УДК 549.383+550.3+546.65+549.9+571.55 DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-912-930

# Геохимическая неоднородность кристаллов полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье)

**Ф. П. Леснов[1], Н. С. Медведев[2], В. Н. Королюк[1]**

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. В.А. Коптюга, 3, e-mails: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru*
[2]*Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН (ИНХ СО РАН), 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. М.А. Лаврентьева, 3, e-mail: medvedev@niic.nsc.ru*

Поступила в редакцию 09.03.2021 г., принята к печати 14.06.2021 г.

*Объект исследования.* Закономерности распределения редкоземельных элементов, а также Y и Th в кристаллах полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). Массив представляет собой крутонаклонную протрузию с видимой протяженностью около 25 км при максимальной ширине около 6 км, входящую в состав восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса. *Материалы и методы*. Для целей U-Pb изотопного датирования цирконов из композитной пробы слагающих массив гарцбургитов и дунитов массой около 4 кг было выделено 31 зерно размером 100–150 мкм. Содержания элементов-примесей в представительных зернах циркона из этой коллекции были определены методом LA-ICP-MS посредством их сканирования вдоль профилей. *Результаты.* Все исследованные цирконы характеризуются округленной формой, шероховатой поверхностью, микротрещиноватостью, слабым, до полного отсутствия, катодолюминесцентным свечением, нерегулярной осцилляторной зональностью. В некоторых зернах были обнаружены эпигенетические микровключения слюды, плагиоклаза, кальцита и хлорита. При анализе зерен цирконов выявлена их геохимическая неоднородность. Ранее было установлено, что в пределах всей коллекции зерен циркона значения их возраста (3049–502 млн лет), а также содержание U и Th изменяются в очень широких интервалах; причины этого являются предметом дискуссии. *Выводы.* Исследования показали, что РЗЭ, Th и Y в цирконах распределены очень неравномерно, причем иногда с признаками зональности. Как предполагается, цирконы из пород этого массива являются реликтовой фазой и возникли в результате преобразования древних (более 3 млрд лет) ювенильных кристаллов этого минерала, которые изначально находились в верхнемантийном протолите. Преобразование ювенильных цирконов и превращение их в реликтовую фазу произошло в процессе частичного плавления протолита, в ходе которого они подверглись термическому воздействию (отжигу), химическому резорбированию, а также нарушениям U-Pb систем, что обусловило неравномерное “омоложение” изотопного возраста реликтовых цирконов. Изменения в распределении элементов-примесей, по-видимому, были обусловлены инфильтрацией флюидов, поступавших из более поздних кислых расплавов.

**Ключевые слова**: *циркон, геохимия, редкоземельные элементы, U-Pb изотопный возраст, микровключения, реститогенные ультрамафиты, Шаманский массив, Восточное Забайкалье*

**Источник финансирования**

*Работа выполнена в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН в рамках госзадания № 0330-2018-0023. Науки о Земле. Работа также поддержана Министерством науки и высшего образования РФ в рамках проекта Института неорганической химии СО РАН (№ 121031700315-2)*

# Geochemical heterogeneity of polychronous relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikal region)

**Felix P. Lesnov[1], Nikolai S. Medvedev[2], Vladimir N. Korolyuk[1]**

[1]*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS (IGM SB RAS), 3 Akad. V.A. Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mails: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru*
[2]*A.V. Nikolaev Institute of Inorganic Chemistry, SB RAS (IIC SB RAS), 3 Akad. M.A. Lavrentiev av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: medvedev@niic.nsc.ru*

Received 09.03.2021, accepted 14.06.2021

**Для цитирования**: Леснов Ф.П., Медведев Н.С., Королюк В.Н. (2021) Геохимическая неоднородность кристаллов полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). *Литосфера*, **21**(6), 912-930. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-912-930

**For citation**: Lesnov F.P., Medvedev N.S., Korolyuk V.N. (2021) Geochemical heterogeneity of polychronous relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikal region). *Lithosphere (Russia)*, **21**(6), 912-930. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-912-930

© Ф.П. Леснов, Н.С. Медведев, В.Н. Королюк, 2021

*Research subject.* The distribution patterns of rare earth elements (REE), as well as Y and Th, in the grains of polychronous zircons from the restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalia). This massif is a steeply inclined protrusion that is part of the eastern branch of the Baikal-Muya ophiolite belt. *Materials and methods.* 31 zircon grains 100–150 μm in size were isolated from a composite sample of harzburgites and dunites with a total weight of 4 kg for their subsequent U-Pb isotope dating. These analyzes were performed by the LA-ICP-MS method by scanning along straight profiles on the plane of sections of representative zircon grains. *Results.* All zircon grains from the general collection are characterized by a rounded shape, a rough surface, microfracturing, a weak cathodoluminescent glow to a complete absence, and an irregular oscillatory zoning. In some grains, microinclusions of epigenetic minerals, such as quartz, mica, etc. were found. It was previously determined that, within the entire collection of zircon grains, the values of their age, as well as U and Th contents, vary across rather wide intervals (3049–502 Ma), the reasons for which are the subject of discussions. The LA-ICP-MS scanning over the profiles of representative zircon grains from the general collection showed that REE, Th, and Y are distributed highly unevenly, occasionally showing signs of zoning. It is assumed that the zircons found in the ultramafic rocks of this massif are a relict phase and appeared as a result of the transformation of very ancient (more than 3 billion years old) juvenile crystals of this mineral, which had been originally located in the upper mantle protolith. *Conclusions.* Transformations of juvenile zircons and their transformation into a relict phase occurred in the process of partial melting of the protolith, during which they underwent thermal action (annealing), chemical resorption, as well as disturbances in their U-Pb systems, which caused uneven "rejuvenation" of their isotopic age. It is also assumed that the revealed geochemical heterogeneity of relict zircons was mainly due to the later redistribution of trace elements with the simultaneous formation of microinclusions of epigenetic minerals in the process of infiltration along microcracks into ultramafic rocks, precipitated by acidic melts.

**Keywords**: *zircon, geochemistry, rare earth elements, U-Pb isotope age, microinclusions, restitogenic ultramafic rocks, Shaman massif, Eastern Transbaikal region*

**Funding information**

*The work was performed at the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS under the state task No. 0330-2016-0014. The research too was supported by the Minestry of Science and Higher Education of RF within the project of Institute of Inorganic Chemistry of SB RAS (No. 121031700315-2)*

## ВВЕДЕНИЕ

Исследования последних десятилетий показали, что акцессорные цирконы могут присутствовать не только в породах кислого и основного состава, но и в породах из мафит-ультрамафитовых массивов, в том числе в реститогенных ультрамафитах (Савельева и др., 2007; Малич и др., 2009; Краснобаев и др., 2009; Ферштатер и др., 2009; Сколотнев, 2010; Сколотнев и др., 2010; Леснов, 2015; Lesnov, 2017; и др.). Изучение микроэлементного состава цирконов из пород мафит-ультрамафитовых массивов с применением современных аналитических методов, а также их U-Pb изотопное датирование существенно расширили возможности для реконструкции условий формирования таких массивов. Показано, что возраст таких цирконов широко варьирует не только в пределах каждого массива, но иногда и в отдельно взятых пробах его пород. Возможные причины широких вариаций возраста и других свойств цирконов из мафит-ультрамафитовых массивов продолжают оставаться предметом дискуссий. При этом важно отметить, что при интерпретации наблюдаемых сложных распределений значений изотопного возраста цирконов из мафит-ультрамафитовых массивов необходимо учитывать возможное влияние различных факторов, в том числе таких, как продолжительность роста кристаллов, частичная потеря ими радиогенных изотопов Pb диффузионным путем при нагреве, привнос U при инфильтрации эпигенетических флюидов, аналитические и некоторые другие погрешности.

## СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

По результатам комплексных исследований цирконов из пород различного состава и генезиса в статьях, опубликованных в фундаментальной сводке (Zircon, 2003), обсуждались актуальные проблемы, касающиеся распространенности, морфологии, физических свойств, макро- и микроэлементного состава, изотопного возраста и условий образования циркона как весьма информативного индикатора, используемого при решении многих геологических задач. Некоторые из этих публикаций, а также более поздние работы, о которых пойдет речь ниже, представляют интерес в контексте обсуждения представленных в нашей статье результатов геохимических исследований реликтовых цирконов из ультрамафитов Шаманского массива.

Так, Ф. Корфу с соавторами обобщили материалы по морфологии и оптическим свойствам цирконов, а также о связи этих характеристик с условиями формирования магматических пород и их комплексов (Corfu et al., 2003). В частности, в этой работе представлены микрофотографии цирконов из кимберлитов, которые почти лишены осцилляторной зональности, что, по предположению авторов, было обусловлено длительным пребыванием кристаллов этого минерала в условиях высоких температур, вследствие чего произошло полное или почти полное нивелирование его изначальной осцилляторной зональности.

В. Хоскин и У. Шелтеггер показали, что цирконы являются важнейшим концентратором U, Th и

РЗЭ в различных породах, которые используются в качестве геохимических индикаторов магматических процессов (Hoskin, Schaltegger, 2003). При этом они отметили возросший интерес к составу и другим свойствам цирконов, в том числе к особенностям распределения в них элементов-примесей, обусловленный стремлением минимизировать те ошибки, которые возникают при их изотопном датировании.

Д. Черниак и Е. Уатсон представили результаты физических экспериментов по оценке скорости диффузии Pb и других элементов-примесей в цирконах, информация о которой имеет принципиальное значение для интерпретации результатов их U-Pb изотопного датирования (Cherniak, Watson, 2003). По их данным, цирконы в целом характеризуются сравнительно низкой скоростью диффузии Pb. При этом, согласно выполненным ими расчетам, температура закрытия U-Pb изотопной системы в среднем превышает 900°C для цирконов "типичных" размеров. Кроме того, в этой работе было отмечено, что вопросы сохранности первичного микроэлементного состава цирконов, в том числе содержания в них радиогенных изотопов Pb, а также вопросы устойчивости этого минерала к различным внешним воздействиям имеют определяющее значение в связи с использованием его в качестве геохронометра.

А.А. Краснобаев с соавторами (2009), а также Г.Б. Ферштатер с коллегами (2009) по результатам изучения морфолого-оптических свойств и изотопного датирования цирконов из ультрамафитов Сахаринского, Южно-Хабарнинского и других массивов Урала показали, что U-Pb изотопный возраст этих цирконов варьирует в очень широких пределах (2808–320 млн лет). При этом они подчеркнули, что полученные ими наиболее древние оценки возраста цирконов (более 2800 млн лет) могут рассматриваться в качестве минимального возраста для верхнемантийного субстрата.

С.Г. Сколотнев с соавторами выполнили U-Pb изотопное датирование большой коллекции цирконов из ультрамафитов, габброидов и других пород, образцы которых были драгированы в разных структурах Центральной и Южной Атлантики (Сколотнев, 2010; Сколотнев и др., 2010). По результатам своих исследований они пришли, в частности, к выводу о том, что "в процессе деформаций циркон обогащался U, Th, Hf, P, Y, а также РЗЭ". В этой работе также показано, что наблюдаемая аномальная обогащенность цирконов элементами-примесями связана с присутствием в них внутризерновых трансляционных поверхностей, вдоль которых циркулировали флюиды, выполнявшие роль поставщиков этих компонентов, и что "привнос U, Th и Hf в кристаллы циркона мог сказаться на их изначальных изотопных системах…". В пользу такой точки зрения свидетельствует и вывод Р. Финча и Дж. Ханчера о том, что "кристаллическая структура циркона является относительно открытой с малыми пустотами между многогранниками $SiO_4$ и $ZrO_8$ и что она содержит открытые каналы, параллельные оси [001]" (Finch, Hanchar, 2003).

