

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.86+552.321.6+553.461+571.52

ПОЛИХРОННЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ПОРОД КАЛБАКДАГСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА И ВОПРОСЫ ЕГО ГЕНЕЗИСА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА)



Ч.К. Ойдуп¹, Ф.П. Леснов², А.А. Монгуш¹, Д.В. Семенова²

¹Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

По результатам датирования U-Pb методом в Калбакдагском мафит-ультрамафитовом массиве (Центральная Тува) выделены четыре возрастные группы («популяции») цирконов: ксеногенные (2747–1862 млн лет), неоархей-палеопротерозой; ксеногенные (799–648 млн лет), неопротерозой; сингенетические (525–383 млн лет), кембрий-девон; эпигенетические (325–279 млн лет), карбон-пермь. По совокупности полученных данных этот массив рассматривается в качестве полигенной ассоциации.

Ключевые слова: цирконы, U-Pb возраст, габброиды, ультрамафиты, Тува

Введение

Территория Тувы характеризуется очень широким распространением разнотипных мафит-ультрамафитовых массивов и их хорошей обнаженностью, благодаря чему она рассматривается как один из благоприятных полигонов для детальных петрологических исследований такого рода магматических комплексов. Вместе с тем, несмотря на более чем вековую историю исследования подобных массивов в этой части Алтае-Саянской складчатой области, они характеризуются в целом относительно низким уровнем петрологической изученности, особенно с применением современных аналитических методов, в том числе методов изотопного датирования цирконов из слагающих их пород.

Это обстоятельство свидетельствует об актуальности проведения детальных петрологических исследований на примере ряда эталонных массивов такого состава. В данной статье представлены результаты впервые выполненных исследований по определению изотопного возраста цирконов U-Pb методом из пород одного из таких эталонных объектов – Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива, геологическое строение, вещественный состав и условия формирования которого ранее изучались многими учеными.

Геологическое строение и вещественный состав массива

Геологическое строение. Калбакдагский мафит-ультрамафитовый массив расположен в центральной части территории Тувы в пределах Ондумской островодужной подзоны ранних каледонид и входит в состав Ондум-Таннуольского ареала такого рода

магматических комплексов [Монгуш, 2002; Леснов и др., 2019а] (51°33'40.05" с.ш.; 94°56'34.25" в.д.) (рис. 1). Он обнажается на площади около 9 км² и имеет видимые линейные размеры 1,5 × 6 км. На юго-восточном фланге, вдоль круто наклоненного контакта, массив граничит с метавулканогенно-терригенной толщей верхнего венда – нижнего кембрия, в составе которой метавулканиды имеют преимущественно базальтоидный состав. Вдоль контакта с массивом metabазальты местами подверглись ороговикованию. В строении массива принимают участие оливиновые, оливинсодержащие и безоливиновые габбро и габбро-нориты, местами имеющие струйчато-полосчатую макротекстуру. В северо-восточной части массива находится относительно крупная зона тел плагиоверлитов, плагиоклинопироксенитов и габбро-перидотитов, среди которых залегают линзообразные обособления габброидов. В центральной части массива преобладают лейко- и мезократовые габбро и габбронориты, реже – их оливиновые разновидности. В западной части массива обнажены чередующиеся «полосы» плагиоверлитов, оливиновых и безоливиновых габбро, габброноритов и габбро. Породы массива местами секутся маломощными жилами и линзовидными обособлениями анортозитов, содержащих примесь клинопироксена и оливина.

По результатам геолого-петрографического картирования массива установлено, что он имеет концентрически-зональное строение [Поляков, Богнибов, 1979; Поляков и др., 1984], что, наряду с некоторыми другими признаками, позволило этим авторам рассматривать его в качестве расслоенного интрузива, сформированного в результате внедрения и внутрикамерной дифференциации базальтоидного расплава.

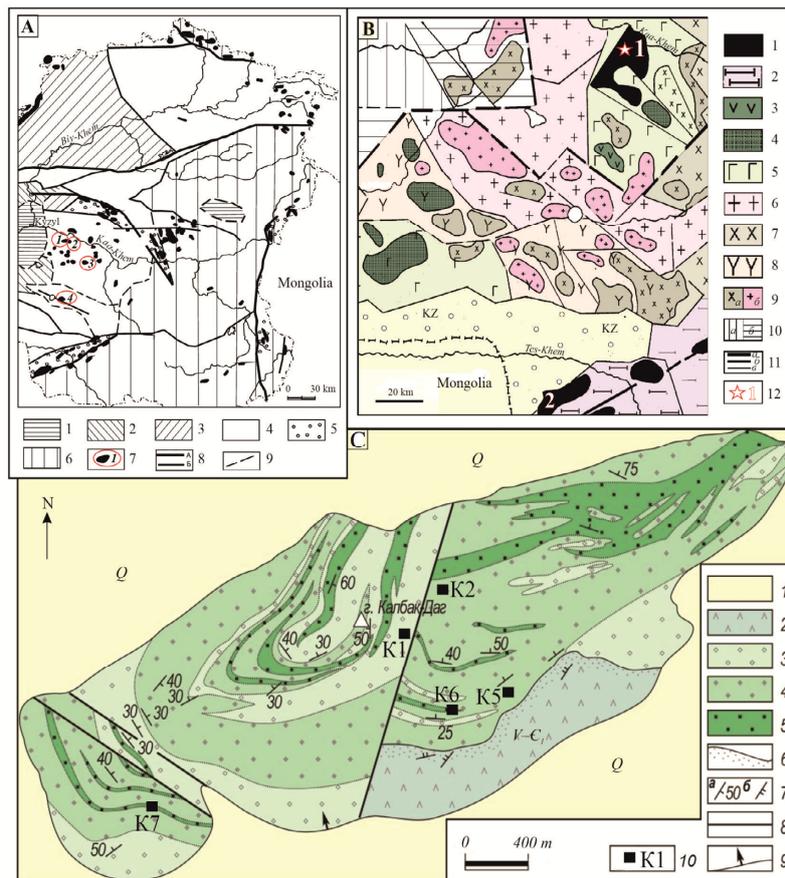


Рис. 1. Структурная позиция и геологическое строение Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива
А – схема распространения мафит-ультрамафитовых массивов в пределах Восточной Тувы. 1 – наложенные впадины (мезозой); 2 – герциниды Тувинского рифтогенного прогиба; 3 – каледониды Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба; 4 – V_2 – C_1 островодужные комплексы; 5 – V_2 задуговые офиолиты; 6 – метаморфиты Тувино-Монгольского массива; 7 – мафит-ультрамафитовые массивы: 1 – Калбакдагский, 2 – Пошдагский, 3 – Брунганский, 4 – Мажалыкский; 8 – разломы: а – крупные, б – прочие; 9 – границы структурных зон. **В** – схема геолого-геофизического строения междуречья нижних течений рр. Каа-Хем и Тес-Хем по данным гравиметрической съемки (по Степанову В.И. и др., 1993, геолфонды, г. Кызыл). 1 – тела ультраосновных пород; 2 – блоки с широким развитием ультраосновных пород; 3 – зоны развития эффузивов основного состава повышенной мощности; 4 – тела основных пород; 5 – блоки с широким развитием основных пород; 6 – блоки с широким развитием кислых интрузий; 7 – блоки с широким развитием интрузий среднего состава; 8 – блоки с широким развитием интрузий различного состава; 9 – интрузивы среднего (а) и кислого (б) состава; 10 – блоки, перекрытые терригенно-вулканогенными образованиями девона пониженной (а) и повышенной (б) мощности; 11 – разломы, разделяющие блоки: а – I порядка, б – II порядка, в – прочие внутриблоковые; 12 – Калбакдагский мафит-ультрамафитовый массив (1), Агардагский ультрамафитовый массив (2). **С** – Схема геологического строения Калбакдагского массива. 1 – четвертичные отложения; 2 – вулканогенно-осадочные образования (верхний венд – нижний кембрий); 3 – преимущественно безоливиновые габброиды (габбро, габбронориты); 4 – преимущественно оливиновые габбро и габбронориты; 5 – плагиоверлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты; 6 – ороговикованные породы, скарноиды; 7 – элементы залегания трахитоидности (а), слоистости (б) пород; 8 – разломы; 9 – наклон поверхности южного контакта массива; 10 – точки отбора проб для выделения цирконов и их номера

