

УДК 550.42:551.24(571.55)

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ БЕРЕИНСКОГО КОМПЛЕКСА КАМЕНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb (ID-TIMS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Sm–Nd-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. С. И. Дриль^{1,*}, А. А. Иванова², В. П. Ковач², член-корреспондент РАН А. Б. Котов²,
Е. Б. Сальникова², Ю. В. Плоткина², О. В. Зарубина¹

Поступило 12.12.2023 г.

После доработки 01.02.2024 г.

Принято к публикации 05.02.2024 г.

Непосредственное датирование магматических образований палеоостроводужных комплексов орогенных поясов позволяет наиболее достоверно определить время субдукционных процессов, протекавших при формировании орогена. Примером такого комплекса в пределах центральной (Восточно-Забайкальской) части Монголо-Охотского орогенного пояса, являются образования Каменского островодужного террейна. Его интрузивная часть объединена в составе береинского комплекса, представленного габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной серией пород, обладающих субдукционными геохимическими характеристиками. Датирование цирконов из кислых пород этого комплекса U–Pb-классическим методом показало, что они формировались в узком временном интервале — 203 ± 1 – 205 ± 1 млн лет, который соответствует границе норийского и рэтского ярусов позднего триаса. Время формирования всей серии интрузивных пород, учитывая ранее определённый возраст диоритов 254 ± 5 млн лет, составляет около 50 млн лет, указывая на то, что субдукционная геодинамическая обстановка существовала в позднепермское-позднетриасовое время вдоль северной (в современных координатах) окраины Монголо-Охотского палеоокеана с вероятным падением под Сибирский палеоконтинент. Диориты первой фазы имеют положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}(254\text{MA})} = 3.2$ – 3.6 ($T_{\text{Nd(DM)}} = 879$ – 994 млн лет), а плагиограниты $\epsilon_{\text{Nd}(205\text{MA})} = 2.3$ – 3.5 ($T_{\text{Nd(DM)}} = 859$ – 1028 млн лет), что указывает на связь этих пород с веществом деплетированного мантийного источника, и согласуется с Sm–Nd-изотопными характеристиками ювенильной коры Центрально Азиатского орогенного пояса.

Ключевые слова: Монголо-Охотский орогенный пояс, субдукция, островные дуги, U–Pb-изотопное датирование по цирконам, изотопы Nd, изотопный Sm–Nd-модельный возраст

DOI: 10.31857/S2686739724050112

Повсеместное существование в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП) протяжённых фрагментов аккреционных комплексов, представленных террейнами аккреционных призм (клиньев) и, в меньшей степени — палеоостроводужными террейнами, свидетельствуют о масштабных субдукционных процессах, сопровождавших становление этого орогена [1, 2]. Монголо-Охотский орогенный пояс (МООП), как составная часть ЦАОП, также

маркируется вдоль всего своего протяжения террейнами аккреционных призм [3]. Датирование магматических пород палеоостроводужных комплексов предоставляет непосредственную информацию о времени протекания субдукции на периферии палеоокеанического бассейна. Кроме того, изотопные Sm–Nd-характеристики этих пород проливают свет на особенности образования ювенильной коры формируемого орогена. Геохронологические и Sm–Nd-изотопно-геохимические данные по породам комплексов, характеризующих океаническую стадию развития МООП в его центральной и восточной частях, немногочисленны. Это затрудняет интерпретацию тектономагматических процессов

