

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (SIMS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЦИРКОНА ИЗ СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ТЕКТУРМАССКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2021 г. Р. М. Антонюк¹, В. Г. Степанец², академик РАН К. Е. Дегтярев³*, А. А. Третьяков³, Б. К. Бекенова⁴, В. Л. Левин⁴, Е. С. Ли⁵

Поступило 12.04.2021 г.

После доработки 08.07.2021 г.

Принято к публикации 09.07.2021 г.

В Тектурмасской зоне Центрального Казахстана, являющейся одной из наиболее крупных офиолитовых зон западной части Центрально-Азиатского пояса, впервые изучен акцессорный циркон, выделенный из серпентинизированных дунитов и гарцбургитов. Проведено U–Th–Pb (SIMS)-геохронологическое изучение этого циркона и получена оценка возраста его кристаллизации 467 ± 3 млн лет, соответствующая границе дапинского и дарривильского ярусов среднего ордовика. Присутствие акцессорного циркона среднего ордовика в дунитах и гарцбургитах, вероятно, является отражением последнего этапа деплетирования ультрамафитов, связанного с выплавками базитов, которые образуют верхние части офиолитового разреза северной части Тектурмасской зоны.

Ключевые слова: надсубдукционные офиолиты, дуниты, гарцбургиты, циркон, средний ордовик

DOI: 10.31857/S2686739721100030

Установление возраста дунит-гарцбургитовых комплексов офиолитов представляет собой непростую задачу, решение которой может быть сильно затруднено по нескольким причинам: частой дезинтеграцией офиолитов и последующим тектоническим совмещением разновозрастных пород; крайне низким содержанием радиогенных компонентов в мантийных ультрамафитах; нарушением Sm/Nd- и Rb/Sr-изотопных систем в породообразующих минералах дунитов и перидотитов [5], что делает невозможным датирование мантийных пород этими методами. Полученные ранее K–Ar-оценки возраста ультрамафитов и габброидов существенно различаются, что может быть связано с более поздними наложенными процессами [9]. Поэтому наиболее надежным может считаться U–Pb-датирование ультрамафитов с помощью акцессорного циркона.

Присутствие циркона отмечается в хромитовых рудах и сегрегациях из дунитов и гарцбургитов в массивах Финеро в Западных Альпах [17] и Войкаро-Сыньинском на Полярном Урале [12], в гарцбургитах офиолитов Албании [20], в лерцолитах и гарцбургитах Срединно-Атлантического хребта [13] и др.

В палеозоидах западной части Центрально-Азиатского пояса фрагменты различных офиолитовых комплексов участвуют в строении узких протяженных зон, имеющих сложную покровно-складчатую структуру. До недавнего времени детально были изучены только самые верхние – кремнисто-базальтовые и кремнистые части офиолитов, точный возраст которых установлен на основании находок конодонтов [6, 7, 14, 15]. В последние годы стали появляться данные о возрастах тоналит-плаггиогранитных тел, залегающих в верхах плутонической части разрезов офиолитов [7, 8]. U–Pb-оценки возраста циркона из габбро получены только для офиолитов гор Толпак на северо-востоке Центрального Казахстана [15].

Тектурмасская зона является одной из наиболее крупных офиолитовых зон западной части Центрально-Азиатского пояса. Она расположена в центральной части Центрального Казахстана и протягивается в субширотном направлении на

¹ “Центргеолсъемка”, Караганда, Республика Казахстан

² Astra Mining Kazakhstan, London, United Kingdom

³ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Республика Казахстан

⁵ Карагандинский государственный технический университет, Караганда, Республика Казахстан