Fig. 1. Structural position and geological structure of the Kalbakdag mafic-ultramafic massif

A – Scheme of distribution of mafic-ultramafic massifs of the Eastern Tuva. 1 – superimposed depressions (Mesozoic); 2 – Hercynides of the Tuva rift trough; 3 – Caledonides of the Khemchik-Systygheh collision trough; 4 – V_2 – C_1 island-arc complexes; 5 – V_2 back-arc ophiolites; 6 – metamorphites of the Tuva-Mongolian massif; 7 – mafic-ultramafic massifs: 1 – Kalbakdag, 2 – Poshdag, 3 – Brungan, 4 – Mazhalyk; 8 – faults: a – large, b – other; 9 – boundaries of structural zones. **B** – The scheme of the geological and geophysical structure of the interfluvial area of the lower reaches of the Kaa-khem and Tes-khem rivers according to gravimetric survey data (according to Stepanov V.I. et al., 1993, geolfonds, Kyzyl). 1 – bodies of ultrabasic rocks; 2 – blocks with a wide development of ultrabasic rocks; 3 – zones of development of effusions of the main composition of increased power; 4 – bodies of basic rocks; 5 – blocks with a wide development of basic rocks; 6 – blocks with a wide development of acidic intrusions; 7 – blocks with a wide development of medium-sized intrusions; 8 – blocks with a wide development of intrusions of various composition; 9 – intrusions of medium (a) and acidic (b) composition; 10 – blocks overlain by terrigenous-volcanogenic formations of the Devonian of reduced (a) and increased (b) power; 11 – faults separating blocks: a – I order, b – II order, c – other intrablock; 12 – Kalbakdag mafic-ultramafic massif (1), Agardag ultramafic massif (2). **C** – Scheme of the geological structure of the Kalbakdag massif. 1 – Quaternary sediments; 2 – volcanogenic-sedimentary formations (Upper Vendian – Lower Cambrian); 3 – mainly non-olivine gabbroids (gabbro, gabbronorites); 4 – mainly olivine gabbro and gabbronorites; 5 – plagioclites, olivine clinopyroxenites, clinopyroxenites; 6 – keratinized rocks, skarnoids; 7 – elements of trachytoid occurrence (a), stratifications (b) of rocks; 8 – faults; 9 – slope of the surface of the southern contact of the massif; 10 – sampling points for the selection of zircons and their numbers

Петрография и минералогия. Под микроскопом в габброидах нередко наблюдались микропорфировидная структура и трахитоидная микротекстура, обусловленные присутствием мелких вкрапленников оливина, клинопироксена, ортопироксена и плагиоклаза, погруженных в тонкозернистую основную массу, сложенную субпараллельно ориентированными лейстами плагиоклаза. Согласно выполненным исследованиям [Ойдуп и др., 2019], *оливины* из габброидов массива нередко представлены в виде ксеноморфных микровкрапленников и их кружевовидных скоплений. По содержанию фаялитового минала (26,9–35,7 ат. %) они относятся преимущественно к хризолиту, реже – к гиалосидериту и характеризуются пониженными содержаниями NiO (0,01–0,3 мас. %). Содержание микровкрапленников *ортопироксена* в габброидах обычно не превышает 15 %. По показателю железистости (24,9–33,3 %) этот минерал в большинстве случаев относится к бронзиту, реже – к гиперстену. *Клинопироксены* из габброидов по показателю железистости (19,7–25,3 %) относятся к авгиту или салиту. Ограниченно распространенные в породах массива амфиболы представлены железистыми и магнезиальными разновидностями роговой обманки, реже – тремолитом. *Плагиоклаз* в габброидах представлен тремя разновременно образованными разновидностями – пойкилитовыми включениями в пироксенах и оливинах, порфировидными мик-

ровкрапленниками и лейстами, слагающими основную массу пород, при этом во всех разновидностях состав минерала преимущественно соответствует битовниту. В одном из образцов оливинового габбронорита был обнаружен тонкий прожилок, сложенный *скаполитом* совместно с хлорсодержащим *амфиболом* [Леснов и др., 2019б].

Петрогеохимия. По химическому составу габброиды массива были отнесены к умеренно магниевым низкощелочным их разновидностям с очень низкими содержаниями титана и фосфора. С учетом бимодального распределения в породах ряда главных компонентов была выявлена дискретность химических составов слагающих его габброидов и ультрамафитов [Поляков и др., 1984].

В нескольких пробах, из которых выделялись зерна циркона, определены содержания элементов-примесей (табл. 1). Содержания Th в пробах несколько превышают содержания U, содержания Zr находятся в пределах 32–172 г/т, а значения параметра Zr/Hf изменяются в интервале 38–44. При этом между содержаниями Zr и Hf прослеживается прямая зависимость, которая является одним из признаков возможного присутствия в пробах зерен циркона. Породы из этих проб обеднены редкоземельными элементами и характеризуются слабым их фракционированием – $(La/Yb)_n = 0,52–1,71$, положительными аномалиями K, Sr, Zr, Hf, Eu низкой интенсивности, отрицательными аномалиями Nb и Ta (рис. 2).

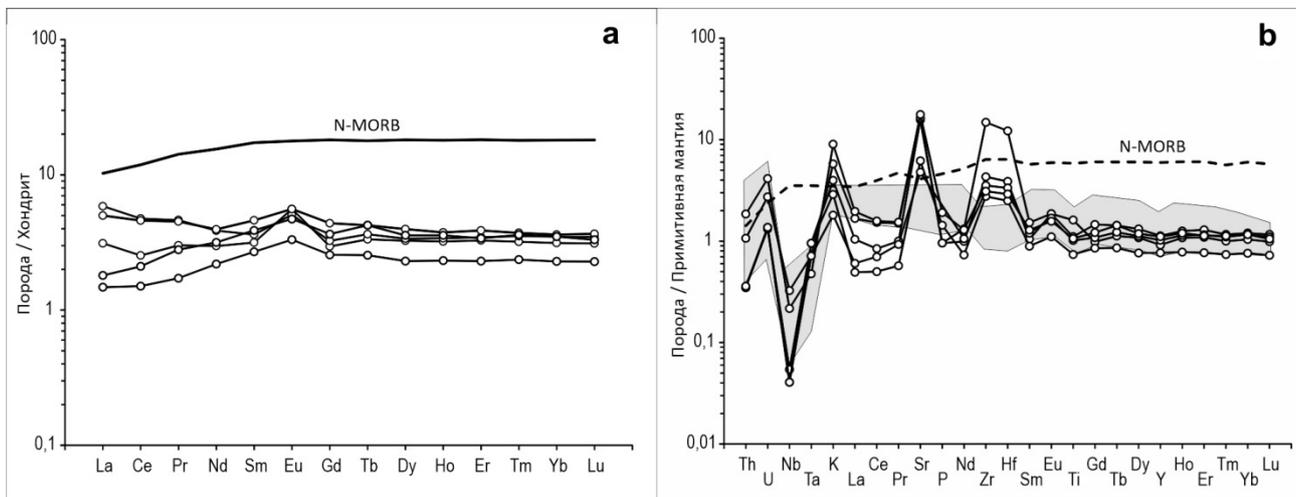


Рис. 2. Нормированные к хондриту (а) и примитивной мантии (б) спектры распределения редких элементов в породах Калбакдагского массива

