ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2020, том 493, № 2, с. 61–67

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

РАННЕОРДОВИКСКИЙ ВОЗРАСТ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОФИОЛИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА: U–Th–Pb (SIMS) ДАТИРОВАНИЕ ПЛАГИОГРАНИТОВ

© 2020 г. Академик РАН К. Е. Дегтярев[1,*], А. А. Третьяков[1]

Поступило 07.04.2020 г.
После доработки 20.05.2020 г.
Принято к публикации 22.05.2020 г.

На северо-востоке Центрального Казахстана изучены надсубдукционные офиолиты Баянаульской и Майкаин-Кызылтасской зон. Проведено U–Pb-датирование плагиогранитов, участвующих в строении плутонических комплексов офиолитовых разрезов. Для плагиогранитов впервые получены раннеордовикские оценки возраста: 480 ± 3 млн лет в Баянаульской и 477 ± 2 млн лет в Майкаин-Кызылтасской зонах. Показано, что формирование плутонических и вулканогенно-осадочных комплексов изученных офиолитов охватывает не более 7–10 млн лет.

Ключевые слова: надсубдукционные офиолиты, плагиограниты, циркон, ранний ордовик

DOI: 10.31857/S2686739720080058

В фанерозойских складчатых поясах офиолиты обычно представлены небольшими фрагментами, входящими в состав серпентинитовых меланжей. Полные офиолитовые разрезы, в строении которых участвуют как плутонические, так и вулканогенно-осадочные породы, сохраняются достаточно редко, поэтому их всесторонне изучение важно для понимания обстановок и продолжительности формирования океанической коры.

В палеозоидах западной части Центрально-Азиатского пояса наиболее полные раннепалеозойские офиолитовые разрезы известны на северо-востоке Центрального Казахстана в пределах Баянаульской и Майкаин-Кызылтасской зон (рис. 1). Здесь детально изучены верхние – кремнисто-базальтовые и кремнистые части разрезов, точный возраст которых установлен на основании находок конодонтов [2, 3, 5, 6]. В то же время изученность плутонических частей офиолитовых разрезов остается недостаточной. Задачей настоящей работы являлось U–Th–Pb (SIMS) датирование плагиогранитов двух офиолитовых комплексов, расположенных на юго-западе Баянаульской и Майкайин-Кызылтасской зон. Особенности состава пород, участвующих в строении изученных офиолитовых разрезов, позволяют считать, что их формирование происходило в надсубдукционных обстановках юной островной дуги или задугового окраинного бассейна [2, 4–6].

Баянаульская зона, расположенная на северо-востоке Центрального Казахстана, протягивается в северо-восточном направлении более чем на 200 км при ширине до 50 км. В ее строении, в основном, участвуют средне-верхнеордовикские контрастные и диффренцированные вулканогенно-осадочные толщи островодужного типа, основание которых в большинстве случаев неизвестно [1]. Только вдоль северо-западной периферии Баянаульской зоны устанавливается, что средне-верхнеордовикские образования залегают на более древних офиолитах. Наиболее полный разрез офиолитов выявлен на юго-западе Баянаульской зоны в окрестностях урочища Караулчеку [4, 6], где они слагают ядро и крылья крупной одноименной антиклинали северо-восточного простирания (рис. 2).

Наиболее низкое положение в структуре занимают апогарцбургитовые серпентиниты с жилами дунитов, ортопироксенитов и телами хромититов. Далее разрез наращивается расслоенным комплексом, в котором присутствуют дуниты, лерцолиты, верлиты, клинопироксениты, расслоенные и массивные габбро общей мощностью 600–700 м. Вверх габбро сменяется роем силлов мощностью 700–800 м. Силлы секут расслоенность под углами 10°–20°, среди них преобладают долериты (95%) остальные представлены породами средне-кислого и кислого состава. В верхней части роя силлов и в подошве перекрывающих эффузивов располагаются тела плагиогранитов