*E-mail: degtkir@mail.ru

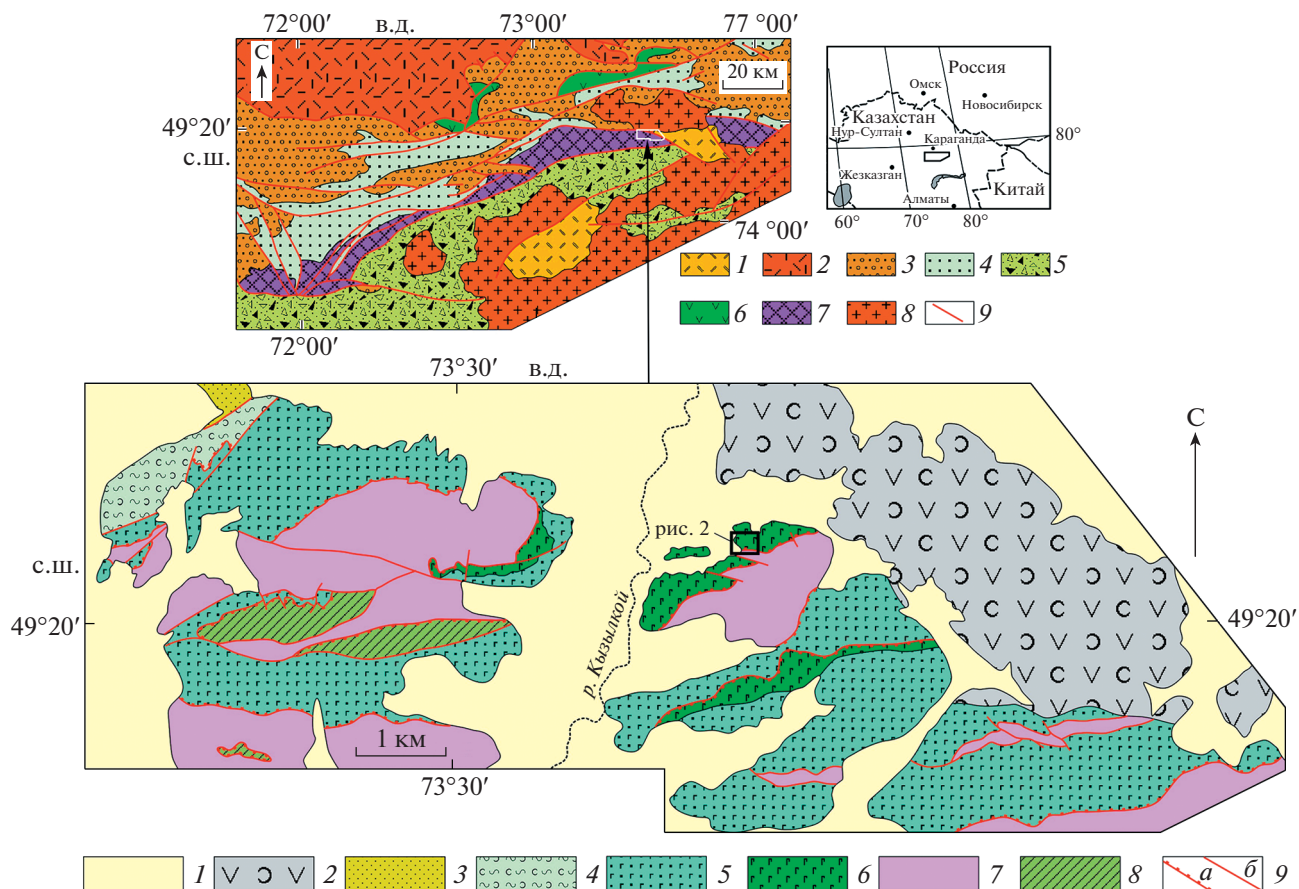


Рис. 1. Схема геологического строения окрестностей рудного поля Уртынжал. Составлена с использованием материалов О.Е. Беляева, А.С. Якубчука и А.Ф. Читалина. 1 – кайнозойские отложения; 2 – нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды; 3 – нижнесилурийские терригенные толщи; 4 – верхнеордовикско-нижнесилурийские кремнисто-туфогенные толщи (базарбайская свита), 5 – среднеордовикские долериты и габбро-долериты, 6 – среднеордовикские габброиды; 7 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты; 8 – средне-верхнеордовикские кремнистые толщи (тектурмасская свита); 9 – разрывные нарушения: а) тектонические покровы и надвиги, б) прочие. На врезке: Положение Тектурмасской офиолитовой зоны в структуре палеозоид Центрального Казахстана. 1, 2 – континентальные вулканы: 1 – верхнего палеозоя, 2 – нижнего-среднего девона; 3, 4 – терригенные комплексы Нуринской зоны; 3 – силура, 4 – нижнего-среднего девона; 5 – олистостромовые и флишевые комплексы силура Успенской зоны; 6 – ордовикские известково-щелочные вулканы Байдаулетовской зоны; 7 – нижнепалеозойские комплексы Тектурмасской зоны; 8 – позднепалеозойские гранитоиды, 9 – разрывные нарушения.

более чем 350 км при ширине 2–15 км (рис. 1). В ее строении участвуют фрагменты разновозрастных офиолитовых комплексов [1, 6, 8, 10, 14]. В южной части зоны распространены ранне- и среднеордовикские ультрамафиты, габброиды, плагиограниты, кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи, формировавшиеся в различных, в том числе надсубдукционных, геодинамических обстановках. Их тектоническое совмещение, вероятно, произошло в конце ордовика–начале силура во время формирования мощной олистостромовой толщи.