Спектры построены по данным таблицы 1, нормирование выполнено по: а – хондриту CI [Anders, Grevesse, 1989]; б – примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. На рис. 2, б серым полем показан состав пород Мажалыкского массива, по [Сальникова и др., 2004]

Fig. 2. Chondrite-normalized (a) and PM-normalized (b) patterns for rocks of the Kalbakdag massif

The spectra are constructed according to Table 1, the normalization is performed according to: a) CI chondrite [Anders, Grevesse, 1989] and b) primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]. In Fig. 2, b the gray field shows the composition of the rocks of the Mazhalyk massif, by [Salnikova et al., 2004]

Таблица 1

Содержания главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Калбакдагского массива

Table 1

The contents of the main (wt. %) and rare (ppm) elements in rocks of the Kalbakdag massif

Образец	К-1	К-2	К-5	К-6	К-7
	Ol gn	Ol gn	Ol g	V	Pl v
SiO ₂	46,46	48,36	47,84	44,60	47,42
TiO ₂	0,35	0,24	0,22	0,16	0,23
Al ₂ O ₃	18,33	17,59	17,69	9,06	7,05
Fe ₂ O ₃	10,79	8,75	7,50	11,93	10,36
MnO	0,19	0,18	0,16	0,22	0,21
MgO	8,83	7,95	8,40	17,66	16,06
CaO	13,15	14,27	14,42	13,65	17,53
Na ₂ O	1,18	1,38	1,47	0,36	0,31
K ₂ O	0,11	0,16	0,25	0,08	0,05
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03
BaO	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
SO ₃	<0,03	<0,03	0,10	<0,03	<0,03
V ₂ O ₅	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,07	0,08
NiO	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
ППП	0,54	0,58	1,17	1,84	0,39
<i>Сумма</i>	<i>100,05</i>	<i>99,59</i>	<i>99,32</i>	<i>99,74</i>	<i>99,79</i>
Cs	0,19	0,19	0,20	0,11	0,07
Rb	1,85	2,3	4,0	1,11	1,43
Ba	83	109	87	27	24
Sr	345	359	389	136	105
Th	0,032	0,098	0,17	0,032	0,033
U	0,030	0,060	0,091	0,029	0,030
Ta	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03
Nb	0,03	0,24	0,16	0,04	0,03
La	0,76	1,22	1,43	0,36	0,44
Ce	1,60	2,9	3,0	0,95	1,33
Pr	0,28	0,42	0,43	0,16	0,26
Nd	1,40	1,86	1,82	1,03	1,49
Sm	0,48	0,70	0,55	0,41	0,59
Zr	50	172	41	32	36
Hf	1,24	3,9	1,07	0,80	0,93
Eu	0,32	0,32	0,29	0,19	0,27
Gd	0,60	0,89	0,66	0,52	0,74
Tb	0,11	0,14	0,12	0,084	0,14
Dy	0,82	1,00	0,85	0,58	0,90
Y	4,3	5,3	4,8	3,6	5,2
Ho	0,18	0,21	0,19	0,13	0,20
Er	0,54	0,64	0,57	0,38	0,56
Tm	0,080	0,093	0,088	0,059	0,090
Yb	0,52	0,60	0,58	0,38	0,58
Lu	0,079	0,093	0,088	0,058	0,084
Sc	47	49	47	64	101
V	266	174	151	132	201
Cr	61	150	113	492	572
Ni	27	25	30	106	78
Co	44	36	31	82	60
Cu	36	14,0	5,6	10,1	14,0
Zn	61	51	46	54	49
ΣREE	7,75	11,05	10,64	5,30	7,66
(La/Yb) _n	1,01	1,41	1,71	0,66	0,52
(Eu/Eu*) _n	1,79	1,21	1,46	1,26	1,22
Th/U	1,09	1,64	1,82	1,09	1,09
Zr/Hf	41	44	38	41	39

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ICP-MS (из растворов) на масс-спектрометре Element (аналитики С.В. Палесский и И.В. Николаева). Породы: Ol gn – оливиновый габбронорит; Ol g – оливиновое габбро; V – верлит; Pl v – плагиоверлит; ППП – потери при прокаливании.

Note. The analyses were performed at the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (Novosibirsk) by ICP-MS (from solutions) on the mass spectrometer Element (performers S.V. Palessky and I.V. Nikolaeva). Rocks: Ol gn – olivine gabbronorite; Ol g – olivine gabbro; V – verlite; Pl v – plagioverlite; LOI – loss on ignition.

В целом породы данного массива не имеют существенных отличий по петрогеохимическому составу от пород Мажалыкского массива, являющегося петротипным для одноименного комплекса, к которому принято относить Калбакдагский массив [Поляков, Богнибов, 1979; Поляков и др., 1984; Монгуш, 2002].

Изотопно-геохронологические исследования цирконов

Отбор и обработка проб. Для выполнения U-Pb изотопно-геохронологических исследований в нескольких пунктах Калбакдагского массива были отобраны крупнообъемные пробы, в том числе полосчатых оливиновых габброноритов (К-1 и К-2), крупнозернистого оливинового габбро (К-5), верлита (К-6) и крупнозернистого плагиоверлита (К-7) (см. рис. 1, С; табл. 2). Их дробление, рассеивание с получением фракции $-0,3$ мм, отмучивание, разделение в тяжелых жидкостях и отбор зерен циркона под биноклем выполнены в лабораториях Института геологии и минералогии СО РАН с соблюдением всех необходимых мер предосторожности от засорения посторонним материалом.

Зерна циркона в количестве 63 выявлены в четырех пробах, из них 18 были признаны пригодными для изотопного датирования, остальные оказались значительно измененными вторичными процессами. Подавляющая часть продатированных зерен представлена короткопризматическими кристаллами и их обломками с размерами в интервале 100–150 мкм. В большинстве зерен наблюдалось различное по интенсивности катодолюминесцентное свечение, а также тонкая ритмично-концентрическая осцилляционная зональность. В некоторых зернах наблюдались «ядра», имеющие повышенную или понижен-

ную интенсивность свечения, а также узкие каймы (рис. 2–4).

Методика исследований. U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов выполнены в Центре коллективного пользования «Многоэлементные и изотопные исследования СО РАН» (Институт геологии и минералогии, г. Новосибирск) методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Они проводились в соответствии с методикой, описанной в работе [Хубанов и др., 2016]. Для контроля качества измерений использованы стандарты цирконов Plešovice [Slama et al., 2008] и GJ-1 [Jackson et al., 2004], для которых получены конкордантные оценки возраста 337 ± 4 млн лет (2σ) и 593 ± 7 млн лет (2σ) соответственно. Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы Glitter [Griffin et al., 2008], диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003].

Результаты исследований. В 18 зернах циркона было выполнено 30 определений их U-Pb изотопного возраста, в том числе по два определения в некоторых зернах в их центральной и периферической зонах. Результаты датирования цирконов показали, что их возраст варьирует в очень широких пределах (2747 ± 43 – 261 ± 103 млн лет) (табл. 3).