[1] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: degtkir@mail.ru*

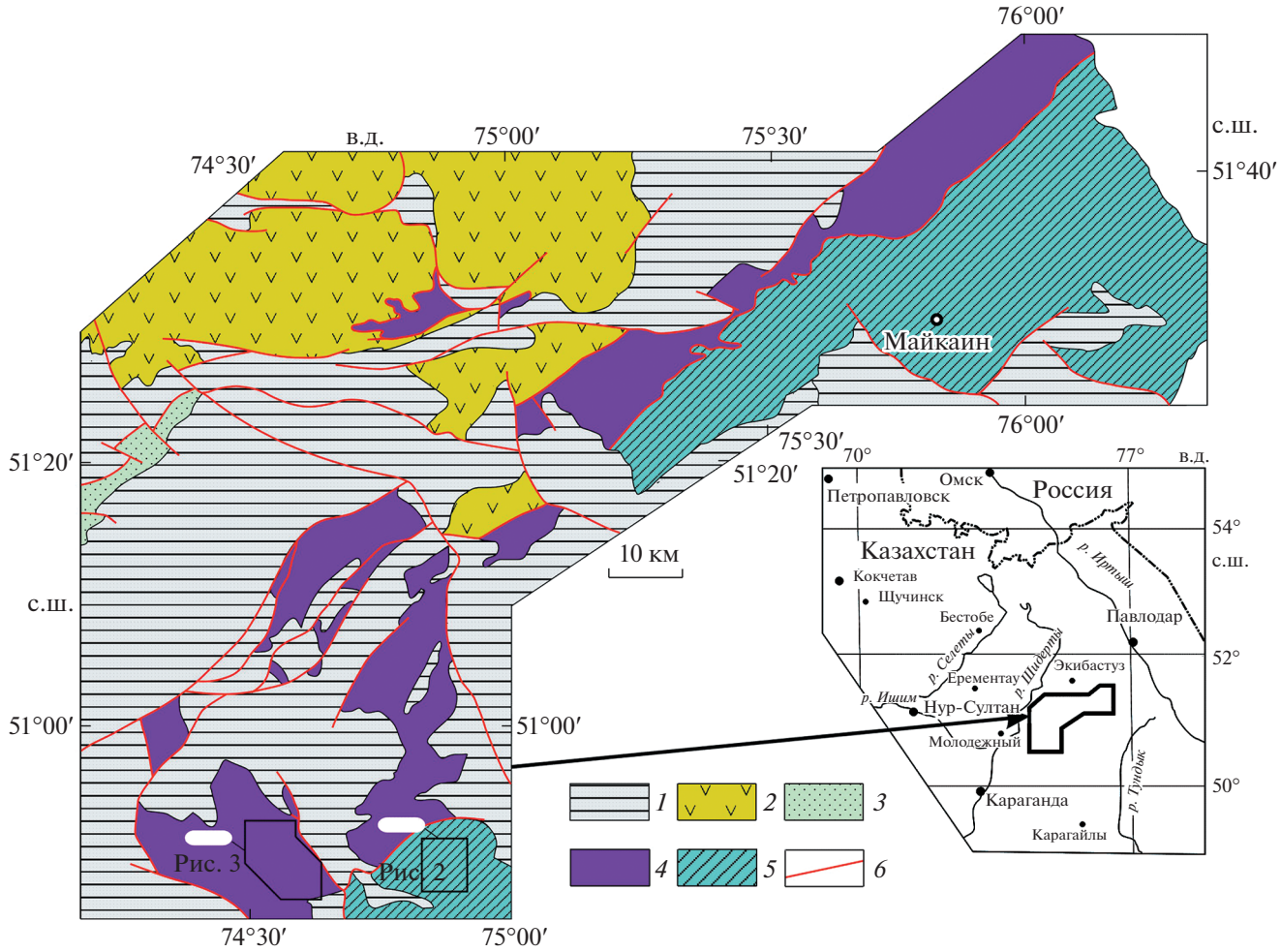

Рис. 1. Схема раннепалеозойской тектонической зональности северо-востока Центрального Казахстана по [1] с упрощениями. *1* – силурийско-девонские вулканогенно-осадочные толщи; *2–5* – комплексы раннепалеозойских тектонических зон: *2* – Бощекуль-Кендыктинской, *3* – Карайгырской, *4* – Майкаин-Кызылтасской, *5* – Баянаульской; *6* – наиболее крупные разломы.

мощностью до 50–70 м, которые могут быть прорваны долеритами. Офиолитовый разрез завершает толща подушечных эффузивов базальтового, андезибазальтового и андезитового состава мощностью около 500 м (караучекинская свита). Офиолиты перекрываются туфогенно-кремнисто-вулканогенной (с андезитами и трахиандезитами) толщей мощностью до 500 м (акозекская свита). Разрез этой свиты начинается с пачки красных кремнистых туффитов и глинистых яшм, содержащих конодонты зоны *Oepikodus evae* верхней части флоского яруса нижнего ордовика [3], что является верхним возрастным пределом формирования офиолитов урочища Караулчеку.