В строении северной части зоны участвуют средне-позднеордовикские комплексы, формирование которых происходило в надсубдукционных обстановках, скорее всего, в преддуговой области. Самое низкое положение в структуре здесь

занимает дунит-гарцбургитовый комплекс, выше которого залегают мелко- и среднезернистые габбро, габбро-диориты и тоналиты мощностью не более 200 м, среди которых встречается большое количество даек и силлов основного, среднего и кислого состава. Выше количество силлов увеличивается, часто присутствуют дайково-силловые пакеты мощностью от 4–5 см до 3–5 м. Тоналиты и плагиограниты образуют скрины и мелкие тела в составе дайково-силлового комплекса, а также слагают протяженное тело мощностью от 30–40 до 150–200 м вблизи границы с базальтами. Дайково-силловый комплекс сменяется базальтами и андезибазальтами с прослоями кремнистых туффитов (кузекская свита), которые перекрываются бурыми и вишневыми пеплистыми яшмами, кремнистыми туффитами и туфосилицитами,

пепловыми туфами средне-кислого состава (базарбайская свита).

В последние годы для циркона из крупного тела плагиигранитов в верхах плутонической части разреза была получена U–Th–Pb (SHRIMP II)-оценка возраста его кристаллизации 452 ± 4 млн лет [8]. В прослоях кремнистых туффитов среди базальтов кузекской свиты собраны конодонты верхов дарривильского яруса среднего ордовика – низов сандбийского яруса верхнего ордовика [6, 8]. В кремнисто-туфогенных породах базарбайской свиты собраны конодонты, позволяющие считать, что ее накопление происходило в течение катийского яруса верхнего ордовика–лландовейского отдела силура [6]. Базарбайская свита согласно перекрывается терригенными породами ермекской свиты силура.

Сопоставление геохронологических и биостратиграфических данных позволяет оценивать возраст становления тоналит-плагиигранитной и кремнисто-базальтовой частей офиолитов северной части Тектурмасской зоны в интервале 455–460 млн лет, а перекрывающих кремнисто-туфогенных пород базарбайской свиты – в интервале 455–440 млн лет. Данные о возрастах габброидов и ультрамафитов до настоящего времени отсутствовали.

Находки зерен циркона, алмаза и муассанита в ультрамафитах Тектурмасской зоны впервые были сделаны в 80-х годах XX века В.А. Чевердиным при проведении тематических работ. Эти данные послужили основанием для поиска акцессорного циркона в дунитах и гарцбургитах этой зоны, их выделения и последующего U–Th–Pb (SIMS)-датирования.

Для выделения циркона из ультрамафитов был использован керн поисковой скважины У-1, пробуренной в 2016 г. на месторождении Уртынжал с целью вскрытия зон кварцево-золото-медно-никелевой сульфидной минерализации. В строении окрестностей месторождения Уртынжал участвуют комплексы северной части Тектурмасской зоны, среди которых выявлены серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, габбро, габбро-долериты и долериты дайково-силлового комплекса, и кремнисто-туфогенные породы базарбайской свиты. В западной части участка на ультрамафитах, габбро и габбро-долеритах залегают тектонические пластины, сложенные кремнистыми породами тектурмасской свиты среднего-верхнего ордовика, которые принадлежат к комплексам южной части зоны (рис. 1).

Наклонная скважина У-1 забурена в амфиболитизированных габбро ($49^{\circ}20'29''$ с.ш.; $73^{\circ}32'46''$ в.д.), на глубине 100 м они сменяются серпентинизированными ультрамафитами, которые продолжают до забоя – на глубине 150 м. На контакте амфиболитизированных габбро и ультрамафитов от-

мечаются серпентинитовые тектонические брекчии с Au–Cu-минерализацией. Габбро и серпентиниты прорваны дайками лампрофиров, которые вскрыты скважиной на глубинах 72–91 и 116–123 м (рис. 2).

Ультрамафиты полностью серпентинизированы, среди них могут быть выделены апогарцбургитовые и аподунитовые разности, не имеющие четких границ, в породах часто отмечаются вкрапленники и прожилки, сложенные рудными минералами, среди которых преобладают магнетит и хромит, реже встречаются пентландит, пирит, халькопирит, миллерит. Серпентиниты пронизаны сетью карбонатных прожилков. На отдельных интервалах серпентиниты оталькованы вплоть до образования тальцитов. Проба ТЕК-1 была отобрана из керна скважины с глубин 110–150 м, имела вес 10–15 кг, породы представлены узловато-пятнистыми участками, узловато-полосчатыми серпентинитами. По химическому составу серпентиниты (мас. %): SiO_2 – 38.55; TiO_2 – 0.082; Al_2O_3 – 2.47; Fe_2O_3 – 4.67; FeO – 2.44; MnO – 0.08; MgO – 34.54; CaO – 0.5; Na_2O – 0.24; K_2O – 0.17; P_2O_5 – 0.04, п.п. – 12.7; сумма – 96.47, соответствуют гарцбургитам. Серпентиниты содержат зерна магнетита, хромита, пентландита и развивающегося по нему миллерита [2].