С мнением авторов двух предыдущих работ согласуются результаты геохимических исследований Т.Ф. Зингер с коллегами (2010), которые на примере цирконов из образцов габброидов, драгированных в Срединно-Атлантическом хребте, показали, что между микроэлементным составом полихронных цирконов, с одной стороны, и пластическими деформациями их зерен, с другой, существует прямая зависимость. В частности, в этой работе отмечено, что, во-первых, в наиболее интенсивно перекристаллизованных зернах циркона отношение $ZrO_2/HfO_2$ имеет более низкие значения по сравнению с этим параметром в менее деформированных его зернах; во-вторых, что "деформации в зернах циркона сопровождались увеличением содержания в них редкоземельных элементов"; в-третьих, что "измеренные отношения $^{238}U/^{206}Pb$ изменяются в пределах одного зерна циркона и могут отличаться на порядок в зависимости от интенсивности наложенных хрупко-пластических деформаций".

Наконец, отметим, что Ю.А. Костицын с соавторами (2015) на основе результатов геохимических и изотопно-геохронологических исследований коллекции полихронных цирконов из образцов ультрамафитов, габброидов и базальтоидов, драгированных в пределах Срединно-Атлантического хребта, пришли к выводу о том, что "циркон очень устойчив в коровых магматических процессах, особенно при пониженной активности щелочей, однако при попадании в условия температур верхней мантии (1500–1300°C) он быстро теряет радиогенный Pb диффузионным путем".

Ниже изложены данные, полученные при геохимических исследованиях полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива, которые были выполнены методом LA-ICP-MS посредством сканирования их представительных зерен вдоль профилей. Кроме того, обсуждаются некоторые возможные причины выявленной геохимической неоднородности индивидуальных зерен минерала, а также наблюдаемых широких вариаций их изотопного возраста.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

При проведении в течение последних десятилетий структурно-петрологических исследований ряда эталонных мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, было установлено, что они в своем большинстве включают в себя несколько пространственно сближен-

ных, но генетически автономных комплексов плутонических горных пород ультрамафитового и мафитового состава, что позволило определять их как *полигенные мафит-ультрамафитовые массивы* (Леснов, 2015; Lesnov, 2017). В общем случае в таких массивах можно выделить следующие породные комплексы или тела: а) протрузия реститогенных ультрамафитов, представленных лерцолитами, гарцбургитами, дунитами и их серпентинизированными разновидностями; б) габброидный интрузив, прорывающий протрузию ультрамафитов и сложенный ортомагматическими, преимущественно безоливиновыми габбронoритами и габбро; в) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ протрузии ультрамафитов и габброидного интрузива и сложенная гибридными ультрамафитами (верлиты, вебстериты, ортопироксениты, клинопироксениты и их оливин- и плагиоклазсодержащие разновидности), а также гибридными оливиновыми габброидами различной меланократовости, часто имеющими такситовые, в том числе параллельно-полосчатые текстуры (троктолиты, оливиновые габбронориты и габбро); г) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ габброидного интрузива и прорываемых им толщ вмещающих пород и сложенная гибридными габброидами другого типа (амфиболовые, кварц- и биотитсодержащие габбро, диориты, кварцевые диориты).

Рассмотрим далее результаты, полученные при выполнении геохимических исследований представительных зерен реликтовых цирконов из пород Шаманского ультрамафитового массива, одного из крупнейших в Восточной Сибири. Он представляет собой протрузию реститогенных ультрамафитов, в пространственной близости от которой габброидные интрузивы не обнажаются (Леснов и др., 2016). Массив, расположенный на правобережье р. Витим (55°81′38.9″ с. ш., 111°09′16.7″ в. д.), входит в состав восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса. На современном эрозионном срезе он имеет протяженность около 25 км при максимальной ширине около 6 км. Длинная ось массива ориентирована в север-северо-западном направлении согласно простиранию зоны глубинного разлома, к которой он структурно приурочен. Массив залегает среди метаморфических образований протерозойского возраста. Он сложен неравномерно и в большинстве своем слабосерпентинизированными гарцбургитами и подчиненными им дунитами, а также серпентинитами. Последние преимущественно распространены вдоль тектонических контактов массива с породами обрамления, а также вдоль секущих его разломов.

По результатам петроструктурных исследований оливинов из ультрамафитов массива было установлено, что в его внутренних зонах зерна этого минерала подверглись менее интенсивным пластическим и хрупким деформациям по сравнению с его зернами из пород краевых зон массива (Пугачева, 1988; Леснов и др., 2016). Эти данные послужили основанием для вывода о том, что массив, имея концентрически-зональную деформационную макроструктуру, представляет собой круто наклоненную протрузию (Леснов и др., 2016; Леснов, 2019).

Геохимические исследования реститогенных ультрамафитов Шаманского массива, выполненные масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), показали, что они аномально обогащены легкими РЗЭ. Это, как предполагалось, было обусловлено инфильтрацией флюидов, поступавших из расплавов, которые сформировали гранитоидные интрузивы, обнажающиеся в районе этого массива (Леснов и др., 2016). Данные исследования также показали, что в породах массива существует прямая зависимость между содержаниями Zr и Hf, что послужило основанием для предположения о присутствии в них акцессорных цирконов. Для его проверки была использована отобранная Е.Е. Пугачевой и составленная из нескольких десятков фрагментов образцов ультрамафитов композитная проба общей массой около 4 кг. Из нее было выделено 31 зерно циркона размером 100–150 мкм. U-Pb изотопное датирование этих зерен циркона, выполненное на ионном микрозонде SHRIMP II во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), показало, что значения их возраста варьируют в очень широком интервале (3049–502 млн лет) (Леснов, 2018а, б). При этом на полимодальной гистограмме частот встречаемости значений возраста этих цирконов наблюдалось несколько максимумов, наиболее интенсивный из которых приходился на интервал ≈ 900–400 млн лет.

При проведении Lu/Hf систематики цирконов из рассматриваемой коллекции было установлено, что, во-первых, значения параметров $^{176}Hf/^{177}Hf$ и εHf(T) в них распределены полимодально; во-вторых, что значения этих изотопных параметров в целом согласуются с результатами U-Pb датирования этих цирконов, разделенных на несколько возрастных кластеров; в-третьих, что значение параметра εHf(T) для наиболее древнего зерна циркона (3049 млн лет) почти совпало с его значением, принятым для универсального хондритового резервуара (CHUR) (Леснов и др., 2019).

При анализе цирконов из этой коллекции электронно-зондовым методом в некоторых их зернах были обнаружены единичные однофазовые, реже двухфазовые микровключения, сложенные слюдой, плагиоклазом, кальцитом и хлоритом. Микровключения преимущественно наблюдались в зернах, возраст которых не превышал 640 млн лет. Морфология и минеральный состав микровключений позволили прийти к заключению о том, что они являются *эпигенетическими образованиями*,

возникшими при инфильтрации флюидов, которые поступали из расплавов кислого состава, сформировавших гранитоидные интрузивы, распространенные в районе Шаманского массива (Леснов, Королюк, 2021). Дополнительным свидетельством инфильтрации эпигенетических флюидов может служить свойственная ультрамафитам массива их аномальная обогащенность легкими РЗЭ, не свойственная реститам (Леснов и др., 2016).

Совокупность полученных данных о различных свойствах цирконов из ультрамафитов Шаманского массива позволила прийти к выводу о том, что они представляют собой *реликтовую* фазу, которая образовалась по *ювенильным* цирконам, изначально находившимся в верхнемантийном протолите и затем подвергшимся морфолого-оптическим, геохимическим и изотопным нарушениям при отжиге в процессе частичного плавления протолита и образования ультрамафитовых реститов, которые затем в виде протрузии были тектонически перемещены на верхние уровни земной коры. В целях дополнительного обоснования предложенной модели формирования Шаманского массива нами были исследованы особенности пространственного распределения РЗЭ, Y и Th в пределах представительных кристаллов циркона посредством их сканирования методом LA-ICP-MS вдоль профилей.

## МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА

Геохимические исследования цирконов были выполнены в Институте неорганической химии СО РАН масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) на спектрометре iCAP Qc (Thermo Scientific). Выделение материала из зерен циркона (абляция) для определения содержания РЗЭ, Th и Y осуществлялось с применением устройства лазерного пробоотбора NWR 213 (ESI). В каждом зерне измерения выполнялись вдоль одной или двух прямых линий (профилей) сканирования с определенным шагом. Положение профилей выбиралось таким образом, чтобы в испаряемый объем не попали оптически видимые микровключения или микротрещины с загрязняющим веществом. Однако полностью избежать попадания в зону испарения подобных дефектов, в том числе расположенных под плоскостью среза зерна, не представлялось возможным.

Длина отрезка профиля сканирования для отбора испаряемого материала на один анализ определялась скоростью горизонтального движения зерна, временем экспозиции и числом последовательно регистрируемых изотопов. После завершения каждого анализа запускалось накопление аналитических сигналов для следующего отрезка сканирования. В целях обеспечения необходимого пространственного разрешения и снижения вероятности попадания в абляционный объем постороннего материала из дефектов, а также для достаточной величины аналитического сигнала пробоотбор осуществляли при следующих параметрах: а) длина волны излучения – 213 нм; б) диаметр лазерного пучка – 25 мкм; в) частота и длительность лазерных импульсов – 20 Гц и 4 нс соответственно; г) скорость сканирования – 5 мкм/с; д) плотность отдаваемой энергии за 1 импульс – 2.5 Дж/см$^2$. При указанных параметрах анализа время накопления сигнала для одного измерения и расстояние перемещения зерна на каждый анализируемый изотоп составили 0.05 с и 0.25 мкм соответственно. После прохождения профиля в каждом зерне циркона образовывался удлиненный “кратер” шириной 25 мкм и глубиной 2 мкм. Общая длина профилей сканирования лазерным пучком в зернах определялась их поперечным размером (≈100–150 мкм), при этом в некоторых случаях пучок лазера незначительно выходил за пределы зерна. Градуировка аппаратуры проводилась по стандартным образцам (NIST 610, 612, 614 и 616) из Смитсоновского института стандартизации. В качестве внутреннего стандарта использовали изотопы $^{238}$U или $^{232}$Th, содержание которых было определено при предварительном U-Pb изотопном датировании цироконов. В заключение отметим, что при проведении анализов путем сканирования зерен циркона из рассматриваемой коллекции, которые характеризуются неоднородным распределением определяемых элементов-примесей, неизбежно возникала некоторая неопределенность относительно точности анализа, поскольку при интегральном наборе данных найденное их содержание могло несколько отклоняться в обе стороны от среднего значения. Тем не менее в общем случае при анализе гомогенных образцов указанным методом стандартное отклонение параллельных измерений обычно находилось в пределах 10–20 отн. %, но не более 30 отн. %.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Общая характеристика представительных зерен циркона из ультрамафитов Шаманского массива, которые были отобраны для геохимических исследований путем сканирования вдоль профилей, приведена в табл. 1. Эти, как и все остальные зерна циркона из рассматриваемой коллекции, характеризовались округленной формой, шероховатой поверхностью, микротрещиноватостью, низкой до полного ее отсутствия интенсивностью катодолюминесцентного свечения, как это видно на примере зерна 2.12 (рис. 1), нерегулярной осцилляторной зональностью, а также присутствием микровключений эпигенетических минералов (слюда, хлорит, плагиоклаз, кальцит) размером от первых мкм до

**Таблица 1**. Общая характеристика представительных зерен циркона, в которых сканированием вдоль профилей методом LA-ICP-MS определены содержания элементов-примесей

**Table 1**. General characteristics of representative zircon grains, in which the content of trace elements was determined by the LA-ICP-MS method when scanning along the profiles

| № зерна | U-Pb изотопный возраст, млн лет | Название профиля | Протяженность профиля, мкм | Кол-во точек измерения | Содержание, г/т | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | U | $^{206}Pb_{рад}$ | Th |
| 2.19 | 1741 | А-А (1–21)<br>Б-Б (1–14) | 138<br>100 | 21<br>14 | 189 | 50.2 | 93 |
| 3.9 | 612 | А-Б (1–21)<br>В-Г (1–11) | 93<br>53 | 20<br>11 | 397 | 31 | 139 |
| 2.5 | 3049 | 1-14 | 108 | 14 | 198 | 85.2 | 45 |
| 5.8 | 2370 | 1-12 | 86 | 12 | 150 | 57.9 | 43 |
| 2.12 | 2726 | 1-15<br>1-20 | 60<br>80 | 15<br>20 | 452 | 200.6 | 294 |

Примечание. Данные об изотопном возрасте и о содержании U, Th и радиогенного свинца ($^{206}Pb_{рад}$) приведены по (Леснов, 2018а).