Для геохронологических исследований были опробованы гранитоиды наиболее крупного тела на северо-западном крыле Караучекинской антиклинали (проба СК-1771: 50°51′10.6″ с.ш.; 74°49′29.0″ в.д.). Гранитоиды имеют гипидиморфнозернистую структуру и сложены плагиоклазом (65%), кварцем (30–35%), амфиболом и магнетитом (5–10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом. По химическому составу гранитоиды (мас. %): SiO_2 – 75.69; TiO_2 – 0.24; Al_2O_3 – 12.54; Fe_2O_3 – 2.90; FeO – 0.50; MnO – 0.02; MgO – 0.86; CaO – 0.86; Na_2O – 4.87; K_2O – 0.42; P_2O_5 – 0.04, соответствуют плагиоклазовым лейкогранитам.

Майкаин-Кызылтасская зона расположена северо-западнее Баянаульской. В ее строении принимают участие фрагменты различных частей офиолитовых разрезов, серпентинитовые меланжи и олистостромовые толщи, имеющие сложное покровно-складчатое строение [2–4]. Наименее нарушенные офиолитовые разрезы сохранились на юго-западе Майкаин-Кызылтаской зоны вблизи ее границы с Баянаульской – в окрестностях горы Толпак (рис. 3). Здесь офиолиты участ-

вуют в строении Нижнетопакского и Верхнетолпакских тектонических покровов, надвинутых друг на друга с юго-востока на северо-запад и смятых в складки. Толпакские покровы подстилаются серпентинитовыми меланжами и в свою очередь надвинуты на Кызылтумсыкский покров, сложенный серпентинитовым меланжем, нижнеордовикскими кремнисто-базальтовыми и кремнистыми толщами (рис. 3). Офиолиты Толпакских покровов различаются полнотой и степенью тектонической переработки разрезов, а также их некоторыми геохимическими особенностями [2].

Нами были изучены комплексы Верхнетопакского покрова к югу и в районе горы Толпак. К югу от горы Толпак выше серпентинитового меланжа в блоках шириной до 300 м и протяженностью до 1 км выявлена следующая последовательность: среднезернистые габбро-нориты; офитовые порфировидные иногда брекчированные габбро-долериты и долериты; кварцевые диориты и плагиограниты, слагающие тела на контакте долеритов с базальтами; афировые миндалекаменные базальты нижней части толпакской серии. В окрестностях горы Толпак широко распространены породы толпакской серии, нижняя часть которой представлена подушечными афировыми базальтами с прослоями кремнистых алевролитов, туффитов и пепловых туфов кислого состава. В кремнистых алевролитах собраны конодонты с *Periodon flabellum* и *Paroistidus cf. originalis* верхней части флоского яруса нижнего ордовика [2, 3]. Базальты перекрываются кремнисто-туфогенно-терригенной толщей верхов толпакской серии, в которой собран комплекс конодонтов с *Periodon aculeatus* нижней-средней частей дарривильского яруса среднего ордовика [3], что определяет верхний возрастной предел формирования офиолитов Верхнетопакского покрова.