Породы из пробы ТЕК-1 были раздроблены до размера 1 мм в лаборатории ТОО “Центргеол-съемка”, затем на концентрационном столе в ТОО “Институт комплексного освоения недр”, г. Караганда, был выделен концентрат, из которого под ультрафиолетовым источником света в ТОО “Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева”, г. Алматы, было отобрано 60 зерен циркона. Циркон представлен прозрачными и полупрозрачными, бесцветными субидiomорфными кристаллами короткопризматического и изометричного габитуса, а также их обломками. Размеры кристаллов изменяются от 60 до 200 мкм ($K_{\text{удл}} = 1.0$ –2.0). Большинство зерен обладают хорошо выраженной магматической зональностью. В отдельных кристаллах наблюдаются элементы секториального строения (рис. 3).

Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартного циркона TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и полированы. Для выбора участков зерен циркона для локальных геохронологических исследований использовались микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U–Th–Pb (SIMS)-геохронологические исследования циркона выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Измерения изотопных

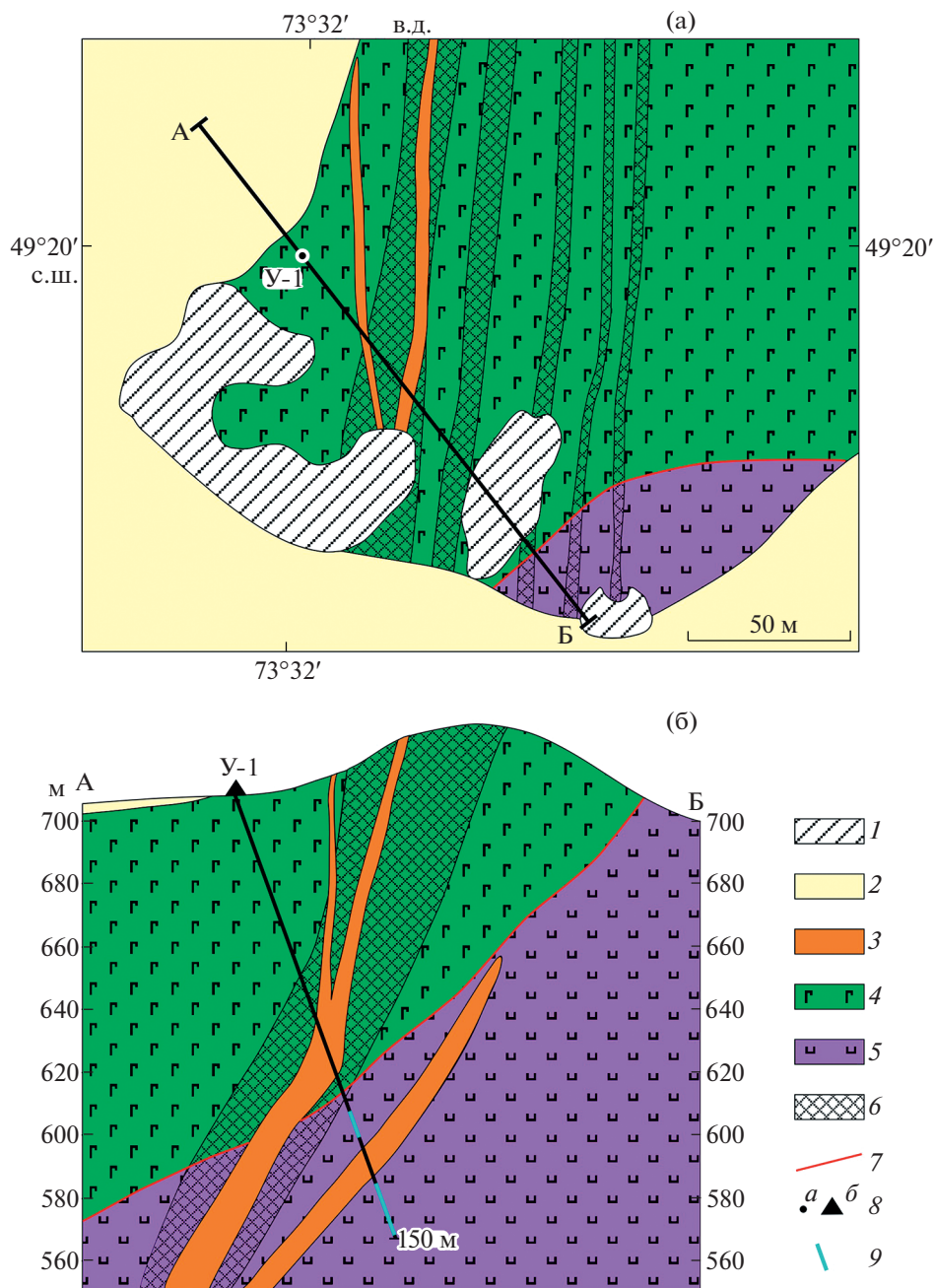


Рис. 2. Схема геологического строения (а) и разрез (б) рудного поля Уртынжал. Составлены с использованием материалов М.Я. Решко, В.А. Зеленого и А.П. Иверской. Положение участка показано на рис. 1. 1 – отвалы; 2 – четвертичные супеси, пески и суглинки; 3 – дайки лампрофиров; 4 – амфиболитизированные габбро и габбро-амфиболиты; 5 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 6 – минерализованная зона с телами