиеся среди габброидов (см. рис. 2).

Гибридные габброиды представлены оливиновыми и оливинсодержащими мезо-, мелано- и лейкократовыми габбро и габброноритами, реже – троктолитами и анортозитами, которые характеризуются неоднородным количественно-минеральным составом и такситовыми, в том числе параллельно-полосчатыми текстурами. Контакттово-реакционная зона, расположенная вдоль границ между габброидным интрузивом и вмещающими породами, сложена другой группой гибридных габброидов, которые представлены амфибол- и кварцсодержащими габбро, габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, значительно варьирующими по количественно-минеральному составу и часто имеющими такситовые текстуры.

Ксенолиты гибридных ультрамафитов, находящиеся среди габброидов, апофизы габброидов и пироксенитов в ультрамафитах, а также контактово-реакционная зона, отделяющая протрузию ультрамафитов от габброидного интрузива, рассматриваются в качестве важнейших свидетельств более позднего формирования габброидного интрузива по отношению к ультрамафитовой протрузии. Широкое распространение в составе массива гибридных ультрамафитов и габброидов свидетельствует об очень активном воздействии сформировавшего габброидный интрузив мафитового расплава и его флюидов как на породы ультрамафитовой протрузии, так и на породы вмещающих терригенно-вулканогенных толщ. С учетом указанных геолого-структурных и

петрографических признаков Березовский мафит-ультрамафитовый массив отнесен нами к категории полихронных и полигенных [Леснов, 2015].

Геохимические исследования Березовского массива показали, что слагающие его породы характеризуются неравномерными и сравнительно низкими содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ), основным концентратором изоморфной примеси которых является клинопироксен. Суммарные содержания РЗЭ в породах изменяются в следующих пределах (г/т): гарцбургиты (0,97–1,97), лерцолиты (0,32–3,65), плагиолерцолиты, верлиты и плагиоверлиты (0,41–3,95), вебстериты и оливиновые вебстериты (2,05–15,0), габбро и габбронориты (0,65–8,59), анортозиты (0,57). Хондрит-нормированные содержания РЗЭ в породах массива варьируют от значений, примерно на порядок уступающих их содержаниям в хондрите CI, до незначительно превышающих последние. Наблюдаемые в некоторых образцах ультрамафитов и габброидов аномально высокие содержания легких РЗЭ, как предполагается, обусловлены присутствием в этих породах переменных количеств неструктурной примеси данных элементов, сосредоточенной в межзерновых и внутризерновых микротрещинах [Леснов, 2015].

Морфологические и катодолюминесцентные свойства цирконов

Кристаллы циркона из пород Березовского массива значительно варьируют по размеру и морфологии, по интенсивности катодолюминесцентного свечения и по характеру осцилляторной зональности. Размер кристаллов по длинной оси колеблется от 50 до 400 мкм при преобладании их разновидностей длиной 50–200 мкм. Значения коэффициента удлинения кристаллов изменяются в интервале 1–4 с преобладанием значений 1–2,5. Исследованные кристаллы циркона имеют различную морфологию, что особенно отчетливо видно при сравнении их реликтовых и ксеногенных разновидностей, с одной стороны, и кристаллов, рассматриваемых в качестве сингенетических и эпигенетических, – с другой (рис. 3). Подавляющая часть реликтовых и ксеногенных кристаллов имеет округленные формы вплоть до полного отсутствия кристаллографической огранки, а также шероховатую поверхность. Цирконы такой формы преимущественно встречались в гибридных пироксенитах и габбро-пироксенитах.

Предполагается, что эти кристаллы подверглись различному по интенсивности резорбированию под влиянием более позднего мафитового расплава и его флюидов. В свою очередь, сингенетические и эпигенетические кристаллы циркона почти всегда имеют хорошо выраженную кристаллографическую огранку.

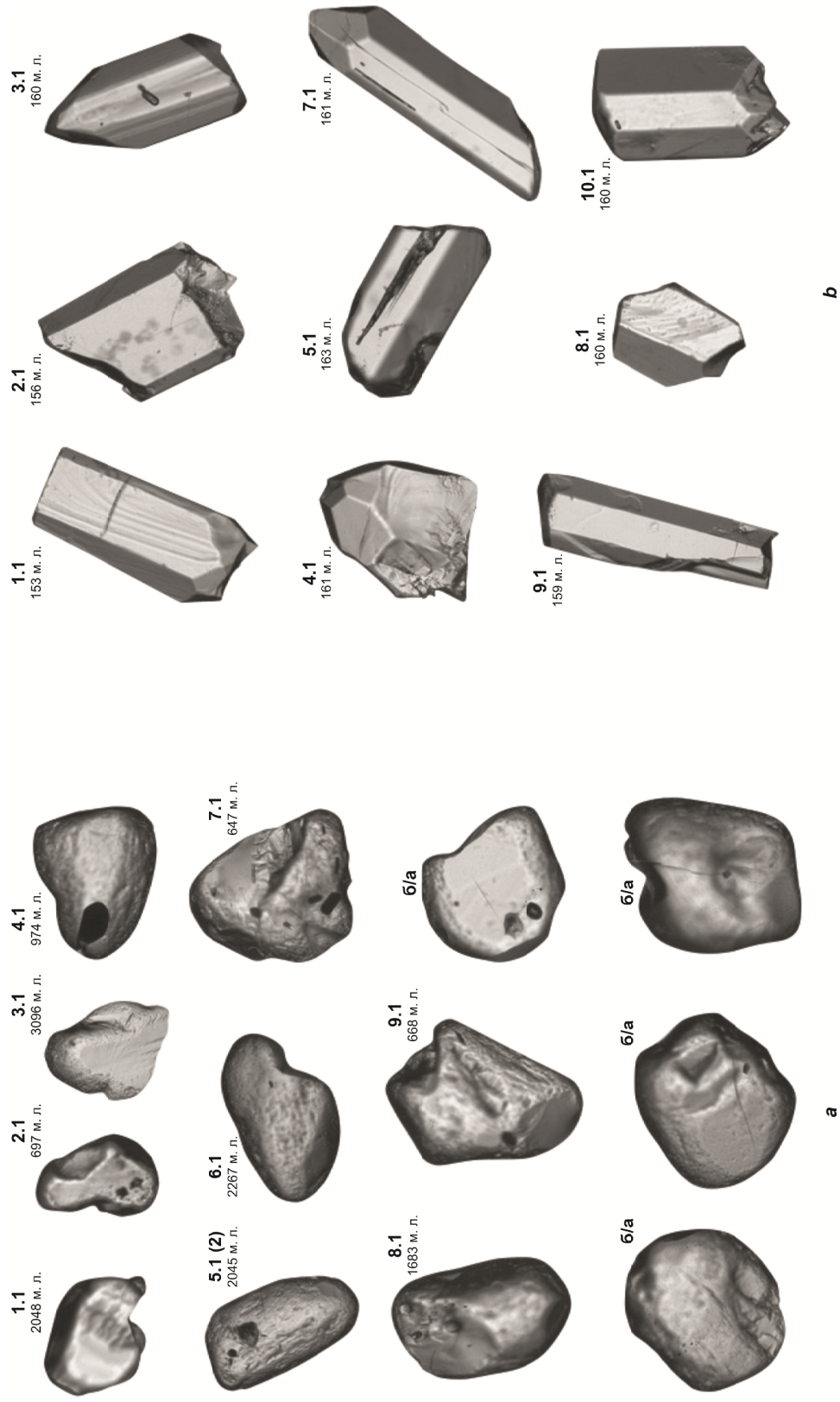


Рис. 3. Морфология кристаллов циркона из пород Березовского массива

a – реликтовые кристаллы из пироксенита (обр. 1597); *b* – сингенетические кристаллы из габбро-диорита (обр. 1658). Микрофотографии выполнены в оптическом режиме ($\times 100$). Цифрами обозначены номера кристаллов, а также их изотопный возраст в миллионах лет (м. л.); б/а – возраст не определялся

Fig. 3. Morphology of zircon crystals from rocks of the Berezovskii massif

a – relict crystals from pyroxenite (sample 1597); *b* – syngenetic crystals from gabbro-diorite (sample 1658). Microphotographs are made in optical mode ($\times 100$). The digits denote the numbers of the crystals, as well as their isotopic age in millions of years (m. l.); b/a – the age was not determined

Реликтовые и ксеногенные кристаллы циркона отличаются от сингенетических и эпигенетических кристаллов также по их изображениям в катодолюминесцентном режиме и характеру осцилляторной зональности. В своем большинстве реликтовые и ксеногенные кристаллы характеризуются низкоинтенсивным катодолюминесцентным свечением вплоть до его полного отсутствия, а также редко наблюдаемой осцилляторной зональностью. В тех случаях, когда такая зональность в них наблюдается, она имеет нерегулярный или пятнистый характер, при этом осцилляторные зоны обычно дисконкордантны по отношению к кристаллографической огранке кристаллов. Сингенетические и эпигенетические кристаллы циркона, наоборот, в подавляющем большинстве случаев обладают умеренным до интенсивного катодолюминесцентным свечением и хорошо проявленной осцилляторной зональностью,

конкордантной по отношению к их кристаллографической огранке.

Химический состав и геохимия цирконов

Результаты анализов общего химического состава цирконов из пород массива, выполненных рентгеноспектральным методом, свидетельствуют о том, что содержания главных компонентов изменяются в них в следующих пределах (мас. %): SiO_2 (32,2–33,1), ZrO_2 (64,0–66,2), HfO_2 (0,01–2,15), при этом повышенные содержания последнего из компонентов преимущественно наблюдались в цирконах из габброидов (табл. 1). Значения параметра $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ в минерале варьируют в интервале 29,9–78,9. Вариации значений этого параметра наблюдались и в разных кристаллах из одного образца породы.