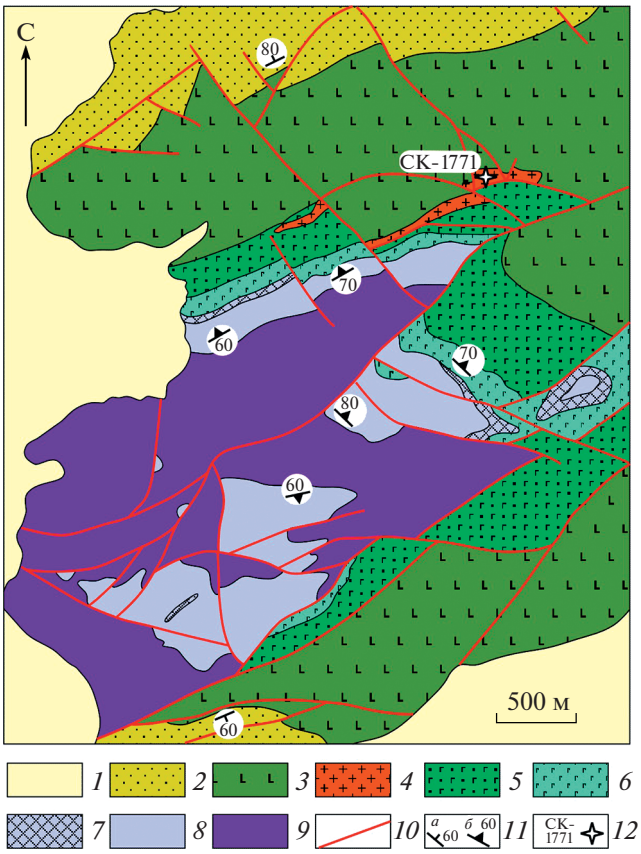

Рис. 2. Схема геологического строения окрестностей урочища Караулчеку по [5] с упрощениями. *1* – кайнозойские отложения; *2* – акозекская свита; *3* – караучекинская свита; *4* – плагиограниты; *5* – силлы долеритов и фельзитов; *6* – габбро; *7* – пироксениты; *8* – дуниты, лерцолиты, верлиты; *9* – апогарбургитовые серпентиниты; *10* – разрывные нарушения; *11* – элементы залегания; а – слоистости, б – полосчатости; *12* – место отбора пробы для U–Pb-геохронологических исследований и ее номер.

Для геохронологических исследований были опробованы гранитоиды крупного тела к югу от горы Толпак (проба СК-1775: 50°48′40.3″ с.ш.; 74°35′29.7″ в.д.). Гранитоиды катаклизированы, сохраняются участки с гипидиоморфнозернистой структурой, сложенные плагиоклазом (70%), кварцем (25%) и магнетитом (5%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом. По химическому составу гранитоиды (мас. %): SiO_2 – 70.05; TiO_2 – 0.32; Al_2O_3 – 14.59; Fe_2O_3 – 2,81; FeO – 1.83; MnO – 0.06; MgO – 0.51; CaO – 1.99; Na_2O – 6.36; K_2O – 0.06; P_2O_5 – 0.09, соответствуют трондьемитам.

Выделение циркона из плагиогранитов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и приполированы. 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 цирконов выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, описанной в [10]. 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 [9] и ISOPLOT [6].