Note. The data on the isotopic age of zircons and the content of U. radiogenic lead ($^{206}Pb_{rad}$) and Th are given according after (Lesnov, 2018a).

десятков мкм. Микровключения обычно располагались по всему срезу зерен и имели субизометричную, прожилковидную, линейно-струйчатую или неправильную форму (Леснов, Королюк, 2021).

При U-Pb изотопном датировании общей коллекции зерен циркона в них были выявлены широкие вариации значений возраста, а также содержаний U, Th и Pb. Очень неравномерное распределение элементов-примесей было определено и при анализе представительных зерен циркона методом LA-ICP-MS вдоль профилей (табл. 2–7). На геохимическую неоднородность этих цирконов указывают также положение и конфигурация спектров распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ (рис. 2). Например, в одних точках измерений в зерне 2.5 наблюдаются положительные аномалии Ce, в то время как в других точках они отсутствуют. О геохимической неоднородности зерна 2.19 свидетельствует тот факт, что максимальные хондрит-нормированные содержания РЗЭ в нем примерно на порядок превышают их минимальные содержания (рис. 3). Следует также отметить, что во внешней зоне зерна 2.19 определено более высокое содержание элементов-примесей по сравнению с его внутренней зоной, в то время как в зерне 2.5 наблюдалось противоположное соотношение, что указывает на геохимическую зональность этих зерен (рис. 4–7).

Обобщая полученные данные о разных свойствах цирконов из ультрамафитовых реститов Шаманского массива, укажем на наиболее существенные из них: 1) округленная форма, шероховатая поверхность и микротрещиноватость; 2) в целом низкая до полного отсутствия интенсивность катодолюминесцентного свечения; 3) редко наблюдаемая и, как правило, нарушенная осцилляторная зональность; 4) неравномерное, иногда зональное распределение РЗЭ и других элементов-примесей; 5) присутствие разных по форме, размеру и минеральному составу эпигенетических микровключений; 6) очень широкие вариации значений U-Pb изотопного возраста, часто значительно превышающих 1 млрд лет.

Указанные свойства цирконов из изученной коллекции дают основание предполагать, что в течение своей геологической истории в их кристаллах произошли различные изменения, в том числе нарушения в U-Pb изотопных системах и перераспределение элементов-примесей, вызванные термическим воздействием (отжигом), химическим резорбированием, деформациями, а также инфильтрацией эпигенетических флюидов. В совокупности эти факторы обусловили наблюдаемую полихронность и геохимическую неоднородность этих цирконов, которые рассматриваются нами в качестве реликтовой фазы, возникшей в результате преобразований очень древних ювенильных цирконов, изначально находившихся в верхнемантийном протолите до начала его частичного плавления.

В связи со сказанным выше считаем целесообразным, в порядке сравнения с материалами по геохимии цирконов из пород Шаманского массива, привести данные, полученные нами ранее при изучении цирконов из некоторых других мафит-ультрамафитовых массивов.

Так, при петрологических исследованиях Березовского мафит-ультрамафитового массива (Восточно-Сахалинская офиолитовая ассоциация), залегающего среди мезозойских складчатых структур, было установлено, что он включает в себя протрузию реститогенных ультрамафитов (серпентинизированные лерцолиты и гарцбургиты), прорывающий ее габброидный интрузив (ортомагматические габбро-нориты и габбро), контактово-

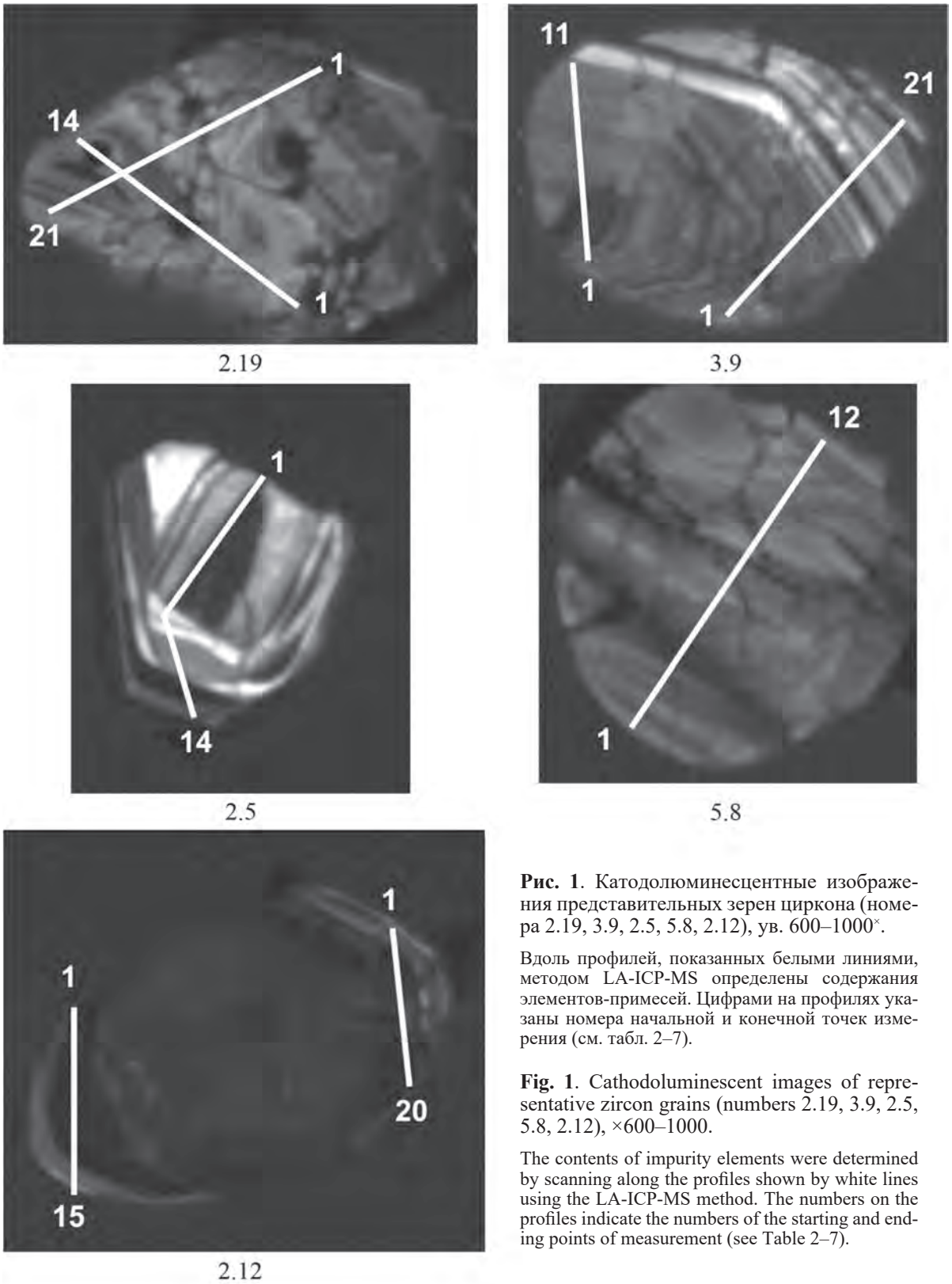


**Рис. 1**. Катодолюминесцентные изображения представительных зерен циркона (номера 2.19, 3.9, 2.5, 5.8, 2.12), ув. 600–1000×.

Вдоль профилей, показанных белыми линиями, методом LA-ICP-MS определены содержания элементов-примесей. Цифрами на профилях указаны номера начальной и конечной точек измерения (см. табл. 2–7).

**Fig. 1**. Cathodoluminescent images of representative zircon grains (numbers 2.19, 3.9, 2.5, 5.8, 2.12), ×600–1000.

The contents of impurity elements were determined by scanning along the profiles shown by white lines using the LA-ICP-MS method. The numbers on the profiles indicate the numbers of the starting and ending points of measurement (see Table 2–7).

реакционную зону, расположенную вдоль их границ (верлиты, пироксениты, габбро-пироксениты, такситовые оливиновые габбронориты и габбро), а также контактово-реакционную зону, расположенную вдоль границ габброидного интрузива с вмещающими метатерригенно-вулканогенными породами

**Таблица 2**. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 2.19 в точках измерения вдоль профиля А–А (1–21), г/т

**Table 2**. Content of trace elements in zircon grain 2.19 at measurement points along profile А–А (1–21), ppm

| № точки измерения | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y | Th |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| 2 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 1.5 | 9.9 | 2.3 | <ПО | 4.4 | 34 | 6.8 | 53 | <ПО |
| 3 | 0.15 | 1.2 | 0.072 | 0.9 | 0.3 | 0.32 | 1.0 | 0.26 | 4.3 | 1.6 | 8.3 | 2.4 | 28 | 6.5 | 5.9 | 13 |
| 4 | 0.5 | 3.1 | 0.2 | 1.2 | 1.1 | 0.63 | 3.4 | 2.2 | 22 | 7.0 | 44 | 13 | 140 | 36 | 120 | 98 |
| 5 | <ПО | 1.5 | <ПО | 0.48 | 0.34 | 0.29 | 1.3 | 0.7 | 9.5 | 3.6 | 23 | 6.4 | 83 | 13 | 72 | 50 |
| 6 | <ПО | 2.0 | 0.041 | 0.32 | 0.43 | 0.28 | 2.6 | 0.72 | 9.8 | 4.0 | 21 | 4.9 | 63 | 8.9 | 77 | 46 |
| 7 | 0.1 | 5.0 | 0.12 | 0.65 | 1.1 | 0.34 | 4.2 | 1.7 | 19 | 7.6 | 37 | 10 | 120 | 14 | 180 | 64 |
| 8 | 0.1 | 5.3 | 0.086 | 1.0 | 1.1 | 0.43 | 5.0 | 1.7 | 23 | 9.1 | 42 | 11 | 130 | 26 | 230 | 82 |
| 9 | 0.27 | 8.1 | 0.18 | 1.6 | 1.8 | 0.47 | 5.7 | 2.0 | 22 | 9.8 | 45 | 12 | 130 | 19 | 200 | 51 |
| 10 | 0.17 | 6.2 | 0.22 | 1.9 | 0.67 | 0.67 | 4.1 | 1.4 | 22 | 8.0 | 43 | 12 | 130 | 18 | 210 | 73 |
| 11 | 0.16 | 4.6 | 0.05 | 0.6 | 0.45 | 0.24 | 3.2 | 1.3 | 17 | 7.3 | 34 | 9.4 | 130 | 19 | 130 | 73 |
| 12 | 0.12 | 5.7 | 0.12 | 0.89 | 0.8 | 0.29 | 4.3 | 1.3 | 20 | 7.7 | 35 | 9.4 | 120 | 18 | 210 | 85 |
| 13 | 0.17 | 5.5 | 0.13 | 0.81 | 0.94 | 0.27 | 3.7 | 1.2 | 16 | 6.1 | 37 | 9.6 | 130 | 17 | 190 | 60 |
| 14 | <ПО | 1.4 | <ПО | <ПО | 0.21 | <ПО | 0.61 | 0.26 | 3.1 | 1.3 | 8.0 | 2.2 | 26 | 5.2 | 69 | 30 |
| 15 | <ПО | 2.6 | 0.072 | 0.57 | 0.78 | 0.31 | 2.4 | 0.89 | 11 | 4.1 | 22 | 5.8 | 92 | 13 | 86 | 45 |
| 16 | <ПО | 4.0 | 0.11 | 0.51 | 0.73 | 0.3 | 2.7 | 1.2 | 17 | 6.9 | 34 | 8.4 | 88 | 21 | 150 | 52 |
| 17 | 0.36 | 9.7 | 0.53 | 4.0 | 8.0 | 3.8 | 37 | 9.5 | 86 | 23 | 83 | 15 | 160 | 30 | 430 | 46 |
| 18 | 0.55 | 14 | 0.34 | 4.0 | 2.8 | 1.3 | 9.8 | 4.3 | 33 | 12 | 62 | 15 | 140 | 31 | 820 | 57 |
| 19 | <ПО | 8.5 | <ПО | 2.5 | 1.1 | 0.56 | 7.9 | 3.5 | 43 | 16 | 69 | 13 | 180 | 40 | 370 | 79 |
| 20 | <ПО | 14 | <ПО | 3.8 | <ПО | <ПО | 18 | 1.3 | 26 | 8.8 | 47 | 13 | 150 | 27 | 400 | 61 |
| 21 | <ПО | 7.7 | <ПО | <ПО | 5.9 | <ПО | 6.0 | 5.9 | 26 | 3.1 | 44 | 9.8 | 130 | 16 | 290 | 21 |
| ПО | 0.1 | 0.07 | 0.03 | 0.2 | 0.1 | 0.07 | 0.03 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.09 | 0.06 | 0.1 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |

Примечание. Здесь и далее – положение профилей сканирования показано на рис. 1, ПО – предел обнаружения элемента.