Таблица 1
Химический состав цирконов из представительных образцов пород Березовского массива, мас. %

Table 1
Chemical composition of zircons from representative samples of rocks of the Berezovskii massif, wt %

№ обр.	№ зерна	Порода	SiO_2	ZrO_2	HfO_2	UO_2	ThO_2	Ce_2O_3	Yb_2O_3	Y_2O_3	Сумма	$\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$	UO_2/ThO_2
1607	4,1	Габбро-пироксенит	32,70	65,52	1,16	0,054	0,073	Н.о.	0,148	0,139	99,79	56,6	0,74
	5,1		32,66	64,77	1,56	0,091	0,021	0,004	0,019	0,068	99,19	41,6	4,33
	6,1		32,36	65,12	1,87	0,024	Н.о.	0,036	Н.о.	0,063	99,47	34,9	Н.д.
	7,1		32,47	65,41	1,72	0,226	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,83	38,1	Н.д.
	8,1		32,99	65,26	1,55	Н.о.	0,025	0,008	0,177	0,229	100,24	42,2	Н.д.
	9,1		32,53	65,70	1,85	0,08	0,014	Н.о.	Н.о.	Н.о.	100,17	35,5	5,71
	10,1		32,97	64,54	1,87	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,38	34,4	Н.д.
1610-2	1,1	Габбро-пироксенит	32,90	64,36	1,60	0,042	0,096	0,056	Н.о.	0,121	99,18	40,2	0,44
	2,1		32,57	64,87	1,22	0,111	0,073	0,016	0,137	0,403	99,40	53,0	1,52
	3,1		32,50	64,52	1,14	0,011	0,066	0,08	0,263	0,550	99,13	56,6	0,17
	4,1		32,67	64,95	1,28	0,072	Н.о.	0,064	0,104	0,339	99,48	50,6	Н.д.
	5,1		32,56	64,87	1,13	0,140	0,142	0,040	0,106	0,240	99,23	57,5	0,99
	6,1		32,30	65,09	1,18	0,173	0,130	0,068	0,166	0,522	99,63	55,1	1,33
	9,1		32,62	65,36	1,39	0,018	Н.о.	Н.о.	0,007	0,047	99,44	47,1	Н.д.
	10,1		32,64	65,16	1,80	0,058	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,034	99,69	36,1	Н.д.
1604	1,1	Габбронорит оливиновый	32,80	65,14	1,16	0,112	Н.о.	0,008	Н.о.	0,037	99,26	56,0	Н.д.
	2,1		32,69	65,82	1,25	0,022	0,105	Н.о.	Н.о.	0,058	99,95	52,8	0,21
	3,1		32,43	64,52	1,37	0,287	0,288	0,127	0,080	0,292	99,39	47,2	1,00
	4,1a		32,61	65,53	1,37	0,062	Н.о.	0,044	0,045	0,139	99,80	47,8	Н.д.
	4,1б		32,70	66,21	1,36	Н.о.	0,022	0,091	Н.о.	0,038	100,42	48,9	Н.д.
	5,1		33,01	65,48	1,48	Н.о.	0,017	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,99	44,3	Н.д.
	6,1		32,39	65,17	1,82	0,210	0,106	Н.о.	Н.о.	0,203	99,90	35,9	1,98
	7,1		32,65	65,03	2,09	0,046	0,052	Н.о.	0,069	0,094	100,00	31,1	0,89
	8,1		32,67	64,89	2,03	0,132	Н.о.	Н.о.	0,039	Н.о.	99,76	31,9	Н.д.
1596-A1	1,1	Габброид	32,47	65,08	1,76	0,003	0,027	0,099	Н.о.	Н.о.	99,44	36,9	0,11
	2,1		32,76	65,18	1,74	Н.о.	0,044	0,024	Н.о.	0,009	99,76	37,6	Н.д.
	3,1		32,26	65,25	2,04	0,194	Н.о.	0,004	0,028	0,165	99,94	32,0	Н.д.
	4,1		33,11	65,27	1,45	Н.о.	0,023	Н.о.	0,100	0,297	100,25	44,9	Н.д.
	4,2		32,64	65,26	1,31	0,108	0,020	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,34	36,3	5,40
1596-6	1,1	Габброид	32,60	64,89	1,79	0,053	0,055	0,080	Н.о.	0,037	99,51	49,7	0,96
	2,2		32,44	64,72	1,62	Н.о.	0,008	Н.о.	0,014	0,063	98,87	40,0	Н.д.
	3,1		32,52	65,68	1,18	0,101	0,080	Н.о.	Н.о.	0,071	99,63	55,5	1,26
	5,1		32,43	65,76	1,64	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,83	40,0	Н.д.
1595	1,1	Габброид	32,32	65,78	1,77	0,058	0,020	Н.о.	0,031	0,069	100,05	37,2	2,90
	2,1		32,29	65,90	0,86	0,045	0,016	0,132	0,126	0,320	99,69	78,9	2,81
	3,1		32,58	65,23	1,78	0,082	Н.о.	0,060	0,026	0,023	99,78	36,7	Н.д.
			32,46	64,26	2,15	Н.о.	0,031	0,008	0,015	Н.о.	98,92	29,9	Н.д.

Окончание табл. 1

№ обр.	№ зерна	Порода	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	UO ₂	ThO ₂	Ce ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Сумма	ZrO ₂ /HfO ₂	UO ₂ /ThO ₂
	4,1		32,55	65,08	1,42	0,079	0,038	0,056	0,077	0,093	99,39	45,8	2,08
	5,1		32,57	64,28	1,88	0,067	0,021	0,024	0,132	0,173	99,15	34,2	3,19
	6,1a		32,42	65,49	1,47	0,035	0,037	0,028	Н.о.	Н.о.	99,48	44,5	0,95
	6,1б		32,53	65,37	1,27	0,068	0,042	Н.о.	0,038	0,049	99,37	51,5	1,62
1651	1,1	Габбро-диорит	32,32	64,87	1,26	0,014	0,027	0,016	0,099	0,302	98,91	51,4	0,52
	2,1		32,45	64,00	1,88	0,0244	Н.о.	Н.о.	0,058	0,246	98,66	34,0	Н.д.
	3,1		32,55	64,65	1,19	0,042	0,015	Н.о.	0,128	0,363	98,94	54,3	2,80
	5,1		32,58	65,26	1,26	0,008	0,073	Н.о.	0,090	0,224	99,50	51,6	0,11
	6,1		32,40	64,68	1,29	0,135	0,098	0,012	0,199	0,455	99,27	50,3	1,38
	7,1		32,19	64,07	1,20	0,037	0,108	0,008	0,307	0,868	98,79	53,5	0,34
	8,1		32,55	65,50	1,09	0,104	Н.о.	0,068	0,075	0,233	99,62	60,0	Н.д.
	9,1		32,35	65,93	1,11	Н.о.	0,004	Н.о.	0,007	0,148	99,55	59,6	Н.д.
	10,1		32,52	65,28	0,01	0,032	0,045	Н.о.	0,019	0,184	99,09	64,5	0,71
	11,1		32,31	64,34	1,27	0,122	0,111	Н.о.	0,257	0,714	99,12	50,8	1,38

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) рентгеноспектральным методом на микроанализаторе «Camebax-Micro» (исполнитель В.Н. Королук). Н.о. – элемент не обнаружен. Н.д. – нет данных.

Note. Analyzes were performed in the Analytical Center of the Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS (Novosibirsk) by X-ray spectroscopy on the micro-analyzer "Camebax-Micro" (performer V.N. Korolyuk). Н.о. – The element was not found. Н.д. – no data.

Геохимические исследования цирконов из пород массива показали, что содержания РЗЭ, которые определялись методом LA ICP-MS, изменяются в них в широких пределах, при этом в сингенетических цирконах среднее суммарное содержание данных примесей намного больше, чем в реликтовых кристаллах (табл. 2). Сингенетические цирконы отличаются от реликтовых более высоким средним значением параметра $(Yb/La)_n$ и более низким средним значением параметра $(Gd/Lu)_n$, что указывает на их различия в отношении интенсивности фракционирования элементов. Большинство проанализированных кристаллов характеризуется типичной для этого минерала конфигурацией спектров распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, осложненных интенсивными положительными аномалиями Се и менее интенсивными отрицательными аномалиями Еу (рис. 4).

Согласно средним оценкам значений параметра $(Ce/Ce^*)_n$, реликтовые и сингенетические цирконы мало отличаются по интенсивности положительных аномалий Се, но при этом отличаются по интенсивности отрицательных аномалий Еу, которая в реликтовых цирконах в среднем несколько больше, чем в сингенетических цирконах. Наряду с преобладающими кристаллами циркона, имеющими типичную для этого минерала конфигурацию спектров распределения РЗЭ, в изученной коллекции выявлены их кристаллы с аномальной конфигурацией спектров РЗЭ, в той или иной мере отличающейся от типичных спектров цирконов как по положению на диаграммах, так и по конфигурации [Леснов, 2015; Lesnov, 2017]. На таких спектрах положительные аномалии Се и отрицательные аномалии Еу, как правило, имеют низкую интенсивность либо полно-

стью отсутствуют. Как предполагается, подобные аномальные спектры являются следствием неравномерного эпигенетического перераспределения элементов-примесей, прежде всего легких РЗЭ, неструктурная примесь которых сосредоточивалась, главным образом, во внутризерновых микротрещинах кристаллов. Такого рода аномальные спектры распределения РЗЭ преимущественно наблюдались в реликтовых и ксеногенных кристаллах.

Мультиэлементные спектры распределения хондрит-нормированных содержаний элементов-примесей в исследованных цирконах, включая те, в которых были определены изотопные параметры Нf и которые не подверглись эпигенетическому перераспределению примесей, имеют близко одинаковую конфигурацию, причем во всех случаях на них присутствуют интенсивные положительные аномалии U, Th и Hf, а также менее интенсивные аномалии Се (рис. 5).

Между содержаниями La, Се, суммарными содержаниями РЗЭ, значениями параметров $(Ce/Ce^*)_n$ и $(Eu/Eu^*)_n$, а также содержаниями некоторых других элементов-примесей в цирконах, с одной стороны, и значениями их изотопного возраста, с другой стороны, выявлена обратная зависимость (рис. 6).

В этой связи можно указать на наблюдения Т.Ф. Зингер и соавт. [2010], которые выявили зависимость между интенсивностью пластических деформаций в кристаллах циркона из образцов габброидов, драгированных в Срединно-Атлантическом хребте, и степенью аномального их обогащения редкоземельными элементами, а также U, Th, Hf и Р. По наблюдениям этих авторов, привнос указанных элементов-примесей в кристаллы циркона сопровождался также нарушениями в их U-Pb изотопных системах.