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: sdri1@igc.irk.ru

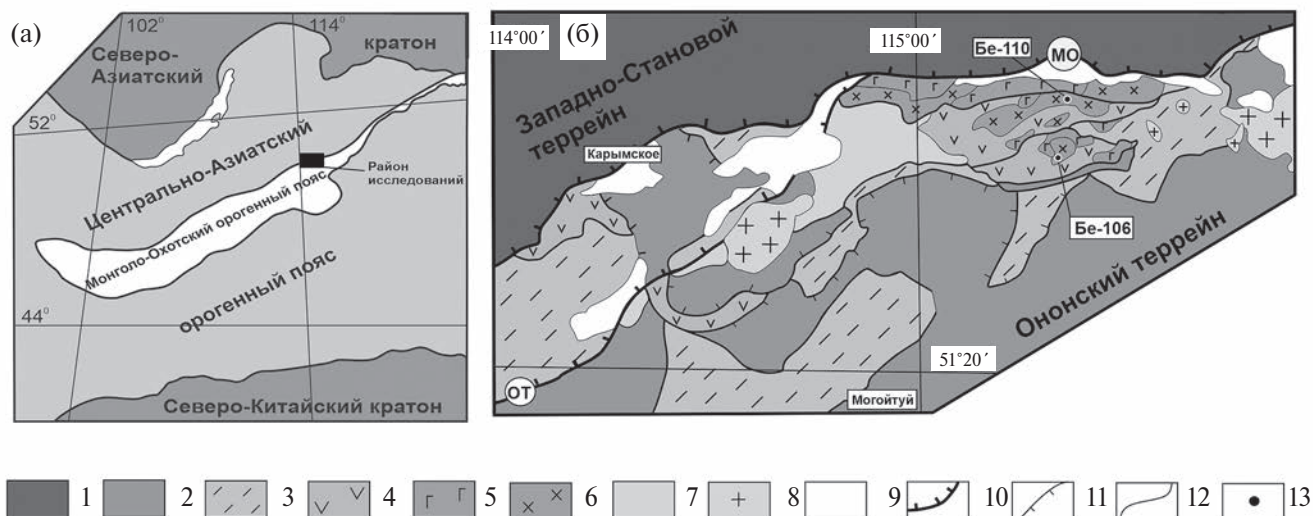


Рис. 1. Положение Монголо-Охотского орогенного (МООП) пояса с районом исследований (А) в системе важнейших тектонических структур Северо-Восточной Азии [3]; геологическая схема образований Каменского террейна МООП (согласно [3, 6] с изменениями): 1 – образования Западно-Становой террейна МООП; 2 – образования Ононского террейна аккреционного клина МООП девонского, карбонового и пермского возраста; 3 – терригенные образования верхнего триаса Восточного Забайкалья; 4 – вулканогенно-осадочные образования каменской свиты Каменского террейна; 5 – основные и средние породы первой интрузивной фазы береинского комплекса Каменского террейна; 6 – кислые породы второй интрузивной фазы береинского комплекса Каменского террейна; 7 – отложения юрского и раннемелового возраста; 8 – гранитоиды позднеюрского возраста; 9 – четвертичные отложения; 10 – главные надвиги; 11 – второстепенные надвиги; 12 – разломы с неясной кинематикой; 13 – точки отбора геохронологических проб; МО – Монголо-Охотский разлом (надвиг); ОТ – Онон-Туринский разлом (надвиг).

в северо-восточной части ЦАОП, как следует из обзорного исследования [4].

Наиболее представительным примером интрузивных и вулканогенно-осадочных комплексов, непосредственно связанных с субдукционной геодинамической обстановкой в пределах центральной (Восточно-Забайкальской) части МООП, являются образования Каменского островодужного террейна (рис. 1). Он объединяет в своём составе интрузии береинского комплекса и пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменской свиты [5]. В составе береинского комплекса выделяются две интрузивные фазы, ранняя из которых представлена габброидами и диоритами, а более поздняя – тоналитами и плагиогранитами [6]. Гранитоиды имеют рвущие контакты с интрузивными породами первой фазы, а также прорывают вулканогенно-осадочную толщу, что подтверждается присутствием многочисленных ксенолитов вулканитов в плагиогранитах.

Согласно общепринятым классификационным критериям, интрузивные образования обеих фаз береинского комплекса образуют непрерывную серию пород нормальной суммарной щелочности с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$. На диаграмме