Note. Hereinafter – the position of the scanning profiles is shown in Fig. 1, ПО is the element detection limit.

**Таблица 3**. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 2.19 в точках измерения вдоль профиля Б–Б (1–14), г/т

**Table 3**. Content of trace elements in zircon grain 2.19 at measurement points along profile Б–Б (1–14), ppm

| № точки измерения | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y | Th |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 0.7 | 9.8 | 0.51 | 4.1 | 3.7 | 1.4 | 22 | 9.5 | 140 | 45 | 190 | 34 | 280 | 58 | 2200 | 150 |
| 2 | 0.9 | 74 | 0.55 | 4.3 | 3.8 | 1.3 | 10 | 5.3 | 68 | 26 | 130 | 34 | 390 | 87 | 810 | 150 |
| 3 | 0.56 | 26 | 0.69 | 3.7 | 3.6 | 0.95 | 16 | 4.6 | 60 | 26 | 120 | 27 | 300 | 60 | 580 | 120 |
| 4 | 0.82 | 24 | 0.64 | 4.0 | 3.7 | 0.94 | 13 | 3.1 | 40 | 16 | 88 | 17 | 180 | 37 | 760 | 81 |
| 5 | 0.13 | 7.4 | 0.11 | 1.3 | 1.6 | 0.41 | 4.0 | 1.5 | 29 | 9.5 | 55 | 12 | 210 | 22 | 200 | 51 |
| 6 | 0.17 | 9.7 | 0.11 | 1.0 | 1.7 | 0.50 | 6.6 | 2.9 | 35 | 11 | 60 | 20 | 220 | 30 | 310 | 74 |
| 7 | 0.33 | 14 | 0.29 | 2.1 | 2.7 | 0.96 | 9.6 | 3.6 | 47 | 15 | 87 | 22 | 190 | 24 | 380 | 96 |
| 8 | 0.59 | 16 | 0.66 | 3.6 | 4.3 | 1.7 | 13 | 4.0 | 55 | 20 | 92 | 25 | 320 | 40 | 320 | 98 |
| 9 | 0.28 | 13 | 0.34 | 4.4 | 5.2 | 3.2 | 17 | 7.2 | 63 | 22 | 79 | 24 | 300 | 30 | 480 | 93 |
| 10 | 0.22 | 6.4 | 0.34 | 2.3 | 4.0 | 1.1 | 14 | 4.3 | 42 | 12 | 54 | 12 | 120 | 20 | 340 | 49 |
| 11 | <ПО | 4.3 | 0.06 | 0.61 | 1.1 | 0.17 | 3.8 | 1.0 | 16 | 7.3 | 42 | 9.1 | 110 | 14 | 230 | 45 |
| 12 | 0.4 | 32 | 0.41 | 3.0 | 3.1 | 0.37 | 27 | 9.4 | 120 | 45 | 200 | 57 | 660 | 86 | 1100 | 190 |
| 13 | 0.49 | 34 | 0.35 | 3.0 | 5.4 | 0.58 | 15 | 7.0 | 110 | 36 | 180 | 42 | 460 | 110 | 1200 | 170 |
| 14 | 0.64 | 54 | 0.73 | 5.7 | 3.8 | 1.5 | 36 | 12 | 170 | 52 | 250 | 56 | 550 | 110 | 2400 | 240 |

**Таблица 4**. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 3.9 в точках измерения вдоль профиля А–Б (1–21), г/т

**Table 4**. Content of trace elements in zircon grain 3.9 at measurement points along profile А–Б (1–21), ppm

| № точки измерения | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y | Th |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| 2 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 1900 | <ПО |
| 3 | 11 | 8.7 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 11 | 99 | 23 | 140 | <ПО | 120 | 26 | 650 | 120 |
| 4 | 0.62 | 1.4 | <ПО | 1.2 | 0.3 | 0.23 | 3.1 | 1.1 | 13 | 4.9 | 40 | 6.9 | 130 | 31 | 14 | 180 |
| 5 | <ПО | 4.6 | 0.055 | 0.56 | 0.74 | 0.48 | 4.0 | 2.0 | 28 | 14 | 68 | 14 | 170 | 46 | 200 | 290 |
| 6 | 0.12 | 8.4 | 0.059 | 0.56 | 0.49 | 0.57 | 6.4 | 2.8 | 35 | 17 | 89 | 33 | 290 | 78 | 470 | 480 |
| 7 | <ПО | 6.1 | 0.091 | 0.71 | 1.3 | 0.77 | 7.9 | 2.8 | 38 | 13 | 57 | 16 | 160 | 44 | 280 | 390 |
| 8 | 0.13 | 14 | 0.15 | 0.95 | 2.5 | 1.4 | 13 | 4.7 | 61 | 26 | 180 | 39 | 370 | 78 | 870 | 410 |
| 9 | <ПО | 14 | 0.071 | 1.1 | 1.8 | 0.91 | 14 | 4.2 | 54 | 21 | 93 | 24 | 310 | 65 | 650 | 630 |
| 10 | <ПО | 5.9 | <ПО | 0.52 | 1.2 | 0.82 | 8.6 | 3.2 | 43 | 17 | 110 | 24 | 220 | 52 | 550 | 360 |
| 11 | 0.22 | 17 | 0.044 | 0.72 | 1.5 | 0.85 | 9.9 | 3.3 | 51 | 19 | 110 | 34 | 320 | 68 | 590 | 370 |
| 12 | <ПО | 16 | 0.13 | 1.1 | 1.9 | 1.1 | 9.2 | 3.3 | 41 | 17 | 87 | 21 | 290 | 53 | 450 | 440 |
| 13 | <ПО | 24 | 0.04 | 1.3 | 3.3 | 1.7 | 17 | 7.1 | 99 | 52 | 280 | 57 | 710 | 170 | 1300 | 320 |
| 14 | <ПО | 46 | 0.2 | 2.7 | 4.3 | 2.2 | 37 | 13 | 170 | 65 | 370 | 71 | 670 | 130 | 1000 | 400 |
| 15 | 0.21 | 51 | 0.45 | 5.7 | 6.3 | 3.0 | 28 | 14 | 150 | 58 | 300 | 69 | 710 | 140 | 3000 | 420 |
| 16 | <ПО | 6.0 | 0.047 | <ПО | 0.39 | 0.59 | 2.8 | 1.9 | 27 | 9.6 | 58 | 12 | 120 | 38 | 330 | 330 |
| 17 | 0.94 | 110 | 2.0 | 4.2 | 5.5 | <ПО | <ПО | 21 | 350 | 98 | 500 | 83 | 870 | 170 | <ПО | 500 |
| 18 | <ПО | 13 | <ПО | 8.4 | <ПО | <ПО | 11 | 9.2 | 58 | 33 | 100 | 18 | 360 | 64 | <ПО | 440 |
| 19 | <ПО | 26 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 22 | 150 | 100 | 130 | 22 | 350 | 140 | <ПО | 240 |
| 20 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |

**Таблица 5**. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 3.9 в точках измерения вдоль профиля В–Г (1–11), г/т

**Table 5**. Content of trace elements in zircon grain 3.9 at measurement points along profile, В–Г (1–11), ppm

| № точки измерения | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y | Th |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | <ПО | 7.4 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 270 | 320 |
| 2 | 0.28 | 1.8 | 0.049 | 0.62 | 1.2 | 0.62 | 2.1 | 0.74 | 7.8 | 4.5 | 31 | 7.0 | 120 | 27 | 16 | 330 |
| 3 | 0.17 | 4.0 | <ПО | 0.58 | 1.3 | 0.76 | 6.9 | 2.5 | 33 | 13 | 61 | 15 | 150 | 33 | 170 | 380 |
| 4 | 0.16 | 12 | 0.21 | 1.2 | 2.0 | 1.3 | 12 | 4.0 | 56 | 18 | 95 | 22 | 230 | 53 | 370 | 580 |
| 5 | 0.17 | 14 | 0.12 | 0.37 | 1.8 | 0.73 | 9.7 | 4.0 | 45 | 17 | 100 | 19 | 220 | 49 | 360 | 510 |
| 6 | 0.21 | 15 | 0.2 | 0.69 | 1.5 | 0.8 | 12 | 4.4 | 54 | 19 | 120 | 32 | 360 | 88 | 510 | 520 |
| 7 | 0.16 | 8.5 | 0.089 | 0.8 | 0.74 | 0.53 | 5.7 | 2.1 | 36 | 13 | 71 | 17 | 220 | 53 | 370 | 250 |
| 8 | 0.12 | 12 | 0.1 | 0.85 | 2.0 | 0.99 | 9.2 | 2.9 | 46 | 21 | 130 | 26 | 300 | 76 | 680 | 350 |
| 9 | 0.27 | 23 | 0.51 | 3.6 | 4.7 | 1.8 | 24 | 6.0 | 91 | 36 | 190 | 42 | 460 | 130 | 1300 | 330 |
| 10 | <ПО | 55 | 0.78 | 9.8 | 13 | 1.6 | 26 | 6.4 | 120 | 48 | 290 | 57 | 640 | 170 | 3000 | 280 |
| 11 | <ПО | 41 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 35 | 12 | 78 | 61 | 250 | 52 | 660 | 120 | 1700 | 450 |