Content of rare-earth elements in zircons from representative samples of rocks of the Berезovskii massif, ppm

№ зерна (анализа)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма РЗЭ	(Yb/La) _n	(Gd/Lu) _n	(Ce/Ce*) _n	(Eu/Eu*) _n
Обр. 1597 (пироксенит)																			
1.1*	0,056	3,09	0,047	1,27	2,75	0,298	14,1	5,39	63,3	18,9	94,3	21,0	207	29,4	461	5476	0,060	20,17	0,130
2.1*	0,082	28,5	0,799	6,33	12,2	2,532	41,6	15,6	181,0	63,8	310,9	76,0	762	112	1 613	13 767	0,046	19,39	0,353
3.1*	0,030	5,51	0,087	1,61	2,30	1,184	11,1	4,33	53,6	19,3	98,5	22,2	232	33,8	486	11 457	0,041	29,39	0,652
4.1*	0,087	96,4	0,391	4,98	11,3	2,043	34,0	13,7	129,1	41,8	173,7	36,0	331	36,7	911	5 637	0,115	123,54	0,340
5.1*	0,681	24,0	0,449	4,57	5,12	0,522	25,2	8,26	106,6	36,1	171,6	34,8	340	46,4	805	740	0,068	14,51	0,127
5.2	0,100	12,1	0,080	1,89	1,74	0,184	8,12	3,08	38,6	14,1	72,6	16,5	188	27,1	384	2 785	0,037	45,34	0,138
6.1	0,034	16,0	0,153	2,36	4,14	0,904	13,8	5,12	56,7	19,9	107,3	27,2	293	46,3	592	12 767	0,037	52,41	0,378
7.1*	0,041	10,5	0,143	1,51	2,80	0,996	8,47	3,28	37,1	15,1	76,7	19,7	223	37,4	437	8 058	0,028	35,31	0,666
8.1	0,049	7,82	0,193	2,69	5,07	0,407	16,8	6,44	74,5	25,8	120,7	27,0	273	35,7	596	8 254	0,059	19,89	0,140
9.1*	0,053	15,2	0,087	1,03	3,65	0,637	11,0	4,23	53,8	21,0	109,8	25,7	295	39	580	8 246	0,035	69,89	0,328
Обр. 1601-1 (габбро-пироксенит)																			
1.1*	0,60	14,98	0,49	3,38	4,97	0,19	18,67	6,37	74,4	24,3	115	25,7	248	33	570	612	0,070	9,26	0,060
2.1*	0,31	19,32	0,97	12,53	15,4	1,53	40,21	12,19	129	41,1	177	35,1	315	40	840	1 505	0,125	9,38	0,209
3.1*	0,05	7,00	0,29	4,27	6,92	0,47	21,38	6,98	77,0	23,5	104	22,6	210	28	512	6 222	0,095	12,50	0,125
4.1*	0,06	18,07	0,72	9,63	15,1	1,25	47,54	18,11	209	70,9	349	79,9	755	103	1 678	18 643	0,057	13,83	0,150
5.1	0,02	11,63	0,15	2,42	4,90	0,67	12,97	5,23	59,8	21,8	105	23,9	243	36	527	18 000	0,045	41,25	0,285
6.1	0,06	7,46	0,18	2,75	4,92	0,31	20,43	7,52	96,3	32,1	158	38,0	351	45	764	8 667	0,056	19,36	0,091
7.1*	0,01	23,38	0,28	3,11	7,43	1,88	25,99	9,18	98,6	32,1	158	36,4	347	46	789	51 409	0,070	47,65	0,421
8.1*	0,05	16,26	0,20	3,44	4,73	1,19	17,39	6,52	74,5	25,8	119	29,2	286	40	625	8 474	0,054	40,02	0,402
9.1*	0,02	8,54	0,12	1,40	3,19	1,09	19,37	8,82	120	51,8	311	80,2	975	168	1 749	72 224	0,014	37,01	0,553
10.1*	0,02	6,94	0,06	1,20	1,49	0,50	5,86	2,38	30,7	12,9	72,3	19,8	236	40	430	17 482	0,018	54,04	0,506
Обр. 197 (диорит)																			
1.1*	0,03	2,6	0,03	0,7	1,3	0,48	5,6	2,5	35	15	96	28	321	54	562	15 852	0,013	28,80	0,516
2.1	0,001	3,4	0,03	0,9	1,6	0,56	5,9	2,8	41	18	108	31	372	65	650	551 128	0,011	64,80	0,557
3.1	0,12	4,7	0,05	1,4	2,3	0,65	9,5	4,4	60	27	162	46	538	90	946	6 642	0,013	19,44	0,409
4.1*	0,07	6	0,08	1,4	2,1	0,84	10,3	4,7	72	32	181	50	597	102	1 059	12 635	0,013	26,35	0,499
5.1	0,1	6,7	0,1	2	3,9	0,94	12,1	5,6	86	39	223	67	835	129	1 410	12 347	0,012	22,26	0,442
6.1a*	0,04	5,3	0,08	1,6	3,5	1,11	13,5	4,7	63	28	169	51	640	108	1 089	23 704	0,016	28,10	0,486
6.1б	0,04	4,9	0,04	1,6	3	0,78	11,1	5,2	70	30	171	47	594	98	1 037	22 001	0,014	40,70	0,413
6.1в	0,04	5,9	0,06	2,1	1,9	1,03	9,6	4,6	67	30	169	51	667	103	1 112	24 704	0,012	38,19	0,659
6.1	0,04	5,4	0,006	1,79	2,8	0,97	11,4	4,8	67	29	170	50	634	103	1 080	23 482	0,014	86,55	0,507
7.1	0,05	11,5	0,09	2,8	6,3	2,08	24,8	10,3	144	69	421	117	1 433	232	2 474	42 461	0,013	52,58	0,498
8.1*	0,03	2,4	0,04	0,4	1,2	0,45	4,2	2	32	14	89	24	293	49	512	14 470	0,011	22,36	0,623
9.1*	0,02	2,7	0,005	1	1,7	0,58	6,5	3	39	16	98	29	373	63	634	24 630	0,013	78,02	0,527
10.1	0,01	5,1	0,08	1,4	2,1	0,68	9,2	4,2	63	29	179	49	590	100	1 033	87 410	0,011	34,12	0,446

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом LA ICP-MS (исполнители С.В. Палеский и И.В. Николаева). Значком * обозначены зерна циркона, в которых определены изотопные параметры Hf.

Note. Analyzes were performed in the Analytical Center of the Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS (Novosibirsk) using the LA ICP-MS method (performers S.V. Palesky and I.V. Nikolaeva). The symbol * denotes zircon grains in which the isotopic parameters Hf are determined.

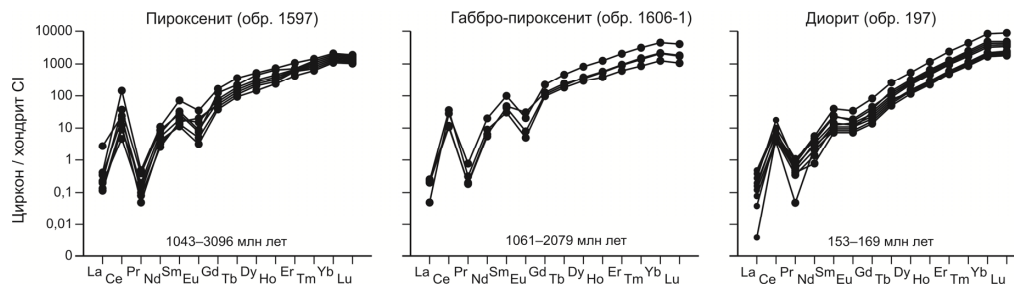


Рис. 4. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в цирконах из пород Березовского массива (по данным табл. 2)

Fig. 4. Chondrite-normalized rare-earth elements patterns of zircons from the rocks of the Berezovskii massif

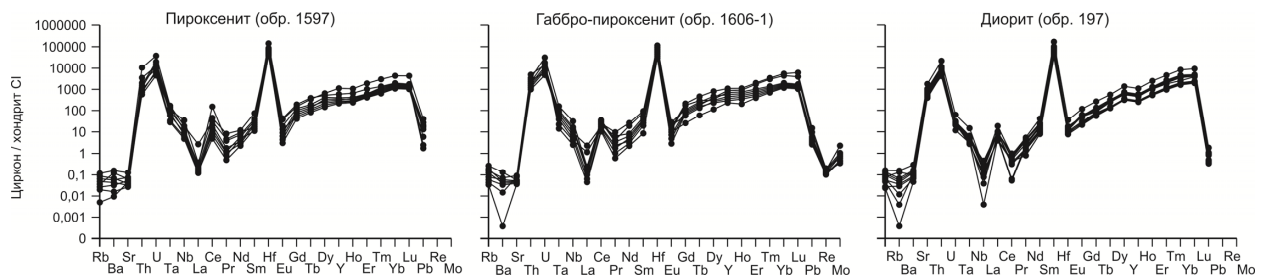


Рис. 5. Мультиэлементные спектры цирконов из пироксенита (обр. 1597), габбро-пироксенита (обр. 1606-1) и диорита (обр. 197), по [Леснов, 2015]

Fig. 5. Multielement patterns of zircon from pyroxenite (sample 1597), gabbro-pyroxenite (sample 1606-1) and diorite (sample 197), by [Lesnov, 2015]

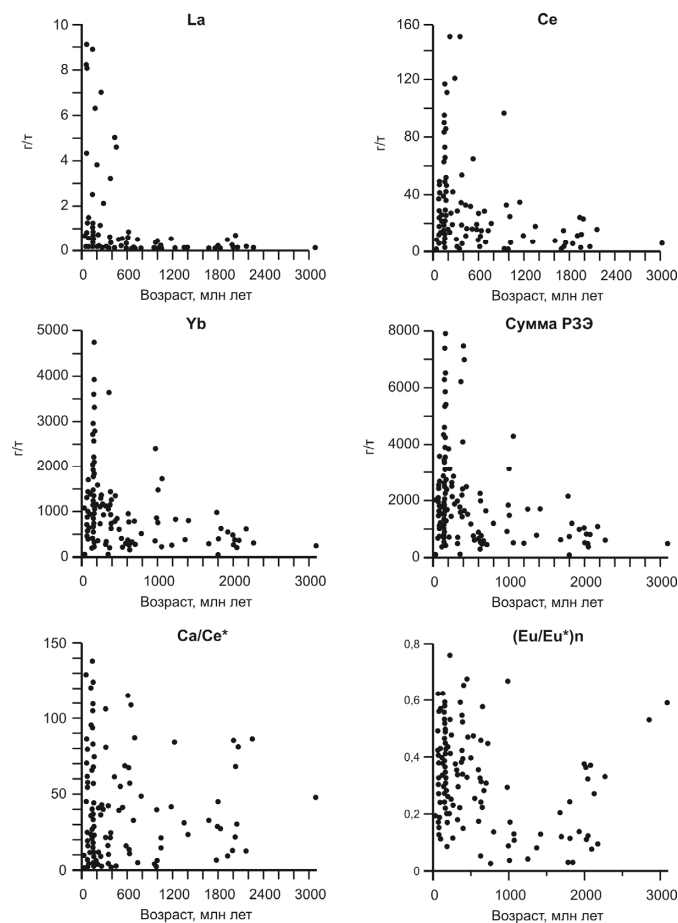


Рис. 6. Соотношение между содержаниями редкоземельных элементов в кристаллах циркона из пород Березовского массива и их изотопным возрастом

Fig. 6. The ratio between the contents of rare-earth elements in zircon crystals from the rocks of the Berezovskii massif and their isotope age

U-Pb изотопный возраст цирконов

В пределах общей коллекции исследованных кристаллов циркона из пород Березовского массива их изотопный возраст варьирует в очень широких пределах (3 096–20 млн лет) (табл. 3, рис. 6)

[Леснов, 2015]. На полимодальной гистограмме частот встречаемости значений возраста этих цирконов наблюдается ряд максимумов, наиболее интенсивным среди которых является максимум для цирконов с возрастом в интервале 170–150 млн лет (рис. 7).