$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ точки составов пород располагаются в полях известковых и известково-щелочных серий, а на диаграмме $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ – в области магнезиальных гранитоидов кордильерского типа. Микроэлементная диаграмма (рис. 2 А) показывает геохимическое сходство габброидов и диоритов первой фазы и гранитоидов второй фазы интрузивного комплекса, которое в первую очередь выражается в высоких содержаниях Rb, Ba, Th, U, K, Pb и Sr при дефиците высокочarged элементов – Nb, Ta и, отчасти, Ti. Эти признаки в полной мере соответствуют субдукционным магматическим образованиям, что подчёркивается сходством с интрузивными породами Малко-Петропавловской поперечной зоны (МППЗ) Восточной Камчатки [7]. Главным отличием кислых интрузивных пород второй фазы от основных и средних пород первой фазы является некоторая обогащённость первых Zr и Hf. Точки составов пород обеих интрузивных фаз береинского комплекса на диаграмме $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [9] попадают в поле гранитоидов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 2 Б), формируя эволюционный тренд от основных пород к кислым, сопоставимый с таковым для интрузий МППЗ Восточной Камчатки,

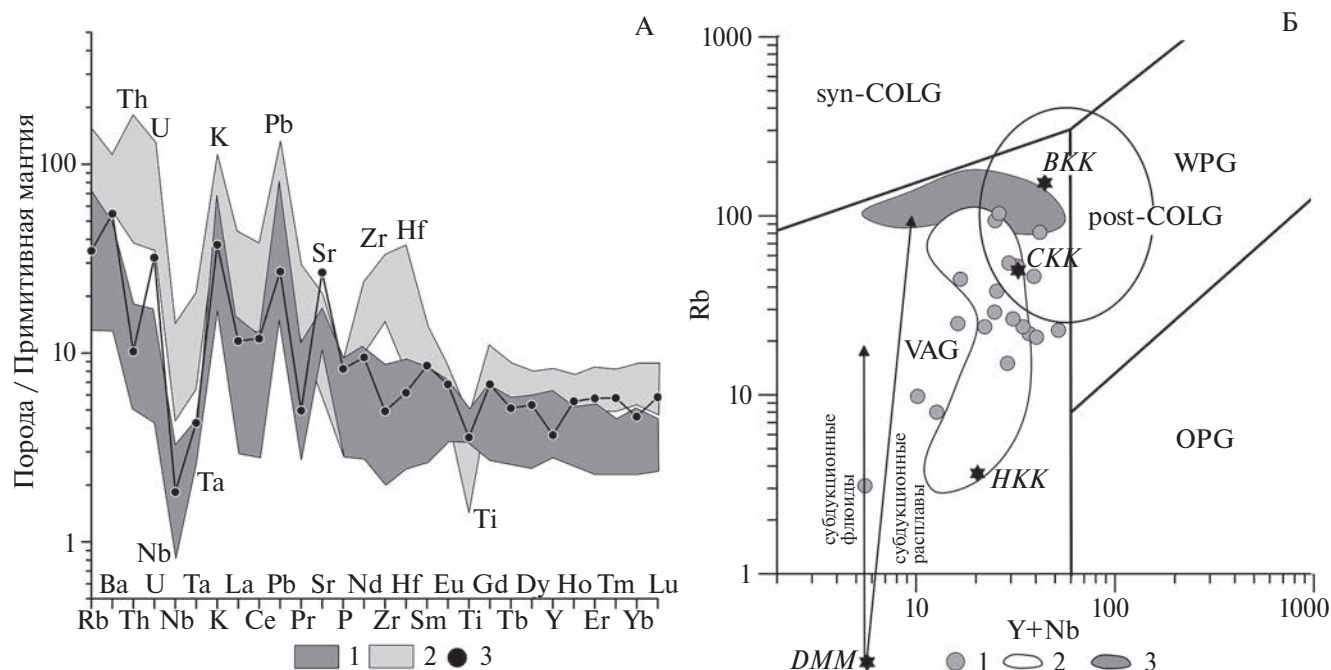


Рис. 2. Мультикомпонентная (А) и вариационная Rb—(Y+Nb) (Б) [9] диаграммы для интрузивных пород береинского комплекса. Условные обозначения (А): габбро, диориты первой фазы (1) и гранитоиды второй фазы (2) береинского интрузивного комплекса. В качестве эталона интрузивных пород островодужной природы показан состав габбро-диорита нормальной щёлочности Малко-Петропавловской поперечной зоны Восточной Камчатки по [7]. Нормирование проводилось к составу примитивной мантии по [8]. Условные обозначения (Б): 1 — составы пород первой и второй интрузивных фаз береинского комплекса, 2 — поле составов габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации Малко-Петропавловской поперечной зоны Восточной Камчатки по [7], 3 — гранитоиды крутогорского и кольского комплексов Центральной Камчатки [10]; ORG — поле составов гранитов океанических хребтов, VAG — граниты островных дуг и активных континентальных окраин, WPG — граниты внутриплитовых обстановок, syn-COLG — синколлизионные граниты, post-COLG — постколлизионные граниты; BKK — средний состав верхней континентальной коры, CKK — средний валовый состав континентальной коры, HKK — средний состав нижней континентальной коры. Схематически намечены тренды изменения состава источников гранитов при взаимодействии истощенного мантийного источника (DMM) под воздействием субдукционных флюидов и субдукционных расплавов.