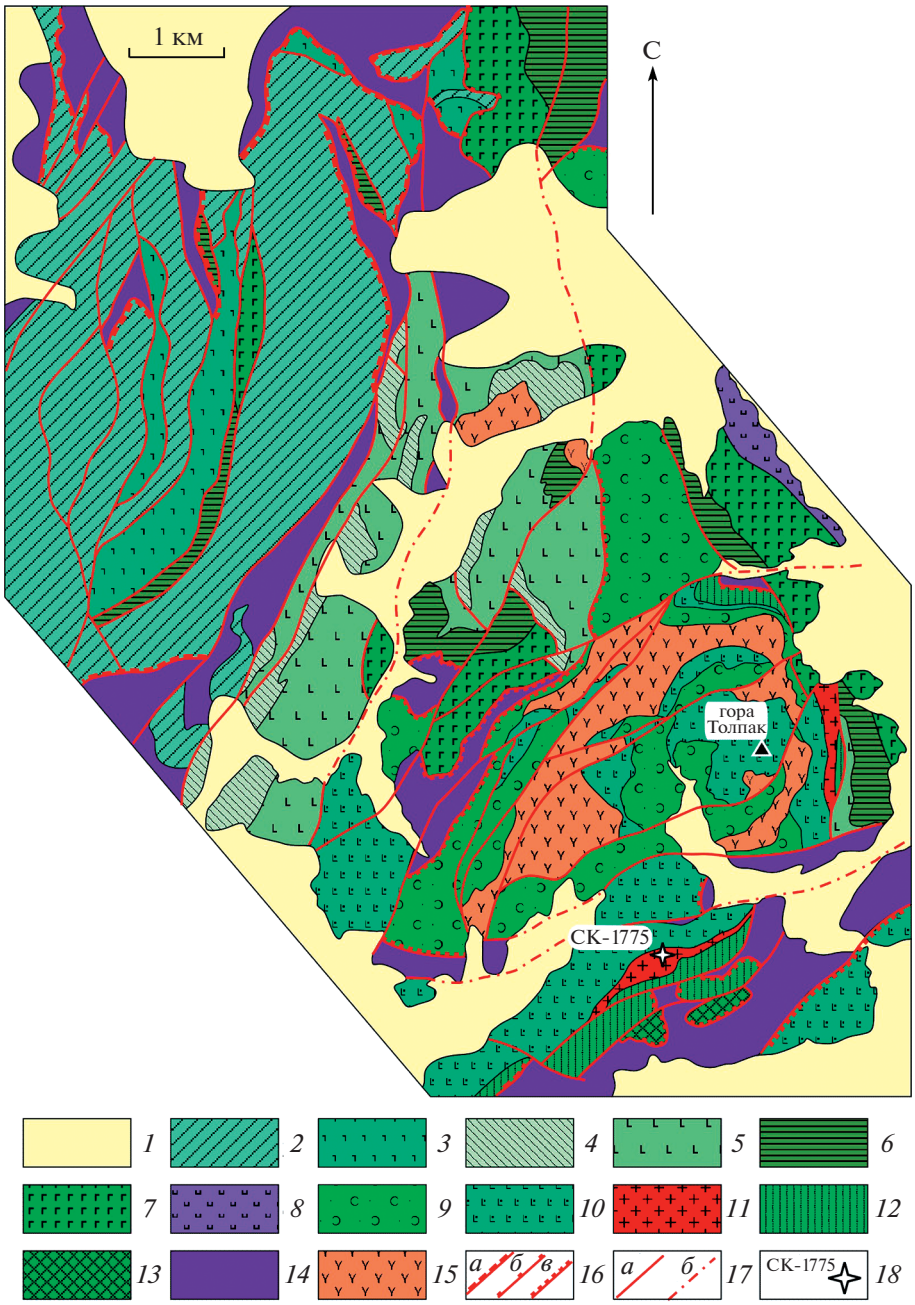

Рис. 3. Схема геологического строения окрестностей горы Толпак по [2] с упрощениями. *1* – кайнозойские отложения; *2, 3* – нижнеордовикские комплексы Кызылтумсекского покрова: *2* – кремнистые породы, *3* – базальты; *4–8* – комплексы Нижнетолпакского покрова: *4* – кремнистые породы, *5* – брекчированные базальты, *6* – дайки долеритов, *7* – габбро-нориты, *8* – дуниты, верлиты, пироксениты; *9–13* – комплексы Верхнетолпакского покрова: *9* – кремнисто-туфогенно-терригенная толща толпакской серии, *10* – кремнисто-базальтовая толща толпакской серии, *11* – кварцевые диориты и плагиограниты, *12* – дайки долеритов, *13* – габбро и габбро-нориты; *14* – серпентиниты и серпентинитовый меланж; *15* – среднепалеозойские габбро-эссекситы и гранодиориты; *16* – границы тектонических покровов: (*а*) Кызылтумсекского, (*б*) Нижнетолпакского, (*в*) Верхнетолпакского; *17* – прочие разрывные нарушения: *а* – прослеженные, *б* – предполагаемые под кайнозойскими отложениями; *18* – место отбора пробы для U–Pb-геохронологических исследований и ее номер.

Акцессорные цирконы в плагиогранитах из пробы СК-1771 представлены бесцветными субидиоморфными и ксеноморфными кристаллами призматического и дипирамидального габитуса размером 50–200 мкм с коэффициентом удлинения 2.0–3.0. Кристаллы имеют непрозрачные ядра с большим количеством включений рудного минерала и прозрачные каймы (рис. 4).