Таблица 3

Результаты определения изотопного возраста цирконов из представительных образцов пород Березовского массива

Table 3

Results of the determination of the isotope age of zircons from representative samples of rocks of the Berezovskii massif

№ зерна (анализа)	U, г/г	Th, г/г	^{206}Pb , г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)	Возраст, млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)
Обр. 1597 (пироксенит)										
1.1	318	60	102	0,19	2,671	0,12914	6,627	0,3741	2 048±14	2 077±10
2.1	329	339	32,4	1,07	8,712	0,06649	0,988	0,1142	697,2±5,9	700±70
3.1	49	18	26,3	0,37	1,617	0,2356	19,87	0,6164	3 096±34	3 078±15
4.1	79	104	11,1	1,36	6,109	0,0768	1,666	0,1631	974±12	1 043±55
5.1	172	62	55	0,37	2,694	0,13012	6,554	0,3703	2 031±16	2 076±15
7.1	53	37	4,79	0,72	9,47	0,0638	0,929	0,1056	6 47,3±9,8	735±70
9.1	41	24	3,92	0,62	9,00	0,0718	0,87	0,1092	668±12	527±250
Обр. 1606-1 (габбро-пироксенит)										
1.1	154	73	13,5	0,49	9,8	0,066	0,857	0,1015	623±6,2	649±76
2.1	129	148	10,9	1,18	10,23	0,0602	0,812	0,0978	601,4±7,3	611±45
3.1	43	30	6,62	0,73	5,532	0,0802	1,794	0,179	1 061±15	1 005±88
4.1	136	87	28,6	0,67	4,075	0,0911	3,018	0,2449	1 412±15	1 413±23
7.1	57	50	18,7	0,9	2,617	0,1348	6,91	0,3805	2079±23	2121±27
8.1	84	62	7,04	0,76	10,25	0,0632	0,802	0,0971	597,5±7,5	601±81
9.1	268	102	5,62	0,39	40,93	0,056	0,173	0,0243	154,7±2	273±210
10.1	102	55	10,3	0,56	8,45	0,0675	0,998	0,1174	715,8±8,7	662±190
Обр. 197 (диорит)										
1.1	44	11	0,98	0,26	38,7	0,0569	0,16	0,02547	162±4,7	Н.д.
4.1	84	26	1,87	0,32	38,49	0,0544	0,176	0,02582	164±3,5	Н.д.
6.1	79	21	1,8	0,27	37,62	0,06	0,187	0,0263	167±3,5	Н.д.
8.1	42	9	0,92	0,22	39,3	0,0602	0,163	0,02502	159±4,2	Н.д.
9.1	50	10	1,14	0,21	38,12	0,0574	0,154	0,02577	164±4,6	Н.д.

Примечание. Анализы выполнены U-Pb методом (SHRIMP II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) (исполнитель С.А. Сергеев). Н.д. – нет данных, по [Леснов, 2015].

Note. Analyzes were performed using the U-Pb method (SHRIMP II) in the Center for Isotope Research VSEGEI (St. Petersburg) (performer S.A. Sergeev). Н.д. – no data, by [Lesnov, 2015].

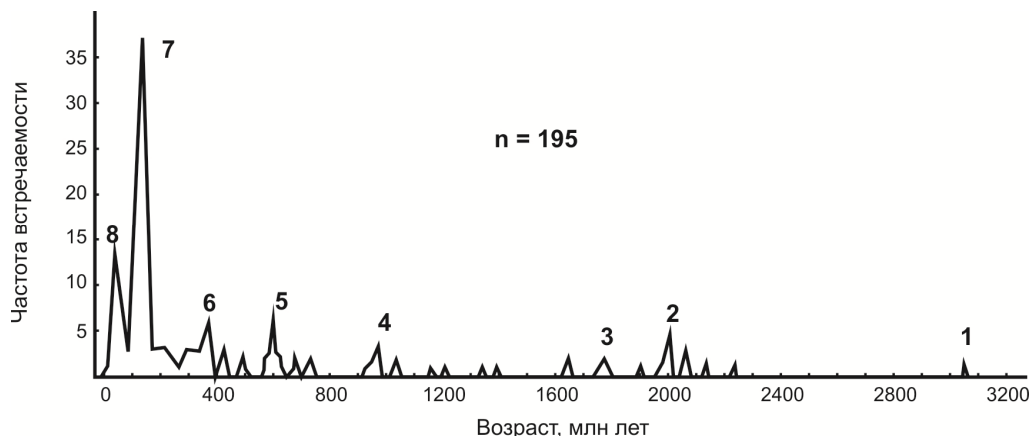


Рис. 7. Гистограмма частот встречаемости значений изотопного возраста в общей коллекции кристаллов циркона из пород Березовского массива, полученных U-Pb методом, по [Леснов, 2015]

Fig. 7. The histogram of frequencies of occurrence of values of isotope age in the general collection of zircon crystals from rocks of the Berezovskii massif, obtained by the U-Pb method, by [Lesnov, 2015]

При этом большой разброс значений возраста наблюдался не только в пределах общей выборки кристаллов, но и в разных кристаллах из многих отдельно взятых проб пород (рис. 8). Древние цирконы преимущественно представлены в гибридных пироксенитах и габбро-пироксенитах, реже – в гибридных оливинсодержащих габброидах. В свою очередь, молодые цирконы с возрастом в интервале 200–140 млн лет преимущественно встречались в ортомагматических габброидах, а также в гибрид-

ных амфиболовых габбро, габбро-диоритах и диоритах. При этом широкие вариации значений изотопного возраста установлены и в тех кристаллах, в которых были определены изотопные параметры Hf.

Установлено, что между содержаниями La, Ce, суммарными содержаниями РЗЭ, значениями параметров $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ и $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$, а также содержаниями некоторых других элементов-примесей в цирконах, с одной стороны, и значениями их изотопного возраста, с другой стороны, выявлена обратная зависимость (рис. 9).

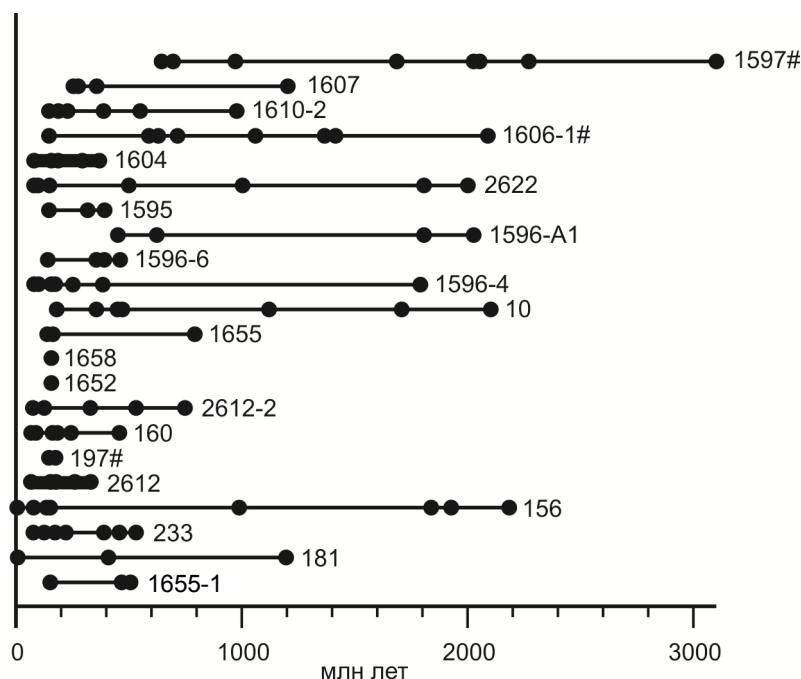


Рис. 8. Вариации значений изотопного возраста цирконов из пород Березовского массива и его обрамления
Номера образцов: 1597 – пироксенит; 1607, 1610-2, 1606-1 – габбро-пироксениты; 1604 – габбронорит оливинный, меланократовый; 2622 – габбро; 1595, 1596-1А, 1596-6, 1596-4, 10 – габброиды; 1655, 1658, 1652, 2612-2 – габбро-диориты; 160, 197 – диориты; 2612 – диорит кварцосодержащий; 156 – трахиандезит; 233 – андезит; 181 – трахиандезибазальт; 1655-1 – метатUFF. Значком # отмечены номера образцов пород, в цирконах из которых определены значения изотопных параметров Hf

Fig. 8. Variations in the values of the isotope age of zircons from the rocks of the Berezovskii massif and its surroundings

Sample numbers: 1597 – pyroxenite; 1607, 1610-2, 1606-1 – gabbro-pyroxenites; 1604 – olivine melanocratic gabbro-norite; 2622 – gabbro; 1595, 1596-1A, 1596-6, 1596-4, 10 – gabbroids; 1655, 1658, 1652, 2612-2 – gabbro-diorites; 160, 197 – diorites; 2612 – quartz-containing diorite; 156 – trachyandesite; 233 – andesite; 181 – trachyandesibasalt; 1655-1 – metatuff. The symbol # denotes the numbers of rock samples, in zircons from which the values of the isotopic parameters Hf are determined

В реликтовых и ксеногенных цирконах параметр $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ характеризуется более высокими значениями (0,19–1,36) по сравнению с сингенетическими цирконами (0,21–0,27). Для подавляющего большинства кристаллов центры эллипсоидов доверительных интервалов значений параметров на диаграммах в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ расположены на конкордиях либо очень близко к ним, реже они находятся на дискордиях, причем разброс значений параметра $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ обычно больше, чем значений параметра $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Для большинства сингенетических и эпигенетических кристаллов центры эллип-

соидов доверительных интервалов значений этих параметров также находятся на конкордиях.