**Таблица 6**. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 2.12 в точках измерения вдоль профиля 1–20, г/т

**Table 6**. Content of trace elements in zircon grain 2.12 at measurement points along profile 1–20, ppm

| № точки измерения | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y | Th |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| 2 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| 3 | <ПО | 29 | 3.3 | 42 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| 4 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 320 | <ПО |
| 5 | 0.16 | 0.44 | 0.058 | 0.37 | <ПО | <ПО | 0.97 | 0.32 | 4.3 | 1.5 | 7 | 1.6 | 23 | 6.4 | 9.6 | 62 |
| 6 | 1.1 | 5.4 | 0.52 | 2.3 | 2.0 | 0.61 | 4.1 | 1.8 | 23 | 8.3 | 48 | 13 | 150 | 40 | 160 | 67 |
| 7 | 0.71 | 6.3 | 0.43 | 3.1 | 2.0 | 0.53 | 5.1 | 1.7 | 23 | 9.6 | 57 | 14 | 170 | 43 | 230 | 74 |
| 8 | 1.9 | 7.3 | 0.66 | 3.2 | 2.1 | 0.41 | 4.1 | 1.8 | 23 | 11 | 64 | 17 | 180 | 42 | 260 | 97 |
| 9 | 5.1 | 7.2 | 1.1 | 5.6 | 2.7 | 0.52 | 4.8 | 2.0 | 31 | 13 | 72 | 18 | 190 | 40 | 290 | 100 |
| 10 | 0.63 | 3.8 | 0.3 | 1.9 | 1.3 | 0.34 | 4.8 | 1.6 | 19 | 7.2 | 41 | 7.6 | 86 | 13 | 390 | 69 |
| 11 | 0.39 | 3.7 | 0.35 | 1.5 | 1.6 | 0.47 | 4.6 | 1.5 | 19 | 6.6 | 33 | 8.2 | 98 | 14 | 150 | 110 |
| 12 | 1.3 | 18 | 1.2 | 6.7 | 6.8 | 1.8 | 16 | 5 | 75 | 26 | 130 | 31 | 380 | 63 | 640 | 120 |
| 13 | 1.4 | 15 | 0.92 | 5.2 | 4.9 | 1.3 | 13 | 4.9 | 54 | 21 | 110 | 22 | 260 | 54 | 480 | 140 |
| 14 | 2.2 | 30 | 2.9 | 12 | 6.5 | 1.6 | 15 | 5 | 70 | 21 | 110 | 23 | 280 | 57 | 1200 | 100 |
| 15 | 6.8 | 65 | 6.8 | 33 | 18 | 4.8 | 46 | 13 | 120 | 38 | 160 | 34 | 460 | 91 | 2000 | 150 |
| 16 | 0.95 | 30 | 1.3 | 17 | 5.6 | 5.6 | 11 | 9.2 | 74 | 33 | 140 | 17 | 290 | 61 | 1200 | 190 |
| 17 | 2.0 | 21 | 2.8 | 18 | 23 | <ПО | <ПО | 9.6 | 77 | 20 | 120 | 38 | 380 | 27 | 970 | 96 |
| 18 | <ПО | 3.2 | 3 | 56 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 54 | 17 | 46 | 8.1 | 110 | 47 | 490 | 21 |
| 19 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| 20 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 1300 | <ПО |

**Таблица 7**. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 2.12 в точках измерения вдоль профиля 1–15, г/т

**Table 7**. Content of trace elements in zircon grain 2.12 at measurement points along profile 1–15, ppm

| № точки измерения | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y | Th |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 13 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 11 | <ПО | 21 | 34 |
| 2 | 0.1 | 0.93 | 0.11 | 0.23 | 0.6 | <ПО | 2.4 | 1.1 | 14 | 6.9 | 45 | 9.9 | 120 | 33 | 27 | 74 |
| 3 | 0.13 | 2.5 | 0.11 | 1.7 | 0.52 | 0.33 | 4.4 | 1.7 | 27 | 11 | 74 | 18 | 180 | 47 | 250 | 110 |
| 4 | 0.2 | 2.8 | 0.17 | 0.95 | 0.79 | 0.14 | 5.1 | 2.4 | 37 | 18 | 110 | 25 | 230 | 54 | 340 | 150 |
| 5 | <ПО | 3.3 | 0.1 | 0.65 | 1.4 | 0.11 | 7.6 | 2.8 | 36 | 16 | 92 | 20 | 200 | 50 | 430 | 130 |
| 6 | 0.15 | 4.2 | 0.19 | 0.89 | 1.5 | 0.29 | 9.1 | 2.8 | 42 | 21 | 120 | 21 | 280 | 58 | 660 | 140 |
| 7 | 0.35 | 6.6 | 0.42 | 2.2 | 1.6 | 0.47 | 8.6 | 3.5 | 48 | 22 | 120 | 28 | 280 | 75 | 710 | 150 |
| 8 | 0.5 | 14 | 0.72 | 4.7 | 3.6 | 0.71 | 8.5 | 3.5 | 47 | 18 | 120 | 24 | 320 | 71 | 800 | 140 |
| 9 | 4.5 | 27 | 2.8 | 13 | 7 | 1.9 | 13 | 4.8 | 57 | 24 | 110 | 28 | 310 | 87 | 710 | 120 |
| 10 | 23 | 65 | 9.9 | 41 | 13 | 5.1 | 27 | 8.7 | 92 | 36 | 170 | 37 | 420 | 100 | 1400 | 190 |
| 11 | 89 | 210 | 23 | 110 | 51 | 10 | 78 | 20 | 260 | 82 | 280 | 60 | 680 | 170 | 3100 | 220 |
| 12 | 22 | 110 | 3.1 | 49 | 52 | 3.3 | <ПО | 8.6 | 110 | 52 | 200 | 45 | 500 | 97 | 1800 | 200 |
| 13 | 26 | 110 | 9.1 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 12 | 560 | 66 | 390 | 37 | 970 | 270 | 2500 | 200 |
| 14 | <ПО | 350 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 220 | 110 | <ПО | <ПО | 260 | 400 | 3400 | <ПО |
| 15 | <ПО | 39 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 58 | 290 | <ПО |

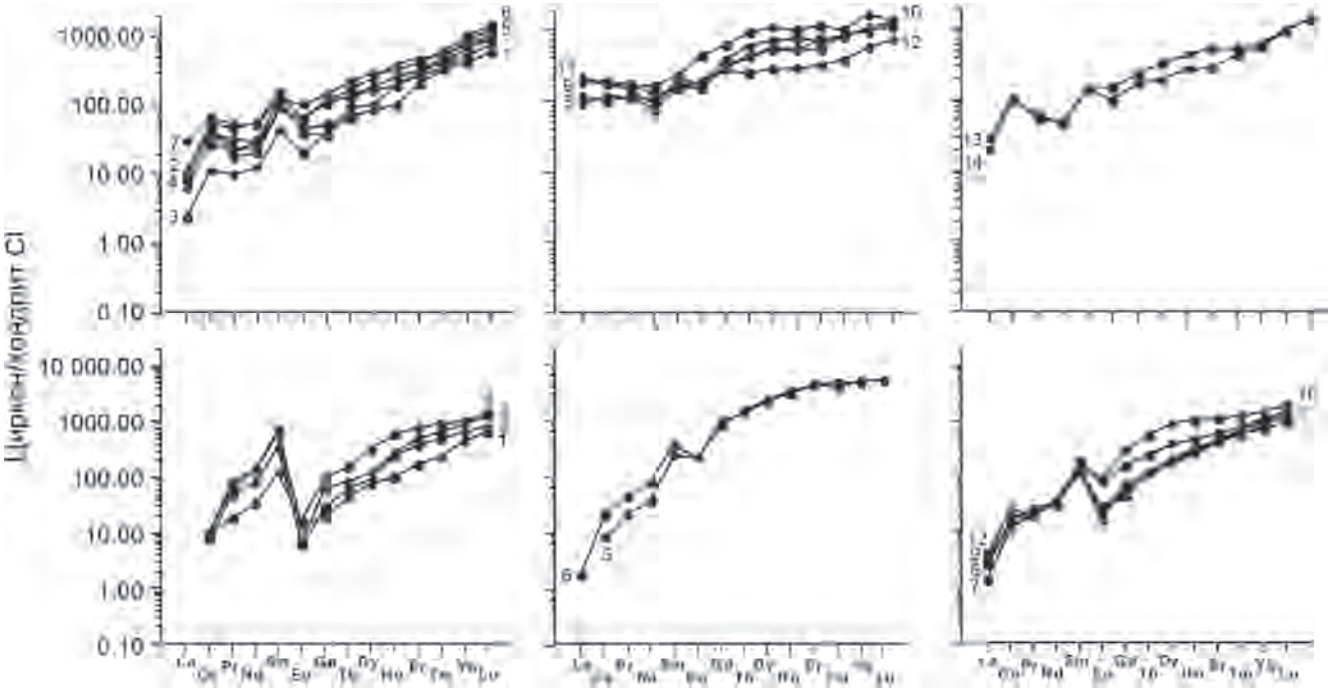


**Рис. 2**. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в представительных зернах циркона.

Верхний ряд – зерно 2.5 (профиль с точками анализов 1–14), нижний ряд – зерно 5.8 (профиль с точками анализов 1–12). Рядом со спектрами указаны номера соответствующих точек анализов. Здесь и на рис. 4 и 10 нормирование выполнено по хондриту CI (Evensen et al., 1978).

**Fig. 2**. The patterns of chondrite-normalized REE contents in representative zircon grains.

Above – grain 2.5 (profile with analysis points 1–14), below – grain 5.8 (profile with analysis points 1–12). The numbers of the corresponding analysis points are indicated near the profiles. Here, in Fig. 4 and Fig. 10 the rationing was carried out according to chondrite CI (Evensen et al., 1978).

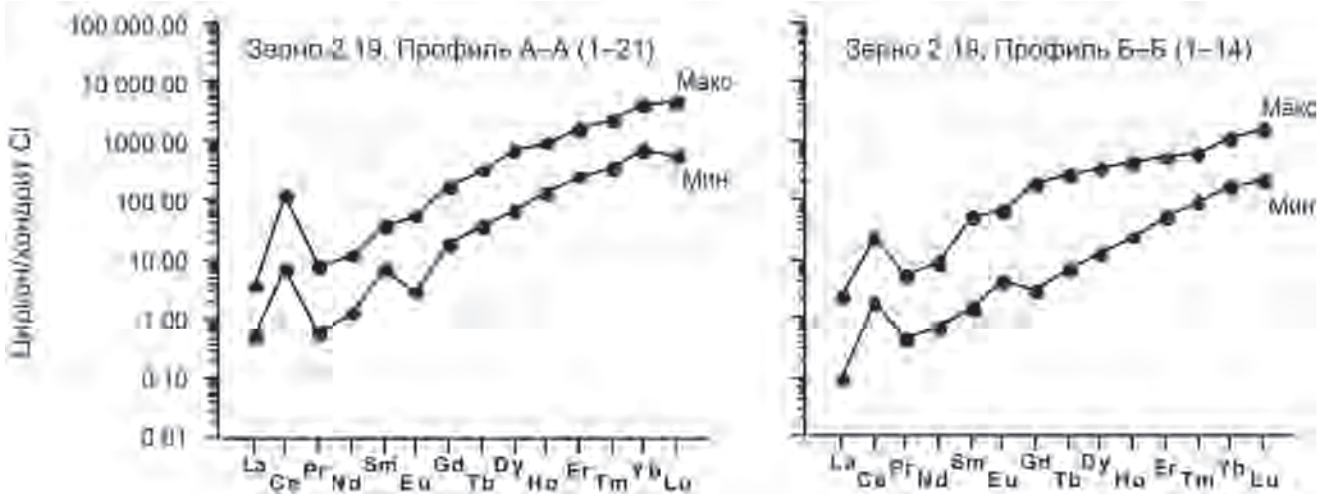


**Рис. 3**. Спектры распределения хондрит-нормированных максимальных (Макс) и минимальных (Мин) содержаний РЗЭ в зерне 2.19 вдоль профилей А–А и Б–Б (по данным табл. 2 и 3).

**Fig. 3**. The patterns of chondrite-normalized maximum (Max) and minimum (Min) REE contents in zircon grain 2.19 along profiles А–А and Б–Б (according to the data of Tables 2 and 3).