подчёркивая возможную генетическую связь основных и кислых расплавов.

Для выяснения изотопного возраста гранитоидов второй фазы береинского комплекса выполнены геохронологические исследования цирконов из плагиогранита Бе-106 и тоналита Бе-110. Выделение акцессорного циркона из пород производилось по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Химическое разложение циркона и выделение U, Pb выполнялось по модифицированной методике [11]. Отобранные для геохронологических исследований фракции цирконов подвергались дополнительной “химической абразии” — предварительному высокотемпературному отжигу в течение 48 ч при $t = 850^\circ\text{C}$ и последующей кислотной обработке с экспозицией от 2 до 4–5 ч при температуре 220°C [12]. Для изотопных исследований использован смешанный изотопный индикатор

^{235}U — ^{202}Pb . Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме (ИГГД РАН). Содержания U, Pb, а также U—Pb-изотопные отношения определены с погрешностью 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась с использованием программ Pb DAT [13], ISOPLOT [14]. При расчёте возрастов использованы общепринятые значения констант распада U [15]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [16]. Все ошибки приведены на уровне 2σ . Изотопные Sm—Nd-исследования диоритов первой и плагиогранитов второй интрузивных фаз были проведены в Центре коллективного пользования изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра

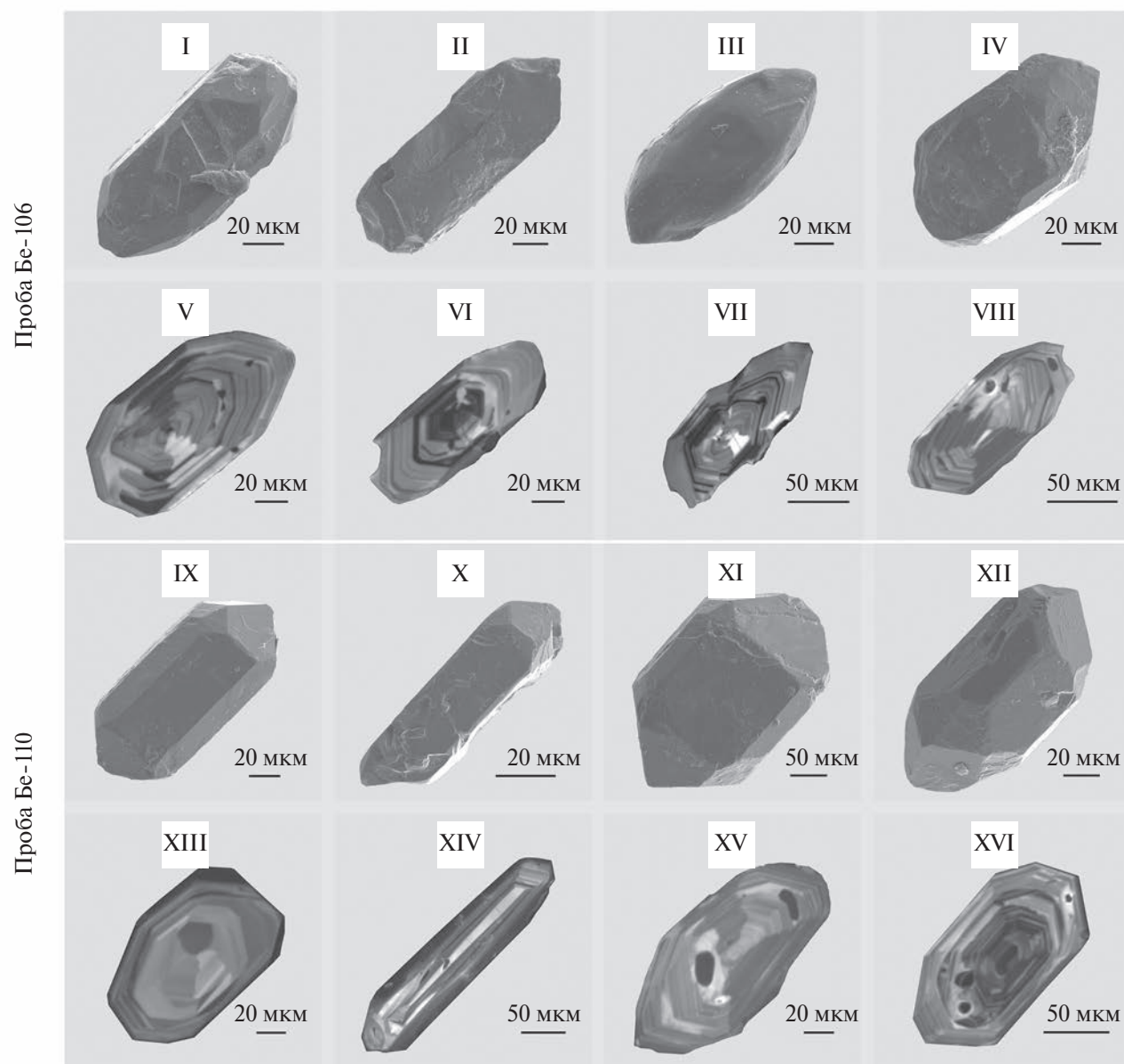


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из плагиогранита Бе-106 (I–VIII) и тоналита Бе-110 (IX–XVI) березинского комплекса, выполненные с помощью сканирующего электронного микроскопа “TESCAN” VEGA3: I–IV, IX–XII в режиме вторичных электронов и V–VIII, XIII–XVI – в режиме катодолуминесценции.

с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS) NEPTUNE Plus по методике [17].

Циркон из плагиогранита (проба Бе-106) представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими кристаллами, облик которых определяется комбинацией призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{111\}$, $\{101\}$, $\{102\}$ (рис. 3, I–IV). Зёрна прозрачные и полупрозрачные, бесцветные или светло-жёлтые, их размер не превышает 100 мкм. Присутствуют разнообразные минеральные, газовой-жидкие и расплавные включения. Циркон характеризуется

интенсивной люминесценцией, тонкой осцилляторной зональностью и секториальностью (рис. 3, V–VIII). Циркон из тоналита (проба Бе-110) представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами, облик которых изменяется от длиннопризматического до короткопризматического. Их габитус определяется комбинацией призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{101\}$, $\{111\}$ (рис. 3, IX–XII). Зёрна прозрачные и полупрозрачные, бесцветные или светло-жёлтые. Присутствуют разнообразные включения: твердофазные, флюидные, расплавные. Циркон