Приведенные данные об изотопном возрасте цирконов из пород Березовского массива позволяют сделать следующие заключения: а) в пределах общей коллекции кристаллов изотопный возраст цирконов охватывает очень широкий временной интервал, т.е. эти цирконы являются полихронными; б) в одних и тех же пробах пород присутствуют разновозрастные кристаллы циркона; в) содержащиеся в породах массива цирконы могут быть разделены на несколько возрастных кластеров; г) наиболее древние

реликтовые и ксеногенные цирконы встречались, главным образом, в гибридных ультрамафитах (пироксениты, габбро-пироксениты), реже – в гибридных оливинсодержащих габброидах; д) реликтовые и ксеногенные цирконы характеризуются округленными в результате резорбирования формами, при этом им присущи очень низкая интенсивность катодолюминесцентного свечения и почти полное отсутствие осцилляторной зональности; е) наличие в породах массива цирконов с возрастом в интервале ~3 000–200 млн лет, вероятнее всего, обусловлено «омоложением» их изотопных систем под влиянием более позднего мафитового расплава, сформировавшего габброидный интрузив; ж) цирконы с возрастом в интервале ~200–150 млн лет в своем большинстве имеют хорошо выраженную кристаллографическую огранку и отчетливую осцилляторную зональность; з) кристаллы циркона с возрастом ~200–150 млн лет, как предполагается, являются сингенетическими, т.е. кристаллизовавшимися из того мафитового расплава, который сформировал габброидный интрузив, и, следовательно, их возраст соответствует времени формирования этого интрузива; и) в породах массива выявлены немногочисленные кристаллы циркона с возрастом в интервалах 99–64 и 30–20 млн лет, которые рассматриваются в качестве эпигенетических, образованных, как предполагается, в процессе инфильтрации флюидов, отделявшихся от расплавов, которые сформировали расположенные вблизи от Березовского массива и в других районах о. Сахалин более молодые гранитоидные интрузивы.

Это предположение в определенной мере подтверждается данными И.А. Александрова и соавт. [2017], согласно которым, для цирконов из такого рода гранитоидных интрузивов получены следующие значения U-Pb изотопного возраста: 44–42 млн лет (охотский комплекс); 41–40 млн лет (анивский комплекс); 37–36 млн лет (лангерийский комплекс).

Изотопный состав Hf в цирконах

В одном из первых обобщений по результатам исследований изотопии Hf в цирконах из пород различного состава и генезиса было отмечено, что значения таких изотопных параметров Hf в цирконах из магматических пород, как ϵ_{Hf} и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, варьируют в широких пределах, что является показателем изотопной эволюции мантийных источников во времени [Kinny, Maas, 2003]. За последние годы получены более представительные данные по этой актуальной проблеме. Было, в частности, показано, что разработанные локальные методы анализа изотопов Hf и других индикаторных элементов-примесей в цирконах дают возможность определять их изотоп-

ный состав в тех же точках кристаллов, в которых определялся их возраст U-Pb методом, что позволяет получить более точную возрастную привязку изотопных параметров.

Важно также подчеркнуть, что коэффициент диффузии Hf в структуре циркона имеет намного меньшие значения, чем коэффициент диффузии Pb. Вследствие этого циркон способен сохранять информацию об изотопном составе Hf даже в случае тех или иных нарушений в его U-Pb изотопной системе [Zeh, Gerdes, Barton, 2009]. К настоящему времени среди полученных данных по изотопии Hf в цирконах существенно преобладает информация по их разновидностям из гранитоидов [Туркина, Капитонов, 2017; Туркина, Прияткина, 2017], а также из метаморфических [Туркина и др., 2016] и осадочных (детритовые цирконы) пород [Сафонова, Рино, Маруяма, 2010; Капитонов, Петров, Шевченко, 2014; Туркина, Бережная, Сухоруков, 2016 и др.]. Пока намного меньше таких данных по цирконам из пород мафит-ультрамафитового состава [Griffin et al., 2000; Knauf, 2008; Аникина и др., 2010; Баданина, Белоусова, Малич, 2013; Малич, Баданина, Белоусова, 2012; Малич и др., 2015]. Полученные нами первые данные по изотопии Hf в цирконах из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива позволяют несколько восполнить этот пробел.

В 20 кристаллах циркона из трех разновидностей пород Березовского массива (пироксенит, габбро-пироксенит, диорит) получены оценки следующих изотопных параметров: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{HfLu}_{\text{corr}}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (табл. 4).

Как отмечалось выше, пироксенит и габбро-пироксенит рассматриваются нами в качестве гибридных ультрамафитов, образованных при преобразовании реститогенных ультрамафитов под воздействием более позднего мафитового расплава, при этом содержащиеся в данных породах кристаллы циркона интерпретируются как реликтовые. Предполагается, что U-Pb изотопные системы этих кристаллов подверглись неравномерному «омоложению» под влиянием мафитового расплава и его флюидов. В свою очередь, диорит рассматривается в качестве гибридной породы, материнский мафитовый расплав которой был загрязнен веществом пород вмещающих толщ, при этом обнаруженные в данном диорите цирконы интерпретируются в качестве сингенетических, т.е. фиксирующих как возраст этой породы, так и самого габброидного интрузива. Установлено, что цирконы из трех названных разновидностей пород Березовского массива во многом отличаются не только по морфологии кристаллов, их катодолюминесцентным и геохимическим свойствам и изотопному возрасту, но и по изотопным параметрам Hf.

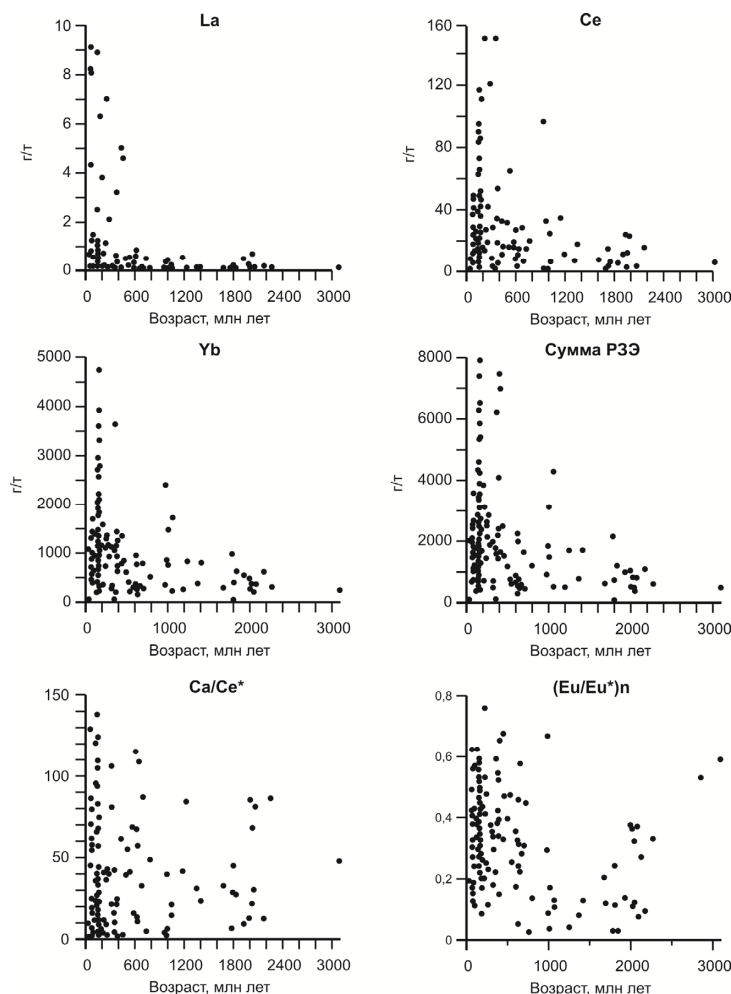


Рис. 9. Соотношение между содержаниями редкоземельных элементов в кристаллах циркона из пород Березовского массива и их изотопным возрастом, по [Леснов, 2015]

Fig. 9. The ratio between the contents of rare-earth elements in zircon crystals from the rocks of the Berezovskii massif and their isotope age [Lesnov, 2015]

Таблица 4

Результаты исследований Lu-Hf изотопной системы в цирконах из представительных образцов пород Березовского массива

Table 4

Results of studies of the Lu-Hf isotope system in zircons from representative samples of rocks of the Berezovskii massif

№ зерна (анализа)	Возраст, млн лет $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$	U, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{LuCorr}}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$
Обр. 1597 (пироксенит)							
7.1	647	53	0,72	0,000468	0,2824537	0,282448	+2,5
9.1	668	41	0,62	0,000604	0,2826377	0,282630	+9,4
2.1	697	329	1,07	0,001393	0,2821400	0,282122	-7,9
4.1	974	79	1,36	0,000331	0,2821292	0,282123	-1,6
5.1	2031	172	0,37	0,001284	0,2815368	0,281487	0,0
1.1	2048	318	0,19	0,000450	0,2815637	0,281546	+2,5
3.1	3096	49	0,37	0,001116	0,2808372	0,280771	-0,6
Обр.1606-1 (габбро-пироксенит)							
9.1	154,7	268	0,39	0,002765	0,2831712	0,283163	+16,8
8.1	597,5	84	0,76	0,002820	0,2824303	0,282399	-0,3
2.1	601,4	129	1,18	0,001008	0,2819678	0,281956	-15,9
1.1	623,0	154	0,49	0,001296	0,2824998	0,282485	+3,3
10.1	715,8	102	0,56	0,001509	0,2826936	0,282673	+12,0
3.1	1061	43	0,73	0,000573	0,2820802	0,282069	-1,6
4.1	1412	137	0,67	0,000973	0,2819761	0,281950	+2,2
7.1	2079	57	0,90	0,000522	0,2815320	0,281511	+1,9

Окончание табл. 4

№ зерна (анализа)	Возраст, млн лет $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$	U, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$
Обр. 197 (диорит)							
8.1	159,3	42	0,22	0,001137	0,2831394	0,283136	+16,0
1.1	162,2	44	0,26	0,001638	0,2831778	0,283173	+17,3
9.1	164,0	50	0,21	0,001398	0,2831956	0,283191	+18,0
4.1	184,3	84	0,32	0,001995	0,2832250	0,283219	+19,0
6.1	167,3	79	0,27	0,000895	0,2831078	0,283106	+15,0

Примечание. Анализы выполнены методом LA ICP-MS в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) (исполнители С.А. Сергеев и И.Н. Капитонов). При измерении отношений Lu/Hf и Yb/Hf в качестве стандарта использован циркон 91500 с принятыми концентрациями: Lu (12 г/т), Hf (5 895 г/т), Yb (55 г/т). $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ – рассчитанный первоначальный состав Hf на момент формирования циркона. При этом расчете введена поправка на распад Lu в цирконе за период его существования. Значение $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ на момент формирования циркона рассчитано по формуле: $[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{образец}} / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$.