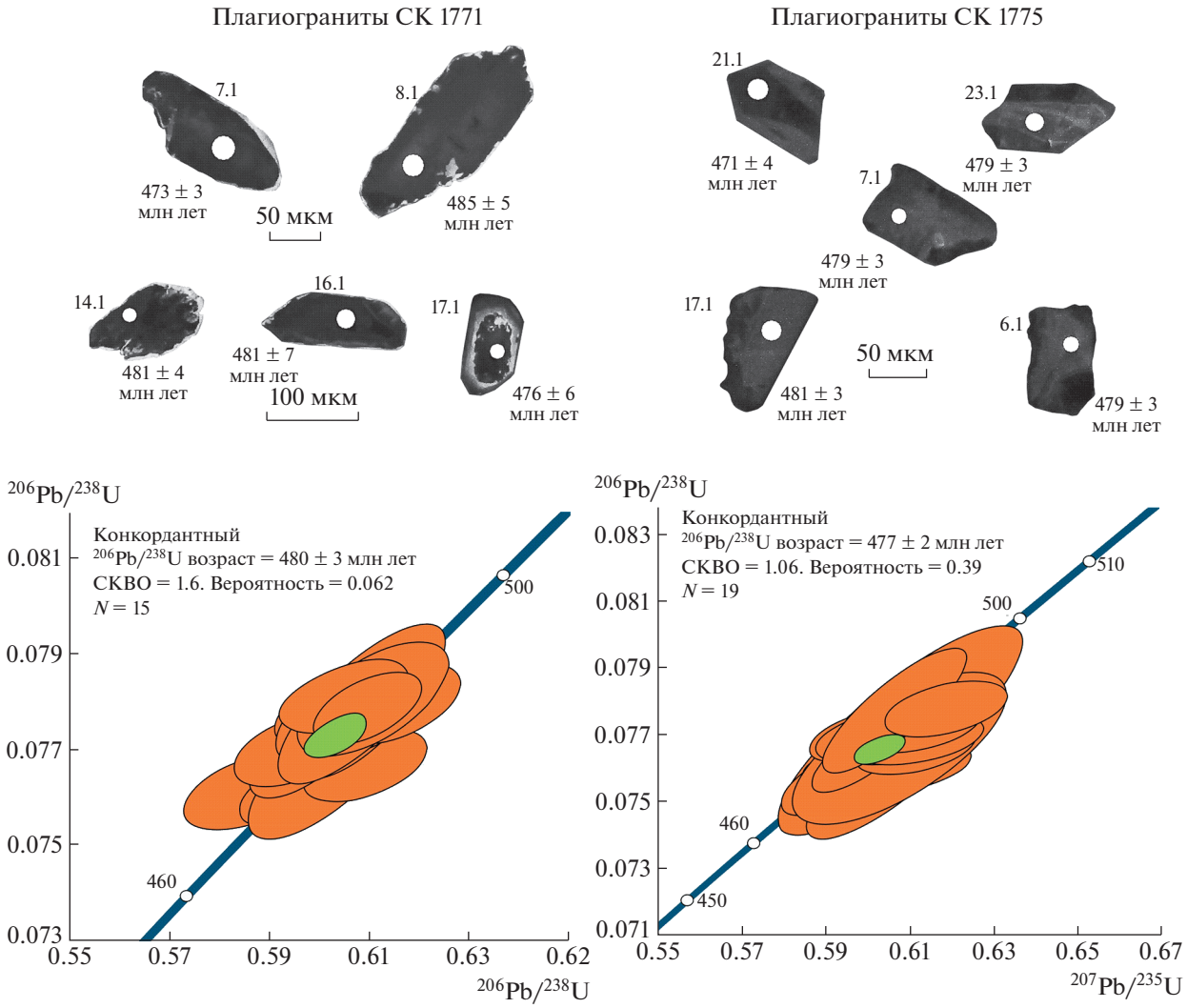

Рис. 4. Микрофотографии кристаллов, выполненные на электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции, и диаграммы с конкордией для цирконов из плагиогранитов Баянаульской (проба СК-1771) и Майкаин-Кызылтасской (проба СК-1775) зон. Номера точек соответствуют номерам в табл. 1 и 2.

Акцессорные цирконы в плагиогранитах из пробы СК-1775 представлены в основном бесцветными, желтыми и коричневыми, прозрачными, полупрозрачными и непрозрачными субидиоморфными кристаллами призматического и дипирамидального габитуса размером от 50 до 150 мкм с коэффициентом удлинения 2.0–3.0 с большим количеством включений рудного минерала. Реже встречаются ксеноморфные изометричные кристаллы (рис. 4).

Для плагиогранитов из пробы СК-1771 выполнены U–Th–Pb-геохронологические исследования 15 кристаллов циркона. Конкордантное значение, рассчитанное по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, составляет 480 ± 3 млн лет (рис. 4, табл. 1), что соответствует середине-верхам тремадокского яруса нижнего ордовика [7].

Для плагиогранитов из пробы СК-1775 выполнены U–Th–Pb-геохронологические исследования 19 кристаллов циркона. Конкордантное значение, рассчитанное по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, составляет 477 ± 2 млн лет (рис. 4, табл. 2), что соответствует верхам тремадокского – самым низам флоского ярусов нижнего ордовика [7].