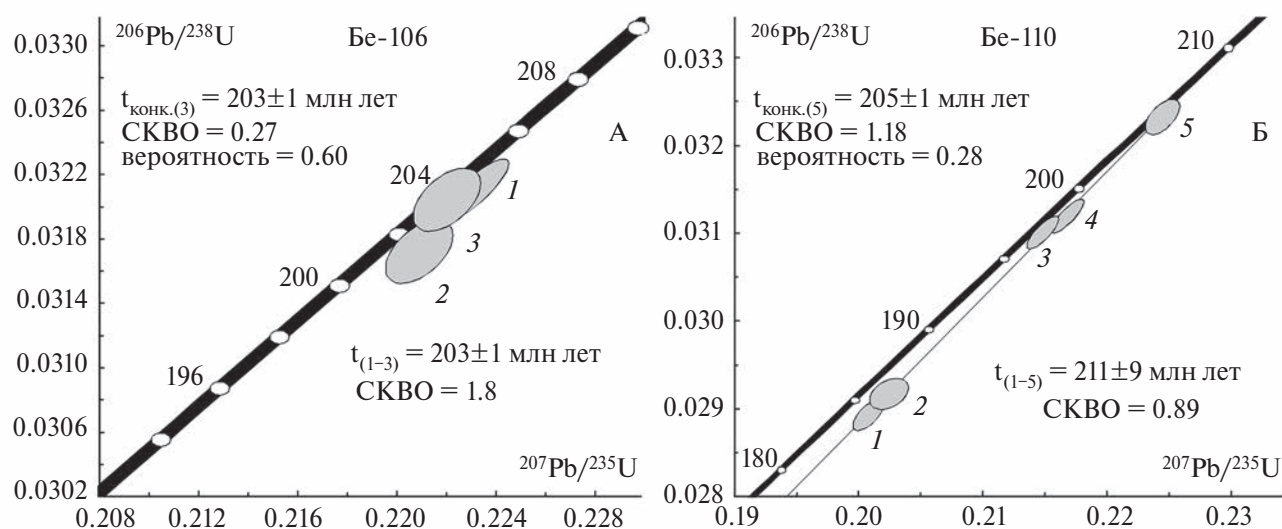


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из плагиогранита Бе-106 (А) и тоналита Бе-110 (Б) береинского комплекса. Номера точек на диаграммах соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

характеризуется интенсивной люминесценцией, тонкой осцилляторной зональностью и секториальностью (рис. 3 XIII–XVI).

Для U–Pb-геохронологических исследований из пробы плагиогранита Бе-106 были выбраны три микронавески (10–30 наиболее “чистых” и прозрачных кристаллов) циркона из размерных фракций 50–75 мкм и 75–100 мкм (табл. 1), которые были подвергнуты “химической абразии”, позволившей уменьшить степень дискордантности циркона (табл. 1). Циркон характеризуется незначительной дискордантностью (№ 1, 2) или конкордантен (№ 3). Конкордантная оценка возраста составляет 203 ± 1 млн лет (СКВО = 0.27, вероятность 0.60) и совпадает со средним значением возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) 203 ± 1 млн лет (СКВО = 1.8) всех исследованных микронавесок (рис. 4 А). Она может рассматриваться в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации изученного циркона из плагиогранита Бе-106.

Для U–Pb-геохронологических исследований из пробы тоналита Бе-110 выбраны наиболее “чистые” и прозрачные кристаллы из размерных фракций 75–100 мкм и 100–150 мкм, часть из которых была подвергнута “химической абразии”, позволившей уменьшить степень дискордантности циркона (табл. 1). Точки изотопного состава пяти микронавесок циркона (№ 1–5, табл. 1) образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 211 ± 9 млн лет (СКВО = 0.89, нижнее пересечение

практически отвечает нулю) (рис. 4 Б). При этом циркон, экспозиция кислотной обработки которого составила 5 часов (№ 5, табл. 1), характеризуется конкордантным возрастом 205 ± 1 млн лет (СКВО = 1.18, вероятность 0.28). Изученный циркон имеет магматическое происхождение, что подтверждается его морфологическими особенностями и внутренним строением кристаллов. Полученное значение конкордантного возраста 205 ± 1 млн лет можно считать наиболее точной оценкой возраста кристаллизации изученного циркона из тоналита Бе-110.

Таким образом, формирование кислых интрузивных пород второй фазы береинского комплекса происходило в узком временном интервале — 203 ± 1 – 205 ± 1 млн лет, который соответствует границе норийского и рэтского ярусов позднего триаса. Полученный возраст является верхней временной границей магматических образований Каменского островодужного террейна. Ранее для диоритов первой интрузивной фазы комплекса был определен U–Pb-возраст по цирконам 254 ± 5 млн лет [18], что соответствует поздней перми. Существенный временной интервал — около 50 млн лет — между формированием первой и второй интрузивных фаз свидетельствует о том, что наблюдаемый сериальный ряд пород не мог быть результатом одного эпизода магматической активности. Эти интрузивные образования следует считать ассоциацией, породы которой обладают сходными петро-геохимическими признаками, свидетельствующими о

Таблица 1. Результаты U–Pb–изотопных исследований цирконов из плагиогранита (Бе–106) и тоналита (Бе–110) береинского интрузивного комплекса