Коллекция зерен циркона условно разделена на четыре возрастных кластера («популяции») на основании Pb/U изотопных отношений ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$): 1) неогархей-палеопротерозойская (2747 – 1862 млн лет); 2) неопротерозойская (799 – 648 млн лет); 3) кембрий-девонская (525 – 383 млн лет); 4) карбон-пермская (325 – 279 млн лет).

Таблица 2

Характеристика проб пород из Калбакдагского массива, из которых были отобраны зерна циркона

Table 2

Characteristics of rock samples from the Kalbakdag massif, from which zircon grains were selected

Номер пробы и ее петрографический состав	Координаты пункта отбора пробы	Размеры площадки отбора пробы, м	Начальный вес пробы, кг	Количество выделенных зерен циркона	Количество определений возраста цирконов
К1 (габбронорит оливиновый)	51°33'36.1" с.ш. 94°56'46.1" в.д. высота 1 153 м	3 × 4	20	2	2
К2 (габбронорит оливиновый)	51°33'36.4" с.ш. 94°56'47.6" в.д. высота 1 144 м	10 × 10	10	12	14
К5 (габбро оливиновое)	51°34'11.4" с.ш. 94°58'10.0" в.д. высота 1 135 м	5 × 5	16,8	16	4
К7 (плагиоверлит)	51°34'13.8" с.ш. 94°58'32.1" в.д. высота 863 м	5 × 5	18,1	33	5

Таблица 3

Результаты датирования цирконов из пород Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива

Table 3

The results of dating zircons from rocks of the Kalbakdag mafic-ultramafic massif

№ п/п	“Популяция” циркона	Порода	№ зерна (анализа)	U, г/г	Th, г/г	Th / U	²⁰⁶ Pb, г/г	Возраст, млн лет								
								²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	D, %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ
1	Ксеногенная неoarхей-палеопротерозойская	Ol g	K5-1a	203	124	0,61	90	2 743	34	2 743	20	2747	43	-0,13	2 761	63
K5-1б			75	90	1,20	36	2 744	41	2 740	24	2740	47	0,02	2 783	72	
Ol gn		K2-2	215	95	0,44	66	1 875	41	1 867	20	1862	32	0,26	1 989	52	
		K2-8	318	359	1,13	115	2 150	39	2 150	20	2153	36	-0,13	2 286	59	
5	Ксеногенная неопротерозойская	Ol gn	K1-1a	167	47	0,28	20	869	61	799	16	775	15	3,04	835	29
K1-1б			273	41	0,15	32	781	58	776	15	775	15	0,08	882	33	
Ol g		K5-4a	192	144	0,75	15	673	99	655	22	650	14	0,65	656	25	
		K5-4б	160	66	0,41	16	641	98	648	22	651	14	-0,46	724	33	
9	Сингенетичная кембрий-девонская	Pl v	K7-1a	801	320	0,40	58	524	57	501	10	497	9	0,83	491	13
10			K7-1б	777	233	0,30	58	525	54	502	10	498	9	0,84	499	14
11			K7-2	1 042	156	0,15	74	483	54	481	9	482	9	-0,10	470	15
12			K7-4	265	199	0,75	19	503	74	483	13	480	10	0,71	482	14
13			K7-5a	258	132	0,51	18	455	75	461	13	463	9	-0,43	435	14
14			K7-5б	215	85	0,42	15	442	82	458	14	462	9	-0,84	461	17
15		Ol gn	K2-3	620	397	0,64	35	424	93	389	13	383	8	1,38	455	16
16			K2-4a	1 599	368	0,23	112	488	51	476	9	475	9	0,34	514	14
17			K2-4б	2 123	456	0,21	149	461	49	472	8	475	9	-0,63	516	14
18			K2-6a	801	593	0,74	49	574	65	441	11	417	8	5,83	453	13
19			K2-6б	630	1103	1,75	39	476	70	426	11	417	8	2,09	409	11
20			K2-7a	2 152	581	0,27	151	497	50	478	9	475	9	0,67	504	14
21	Ol gn	K2-7б	1 282	218	0,17	90	479	55	475	9	474	9	0,06	524	16	
22		K2-9a	3 228	1130	0,35	226	464	50	472	8	475	9	-0,48	499	13	
23		K2-9б	1 175	1175	0,10	82	516	53	481	9	474	9	1,37	501	17	
24		K2-10	1 110	733	0,66	67	805	51	479	9	414	8	15,63	500	14	
25		K2-11	620	310	0,50	38	394	60	415	9	420	8	-1,10	428	13	
26		K2-12	1 439	144	0,10	98	493	61	468	10	464	9	0,93	378	17	
27	Эпигенетичная карбон-пермская	Ol g	K5-3a	1 616	670	0,42	71	412	60	325	8	314	6	3,63	334	9
28			K5-3б	1 450	305	0,21	57	372	54	321	7	314	6	2,07	350	10
29			K5-2a	201	257	1,28	8	261	103	280	11	283	6	-0,99	292	8
30			K5-2б	461	936	2,03	19	283	80	279	9	279	6	0,00	287	7

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН Д.В. Семеновой. D – коэффициентdiscordантности. Породы: Ol g – оливиновое габбро, Ol gn – оливиновый габбронорит, Pl v – плагиоклазовый верлит.

Note. The analyses were performed at the Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS by D.V. Semenova. D is the discordance coefficient. Rocks: Ol g – olivine gabbro, Ol gn – olivine gabbronorite, Pl v – plagioclase verlite.

Возраст «ядерных» зон некоторых зерен на 4–14 млн лет превышает возраст их периферических зон, однако эти различия не могут быть приняты в качестве значимых. Центры эллипсоидов достоверных интервалов значений возраста для большинства проанализированных зерен расположены на конкордиях или в непосредственной близости от них, при этом конкордантный возраст цирконов из «кембрий-девонского» кластера составил 477 ± 5 млн лет (рис. 3). Содержания U и Th, а также значения параметра Th/U в исследованных цирконах характеризуются неравномерным распределением: U = 75–3228 г/г; Th = 41–1175 г/г; Th/U = 0,10–2,03. При этом наиболее обогащены U цирконы из оливинового габбронорита (проба K2).

Неoarхей-палеопротерозойская «популяция» цирконов представлена зернами из проб оливиновых габброноритов (K-2) и габбро (K-5). Они характеризуются субизометричным и короткопризматическим габитусом (рис. 4). На катодоллюминесцентном изображении зерна K2-5 наблюдается нерегулярная осцилляторная зональность, у двух зерен (K5-1 и K2-2) она имеет блочно-секториальную структуру.

Неопротерозойская «популяция» представлена зернами из проб оливиновых габброноритов (K1) и габбро (K-5). Они имеют слабо округленные грани, в них наблюдаются «размытая» осцилляторная зональность, а также «ядра», которые отличаются от периферических зон по интенсивности катодоллюминесцентного свечения. «Ядра» этих зерен показали

возраст на 3–4 млн лет больше, чем возраст периферических зон (рис. 4).

Кембрий-девонская «популяция» представлена зернами и их обломками, обнаруженными в оливинном габбронорите (К-2) и плагиоверлите (К-7). В большинстве случаев они имеют хорошую кристаллографическую огранку и тонкую ритмично-зональную осцилляторную зональность, которая в

некоторых зернах частично нарушена (рис. 5). Карбон-пермская «популяция» цирконов представлена двумя хорошо ограниченными призматическими кристаллами с ритмично-зональной осцилляторной зональностью из пробы оливинного габбро (К-5) (рис. 6). В обоих кристаллах наблюдаются «ядра» с пониженной интенсивностью катодоллюминесцентного свечения.