Полученные результаты геохронологического изучение плагиогранитов двух офиолитовых разрезов показывают, что возрасты их плутонических комплексов в пределах ошибок совпадают и соответствуют низам раннего ордовика. Возрастные интервалы формирования плутонических и вулканогенно-осадочных комплексов офиолитов в Баянаульской зоне охватывают середину тремадокского – низы флоского ярусов нижнего ордовика, а в Верхнетолпакском покрове Майкаин-Кызылтасской зоны – верхи тремадокского яруса

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из плагиогранитов Баянаульской зоны (проба СК-1771)

№ анализа	$^{206}Pb_{c,\,\%}$	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		$^{206}Pb^*$	U	Th	$^{232}Th/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
7.1	0.08	37.5	574	282	0.51	0.056 ± 1.3	0.076 ± 0.7	0.585 ± 1.5	0.47	473 ± 3	441 ± 28
1.1	0.03	57.3	876	432	0.51	0.057 ± 0.9	0.076 ± 0.6	0.594 ± 1.2	0.55	473 ± 3	474 ± 21
17.1	–	38.8	589	535	0.94	0.057 ± 1.2	0.077 ± 1.3	0.601 ± 1.7	0.73	476 ± 6	486 ± 26
6.1	–	47.5	721	249	0.36	0.057 ± 1.2	0.077 ± 0.7	0.608 ± 1.3	0.48	476 ± 3	512 ± 26
11.1	0.05	68.1	1030	414	0.42	0.056 ± 0.9	0.077 ± 0.8	0.597 ± 1.3	0.67	478 ± 4	461 ± 21
3.1	0.06	43.7	661	272	0.43	0.056 ± 1.2	0.077 ± 0.7	0.595 ± 1.4	0.49	478 ± 3	452 ± 27
14.1	0.08	80.1	1203	740	0.64	0.057 ± 0.9	0.077 ± 0.9	0.606 ± 1.3	0.70	481 ± 4	482 ± 20
2.1	0.08	54.7	818	424	0.54	0.056 ± 1.1	0.078 ± 0.6	0.602 ± 1.2	0.51	483 ± 3	455 ± 24
5.1	0.18	101	1517	889	0.60	0.056 ± 0.9	0.078± 0.9	0.602 ± 1.3	0.69	483 ± 4	456 ± 20
9.1	–	55.6	832	282	0.35	0.057 ± 1.0	0.078 ± 0.6	0.609 ± 1.2	0.55	484 ± 3	480 ± 22
4.1	0.09	60.5	904	375	0.43	0.057 ± 1.1	0.078 ± 0.9	0.611 ± 1.4	0.63	484 ± 4	487 ± 23
13.1	–	56.2	840	348	0.43	0.057 ± 1.1	0.078 ± 0.7	0.615 ± 1.3	0.52	484 ± 3	501 ± 25
16.1	0.27	68.6	1023	630	0.64	0.057 ± 1.2	0.078 ± 1.4	0.608 ± 1.8	0.77	484 ± 7	473 ± 26
8.1	–	35.4	527	161	0.31	0.057 ± 1.3	0.078 ± 1.0	0.610 ± 1.6	0.61	485 ± 5	479 ± 28
15.1	0.22	58.7	874	422	0.50	0.056 ± 1.3	0.078 ± 0.6	0.604 ± 1.4	0.45	485 ± 3	457 ± 28

Примечание. $^{206}Pb_c$ – обыкновенный Pb; $^{206}Pb^*$ – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$.

Таблица 2. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из плагиогранитов Майкаин-Кызылтасской зоны (проба СК-1775)