Номер п/п	Характеристика циркона и условия обработки	U/ Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Проба Бе-106 (плагиогранит)											
1	50–75 мкм, ВО, кисл.обр. = 2	27.70	3035	0.0504±1	0.2473±1	0.2232±2	0.0321±1	0.85	204±1	204±1	214±2
2	50–75 мкм, ВО, кисл.обр. = 4	24.94	256	0.0505±2	0.2262±1	0.2209±10	0.0317±2	0.52	203±2	201±2	218±8
3	50–75 мкм, ВО, кисл.обр. = 4	28.36	907	0.0503±1	0.2151±1	0.2222±7	0.0320±1	0.52	204±1	203±1	209±6
Проба Бе-110 (тоналит)											
1	75–100 мкм, прозр., б/цв.	29.92	554	0.0503±1	0.1917±1	0.2009±4	0.0289±1	0.68	186±1	184±1	211±3
2	100–150 мкм, прозр., б/цв.	13.74	62	0.0503±3	0.2181±1	0.2025±12	0.0292±1	0.40	187±1	185±1	210±14
3	100–150 мкм, ВО, кисл.обр. = 2	28.78	2716	0.0502±1	0.2503±1	0.2148±2	0.0310±1	0.81	198±1	197±1	206±2
4	100–150 мкм, ВО, кисл.обр. = 4	26.98	1134	0.0504±1	0.2884±1	0.2168±4	0.0312±1	0.84	199±1	198±1	214±2
5	100–150 мкм, ВО, кисл.обр. = 5	26.22	1060	0.0504±1	0.3111±1	0.2245±7	0.0323±1	0.59	206±1	205±1	212±6

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U; * – навеска циркона не определялась; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл. обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

формировании в субдукционной геодинамической обстановке. Зона субдукции существовала в позднепермское–позднетриасовое время вдоль северной (в современных координатах) окраины Монголо–Охотского палеоокеана с вероятным падением под Сибирский палеоконтинент.

Изотопный состав Nd интрузивных пород согласуется с Sm–Nd-изотопными характеристиками ювенильной коры ЦАОП [19]. Диориты первой фазы имеют положительные величины $\epsilon_{Nd(254MA)} = 3.2–3.6$ ($T_{Nd(DM)} = 879–994$ млн лет), а плагиограниты – $\epsilon_{Nd(205MA)} = 2.3–3.5$ ($T_{Nd(DM)} = 859–1028$ млн лет), что указывает на связь этих пород с веществом деплетированного мантийного источника. Разница в модельном изотопном Sm–Nd-возрасте и U–Pb-изотопном возрасте диоритов может быть связана с влиянием рециклированного осадочного вещества, поступавшего в зону субдукции и вовлекавшегося в процесс магмообразования. Плагиограниты имеют изотопные Sm–Nd-характеристики аналогичные диоритам, что может быть признаком тесной генетической связи средних и кислых расплавов посредством фракционирования первых. При этом нельзя исключить контаминации расплавов веществом вмещающего вулканогенно-осадочного островодужного протолита [20], имеющего сходные изотопно-геохимические характеристики.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22-27-00775. При выполнении работы использовались ресурсы ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Windley B. F., Alexeiev D., Xiao W. J., Krener A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. Lond. 2007. 164. P. 31–47.

2. Krener A., Windley B. F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B. M., Gruschka S., Khain E. V., Demoux A., Wingate M. T. D. Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Geol. Soc. Am. Mem. 2007. 200. 461.

3. Парфенов Л. М., Понько Л. И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо–Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская Геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