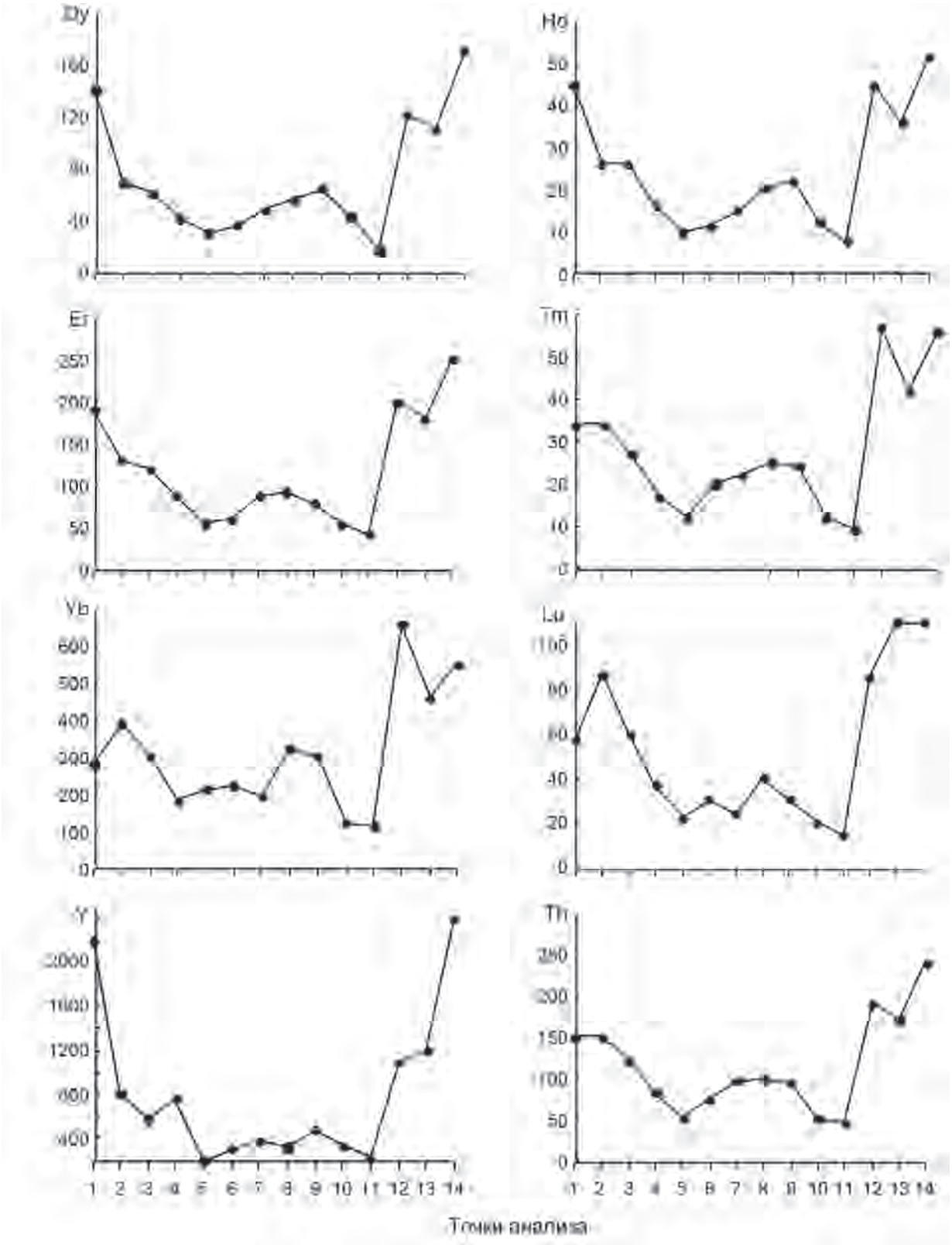


**Рис. 4**. Содержание элементов-примесей (г/т) в зерне циркона 2.19 в точках измерения вдоль профиля Б–Б (по данным табл. 3).

**Fig. 4**. Content of trace elements (ppm) in zircon grain 2.19 at measurement points along the profile Б–Б (according to Table 3).

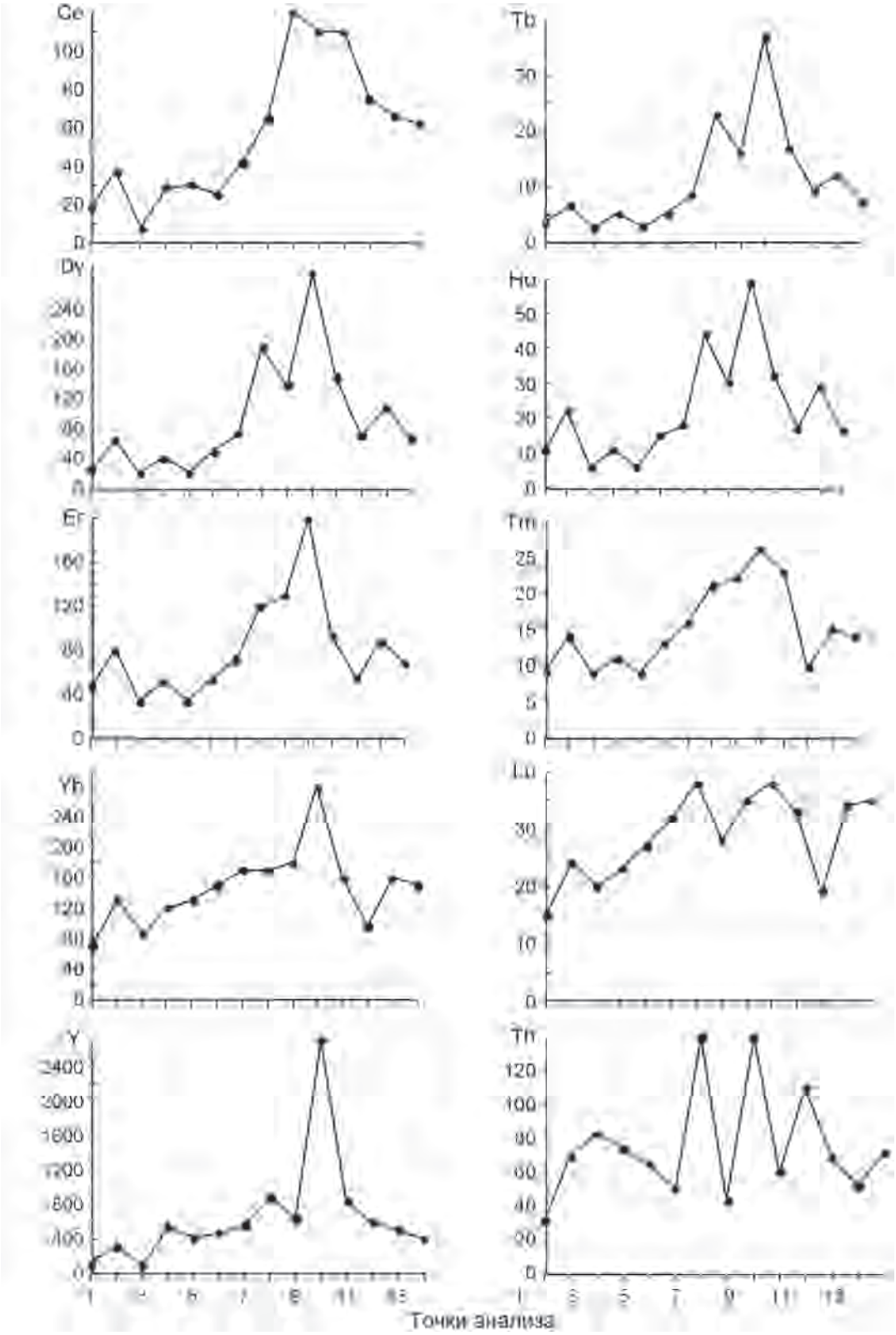


**Рис. 5**. Содержание элементов-примесей (г/т) в зерне циркона 2.5 в точках измерения вдоль профиля 1–14.

**Fig. 5**. Content of trace elements (ppm) in zircon grain 2.5 at measurement points along the profile 1–14.

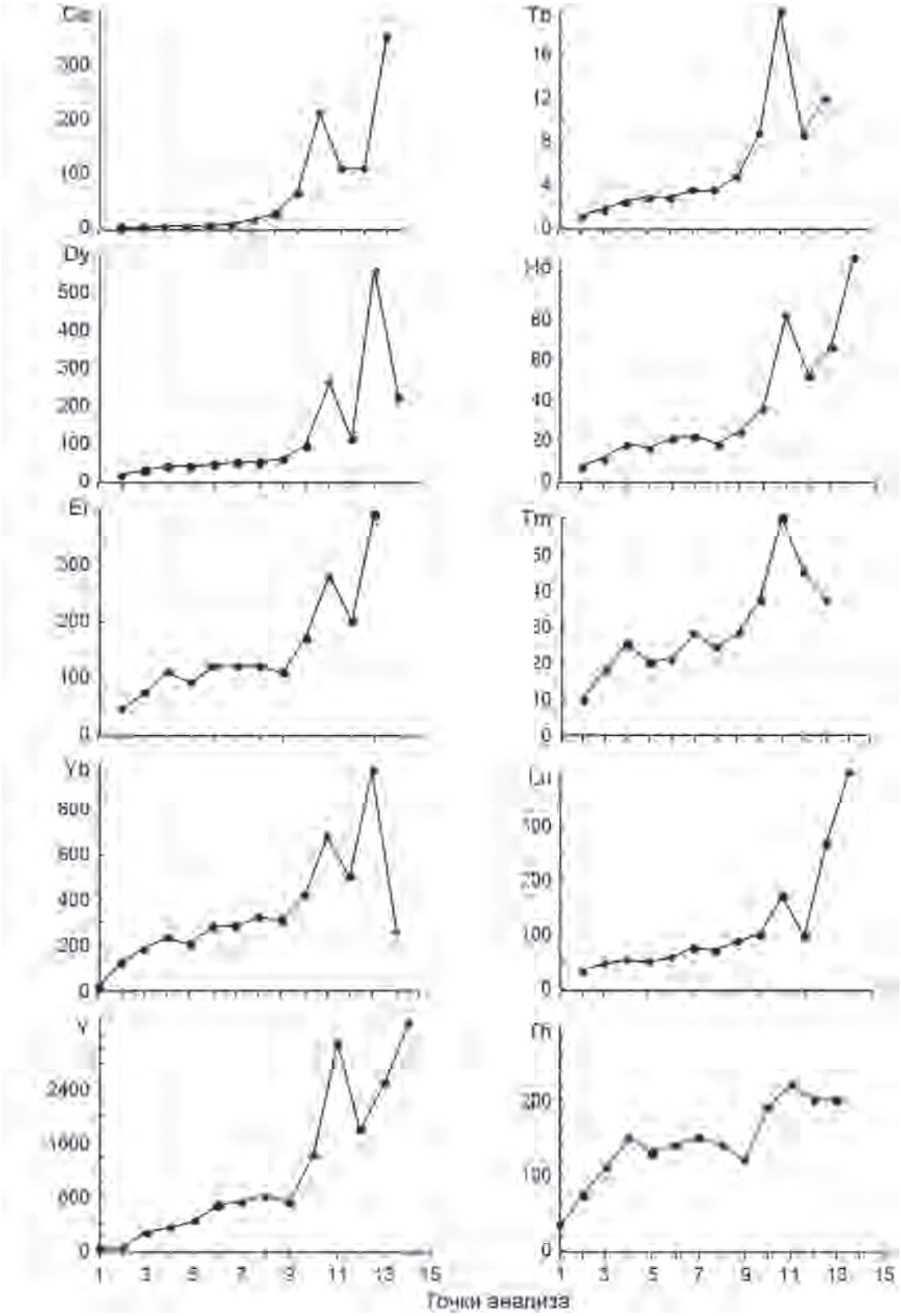


**Рис. 6**. Содержание элементов-примесей (г/т) в зерне циркона 2.12 в точках измерения вдоль профиля 1–15 (по данным табл. 7).

**Fig. 6**. Content of trace elements (ppm) in zircon grain 2.12 at measurement points along profile 1–15 (according to Table 7).