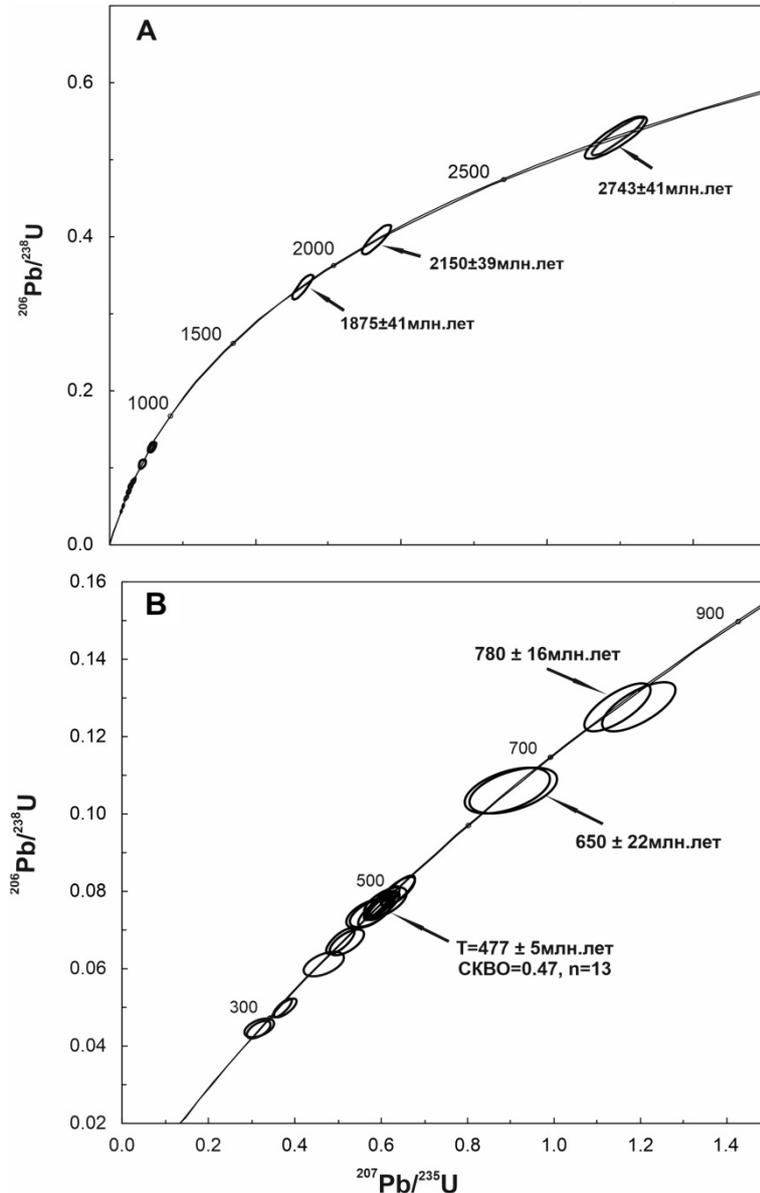


Рис. 3. Изотопные диаграммы с конкордией в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

А – расположение точек для цирконов с возрастом более 1 млрд лет (неоархей-палеопротерозойская «популяция»). **В** – расположение точек для цирконов с возрастом менее 1 млрд лет (неопротерозойская и кембрий-девонская «популяции»). Для группы точек указан средневзвешенный возраст, рассчитанный по 13 измерениям, для единичных точек – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст. Диаграммы построены по данным табл. 3

Fig. 3. Isotope diagrams with concordia in coordinates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

A is the location of points for zircons with an age of more than 1 billion years (Neoarchean-Paleoproterozoic “population”). **B** is the location of points for zircons with an age of less than 1 billion years (Neoproterozoic and Cambrian-Devonian “populations”). For a group of points, the weighted average age calculated from 13 measurements is indicated, for single points, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -age is indicated. The diagrams are constructed according to Table 3

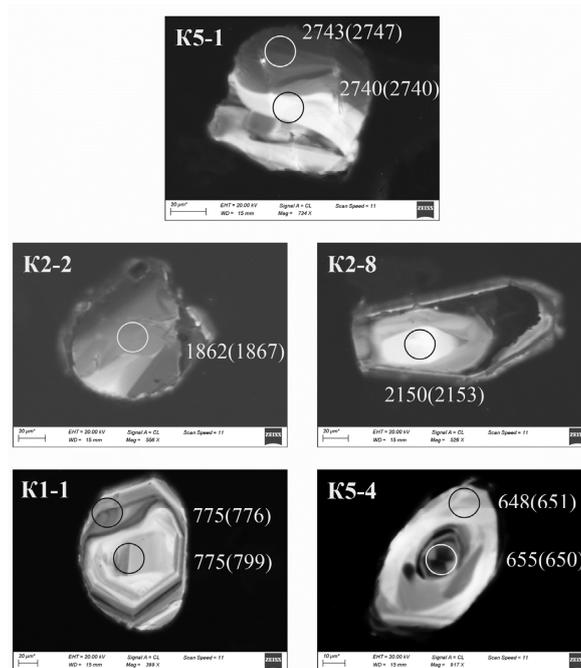


Рис. 4. Микрофотографии зерен циркона из неоярхей-палеопротерозойской и неопротерозойской «популяций»

Здесь и на рис. 5 и 6 снимки выполнены в катодолюминесцентном режиме, цифрами указаны значения возраста в млн лет, рассчитанные по параметрам $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (первая цифра) и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (цифра в скобках) (по данным табл. 3)

Fig. 4. Micrographs of zircon grains from Neoproterozoic-Paleoproterozoic and Neoproterozoic “populations”

Here and in Fig. 5 and 6, the images were taken in cathodoluminescent mode, the numbers indicate the age values in million years, calculated according to the parameters $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (first digit) and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (figure in parentheses) (according to Table 3)

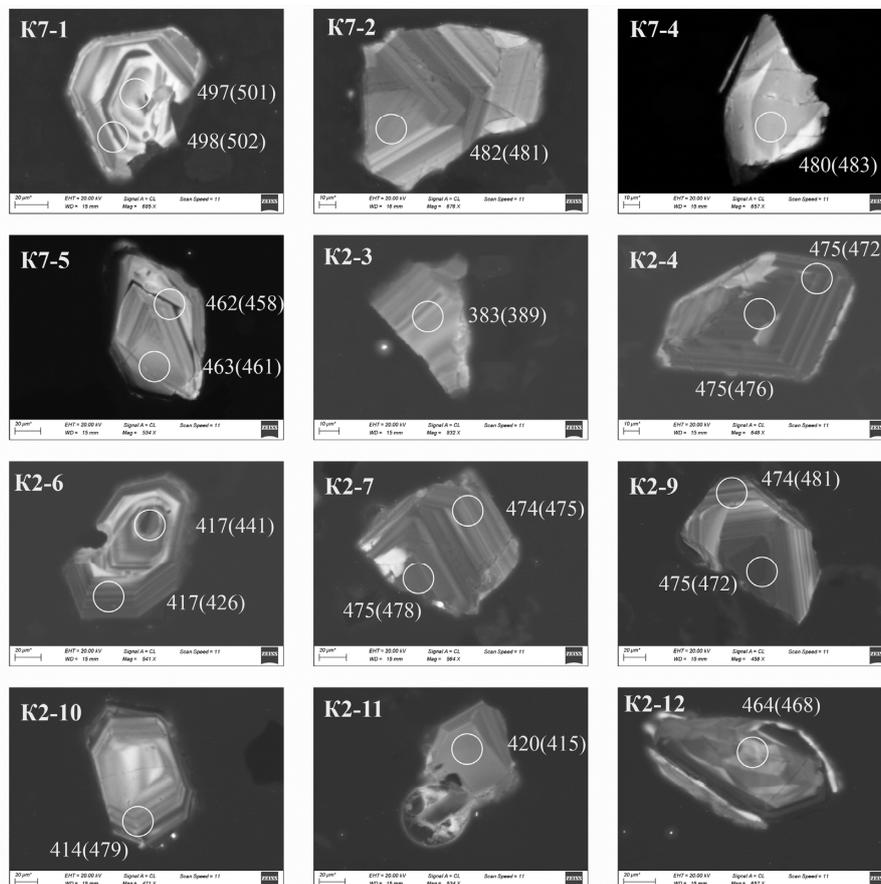


Рис. 5. Микрофотографии зерен циркона из кембрий-девонской «популяции»