Note. The analyzes were performed by LA ICP-MS method in the Center for Isotope Research VSEGEI (St. Petersburg) (performers S.A. Sergeev, I.N. Kapitonov). During measuring relations Lu/Hf and Yb/Hf as a standard used zircon 91500 with the adopted concentrations: Lu (12 г/т), Hf (5 895 г/т), Yb (55 г/т). $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ – calculated initial composition Hf at the time of formation of zircon. In this calculation, a correction for the decay Lu in zircon for the period of its existence. Value $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ at the time of formation of zircon is calculated by the formula: $[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{образец}} / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$.

Реликтовые цирконы из пироксенита (обр. 1597) и габбро-пироксенита (обр. 1606-1) характеризуются пониженными значениями параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ в интервале 0,280771–0,282673, причем наименьшее его значение определено в кристалле, имеющем наиболее древний изотопный возраст (3 096 млн лет). Остальные реликтовые кристаллы циркона из пироксенита и габбро-пироксенита, изотопный возраст которых находится в интервале 2 080–598 млн лет, отличаются несколько повышенными значениями параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ по сравнению с самым древним реликтовым кристаллом. Параметр $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ в наиболее древнем реликтовом кристалле имеет значение –0,6, в остальных реликтовых кристаллах его значение изменяется в интервале от –15,9 до +16,8. Все сингенетические цирконы из диорита (обр. 197), возраст которых находится в интервале 167–159 млн лет, характеризуются повышенными значениями параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ (0,283105–0,283219) по сравнению с реликтовыми кристаллами, при этом значения параметра $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ в них имеют положительный знак и изменяются в узком интервале – от +15,0 до +19,0. В порядке сравнения отметим, что очень древние цирконы, выявленные в породах Нижне-Тагильского (Уральская складчатая область), Гулинского (Сибирская платформа) и Стиллуотерского (Северо-Американская платформа) мафит-ультрамафитовых массивов, имеют следующие значения изотопных параметров Hf соответственно: в первом – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0,280924\text{--}0,281146$, $\varepsilon_{\text{Hf}}=-3,1\text{--}3,6$; во втором – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0,281051$, $\varepsilon_{\text{Hf}}=+1,1$; в третьем – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0,281003\text{--}0,281101$, $\varepsilon_{\text{Hf}}=-1,0\text{--}2,0$ [Малич и др., 2012].

Среднее значение модельного возраста исследованных цирконов (THfDM) для пробы 197 (5 зерен)

составляет ~ 120 млн лет (диапазон от 37 до 203 млн лет), что в пределах погрешности совпадает с данными U-Pb определения возраста для этой пробы (среднее значение 163 млн лет). Для наиболее древнего зерна (возраст по U-Pb системе 3 096 млн лет) расчет THfDM дает значение 3 360 млн лет.

Гистограммы частот встречаемости значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в реликтовых цирконах имеют полимодальную конфигурацию, что косвенно свидетельствует об их гетерогенности (рис. 10, а, б). В отличие от гистограмм реликтовых цирконов гистограмма значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в сингенетических цирконах имеет одномодальную конфигурацию, что позволяет предполагать их генетическую общность (рис. 10, в). Сказанное находит подтверждение на диаграмме в координатах « $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ – изотопный возраст», на которой поля фигуративных точек реликтовых цирконов, в значительной мере перекрывая друг друга, занимают обособленное положение по отношению к полю фигуративных точек сингенетических цирконов (рис. 11). На диаграмме в координатах « ε_{Hf} – изотопный возраст» фигуративная точка наиболее древнего реликтового циркона находится (в пределах погрешности) на линии изотопной эволюции хондритового резервуара (рис. 12).

Фигуративные точки остальных реликтовых кристаллов, U-Pb изотопные системы которых, как предполагается, в той или иной мере подверглись «омоложению», в своем большинстве расположены между линией изотопной эволюции деплетированной мантии (DM) и линией универсального хондритового резервуара (CHUR). В свою очередь, фигуративные точки сингенетических цирконов из диорита расположены на участке позднего этапа линии изо-

топной эволюции примитивной мантии. Эти данные позволяют предполагать, что мафитовый расплав, из которого сформировался диорит, имел верхнемантийную (ювенильную) природу, но затем подвергся контаминации веществом коры.

Таким образом, комплексное изучение цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива показало, что они являются полихронными и могут быть разделены на четыре генетических типа –

реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические. Реликтовые и ксеногенные цирконы были резорбированы, при этом их геохимические и U-Pb изотопные системы подверглись нарушениям и обусловленному этим неравномерному «омоложению».

Возраст сингенетических цирконов из габброидов соответствует времени формирования габброидного интрузива, внедрившегося в пределы ультрамафитовой протрузии.

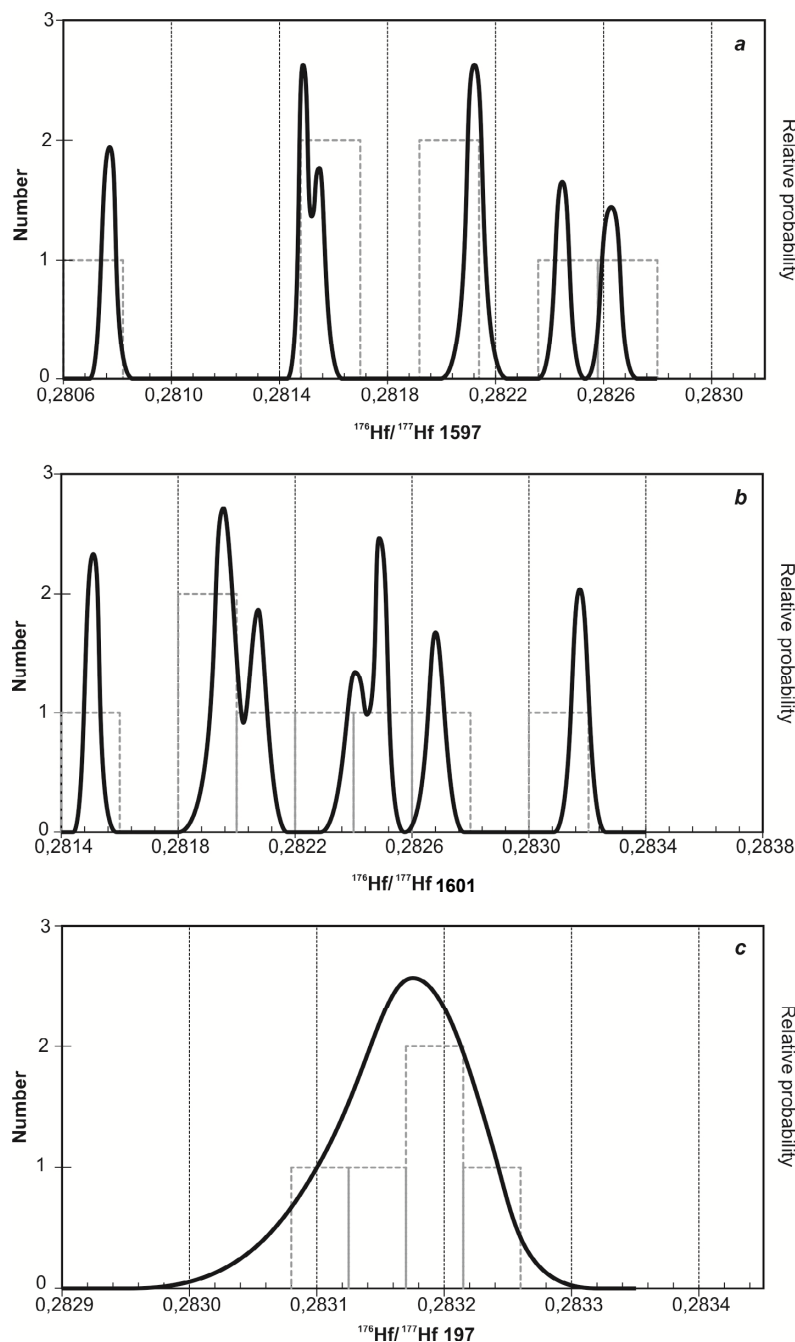


Рис. 10. Гистограммы распределения значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах (по данным табл. 4)
a – пироксенит, обр. 1597; *b* – габбро-пироксенит, обр. 1606-1; *c* – диорит, обр. 197

Fig. 10. The histograms of the distribution of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ values in zircons (data Table 4)
a – pyroxenite, sample 1597; *b* – gabbro-pyroxenite, sample 1606-1; *c* – diorite, sample 197