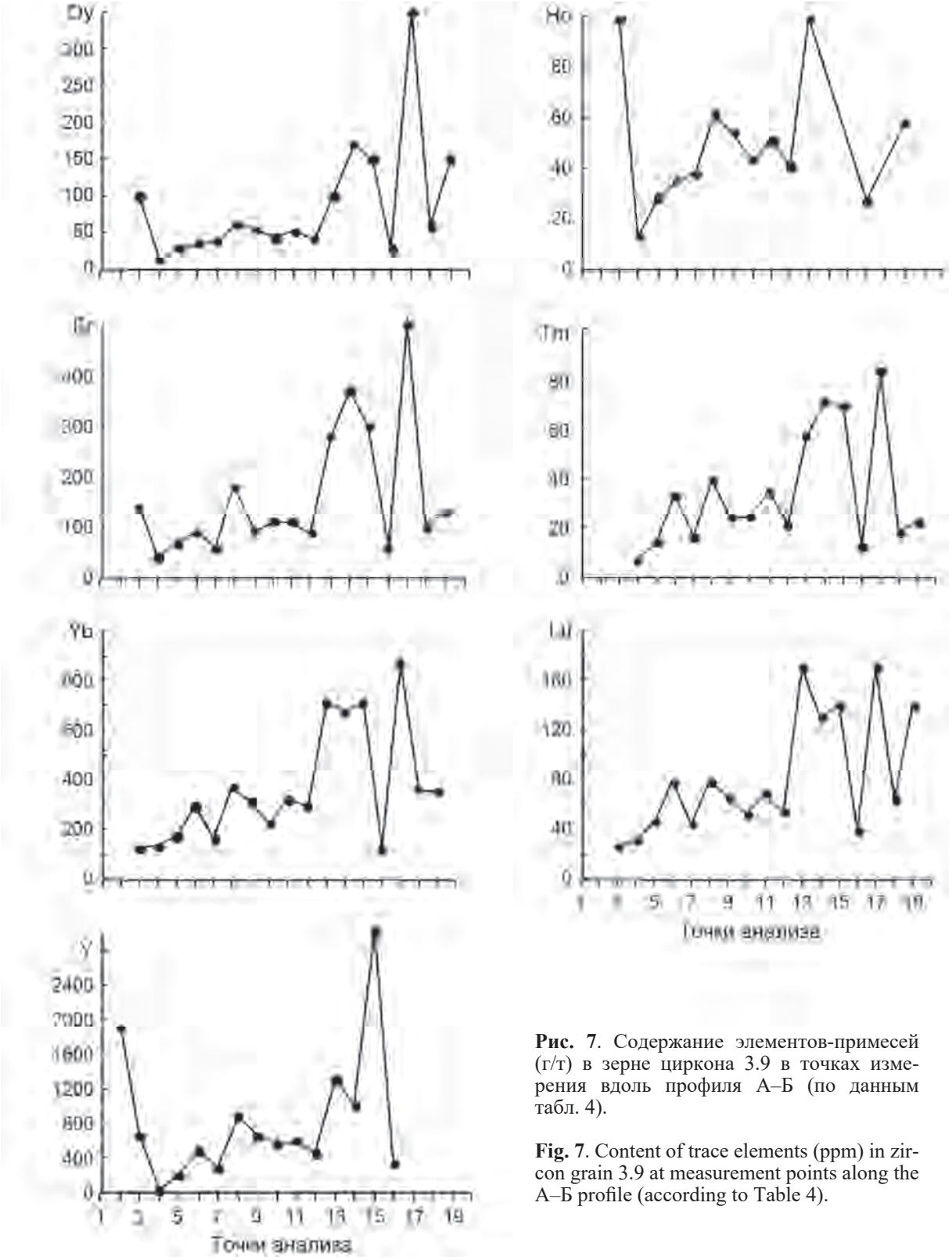


**Рис. 7**. Содержание элементов-примесей (г/т) в зерне циркона 3.9 в точках измерения вдоль профиля А–Б (по данным табл. 4).

**Fig. 7**. Content of trace elements (ppm) in zircon grain 3.9 at measurement points along the А–Б profile (according to Table 4).

(кварц-биотит-амфиболовые габбро, габбродиориты, диориты) (Леснов и др., 2010; Леснов, 2015; Lesnov, 2017). В нескольких десятках проб ультрамафитов и габброидов из этого массива было обнаружено около 200 зерен циркона. При их изотопном датировании U-Pb методом (SHRIMP II, ВСЕГЕИ) установлено, что они характеризуются очень широкими вариациями значений возраста (3100–65 млн

лет), причем не только в массиве в целом, но и в отдельно взятых пробах его пород. В составе изученной коллекции были выделены четыре генетических типа цирконов: реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические. *Реликтовые* цирконы были обнаружены в гибридных ультрамафитах (пироксениты, габбро-пироксениты). В свою очередь, *ксеногенные* цирконы обычно находились в гибридных оливиновых габброидах, слагающих контактово-реакционную зону. Зерна этих двух разновидностей циркона в большинстве случаев имели округленную форму и шероховатую поверхность, низкую, до полного отсутствия, интенсивность катодолюминесцентного свечения, преимущественно нерегулярную осцилляторную зональность. При этом большинство из этих зерен имело древние (3100–900 млн лет) или умеренно древние (790–410 млн лет) значения изотопного возраста. Преобладающие в этой коллекции *сингенетические* цирконы присутствовали в ортомагматических габбронoритах и габбро, а также в гибридных габбродиоритах и диоритах. Цирконам этого типа свойственны хорошо выраженная кристаллографическая огранка, регулярная концентрическая осцилляторная зональность, а также достаточно узкий интервал относительно “молодых” значений изотопного возраста (190–140 млн лет), который рассматривался как вероятное время формирования габброидного интрузива. Немногочисленные зерна *эпигенетических* цирконов встречались в разных породах массива и также, как сингенетические их разновидности, имели хорошую кристаллографическую огранку и регулярную концентрическую осцилляторную зональность, однако отличались намного более “молодыми” значениями изотопного возраста (<100–65 млн лет). Геохимические исследования цирконов из этой коллекции, выполненные методом LA-ICP-MS, показали, что содержание элементов-примесей (U, Th, La, Ce и Yb) в них изменяется в широких пределах и что между содержаниями элементов-примесей в цирконах и их изотопным возрастом была выявлена отчетливая обратная зависимость. Кроме того, в некоторых зернах циркона из этой коллекции методом электронно-зондового микроанализа были обнаружены микровключения эпигенетических минералов, таких как кварц, альбит, калишпат, слюда, карбонат, сидерит, гроссуляр (Леснов, Королюк, 2019).

Другим примером для сравнения могут служить результаты изучения свойств цирконов из двух небольших мафит-ультрамафитовых массивов, залегающих среди архей-палеопротерозойских толщ южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (Южная Бразилия) (Леснов и др., 2019). В слагающих эти массивы серпентинизированных лерцолитах и оливиновых ортопироксенитах были обнаружены зерна циркона, некоторые из которых имели узкие реакционные каймы. В своем большинстве эти цирконы характеризовались низкой, до умеренной, интенсивностью катодолюминесцентного свечения и частым отсутствием осцилляторной зональности. Значения их изотопного возраста, полученные при датировании U-Pb методом на масс-спектрометре SHRIMP II (ВСЕГЕИ), изменялись в интервале 2558–576 млн лет. По результатам датирования этих цирконов, а также их геохимического изучения методом LA-ICP-MS путем сканирования вдоль профилей было определено, что содержание некоторых элементов-примесей в них варьирует в широких интервалах (г/т): U (8–1675), Th (1–187), Y (170–5100). Установлено также, что реакционные каймы, окружающие некоторые зерна циркона, характеризовались более высокими содержаниями U по сравнению с внутренними зонами этих зерен.

Наконец, приведем еще один пример для сравнения. В пробах гарцбургитов и рудных хромититов массой около 20 кг каждая, отобранных из Агардагского ультрамафитового хромитоносного массива, входящего в состав офиолитовой ассоциации Южной Тувы, было обнаружено около 20 зерен циркона (Леснов и др., 2020). При их U-Pb изотопном датировании на ионном микрозонде SHRIMP II (ВСЕГЕИ) было установлено, что часть зерен циркона характеризуется очень низкой интенсивностью катодолюминесцентного свечения и отсутствием осцилляторной зональности. Значения возраста зерен из гарцбургита находились в интервале 885–276 млн лет, возраста цирконов из хромитита – в интервале 863–403 млн лет. Зерна с возрастом более ≈300 млн лет рассматривались в качестве *реликтовой* фазы, подвергшейся неравномерному “омоложению”. Единичные зерна циркона с возрастом в интервале 293–276 млн лет были определены в качестве *эпигенетической* фазы, которая была образована в процессе инфильтрации в породы массива флюидов, поступавших из кислых расплавов, которые сформировали гранитоидные интрузивы, обнажающиеся вблизи от этого ультрамафитового массива. При U-Pb изотопном датировании цирконов из этого массива было определено, что содержание U (110–2224 г/т) и Th (8–1221 г/т) в них также вариативно.

Обобщение изложенных материалов по исследованию закономерностей распределения элементов-примесей в цирконах из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива, а также в цирконах из некоторых подобных ему магматических комплексов показало, что полученные данные о геохимической неоднородности и полихронности цирконов из Шаманского массива во многом согласуются с имеющимися данными по ряду других мафит-ультрамафитовых комплексов и в определенной мере дополнили их. С учетом всего сказанного выше мы сочли возможным предложить следующую модель образования и преобразования

цирконов из пород Шаманского и подобных ему массивов.

При формулировании модели мы исходили из допущения, что при частичном плавлении верхнемантийного протолита, сложенного гранатовыми и шпинелевыми лерцолитами, содержавшиеся в них немногочисленные и неравномерно распределенные кристаллы *ювенильных* цирконов возрастом около 3 млрд лет могли сохраниться в реститогенных лерцолитах, гарцбургитах и дунитах в качестве *реликтовой* фазы. В основе этого допущения лежат, прежде всего, находки полихронных и часто очень древних цирконов в ультрамафитовых ксенолитах из кимберлитов (Peltonen, Manttari, 2001; Kinny et al., 2003), а также из четвертичных щелочных базальтов (Салтыкова и др., 2008). В процессе частичного плавления верхнемантийного протолита, которое, предположительно, протекало при температурах порядка 1500–1300°C, содержавшиеся в нем ювенильные цирконы подверглись нагреву (отжигу) и химическому резорбированию, вследствие чего их кристаллы приобрели округленную форму и шероховатую поверхность, кроме того, в них в разной мере была нарушена осцилляторная зональность и в разной мере понижена интенсивность катодолюминесцентного свечения. Предполагается также, что при этом подавляющая часть мелких кристаллов ювенильных цирконов была полностью растворена, в то время как более крупные кристаллы сохранялись в ультрамафитовых реститах в качестве округленных реликтовых зерен.

Помимо этого, предполагается, что в процессе частичного плавления верхнемантийного протолита и превращения ювенильных цирконов при их отжиге в реликтовую фазу произошли различные по масштабу нарушения в их U-Pb изотопных системах, сопровождавшиеся частичным выносом из их структуры диффузионным путем радиогенных изотопов Pb, что привело к неравномерному “омоложению” реликтовых цирконов и наблюдаемым широким вариациям их изотопного возраста. На значительно более позднем этапе геологической истории ультрамафитовой протрузии Шаманского массива после ее тектонического перемещения на верхние уровни земной коры слагающие массив реститогенные ультрамафиты, в том числе находившиеся в них реликтовые цирконы, подвергались пластическим и хрупким деформациям с образованием в их кристаллах систем трансляционных поверхностей и микротрещин. В дальнейшем, на заключительном этапе эволюции магматизма, в зону глубинного разлома, к которой структурно приурочен Шаманский массив, внедрились расплавы кислого состава. Инфильтрация поступавших из них флюидов в породы массива и их минералы, включая цирконы, сопровождалась перераспределением РЗЭ, U и других элементов-примесей, а также образованием в этих зернах циркона микровключений эпигенетических минералов. Все названные процессы рассматриваются нами в качестве основных факторов, которые обусловили полихронность и геохимическую неоднородность реликтовых цирконов из ультрамафитов Шаманского, а также других подобных ему мафит-ультрамафитовых комплексов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций.