4. *Wilhem C., Windley B. F., Stampfli G. M.* The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth-Science Reviews*. 2012. 113. 303–341.
5. *Дриль С. И., Кузьмин М. И.* Геохимия пород Берейнской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // *ДАН*. 1998. Т. 360. № 2. С. 241–245.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50. Сретенск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 377 с.
7. *Митичкин М. А., Перепелов А. Б., Дриль С. И. и др.* Редкоземельные элементы и геохимическая типизация интрузивного магматизма Малко-Петропавловской поперечной разломной зоны (Камчатка) // *ДАН*. 1998. Т. 362. № 1. С. 98–101.
8. *McDonough W. F., Sun S. S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
9. *Pearce J. A.* Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. V. 19. № 4. P. 120–125.
10. *Тарарин И. А., Бадрединов З. Г., Дриль С. И. и др.* Петрология и геохимия мелового гранитоидного магматизма Центральной Камчатки (на примере Крутогоровского и Кольского интрузивных комплексов) // *Петрология*. 2014. № 6. С. 635–664.
11. *Krogh T. E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
12. *Mattinson J. M.* Zircon U-Pb chemical abrasion “CA-TIMS” method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // *Chem. Geology*. 2005. V. 220. P. 47–66.
13. *Ludwig K. R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
14. *Ludwig K. R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 2003. V. 4.
15. *Steiger R. H., Jager E.* Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
16. *Stacey J. S., Kramers I. D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
17. *Yang Y.-H., Chu Zh. Y., Wu F.-Y. et al.* Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS // *J. Anal. At. Spectrom.* 2010. 26. P. 1237–1244.
18. *Дриль С. И., Лохов И. К., Куриленко А. В. и др.* Sr–Nd изотопно-геохимическая характеристика и U–Pb геохронология пород островодужных комплексов Монголо-Охотского складчатого пояса / Современные проблемы геохимии. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 95-летию академика Л. В. Таусона (Иркутск, 22–26 октября 2012 г.) Т. 2. С. 220–223.
19. *Wang T., Tong Y., Zhang L. et al.* Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. 145. P. 368–392.
20. *Дриль С. И., Кузьмин М. И., Носкова Ю. В., Зарубина О. В.* Изотопные Sm–Nd характеристики ювенильной коры центральной части Монголо-Охотского орогенного пояса // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 509. № 2. С. 184–189.

AGE AND ORIGIN OF BEREINSKY COMPLEX GRANITOIDS OF KAMENSKY TERRANE OF THE MONGHOL-OKHOTSK OROGENIC BELT: RESULTS OF U-Pb (ID TIMS) GEOCHRONOLOGICAL AND Sm-Nd ISOTOPE-GEOCHEMICAL RESEARCH

**S. I. Dril^a, A. A. Ivanova^b, V. P. Kovach^b, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^b,
E. B. Salnikova^b, Ju. V. Plotkina^b, O. V. Zarubina^a**

^a*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^b*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

Dating of magmatic rocks from paleo-island arcs of orogenic belts helps to define the precise timing of subduction processes that took place during the formation of the orogen. Within the central (East Trans-Baikal) part of the Mongol-Okhotsk orogenic belt, the Kamensk island-arc terrane is an example of such paleo-island-arc complex. Its intrusive part is included into the Bereinsky complex, represented by a gabbro-diorite-tonalite-plagiogranite series of rocks demonstrating subduction geochemical

characteristics. The dating of zircons from acidic rocks of this complex by the U–Pb classical method showed that they were produced in a narrow time interval – 203 ± 1 – 205 ± 1 Ma, which corresponds to Norian/Rhaetian boundary of the Late Triassic. Taking into account the previously obtained age of the diorites (254 ± 5 Ma), the timing of formation of the entire series of intrusive rocks is about 50 Ma, thus indicating in the Late Permian – Late Triassic the subduction along the northern (in modern coordinates) margin of the Mongol-Okhotsk Paleoc ocean beneath the Siberian paleocontinent. Diorites of the first phase have positive values $\epsilon_{\text{Nd}(254\text{Ma})} = 3.2\text{--}3.6$ ($T_{\text{Nd(DM)}} = 879\text{--}994$ Ma), and plagiogranites – $\epsilon_{\text{Nd}(205\text{Ma})} = 2.3\text{--}3.5$ ($T_{\text{Nd(DM)}} = 859\text{--}1028$ Ma), which points to the connection of these rocks with the substance of the depleted mantle source and is consistent with the Sm–Nd isotope characteristics of the juvenile crust of the Central Asian orogenic belt. This study was supported by Russian Science Foundation, grant no. 22-27-00775. The resources of the Shared Use Center for Isotope-Geochemical Research (Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk) were used in this work.

Keywords: Monghol-Okhotsk orogenic belt, subduction, island arcs, zircon U–Pb geochronological data, Nd isotopes, Sm–Nd isotopic model age