золото-медных руд; 7 – разрывные нарушения; 8 – положение скважины У-1 на схеме (а) и разрезе (б); 9 – участки отбора пробы ТЕК-1.

отношений U и Pb проводились по традиционной методике, описанной в [20]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5–4 нА, диаметр пятна (кратера) – ~15 × 10 мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID и ISOPLOT. Поправка на нерадиоγενный свинец по модели [18] выполнена, используя изме-

ренный ²⁰⁴Pb. Погрешности индивидуальных замеров в табл. 1 даны для интервала 1σ, расчет возраста по всей совокупности результатов – с погрешностью 2σ.

Выполнены U–Th–Pb-геохронологические исследования 22 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U, составляет 467 ± 3 млн. лет (рис. 3,

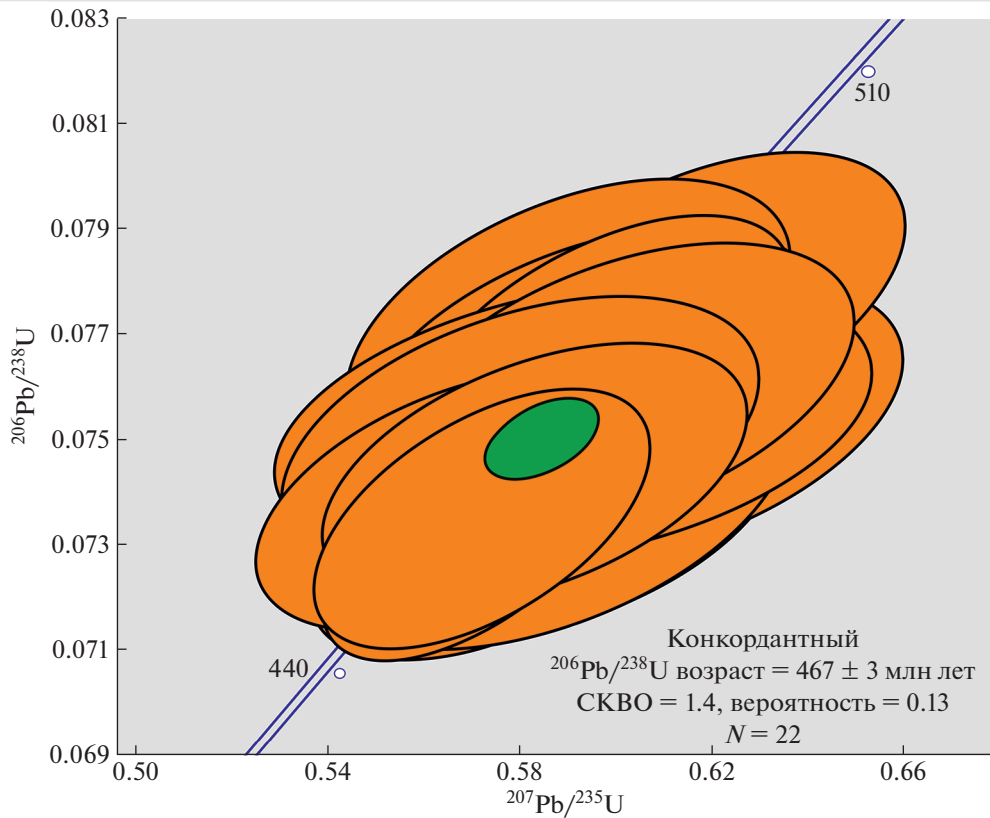
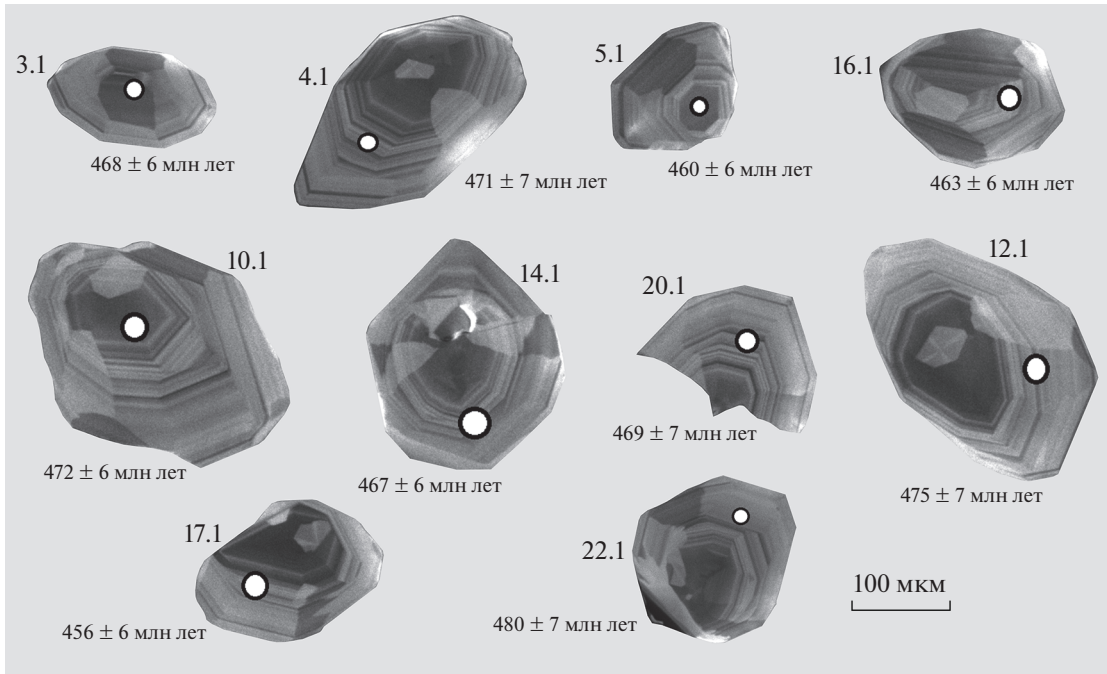