В целом можно полагать, что представленные результаты геохимических исследований реликтовых цирконов из ультрамафитов Шаманского массива, как и предшествующее их U-Pb изотопное датирование, в определенной мере расширили представления о природе этих цирконов, а также о возможных причинах их полихронности и геохимической неоднородности.

## ВЫВОДЫ

Полихронные цирконы из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива являются реликтовой фазой, которая, как предполагается, была образована в результате трансформации их ювенильных кристаллов, находившихся в верхнемантийном протолите и затем, в процессе его частичного плавления, подвергшихся термическому воздействию (отжигу), химическому резорбированию и неравномерному “омоложению” вследствие нарушений в их U-Pb изотопных системах, прежде всего, из-за неравномерного выноса из их структуры радиогенных изотопов Pb диффузионным путем.

Геохимическая неоднородность реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов массива была обусловлена главным образом присутствием в их зернах разных количеств находящейся в дефектах их структуры неструктурной примеси микроэлементов, которые привносились в их микротрещины и перераспределялись в процессе инфильтрации флюидов, выделявшихся расплавами кислого состава. Этими же процессами было обусловлено образование в цирконах микровключений эпигенетических минералов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В., Борисовский С.Е., Антонов А.В. (2010) Влияние пластических деформаций в цирконе на его химический состав (на примере габброидов из зоны спрединга Срединно-Атлантического хребта, впадина Маркова. 6° с. ш.). *Докл. АН*, **433**(6), 785-791.

Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О. (2015) Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах. *Геохимия*, (9), 771-800.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Бушарина С.В. (2009) Цирконология дунитов Южного Урала (Сахаринский, Восточно-Хабарнинский массивы). *Докл. АН*, **424**(4), 523-527.

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

Леснов Ф.П. (2018а) U-Pb изотопное датирование цирконов из ультрамафитовых реститов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). *Геосферн. исследования*, (1), 6-16.

Леснов Ф.П. (2018б) Изотопный возраст цирконов из ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). *Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород*. М.: ИГЕМ РАН, 191-193.

Леснов Ф.П. (2019) Петрология Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье, Россия). Саарбрюккен: Ламберт, 96 с.

Леснов Ф.П., Гальверсен В.Г., Цимбалист В.Г., Титов А.Т. (2010) Первые данные об U-Pb изотопном датировании и коренной платиноносности Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин). *Докл. АН*, **433**(6), 792-795.

Леснов Ф.П., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. (2019) Lu-Hf-изотопная систематика реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). *Геосферн. исследования*, (3), 42-49.

Леснов Ф.П., Королюк В.Н. (2019) Состав микровключений в цирконах из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. *Геосферн. исследования*, (3), 35-41.

Леснов Ф.П., Королюк В.Н. (2021) Минералогия твердофазных микровключений в цирконах из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) в связи с проблемой их U-Pb изотопного датирования. *Геосферн. исследования*, (3), 56-66.

Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Сергеев С.А. (2020) Первые данные об U-Pb изотопном возрасте цирконов из гарцбургитов и хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Южная Тува). *Геосферн. исследования*, (3), 60-68.

Леснов Ф.П., Пинхейро М.А.П., Сергеев С.А., Медведев Н.С. (2019) Геохимия и изотопный возраст цирконов из пород ультрамафитовых массивов южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия). *Геология и геофизика*, **60**(5), 619-640.

Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Пугачева Е.Е. (2016) Геохимия редких и редкоземельных элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье). *Литосфера*, (4), 30-53.

Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. (2009) Архейский U-Pb-изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала). *Докл. АН*, **427**(1), 101-105.

Пугачева Е.Е. (1988) Внутренняя деформационная структура Шаманского гипербазитового массива. *Актуальные вопросы геологии Сибири.* Томск: ТГУ, 122-123.

Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. (2007) Вендские тектонические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромититов. *Геотектоника*, (2), 23-33.

Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. (2008) U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье). *Зап. Всеросс. минералогического общества, CXXXVII*, (3), 1-22.

Сколотнев С.Г. (2010) Цирконы магматических пород различных тектонических структур в Центральной и Южной Атлантике: типизация, возраст, происхождение и изменение как средство для реконструкции тектонического строения, происхождения и развития океанической литосферы. *Аннотация отчета по результатам реализации проекта по гранту РФФИ № 10-05-00391*, 10.

Сколотнев С.Г., Бельтенев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. (2010) Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в центральной Атлантике: геотектонические следствия. *Геотектоника*, (6), 24-59.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Левин В.Я., Холоднов В.В. (2009) Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия. *Петрология*, **17**(5), 539-558.

Cherniak D.J., Watson E.B. Diffusion in Zircon. (2003) *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 113-139.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of Zircon Textures. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 469-500.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.

Finch R.J., Hanchar J.M. (2003) Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 1-25.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.

Kinny P.D., Composton J., Bristow J.W., Williams I.S. (1989) Archaean mantle xenocrysts in a Permian kimberlite: two generations of kimberlitic zircon in Jwaneng DK2. southern Botswana. *Kimberlites and related rocks.* (Eds J. Ross et al.). Geol. Soc. Austr. Blackwell. Melbourne, **2**, 833-842.

Lesnov F.P. (2017) Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. London–Leiden: Taylor & Francis Group. Press/Balkema, 300 p. ISBN 9781138029743

Peltonen P., Manttari I. (2001) An ion microprobe U-Th-Pb study of zircon xenocrysts from the Lahtojoki kimberlite pipe. Eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, **73**(1-2), 47-58.

Zircon. (2003) Reviews in Mineralogy and Geochemistry. (Eds J. Hanchar, P. Hoskin). *Miner. Soc. Amer.*, **53**, 500.

## REFERENCES

Cherniak D.J., Watson E.B. (2003) Diffusion in zircon. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 113-139.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of Zircon Textures. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 469-500.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.

Fershtater G.B., Krasnobaev A.A., Bea F., Montero P.,

Levin V.Ya., Kholodnov V.V. (2009) Isotope-geochemical features and age of zircons from dunites of the Ural massifs of platinum-bearing type, petrogenetic consequences. *Petrologiya*, **17**(5), 539-558. (In Russ.)

Finch R.J., Hanchar J.M. (2003) Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 1-25.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.

Kinny P.D., Composton J., Bristow J.W., Williams I.S. (1989) Archaean mantle xenocrysts in a Permian kimberlite: two generations of kimberlitic zircon in Jwaneng DK2. Southern Botswana. *Kimberlites and related rocks.* (Eds J. Ross et al.). Geol. Soc. Austr. Blackwell. Melbourne, **2**, 833-842.

Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. (2015) Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geokhimiya*, (9), 771-800. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Busharina S.V. (2009) Zirconology of dunites of the Southern Urals (Sakharinsky, East Khabarninsky massifs). *Dokl. Akad. Nauk*, **424**(4), 523-527. (In Russ.)

Lesnov F.P. (2015) Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. Novosibirsk, GEO Publ., 240 p. (In Russ.)

Lesnov F.P. (2017) Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. London–Leiden, Taylor & Francis Group. Press/Balkema, 300 p. ISBN 9781138029743

Lesnov F.P. (2018a) U-Pb isotopic dating of zircons from ultramafic restites of the Shaman massif (Eastern Transbaikal Region). *Geosfernye Issledovaniya*, (1), 6-16. (In Russ.)

Lesnov F.P. (2018b) Isotope age of zircons from ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikal Region). *Methods and geological results of studying isotopic geochronometric systems of minerals and rocks*. Moscow, IGEM RAS, 191-193. (In Russ.)

Lesnov F.P. (2019) Petrology of the Shaman ultramafic massif (Eastern Transbaikal Region, Russia). Saarbrücken, Lambert Publ., 96 p. (In Russ.)

Lesnov F.P., Chernyshov A.I., Pugacheva E.E. (2016) Geochemistry of rare and rare-earth elements in the rocks of the Shaman ultramafic massif (Eastern Transbaikal Region). *Lithosphere (Russia)*, (4), 30-53. (In Russ.)

Lesnov F.P., Gal'versen V.G., Tsimbalist V.G., Titov A.T. (2010) The first data on U-Pb isotopic dating and native platinum content of the Berezovsky polygenic mafic-ultramafite massif (Sakhalin Island). *Dokl. Akad. Nauk*, **433**(6), 792-795. (In Russ.)

Lesnov F.P., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. (2019) Lu-Hf isotope systematics of relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikal Region). *Geosfernye Issledovaniya*, (3), 42-49. (In Russ.)

Lesnov F.P., Korolyuk V.N. (2019) Composition of microinclusions in zircons from rocks of the Berezovsky mafic-ultramafic massif of the East Sakhalin ophioite association. *Geosfernye Issledovaniya*, (3), 35-41. (In Russ.)

Lesnov F.P., Korolyuk V.N. (2021) Mineralogy of solid-phase microinclusions in zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikal Region) in connection with the problem of their U-Pb isotope dating. *Geosfernye Issledovaniya*, (3), 56-66. (In Russ.)

Lesnov F.P., Oidup Ch.K., Mongush A.A., Sergeev S.A. (2020) The first data on the U-Pb isotopic age of zircons from harzburgites and chromitites of the Agardag ultramafic massif (Southern Tuva). *Geosfernye Issledovaniya*, (3), 60-68. (In Russ.)

Lesnov F.P., Pinkheiro M.A.P., Sergeev S.A., Medvedev N.S. (2019) Geochemistry and isotopic age of zircons from rocks of ultramafic massifs in the southern fold framing of the San Francisco craton (southeast Brazil). *Geol. Geofiz.*, **60**(5), 619-640. (In Russ.)

Malich K.N., Efimov A.A., Ronkin Yu.L. 2009) Archean U-Pb isotopic age of zircon in dunites of the Nizhne-Tagil massif (Platinum-bearing belt of the Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **427**(1), 101-105. (In Russ.)

Peltonen P., Manttari I. (2001) An ion microprobe U-Th-Pb study of zircon xenocrysts from the Lahtojoki kimberlite pipe. Eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, **73**(1-2), 47-58.

Pugacheva E.E. (1988) Internal deformation structure of the Shaman hyperbasite massif. *Actual problems of geology of Siberia*. Tomsk, Tomsk State University Publ., 122-123. (In Russ.)

Saltykova A.K., Nikitina L.P., Matukov D.I. (2008) U-Pb age of zircons from xenoliths of mantle peridotites in Cenozoic alkaline basalts of the Vitim plateau (Transbaikal Region*). Notes of the All-Russian Mineralogical Society. CXXXVII*, (3), 1-22 (In Russ.)

Savel'eva G.N., Suslov P.V., Larionov A.N. (2007) Vendian tectonic events in mantle complexes of ophiolites of the Polar Urals: data of U-Pb dating of zircons from chromitites. *Geotektonika*, (2), 23-33. (In Russ.)

Skolotnev S.G. (2010) Zircons of igneous rocks of various tectonic structures in the Central and South Atlantic: typification, age, origin and change as a means for reconstruction of the tectonic structure, origin and development of the oceanic lithosphere. *Annotation of the report on the results of the project implementation under the RFBR grant No. 10-05-00391*, 10. (In Russ.)

Skolotnev S.G., Bel'tenev V.E., Lepekhina E.N., Ipat'eva I.S. (2010) Young and ancient zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the Central Atlantic: geotectonic consequences. *Geotektonika*, (6), 24-59. (In Russ.)

Zinger T.F., Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Borisovskii S.E., Antonov A.V. (2010) Influence of plastic deformations in zircon on its chemical composition (on the example of gabbroids from the spreading zone of the Mid-Atlantic Ridge. Markov depression. 6° N). *Dokl. Akad. Nauk*, **433**(6), 785-791. (In Russ.)

Zircon. (2003) Reviews in Mineralogy and Geochemistry (Eds J. Hanchar, P. Hoskin). *Miner. Soc. Amer.*, **53**, 500.