Fig. 5. Micrographs of zircon grains from the Cambrian-Devonian “population”

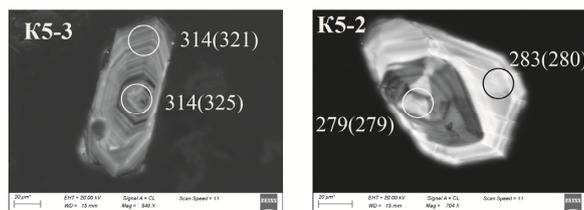


Рис. 6. Микрофотографии зерен циркона из карбон-пермской «популяции»

Fig. 6. Micrographs of zircon grains from Carbon-Permian “population”

Результаты и обсуждение

Наблюдаемые значительные вариации значений изотопного возраста цирконов из неорархей-палеопротерозойской и неопротерозойской «популяций», в том числе обнаруженные в одних и тех же пробах, предположительно обусловлены неравномерными нарушениями и «омоложением» U-Pb изотопных систем их материнских (ювенильных) цирконов, имевших возраст не менее 3 млрд лет, которые первоначально находились в верхнемантийном протолите до начала его частичного плавления и образования ультрамафитовых реститов. Предполагается, что эти нарушения сопровождалась неравномерной диффузионной потерей ювенильными цирконами радиогенного свинца.

Исходя из этого допущения, цирконы из двух названных «популяций» рассматриваются нами в качестве *ксеногенной фазы*, привнесенной в материнский расплав габброидов Калбагдагского массива из верхнемантийного протолита при его генерации. Поэтому варьирующие значения возраста цирконов из этих двух «популяций» мы не рассматриваем в качестве реперов времени протекания отдельно взятых геологических событий. При этом зерна циркона с наиболее древними значениями возраста (более 2700 млн лет) предположительно могут указывать на вероятный минимальный изотопный возраст ювенильных цирконов из верхнемантийного протолита, находящегося под центральной частью Тувинского региона.

Исходя из полученных данных о морфологии зерен, их оптических свойствах и U-Pb изотопного возраста, цирконы из кембрий-девонской «популяции» рассматриваются нами в качестве *сингенетической фазы* с конкордантным возрастом 477 ± 5 млн лет (рис. 3). Следует отметить, что по данным, полученным U-Pb методом (SIMS, SHRIMP II) в рамках проекта Геологического доизучения площади (ГДП-200, В.М. Колямкин), возраст единичных зерен циркона из амфиболизированного габбро этого массива составил $486 \pm 6,4$ млн лет, что, в пределах погрешности анализов, не противоречит нашим данным. К этому добавим, что по результатам датирования

U-Pb и Ar-Ar методами возраст пород мажалькского мафит-ультрамафитового комплекса, к которому принято относить Калбагдагский массив, составил $478 \pm 1,4$ и $484,2 \pm 2,3$ млн лет соответственно [Бородина и др., 2004; Сальникова и др., 2004], что также согласуется с нашими данными.

Цирконы из карбон-пермской «популяции» правомерно рассматривать в качестве *эпигенетической фазы*, при этом предполагается, что их образование было обусловлено инфильтрацией флюидов, выделявшихся кислыми расплавами, которые сформировали позднепалеозойский гранитоидный интрузив, расположенный севернее Калбагдагского массива. В этой связи добавим, что, как ранее было установлено, подобные гранитоидные интрузивы на территории Тувы имеют возраст 297–293 млн лет [Сугораква, 2017]. Таким образом, имеющиеся данные позволяют заключить, что в породах Калбагдагского массива присутствуют полихронные цирконы, которые представлены, по меньшей мере, тремя генетическими типами: *ксеногенным*, *сингенетическим* и *эпигенетическим*.

Касаясь вопроса о механизме формирования Калбагдагского ультрамафит-мафитового массива, следует отметить следующее. Исходя из собственных данных [Монгуш, 2002; Леснов и др., 2019а; Ойдул и др., 2019], а также материалов других исследователей относительно структурной позиции массива, его морфологии, геологического строения, петрографического, геохимического и минерального состава, структурно-текстурных особенностей пород и результатов U-Pb изотопного датирования цирконов, авторами предложена следующая гипотетическая модель его формирования.

Предполагается, что на современном уровне денудации массив представляет собой один из частных срезов субвертикального подводящего канала (магматической камеры) вулканоплутонической системы, которая была вскрыта на глубину порядка 10 км. Обнаженные на этом срезе разновидности габброидных пород кристаллизовались в мезоабиссальных условиях в процессе охлаждения поднимающегося по этому каналу базальтоидного расплава. На позднем этапе подъема этот расплав представлял собой

структурированную суспензию, существенную часть объема которой составляли перемешивающиеся и нередко струйчато ориентированные мелкие порфиоровидные вкрапленники оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза. Эти вкрапленники перемещались в обедненной фемическими компонентами остаточной жидкости, из которой на заключительном этапе кристаллизовались многочисленные лейсты плагиоклаза. Во время подъема расплава-суспензии субпараллельно ориентированные длинные оси лейст плагиоклаза, обусловившие микротрахитоидную текстуру габброидов, «обтекали» порфиоровидные микровкрапленники. В этой связи мы приходим к заключению, что габброиды Калбагдагского массива, в том числе их полосчатые разновидности, не являются *кумулятами* в прямом смысле этого термина.

Одним из наиболее дискуссионных вопросов в проблеме генезиса Калбагдагского массива является происхождение присутствующих в его составе многочисленных и незакономерно залегающих линзовидных и полосовидных обособлений перидотитов и пироксенитов. Ранее многие исследователи данного массива интерпретировали породы ультрамафитовых обособлений и окружающие их габброиды в качестве кумулатов, сформированных в процессе внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации базальтоидного расплава, а сам этот массив, как и подобные ему Брунганский, Пош-Дагский, Мажалыкский и другие, традиционно относили к категории расслоенных интрузивов [Волохов и др., 1972; Богнибов и др., 1983; Поляков и др., 1984; Егорова, 2002; Бородин и др., 2004].

Вместе с тем полученные к настоящему времени данные о геологическом строении и вещественном составе Калбагдагского массива позволили нам предложить альтернативную модель его формирования, основанную на следующих положениях:

1) субвертикальное залегание как самого массива, так и полосчатости (трахитоидности) слагающих его пород;

2) незакономерная струйчато-полосчатая макротекстура габброидов различной меланократовости;

3) приуроченность обособлений ультрамафитов к разным уровням вертикального разреза массива, а не только к его базальной части;

4) наблюдаемая под оптическим микроскопом трахитоидная микротекстура пород с признаками «обтекания» лейстами плагиоклаза из основной массы порфиоровидных микровкрапленников оливина, пироксенов и плагиоклаза лейстами плагиоклаза в их основной массе;

5) присутствие в габброидах трех генераций плагиоклаза – ранней (пойкилитовые включения в пироксенах и оливинах), промежуточной (порфиоровидные вкрапленники) и поздней (лейсты, слагающие основную массу);

6) ксеноморфизм выделений оливина, их истощенность никелем и наличие вокруг них реакционных кайм, что не исключает вероятность их ксеногенной природы и перекристаллизации;

7) отсутствие химического равновесия между микропорфиоровидными вкрапленниками оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, что предположительно является следствием их «перемешивания» в процессе восходящего перемещения расплава-суспензии, которое препятствовало достижению равновесия между «сосуществующими» микровкрапленниками;

8) присутствие в габброидах зерен очень древних цирконов, которые предположительно были привнесены из более ранней протрузии ультрамафитовых реститов, обнаруженной под Калбагдагским массивом по результатам гравиметрической съемки (см. рис. 1, В).