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов, выполненные на электронном микроскопе Samscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции, и диаграмма с конкордией для циркона из серпентинизированных дунитов и гарцбургитов (проба ТЕК-1) Тектурмасской зоны. Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

табл. 1), что примерно соответствует границе дапинского и дарривильского ярусов среднего ордовика [18].

Полученные данные свидетельствуют, что возраст кристаллизации циркона из ультрамафитов близок к возрастам плагиогранитов и вулканитов

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из серпентинизированных дунитов и гарцбургитов Тектурмасской зоны (проба ТЕК1)

№ анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
ТЕК1-1.1	0.00	6.66	105	32	0.32	0.057 ± 3	0.074 ± 1.5	0.586 ± 3.4	0.45	507 ± 67	507 ± 67
ТЕК1-2.1	0.00	7.89	124	62	0.51	0.056 ± 2.7	0.074 ± 1.4	0.568 ± 3.1	0.47	460.2 ± 6.4	441 ± 61
ТЕК1-3.1	0.00	8.45	131	61	0.48	0.056 ± 2.7	0.075 ± 1.4	0.580 ± 3	0.47	467.8 ± 6.5	448 ± 59
ТЕК1-4.1	0.00	8.16	125	39	0.32	0.056 ± 2.7	0.076 ± 1.5	0.584 ± 3.1	0.49	471 ± 6.9	447 ± 60
ТЕК1-5.1	0.18	6.97	110	52	0.49	0.057 ± 3.3	0.074 ± 1.5	0.583 ± 3.6	0.41	459.6 ± 6.6	501 ± 73
ТЕК1-6.1	0.00	9.69	153	49	0.33	0.057 ± 2.4	0.074 ± 1.5	0.577 ± 2.9	0.51	457.6 ± 6.5	489 ± 54
ТЕК1-7.1	0.00	6.28	97	29	0.31	0.059 ± 3.1	0.076 ± 1.5	0.609 ± 3.4	0.44	469.3 ± 6.9	547 ± 67
ТЕК1-8.1	0.00	6.9	108	31	0.30	0.057 ± 2.9	0.074 ± 1.5	0.579 ± 3.3	0.45	462.2 ± 6.6	473 ± 64
ТЕК1-9.1	0.00	6.17	97	31	0.33	0.057 ± 3.1	0.074 ± 1.6	0.586 ± 3.5	0.47	460.1 ± 7.2	508 ± 67
ТЕК1-10.1	0.00	11.3	174	60	0.36	0.056 ± 2.3	0.076 ± 1.4	0.582 ± 2.7	0.52	472.2 ± 6.3	433 ± 51
ТЕК1-11.1	0.00	7.73	119	34	0.30	0.056 ± 2.7	0.075 ± 1.4	0.581 ± 3.1	0.47	468.6 ± 6.6	447 ± 61
ТЕК1-12.1	0.00	6.55	100	32	0.33	0.056 ± 3	0.077 ± 1.5	0.594 ± 3.3	0.45	475.4 ± 6.9	465 ± 66
ТЕК1-13.1	0.00	6.81	104	33	0.33	0.057 ± 2.9	0.076 ± 1.5	0.601 ± 3.3	0.45	473.5 ± 6.8	499 ± 65
ТЕК1-14.1	0.15	7.46	115	31	0.28	0.056 ± 3.2	0.075 ± 1.5	0.580 ± 3.5	0.42	467.3 ± 6.7	451 ± 71
ТЕК1-15.1	0.00	12.3	194	93	0.50	0.056 ± 2.1	0.074 ± 1.4	0.572 ± 2.5	0.54	458 ± 6	467 ± 47
ТЕК1-16.1	0.11	8.44	132	65	0.51	0.057 ± 2.7	0.075 ± 1.4	0.583 ± 3.1	0.46	463 ± 6.3	485 ± 60
ТЕК1-17.1	0.00	15.8	251	113	0.46	0.056 ± 1.8	0.073 ± 1.4	0.571 ± 2.3	0.60	456.8 ± 6	469 ± 41
ТЕК1-18.1	0.00	8.65	133	44	0.34	0.056 ± 2.6	0.076 ± 1.4	0.580 ± 3	0.48	470.5 ± 6.5	435 ± 58
ТЕК1-19.1	0.00	7.92	118	45	0.40	0.057 ± 2.6	0.078 ± 1.5	0.615 ± 3	0.50	483.4 ± 7.1	503 ± 58
ТЕК1-20.1	0.33	6.35	97	31	0.33	0.057 ± 4	0.076 ± 1.5	0.591 ± 4.3	0.35	469.4 ± 6.8	482 ± 89
ТЕК1-21.1	0.00	11.2	170	62	0.38	0.056 ± 2.3	0.077 ± 1.4	0.597 ± 2.7	0.54	477.5 ± 6.6	465 ± 50
ТЕК1-22.1	0.00	7.18	108	29	0.28	0.055 ± 2.9	0.077 ± 1.5	0.590 ± 3.2	0.46	480.7 ± 6.8	424 ± 64

Примечание: ²⁰⁶Pb_c – обыкновенный Pb; ²⁰⁶Pb* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ.

кузекской свиты. Это позволяет предполагать формирование всего офиолитового комплекса северной части Тектурмасской зоны в течение среднего–начала позднего ордовика.

Однако циркон редко может кристаллизоваться непосредственно из исходного перидотита в связи с низкими содержаниями и активностью Zr и Si в минералах мантии. Поэтому возможность кристаллизации и сохранения циркона в породах дунит–гарцбургитового комплекса, как правило, увязывается с процессами выплавления базальта из мантийного субстрата [4]. Как показывает изучение офиолитов, расплавы, генерированные в астеносфере, мигрируют вверх по изолированным каналам в мантии. Предполагается, что эти каналы могли образоваться либо в результате гид-

равлического трещинообразования в мантии, либо как каналы с большой пористостью, возникающей при медленном просачивании расплава. В последнем случае каналы маркируются жилами и телами дунитов или пироксенитов, сегрегациями и телами хромититов [4, 11], где и может появляться акцессорный циркон [12, 17]. При этом такой циркон может иметь возраст как близкий к возрасту пород коровых частей офиолитовых комплексов, так и значительно древнее [12, 13]. Присутствие циркона, возраст которого существенно древнее возраста коровых частей офиолитов, обычно связывается с длительной эволюцией комплексов литосферной мантии, в которой в различных обстановках неоднократно могли возникать каналы миграции расплавов, где