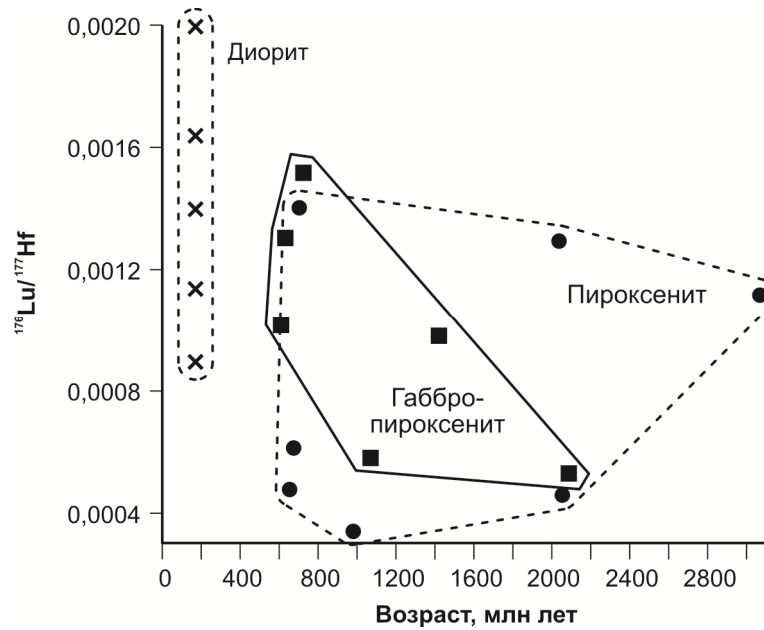


Рис. 11. Соотношение между U-Pb возрастом и значениями параметра $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах (по данным табл. 4)

Fig. 11. The ratio between U-Pb age and the values of the parameter $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ in zircons (data Table 4)

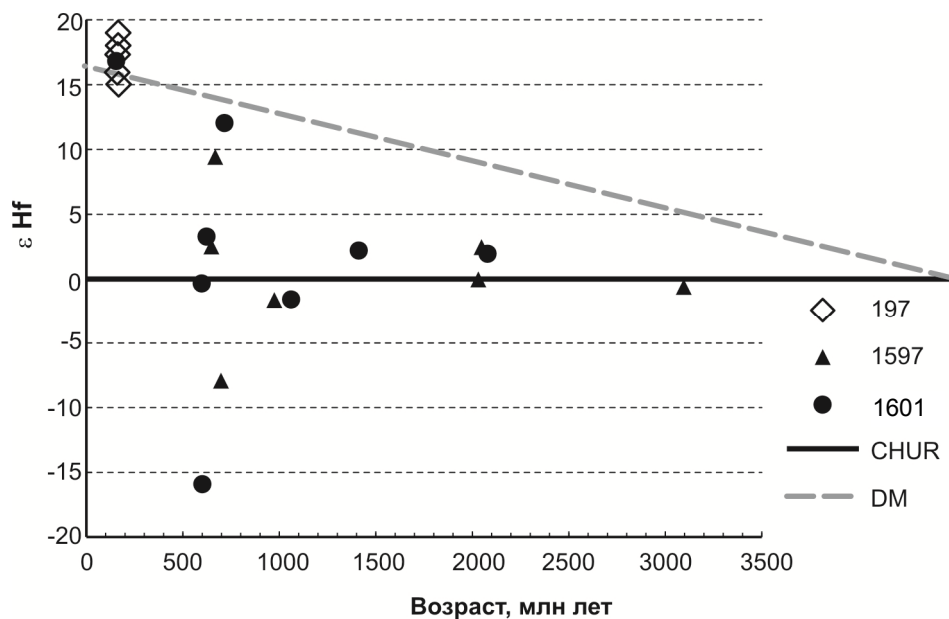


Рис. 12. Диаграмма в координатах $\epsilon\text{Hf}(T)$ – возраст, млн лет для цирконов из пироксенита (обр. 1597), габбро-пироксенита (обр. 1601) и диорита (обр. 197)

На рисунке также показаны линии изотопной эволюции универсального хондритового резервуара (CHUR) и деплетированной мантии (DM) (по данным табл. 4)

Fig. 12. The diagram in coordinates $\epsilon\text{Hf}(T)$ – Age, million years for zircons from pyroxenite (sample 1597), gabbro-pyroxenite (sample 1601) and diorite (sample 197)

On the figure shows the lines of the isotope evolution of the universal chondritic reservoir (CHUR) and depleted mantle (DM) (data Table 4)

Присутствующие в породах массива реликтовые и ксеногенные цирконы, которые имеют протерозойский и более древний изотопный возраст, а также наличие таких же очень древних цирконов в породах многих других мафит-ультрамафитовых комплексов из раз-

личных регионов [Леснов, 2015] позволяют нам, вслед за К.Н. Маличем и соавт. [2012], предполагать существование общепланетарного неархейского мантийного источника ультрамафитового состава, реститогенные продукты которого в дальнейшем вошли в со-

став мафит-ультрамафитовых массивов, локализованных в разновозрастных структурах срединно-океанических хребтов, складчатых областей и платформ.

Выводы

1. Березовский мафит-ультрамафитовый массив, входящий в состав Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации, включает в себя протрузию реститогенных ультрамафитов, прорывающий ее интрузив ортомагматических габброидов, расположенную вдоль их границы контактово-реакционную зону, сложенную гибридными породами ультрамафитового и мафитового состава, а также контактово-реакционную зону, расположенную между интрузивом габброидов и вмещающими породами и сложенную гибридными породами габбро-диоритового состава.

2. Цирконы из пород массива разделены на четыре генетических типа: реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические, при этом они отличаются по морфологии кристаллов, их катодолюминесцентным свойствам и геохимическим характеристикам, по изотопному возрасту, а также по изотопным параметрам Hf.

3. Реликтовые и ксеногенные кристаллы циркона имеют округленные в результате резорбирования формы, низкую интенсивность катодолюминесцентного свечения, обычно лишены осцилляторной зональности. Сингенетические и эпигенетические кристаллы циркона характеризуются хорошей кристаллографической огранкой, умеренным до интенсивного катодолюминесцентным свечением и ритмичной осцилляторной зональностью.

4. Цирконы из пород массива являются полихронными, их изотопный возраст варьирует в пределах от 3 096 до 20 млн лет. Значительные различия в возрасте определены как в общей коллекции исследованных кристаллов, так и в разных кристаллах из отдельно взятых проб пород. Реликтовые и ксеногенные цирконы, содержащиеся в гибридных ультра-

трамфитах и оливиновых габброидах, в своем большинстве показали докембрийский возраст, сингенетические цирконы – раннеюрско-меловой, эпигенетические кристаллы – послемеловой возраст.

5. Проанализированные цирконы из гетерогенных пород Березовского массива значительно отличаются по изотопным параметрам Hf. Наиболее низкое значение параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{L}_{\text{U}}\text{C}_{\text{от}}}$ (0,280771) определено в самом древнем реликтовом кристалле (3 096 млн лет). Сингенетические кристаллы с возрастом в интервале 167–159 до млн лет имеют более высокие значения указанного параметра (0,283105–0,283219).

6. В наиболее древнем реликтовом кристалле циркона значение параметра $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ составило –0,6, при этом его фигуративная точка на диаграмме в координатах « ϵ_{Hf} – изотопный возраст» (в пределах погрешности) расположена на линии изотопной эволюции хондритового резервуара. Значения параметра $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ в остальных реликтовых кристаллах варьируют в широком интервале: от –15,9 до +16,8. Сингенетические цирконы характеризуются высокими положительными значениями параметра $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ в интервале от +15,0 до +19,0. Полученные оценки параметра $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ свидетельствуют о намного более длительной эволюции реликтовых цирконов из гибридных пироксенитов по сравнению с сингенетическими цирконами из гибридного диорита.

7. Результаты морфолого-оптических, геохимических, изотопно-геохронологических и Hf-изотопных исследований цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива позволяют более корректно обосновать предложенную ранее на основе геолого-петрографических данных модель его полихронного и полигенного формирования.

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия.

ЛИТЕРАТУРА

Александров И.А., Zhao Pan, Ивин В.В., Liao Jia-Ping, Jahn Bor-ming. Формирование континентальной коры о. Сахалин на северо-восточной окраине Евразии // Геология и минерагения Северной Евразии. Новосибирск : Изд-во ИГМ СО РАН, 2017. С. 14–15.

Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Алексеев А.В., Бушарина С.В. Геохимическая, U-Pb и Hf изотопная систематика цирконов из габброидов Волковского массива на Среднем Урале // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. 1: XI Всероссийское петрографическое совещание с участием зарубежных ученых. Екатеринбург : Изд-во ИГиГ УрО РАН, 2010. С. 47–48.

Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н. Изотопный состав гафния цирконов дунитов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 448, № 1. С. 59–63.

Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В., Борисовский С.Е., Антонов А.В. Влияние пластических деформаций в цирконе на его химический состав (на примере габброидов из зоны спрединга Срединно-Атлантического хребта, впадина Маркова, 6° N) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 6. С. 785–791.

Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы, перспективы. СПб. : Springer, 2015. 358 с.

Капитонов И.Н., Петров О.В., Шевченко С.С. и др. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования цирконов пелагических илов из района арктических хребтов Ломоносова и Альфа-Менделеева // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С. 5–20.

Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск : ГЕО, 2015. 240 с.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. Lu-Hf изотопная систематика архейских цирконов ультрамафитов платиноносных массивов // Минералогия во всем пространстве этого слова: проблемы укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья. СПб. : Изд-во Российского минералогического общества, 2012. С. 182–184.

Малич К.Н., Краснобаев А.А., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. О природе цирконов ультрамафитов зональных платиноносных массивов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы, перспективы. СПб. : Springer, 2015. С. 174–175.

Сафонова И.Ю., Рино Ш., Маруяма Ш. U-Pb возраст детритовых цирконов из современных отложений реки Янцзы и этапы орогении в Юго-Восточной Азии // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431, № 1. С. 72–77.

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Изотопный Lu-Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 2. С. 181–199.

Туркина О.М., Прияткина Н.С. Изотопный Lu-Hf состав циркона и геохимия палеопротерозойских гранитоидов Бирюсинского блока (Юго-Запад Сибирского кратона) // Геосферные исследования. 2017. № 1. С. 60–72.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П. Изотопный Lu-Hf состав детритового циркона из парагнейсов Шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 7. С. 1292–1306.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. V. 273. P. 48–57.

Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 2001. V. 190. P. 137–151.

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70, No A158.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochem. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 133–147.

Kinny P.D., Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon Zircon // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2003. V. 53. P. 327–341.