№ анализа	$^{206}Pb_{c,\,\%}$	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		$^{206}Pb^*$	U	Th	$^{232}Th/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
4.1	–	62.9	967	594	0.63	0.058 ± 2	0.076 ± 0.8	0.602 ± 1.4	0.59	471 ± 4	517 ± 26
21.1	–	77.4	1187	491	0.43	0.057 ± 1	0.076 ± 0.9	0.591 ± 1.3	0.68	471 ± 4	475 ± 21
12.1	–	35.4	542	872	1.66	0.058 ± 2	0.076 ± 1.6	0.604 ± 2.0	0.80	472 ± 7	518 ± 27
10.1	–	35.5	543	376	0.71	0.057 ± 1	0.076 ± 0.7	0.601 ± 1.6	0.44	472 ± 3	502 ± 31
5.1	–	55.9	856	2886	3.48	0.057 ± 2	0.076 ± 1.1	0.598 ± 1.6	0.68	473 ± 5	492 ± 26
14.1	0.34	25.6	390	433	1.15	0.057 ± 2	0.076 ± 0.8	0.604 ± 2.2	0.34	474 ± 3	511 ± 46
1.1	0.09	55.3	844	931	1.14	0.057 ± 1	0.076 ± 0.6	0.598 ± 1.3	0.50	474 ± 3	486 ± 24
26.1	–	72.6	1106	819	0.77	0.058 ± 1	0.076 ± 1.0	0.602 ± 1.4	0.75	475 ± 5	499 ± 20
16.1	0.04	77.2	1174	960	0.84	0.057 ± 1	0.077 ± 1.0	0.598 ± 1.3	0.75	476± 4	479 ± 19
18.1	–	25.7	390	370	0.98	0.057 ± 2	0.076 ± 1.9	0.608 ± 2.8	0.71	477 ± 9	506 ± 43
19.1	–	39.4	597	488	0.84	0.058 ± 1	0.077 ± 0.7	0.612 ± 1.6	0.44	477 ± 3	521 ± 31
23.1	–	39.7	599	998	1.72	0.057 ± 1	0.077 ± 0.7	0.608 ± 1.5	0.45	479 ± 3	498 ± 30
20.1	0.43	52.3	790	1685	2.20	0.058 ± 2	0.077 ± 0.7	0.611 ± 1.8	0.38	479 ± 3	512 ± 36
7.1	0.17	68.2	1029	867	0.87	0.056 ± 1	0.077 ± 0.6	0.600 ± 1.3	0.48	479 ± 3	467 ± 25
6.1	0.09	74.7	1127	1327	1.22	0.056 ± 1	0.077 ± 0.6	0.597 ± 1.2	0.54	479 ± 3	456 ± 21
17.1	0.40	55.4	832	1180	1.46	0.057 ± 2	0.0775 ± 0.7	0.611 ± 1.7	0.39	481 ± 3	502 ± 34
27.1	0.18	86.9	1298	1696	1.35	0.056 ± 1	0.078 ± 1.6	0.607 ± 1.9	0.84	484 ± 7	470 ± 23
9.1	–	31.2	465	336	0.75	0.058 ± 1	0.0778 ± 0.7	0.619 ± 1.6	0.45	484 ± 3	513 ± 31
3.1	0.57	59.5	896	1895	2.18	0.057 ± 2	0.077 ± 2.7	0.608 ± 3.2	0.84	480 ± 12	492 ± 37

Примечание. $^{206}Pb_c$ – обыкновенный Pb; $^{206}Pb^*$ – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$.

нижнего ордовика – дапинский ярус среднего ордовика.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить, что формирование плутонических и вулканогенно-осадочных комплексов надсубдукционных офиолитов на северо-востоке Центрального Казахстана охватывает относительно небольшой (не более 7–10 млн лет) временной интервал.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 19–17–00101.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалезойских островодужных систем и формирование континентальной коры палеозоид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
2. *Кузнецов И.Е., Якубчук А.С., Новикова М.З.* // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 65. С. 86–100.
3. *Новикова М.З. Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С.* // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 47–63.
4. *Степанец В.Г.* Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт: БОД, 2008. 172 с.
5. *Якубчук А.С., Степанец В.Г. Новикова М.З., Курковская Л.А., Герасимова Н.А., Кузнецов И.Е.* // ДАН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 1198–1202.
6. *Якубчук А.С., Степанец В.Г., Герман Л.Л.* // ДАН СССР. 1988. Т. 298. № 5 С. 1193–1197.
7. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan, J.-X.* // Episodes. 2013. V. 36. P. 199–204.
8. *Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 RidgeRoad, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.
9. *Ludwig K.R.* SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. No.2. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709, USA. 17 p.
10. *Whilliams I.S.* // Reviews in Economic Geology, 1998. V. 7. P. 1–35.

EARLY ORDOVICIAN AGE OF SUPRA-SUBDUCTION OPHIOLITE FROM THE NORTHEASTERN PART OF CENTRAL KAZAKHSTAN: U–Th–Pb (SIMS) DATING OF PLAGIOGRANITES

Academician of the RAS K. E. Degtyarev[a,#] and A. A Tretyakov[a]

[a] *Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

In the northeastern part of Central Kazakhstan the supra-subduction ophiolites of the south-west Bayanaul and Maykain-Kyzyltas zones, have been studied. U–Pb dating of plagiogranites comprising plutonic suites of the ophiolite sequences, have been conducted for the first time. The Early Ordovician age estimates of 480 ± 3 Ma and 477 ± 2 Ma have been first obtained for the Bayanaul and Maykain-Kyzyltas zones, respectively. It is shown that formation of the plutonic and volcanic with sedimentary complexes from the observed ophiolites covers an age range of 7–10 Ma.

Keywords: supra-subduction ophiolites, plagiogranites, zircon, Early Ordovician