происходила кристаллизация циркона [11–13]. В дунит-гарцбургитовом комплексе северной части Тектурмасской зоны, рассматриваемом в настоящей статье, обнаруженный циркон с признаками магматического происхождения, возраст которого близок к возрастам коровых частей офиолитов. Присутствие такого циркона, вероятно, является отражением последнего этапа деплеции ультрамафитов, связанного с выплавками базитов, составляющих верхние части офиолитового комплекса на севере Тектурмасской зоны. Его надсубдукционная природа позволяет предполагать большое значение флюидного привноса материала при кристаллизации изученного циркона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Н.А. Каныгину и Н.Л. Вахтину за помощь в обработке геохронологических данных.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы по U–Th–Pb (SIMS)-датированию циркона выполнены за счет средств РФФ, проект № 19-17-00101.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонюк Р.М., Бурмак А.Л., Герасимова Н.А., Гранкин М.С., Лыков Л.И., Новикова М.З., Серых В.И., Степанец В.Г., Якубчук А.С. Магматические комплексы Центрального Казахстана. Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. Караганда, 1988. 62 с.
2. Антонюк Р.М., Дегтярев К.Е., Маслова И.Г., Исмаилов Х.К. Особенности строения альпинотипных реститовых ультрамафитов Тектурмасского офиолитового пояса // Геология и охрана недр, 2020. № 4. С. 14–19.
3. Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Кабанова Л.Я., Вализер П.М., Блинов И.А. Устойчивость циркона в дуните при температурах 1400–1550°C // ДАН. 2015. Т. 464. № 3. С. 323–327.
4. Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.
5. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Гл. ред. Пейве А.В. М.: Наука, 1983. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 376).
6. Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 60–76.
7. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры палеозой Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 602).
8. Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А., Лучицкая М.В. Фрагменты раннепалеозойских офиолитов различных типов в аккреционном комплексе Тектурмасской зоны (Центральный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2019. Вып. 17. С. 72–74.
9. Кузнецов И.Е. Ультрабазиты Тектурмасского антиклинория. Проблемы геологии Казахстана. Кн. 1. Из-во МГУ. 1980. С. 122–139.
10. Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 92–102.
11. Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г., Суслов П.В., Брюгманн Г. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. № 6. С. 25–45.
12. Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U–Pb датирования цирконов из хромититов // Геотектоника. 2007. № 2. С. 23–33.
13. Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Ленкина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
14. Степанец В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. Saarbücken: LAP Lambert Academic Publishing, 2016. 362 с.
15. Степанец В.Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт: БОД, 2008. 172 с.
16. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan, J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes, 2013. V. 36. P. 199–204.
17. Grieco G., Ferrario A., Van Quadt A., Koepfel V., Mathez E.A. Zircon-Bearing Chromitites of the Phlogopite Peridotites of Finero (Ivrea Zone, Southern Alps): Evidence and Geochronology of a Metasomatized Mantle Slab // Jour. Petrol. 2001. V. 42. P. 89–101.
18. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-stage Model // Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.
19. Williams I.S. U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. (Eds.), Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology, 1998. P. 1–35.
20. Wu W.-W., Yang J.-S., Dilek Y., Milushi I., Lian D.-Y. Multiple Episodes of Melting, Depletion, and Enrichment of the Tethyan Mantle: Petrogenesis of the Peridotites and Chromitites in the Jurassic Skenderbeu Massif, Mirdita Ophiolite, Albania // Lithosphere. 2018. V. 10. P. 54–78.

FIRST RESULTS OF THE U–Th–Pb (SIMS) GEOCHRONOLOGICAL STUDIES OF THE ZIRCONS FROM SERPENTINIZED ULTRAMAFIC ROCKS OF THE TEKURMAS OPHIOLITE ZONE (CENTRAL KAZAKHSTAN)

R. M. Antonyuk^a, V. G. Stepanets^b, Academician of the RAS K. E. Degtyarev^{c, #}, A. A. Tretyakov^c,
B. K. Bekenova^d, V. L. Levin^d, and E. S. Li^e

^a TOO “Tsentrgeolsyemka”, Karaganda, Republic of Kazakhstan

^b Astra Mining Kazakhstan, London, United Kingdom

^c Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^d TOO “Satpaev Institute of geological sciences”, Almaty, Republic of Kazakhstan

^e Karagandy State Technological University, Karaganda, Republic of Kazakhstan

[#] E-mail: degtkir@mail.ru

Within the Tekturmas zone of the Central Kazakhstan, which represents one of the largest ophiolite zones of the west Central Asian Orogenic Belt, accessory zircons, selected from the serpentinitized dunites and harzburgites, have been dated for the first time. Geochronological studies of the zircons have been conducted, and a crystallization age estimate of 467 ± 3 Ma, corresponding to the boundary of Dapian and Darriwilian stages of Middle Ordovician, has been obtained. The presence of the Middle Ordovician zircons in dunites and harzburgites apparently reflect the last stage of depletion of the ultramafic rocks, accompanied by an extraction of the mafic melts, which constitute the upper parts of the ophiolite sequence in the northern part of the Tekturmas zone.

Keywords: suprasubduction zone ophiolites, dunites, harzburgites, zircon, Middle Ordovician