Knauf O. The age of dunite-clinopyroxenite core of Kytlym and Galmoenan zonal Ural-type massifs by U-Pb data of zircons // 33th Int. Geol. Congr. Abstracts. Oslo, 2008. P. 105–107.

Lesnov F.P. Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. London, Leiden : Publishing House Taylor & Francis Group, 2017. 300 p.

Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock. Science. 2001. V. 293. P. 683–687.

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 Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Int. J. Geosci. 2012. V. 3, No 2. P. 289–296.

Woodhead J.D., Hergt J.M. Preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination // Geostand. Geoanal. Res. 2005. V. 29. P. 183–195.

Woodhead J., Hergt J., Shelley M., Eggins S., Kemp R. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation // Chem. Geol. 2004. V. 209. P. 121–135.

Zeh A., Gerdes A., Barton J.M.J. Archean accretion and crustal evolution of Kalahari Craton—the zircon age and Hf isotope record of granite rocks from Barbarton/Swaziland to the Francistown Arc // J. Petrol. 2009. 50. P. 933–966.

Авторы:

Леснов Феликс Петрович, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и минералогии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru

Капитонов Игорь Николаевич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия.

Сергеев Сергей Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, директор, Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия.

Geosphere Research, 2018, 2, 31–51. DOI: 10.17223/25421379/73

F.P. Lesnov¹, I.N. Kapitonov², S.A. Sergeev²

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

² A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Centre of isotopic research, Saint-Petersburg, Russia

ISOTOPIC COMPOSITION OF HAFNIUM IN ZIRCONS FROM THE ROCKS OF BEREZOVSKII MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIF AND THE CONDITIONS OF ITS FORMATION (Sakhalin Island)

Morphological, geochemical, U-Pb isotope-geochronological and Hf-isotopic properties of zircons from the rocks of the Berezovsky mafic-ultramafite massif, which is part of the East Sakhalin Mesozoic ophiolite association, are studied. The massif consists of a protrusion of ultramafites, a breakthrough of its gabbroic intrusion located along their boundary of the contact-reaction zone, as well as a contact-reaction zone located along the boundary of the gabbroic intrusive and enclosing strata. Restitogenic and hybrid ultramafic rocks, orthomagmatic, and also hybrid gabbroids are distinguished among rocks of the massif. The zircon crystals revealed in the rocks of the massif are divided into four types (relic, xenogenic, syngenetic and epigenetic), which differ in morphology, cathodoluminescence and geochemical properties, as well as in isotope age and isotopic Hf. Relict and xenogenic zircon crystals have predominantly rounded

resorption forms and low-intensity cathodoluminescent glow and are usually devoid of oscillatory zonation. Syngenetic and epigenetic zircon crystals have well-developed crystallographic faceting, moderate to intense cathodoluminescent glow and rhythmic oscillatory zonation. The isotope age of zircon crystals from the rocks of the massif varies from ~ 3,100 to ~ 20 Ma, ie, they are polychronous. The crystals of relic and xenogeneic zircons contained in hybrid ultramafites and hybrid olivine gabbroids have a more ancient, predominantly Precambrian age, while syngenetic zircons have Early Jurassic-Cretaceous age, and epigenetic ones have late Cretaceous age. Crystals of zircon are heterogeneous in terms of the isotopic composition of Hf. The lowest value of the parameter $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$ LuCorr (0.280771) is determined in the oldest relic crystal (3,096 Ma). In the syngenetic zircon crystals with age in the range of 167–159 to a million years, higher values of the parameter $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$ LuCorr (0.283105–0.283219) were determined. The results of the performed studies of zircons from the rocks of the massif are consistent with the previously proposed model of its polygenic formation.

Keywords: zircons, geochemistry, U-Pb isotope age, isotope Hf, ultramafic restites, gabbroids, ophiolites, Sakhalin Island.

References

- Aleksandrov I.A., Zhao Pan, Ivin V.V., Liao Jia-Ping, Jahn Bor-ming. *Formirovanie kontinentalnoy kory o Sahalin na severo-vostochnoy okraine Evrazii* [Formation of the continental crust of Sakhalin on the north-eastern outskirts of Eurasia] // *Geology and mineralogy of Northern Eurasia*. Novosibirsk: Publishing House IGM SB RAS] / *Geologiya i minerageniya Severnoy Evrazii* Novosibirsk Izdatelstvo IGM SO RAN. 2017. p. 14–15. In Russian
- Anikina E.V., Krasnobaev A.A., Alekseev A.V., Busharina S.V. *Geohimicheskaya U-Pb i Hf izotopnaya sistematika tsirkonov iz gabbroidov Volkovskogo massiva na Srednem Urale* [Geochemical, U-Pb and Hf isotope systematics of zircons from the gabbroids of the Volkov Massif in the Middle Urals // *Magmatism and metamorphism in the history of the Earth*. Vol. 1. XI All-Russian petrographic meeting with participation of foreign scientists]. Ekaterinburg: Publishing House IGG UrB RAS. 2010. P. 47–48. In Russian
- Badanina I.Yu., Belousova E.A., Malich K.N. Hafnium isotopic composition of zircon from dunites of the Nizny Tagil and Guli massifs (Russia) // *Doklady Earth Sciences*. 2013. V. 448. No 1. p. 38–42.
- Zinger T.F., Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Borisovsky S.E., Antonov A.V. Influence of plastic deformations in zircon on its chemical composition: evidence from gabbroids of the spreading zone of the Mid-Atlantic ridge, Markov trough, 6° N // *Doklady Earth Sciences*. 2010. Vol. 433. No 2. pp. 1098–1103.
- Izotopnoe datirovanie geologicheskikh protsessov novye rezultaty podhody perspektivy* [Isotope dating of geological processes: new results, approaches, prospects]. St. Petersburg: Springer. 2015. 358 p. In Russian
- Kapitonov I.N., Petrov O.V., Shevchenko S.S. et al. *Izotopno-geohimicheskije i geohronologicheskie issledovaniya tsirkonov pelagicheskikh ilov iz rayona arkticheskikh hrebtoy Lomonosova i Alfa-Mendeleyeva* [Isotope-geochemical and geochronological studies of zircons of pelagic ooze from the region of the Arctic ranges of Lomonosov and Alfa-Mendeleyev // *Regional geology and metallogeny*]. 2014. No 60. pp. 5–20. In Russian
- Lesnov F.P. *Petrologiya poligennykh mafit-ultramafitovykh massivov Vostochno-Sahalinskoy ofiolitovoy assotsiatsii* [Petrology of polygenic mafic-ultramafite massifs of the East Sakhalin ophiolite association]. Novosibirsk: Publishing House GEO 2015. 240 p. In Russian
- Malich K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A. *Lu-Hf izotopnaya sistematika arheyskikh tsirkonov ultramafitov platinonosnykh massivov* [Lu-Hf isotope systematics of Archean zircons of ultramafites of platinum-bearing massifs] // *Mineralogy in the whole space of this word: problems of strengthening the mineral and raw materials base and rational use of mineral raw materials*. St.-Petersburg: Publishing House of the Russian Mineralogical Society. 2012. pp. 182–184. In Russian
- Malich K.N., Krasnobaev A.A., Badanina I.Yu., Belousova E.A. *O prirode tsirkonov ultramafitov zonalnykh platinonosnykh massivov* [About the nature of ultramafic zircons of zonal platinum-bearing massifs] // *Izotopnoe datirovanie geologicheskikh protsessov novye rezultaty podhody perspektivy*. St.-Petersburg: Springer Publishing House. 2015. pp. 174–175 In Russian
- Safonova I.Yu., Reno Sh., Maruyama S. Ages of detrital zircons from modern sediments of the Yangtze River and stages of orogeny in Southeast Asia // *Doklady Earth Sciences*. 2010. Vol. 431. No 1. pp. 280–284.
- Turkina O.M., Kapitonov I.N. Lu-Hf isotope composition of zircon as an indicator of the sources for Paleoproterozoic collisional granites (Sharyzhalgai uplift, Siberian craton) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. Vol. 58. No 2. pp. 149–164. In Russian
- Turkina O.M., Priyatkin N.S. *Izotopnyy Lu-Hf sostav tsirkona i geohimiya paleoproterozoyskikh granitoidov Biryusinskogo bloka yugo-zapad Sibirskogo kratona* [Isotope Lu-Hf composition of zircon and geochemistry of Paleoproterozoic granitoids of the Biryusinsky block (Southwest of the Siberian Craton)] // *Geosphere Research*. 2017. No 1. P. 60–72. In Russian
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Sukhorukov V.P. Isotope Lu-Hf composition of detrital zircon from the Paragneys of the Sharyzhalgai uplift: evidence for Paleoproterozoic crustal growth // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. No 7. pp. 1016–1026.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 273. P. 48–57.
- Chauvel C. and Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 190. pp. 137–151.
- Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70. No A158.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Acherbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. pp. 133–147.
- Kinny P.D., Maas R. Lu–Hf and Sm–Nd isotope systems in zircon Zircon // *In Reviews in mineralogy and geochemistry*. V. 53. (Eds. Hanchar J.M. and Hoskin P.W.O.). 2003. pp. 327–341.
- Knauf O. The age of dunite-clinopyroxenite core of Kytlym and Galmoenan zonal Ural-type massifs by U-Pb data of zircons // 33th Int. Geol. Congr. Abstracts. Oslo, 2008. pp. 105–107.
- Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock. *Science*. 2001. V. 293. pp. 683–687.
- 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 Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // *Int. J. Geosci.* 2012. V. 3. No 2. pp. 289–296.

Woodhead J., Hergt J., Shelley M., Eggins S., Kemp R. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 209. pp. 121–135.

Woodhead J.D., Hergt J.M. Preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination // *Geostand. Geoanal. Res.* 2005. V. 29. pp. 183–195.

Zeh A., Gerdes A., Barton J.M.J. Archean accretion and crustal evolution of Kalahari Craton—the zircon age and Hf isotope record of granite rocks from Barbarton/Swaziland to the Francistown Arc // *J. Petrol.* 2009. 50. pp. 933–966.

Authors:

Lesnov Felix P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Academician RANS, Leading Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia. E-mail: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru

Kapitonov Igor N., Cand. Sci. (Physic.-Math.), Leading Researcher, Center of isotopic research, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russia. E-mail: Igor_Kapitonov@vsegei.ru

Sergeev Sergey A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Center of isotopic research, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russia. E-mail: sergey_sergeev@vsegei.ru