Приведенные факты позволили заключить, что Калбагдагский мафит-ультрамафитовый массив является полигенным комплексом, в строении которого принимают участие пространственно сближенные, но разновременные сформированные и генетически автономные тела магматических пород:

1) залегающие среди габброидов массива более ранние обособления гибридных ультрамафитов (верлиты, плагиоверлиты, пироксениты), представляющие собой ксеногенные тела, то есть тектонически продвинутые на более высокий уровень коры отторженцы залегающей на глубине под Калбагдагским массивом протрузии ультрамафитовых реститов, магмо-метасоматически преобразованных под влиянием более позднего габброидного расплава и его флюидов;

2) более поздний габброидный интрузив, сложенный оливиновыми и безоливиновыми габброидами, которые представляют собой продукты кристаллизации расплава-суспензии, в различной мере контаминированного веществом ультрамафитовых реститов и вмещающих пород.

Выводы

1. Методом LA-SF-ICP-MS впервые определен изотопный возраст представительной коллекции зерен циркона, выделенных из крупнообъемных проб оливиновых габброноритов и габбро, а также из плагиоверлитов, отобранных в разных пунктах Калбагдагского мафит-ультрамафитового массива.

2. Продатированные цирконы, помимо различий по морфологическим и оптическим свойствам, характеризуются значительными вариациями изотопного возраста, т.е. являются полихронными.

3. Полученные данные позволили условно разделить коллекцию исследованных цирконов на четыре «популяции» (кластера): неоархей-палеопротерозой-

скую (2747–1862 млн лет), неопротерозойскую (799–648 млн лет), кембрий-девонскую (525–383 млн лет) и карбон-пермскую (325–279 млн лет).

4. Цирконы из первой и второй «популяций» рассматриваются в качестве ксеногенной фазы, привнесенной в материнские расплавы габброидов из залегающей под Калбакдагским массивом протрузии ультрамафитовых реститов и представляющих собой в различной мере «омоложенные» древние (более 3 млрд лет) ювенильные цирконы, содержащиеся в верхнемантийном протолите. Цирконы из кембрий-девонской «популяции» рассматриваются в качестве сингенетической фазы, возраст которой, в первом приближении, позволяет определить время формирования габброидов Калбакдагского массива. Цирконы из карбон-пермской «популяции» рассматриваются в каче-

стве эпигенетической фазы, образованной в процессе инфильтрации в породы массива флюидов, выделявшихся из более поздних гранитоидных расплавов.

5. Калбакдагский массив предложено рассматривать в качестве полигенного мафит-ультрамафитового комплекса пространственно сближенных фрагментов более древней протрузии гибридизированных реститогенных ультрамафитов и более позднего мезоабиссального габброидного интрузива, сформированного в раннем ордовике.

Работа выполнена по государственным заданиям Института геологии и минералогии СО РАН (№ 0330-2018-0023, Науки о Земле) и Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Богнибов В.И., Поляков Г.В., Ковалевский В.Е., Петрова Т.Е.** Особенности состава минералов и происхождение ультраосновных и основных пород в перидотит-пироксенит-габброноритовом массиве Брунган (Восточная Тува) // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск : Наука, 1983. С. 93–126.
- Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.** Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1074–1091.
- Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В., Зеркалова М.Н., Киреев А.Д.** Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола. Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск : Наука, 1972. С. 130–145.
- Егорова В.В.** Минералогия и особенности кристаллизации пород Мажалыкского перидотит-пироксенит-габбрового массива (Юго-Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск : Изд-во Томского государственного университета, 2002. Вып. 3, т. 1. С. 80–86.
- Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К.** Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск : ГЕО, 2019а. 350 с.
- Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Королюк В.Н.** Проявление скаполитовой минерализации в габброидах Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива (Тува) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геологическое строение, рудный потенциал : 6-я Всероссийская конференция с международным участием. Иркутск : Изд-во Института геохимии СО РАН, 2019б. С. 189–193.
- Монгуш А.А.** Петрография и минералогия раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых массивов Восточной Тувы : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск : ИГМ СО РАН, 2002. 26 с.
- Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А.** Состав минералов и генезис полосчатых габброидов Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива (Центральная Тува) // Геосферные исследования. 2019. № 3. С. 20–34.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И.** Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск : Наука, 1979. С. 118–126.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э., Кривенко А.П., Баярбилэг Л.** Перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск : Наука, 1984. С. 4–57.
- Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеев А.М.** Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 656–662.
- Сугорокова А.М.** Новые геохронологические и изотопные данные к вопросу о возрасте ассоциаций Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 166–168.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.** U-Pb изотопное датирование цирконов из Pz₃-Mz магматических комплексов Забайкалья магнитно-секторной масс-спектрометрией с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.
- Anders E., Grevesse N.** Abundances of elements: Meteoritic and solar // Gechim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.V.** GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // in Sylvester P. (ed.), Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issue: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2008. V. 40. P. 307–311.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.** The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Ludwig K.R.** Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA Berkeley Geochronology Center. 2003.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.** Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology. 2008. V. 249, No 1–2. P. 1–35.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins / eds. by A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spac. Publ., 1989. V. 42. P. 313–346.

Авторы:

Ойдуп Чойганмаа Кыргысовна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики, магматизма и рудообразования, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: oydup_ch@mail.ru

Леснов Феликс Петрович, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и магматизма, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail felix@igm.nsc.ru, lesnovfp@list.ru

Монгуш Андрей Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики, магматизма и рудообразования, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: amongush@inbox.ru

Семенова Дина Валерьевна, научный сотрудник, лаборатория изотопно-аналитической геохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: sediva@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2021, 4, 37–49. DOI: 10.17223/25421379/21/3

Ch.K. Oidup¹, F.P. Lesnov², A.A. Mongush¹, D.V. Semenova²

¹Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

POLYCHRON ZIRCONS FROM ROCKS OF THE KALBAKDAG MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIF AND QUESTIONS OF ITS GENESIS (CENTRAL TUVA)

The article presents the results of 30 determinations of isotopic age in 18 zircon grains performed by the LA-SF-ICP-MS method from four bulk samples of olivine gabbro (K-1, K-2), olivine gabbro (K-5) and plagioclite (K-7) selected in the central part of the Kalbakdag mafic-ultramafic massif, which was previously considered as a typical layered intrusion. This massif is located in the central part of the territory of Tuva within the Ondum island-arc subzone of the Early Caledonids and breaks through the metavolcanogenic-terrestrial strata of the Late Neoproterozoic – Lower Cambrian. The rocks of the massif are characterized by moderate magnesium content, low alkali content, very low titanium and phosphorus content. The content of rare earth elements in them is lower than N-MORB at $(La/Yb)_n = 0.52–1.71$, positive anomalies of K, Sr, Zr, Hf, Eu of low intensity and negative anomalies of Nb and Ta are noted on spidergrams. The dated zircons, in addition to differences in morphological and optical properties, are characterized by significant variations in isotopic age, that is, they are polychronous. The entire collection of dated zircons is conditionally divided into four “populations” (clusters): Neoproterozoic (2747–1862 Ma, zircons from samples K-2 and K-5), Neoproterozoic (799–648 Ma, zircons from samples K-1 and K-5); Cambrian-Devonian (525–383 Ma, zircons from samples K-2 and K-7) and Carbonian-Permian (325–279 Ma, zircons from sample K-5). Zircons from the first and second “populations” are proposed to be considered as a xenogenic phase introduced into the parent melts of the gabbroids of the Upper Mantle protolith massif. They are to varying degrees “rejuvenated” very ancient juvenile zircons that were previously present in this protolith and preserved in ultramafic restites formed on it. In turn, zircons from the Cambrian-Devonian “population” are proposed to be considered as a syngenetic phase, the age of which corresponds to the time of formation of gabbroids of this array. The concordant age of syngenetic zircons was 477 ± 5 Ma. Zircons from the Permian “population” have been identified as an epigenetic phase formed during infiltration into rocks of an array of fluids separated from late granitoid melts. According to the totality of available data, the Kalbakdag massif is considered by us as a polygenic association of spatially converged fragments of earlier protrusion of hybridized restitogenic ultramafites (plagioclites and pyroxenites) and mesoabyssal gabbroid intrusive (olivine and non-olivine gabbro and gabbroites) introduced in the Early Paleozoic.

Key words: zircons, U-Pb age, gabbroids, ultramafic, Tuva

References

- Bognibov V.I., Polyakov G.V., Kovalevsky V.E., Petrova T.E. *Osobennosti sostava mineralov i proiskhozhdeniye ul'traosnovnykh i osnovnykh porod v peridotit-piroksenit-gabbro-noritovom massive Brungan (Vostochnaya Tuva)* [Features of the composition of minerals and the origin of ultrabasic and basic rocks in the peridotite-pyroxenite-gabbro-norit massif Brungan (Eastern Tuva)] // Petrology and ore content of magmatic formations in Siberia. Novosibirsk: Publishing house Science. Siberian branch, 1983, pp. 93–126. In Russian
- Borodina E.V., Egorova V.V., Izokh A.E. Petrology of Ordovician collisional layered peridotite-gabbro massifs (on the example of the Mazhalyk intrusion, South-East, Tuva) // *Russian Geology and Geophysics*. 2004. V. 45. No 9, pp. 1074–1091. In Russian
- Volokhov I.M., Ivanov V.M., Arnautov N.V., Zerkalova M.N., Kireev A.D. *Mazhalykskiy gabbro-piroksenit-peridotitovyy pluton (Vostochnyy Tannu-Ola. Tuva)* [Mazhalyk gabbro-pyroxenite-peridotite pluton (East Tannu-Ola, Tuva)] // Problems of petrology of ultrabasic and basic rocks. Novosibirsk: Publishing house Science, 1972, pp. 130–145. In Russian
- Egorova V.V. *Mineralogiya i osobennosti kristallizatsii porod Mazhalykskogo peridotit-piroksenit-gabbrovogo massiva (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Mineralogy and features of crystallization of rocks of the Mazhalyk peridotite-pyroxenite-gabbro massif (South-Eastern Tuva)] // Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Issue 3. V. 1. Tomsk: Publishing House of Tomsk State University. 2002, pp. 80–86. In Russian
- Lesnov F.P., Kuzhuget K.S., Mongush A.A., Oydup Ch.K. *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' mafit-ul'tramafitovykh massivov Respubliki Tyva* [Geology, petrology and ore-bearing of mafic-ultramafic massifs of the Tyva Republic]. Novosibirsk: Publishing house "GEO", 2019. 350 p. In Russian
- Lesnov F.P., Oydup Ch.K., Mongush A.A., Korolyuk V.N. *Proyavleniye skapolitovoy mineralizatsii v gabbroidakh Kalbakdag-skogo mafit-ul'tramafitovogo massiva (Tuva)* [Manifestation of scapolite mineralization in gabbroids of the Kalbakdag mafic-ultramafic

massif (Tuva)] // Ultramafic-mafic complexes: geological structure, ore potential (6th All-Russian conference with international participation). Irkutsk: Publishing house of the Institute of Geochemistry SB RAS, 2019b. pp. 189–193. In Russian.

Mongush A.A. *Petrografiya i mineralogiya rannepaleozoyskikh ul'tramafit-mafitovykh massivov Vostochnoy Tuvy* [Petrography and mineralogy of the Early Paleozoic ultramafic-mafic massifs of Eastern Tuva] // Author's abstract ... Dis. cand. geol.-mineral. sciences. Novosibirsk: IGM SB RAS, 2002. 26 p. In Russian

Oydup Ch.K., Lesnov F.P., Mongush A.A. Composition of minerals and genesis of banded gabbroids of the Kalbakdag mafic-ultramafic massif (Central Tuva) // Geosphere Research. 2019. No 3, pp. 20–34. In Russian

Polyakov G.V., Bognibov V.I. *Rannepaleozoyskiy peridotit-piroksenit-gabbro-noritovyy kompleks salairid Yugo-Vostochnoy Tuvy* [Early Paleozoic peridotite-pyroxenite-gabbro-norit complex of salairids of South-Eastern Tuva] // Basic and ultrabasic complexes of Siberia. Novosibirsk: Science, 1979, pp. 118–126. In Russian

Polyakov G.V., Bognibov V.I., Izokh A.E., Krivenko A.P., Bayarbileg L. *Peridotit-piroksenit-gabbro-noritovaya formatsiya Vostochnoy Tuvy i Severo-Zapadnoy Mongolii* [Peridotite-pyroxenite-gabbro-norit formation of Eastern Tuva and North-West Mongolia] // Plutonic formations of Tuva and their ore content. Novosibirsk: Publishing house Science. 1984, pp. 4–57. In Russian

Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Kozakov I.K., Oydup Ch.K., Mongush A.A., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M. Age and geodynamic position of the peridotite-pyroxenite-anorthosite-gabbro Mazhalyk complex, Eastern Tuva // Petrology. 2004. T. 12. No 6, pp. 656–662. In Russian

Sugorakova A.M., Khertek A.K. The new data to the question of the age of associations Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva) // Geosphere Research. 2017. No 3. pp. 50–60. DOI: 10.17223/25421379/4/7. In Russian

Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. U-Pb isotope dating of zircons from Pz₃-Mz magmatic complexes of Transbaikalia using magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: determination procedure and comparison with SHRIMP data // Russian Geology and Geophysics. 2016. T. 57. No 1, pp. 241–258. In Russian

Anders E., Grevesse N. Abundances of elements: Meteoritic and solar // Gechim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53, pp. 197–214.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.V. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // in Sylvester P. (ed.), Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issue: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2008. V. 40, pp. 307–311.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology. 2004. V. 211. pp. 47–69.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA Berkeley Geochronology Center. 2003.

Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology. 2008. V. 249. No 1–2. pp. 1–35.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spac. Publ., 1989. V. 42. pp. 313–346.

Author's:

Oydup Choiganmaa K., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, Magmatism and Ore Formation, Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: oydup_ch@mail.ru

Lesnov Felix P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Academician of the Russian Academy of Natural Sciences, Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics and Magmatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: felix@igm.nsc.ru, lesnovfp@list.ru

Mongush Andrey A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, Magmatism and Ore Formation, Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: amongush@inbox.ru

Semenova Dina V., Researcher, Laboratory of Isotope-Analytical Geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: sediva@igm.nsc.ru