

УДК 550.93:552.321(571.54)

О ВОЗРАСТЕ АККРЕЦИИ МАЛХАНО-КОНДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) К СИБИРСКОМУ ПАЛЕОКОНТИНЕНТУ: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРАНИТОИДОВ МАЛХАНСКОГО КОМПЛЕКСА

© 2013 г. Е. Ю. Рыцк, Е. Б. Сальникова, В. П. Ковач,
А. Б. Котов, академик В. В. Ярмолюк, И. В. Анисимова,
С. З. Яковлева, А. М. Федосеенко, Ю. В. Плоткина

Поступило 12.07.2012 г.

DOI: 10.7868/S0869565213030225

Территория Западного Забайкалья располагается между Сибирским кратоном и Монголо-Охотским складчатым поясом и охватывает комплекс структур, формирование которых было связано с взаимодействием кратона и Монголо-Охотского палеоокеана. Это взаимодействие продолжалось с позднего рифея вплоть до закрытия палеоокеана, т.е. до раннего мезозоя включительно. Многие страницы геологической истории региона остаются пока слабо изученными. В частности, это относится и к позднепалеозойской эпохе, которая характеризуется исключительно широким развитием магматизма и проявлением разных по содержанию и геологическому эффекту процессов. В сообщении на основе результатов геологических и U–Pb-геохронологических исследований гранитоидов малханского комплекса обосновывается представление о карбоновом возрасте аккреции Малхано-Кондинского террейна к Сибирскому континенту.

Малхано-Кондинская зона (или террейн) на севере ограничена Удино-Витимской системой каледонид, а на юге Монголо-Охотским складчатым поясом (см. [1] и др.). Основные черты геологического строения этой зоны определяются структурными элементами, связанными с формированием мезозойских метаморфических ядер кордильерского типа и сопряженных с ними впадин [2]. Вмещающие метаморфические ядра породы представлены интенсивно рассланцованными в условиях амфиболитовой фации гранитоидами малханского комплекса и метаморфическими породами малханской серии, которым на существующих геологических картах обычно приписывается раннепалеозойский или рифейский возраст.

Геохронологические данные, позволяющие судить о возрасте гранитоидов малханского комплекса и наложенных на них структурно-метаморфических преобразований, на сегодняшний день отсутствуют. Для решения этой задачи изучены гранитоиды малханского комплекса в пределах участка, расположенного на северо-восточном фланге Яблонового метаморфического ядра кордильерского типа (рис. 1). Здесь в дорожном карьере ($52^{\circ}23'27''$ с.ш. и $113^{\circ}16'22''$ в.д.) для U–Pb-геохронологических исследований были отобраны две пробы. Одна из них (проба БТ-42-1) представляет собой слабо рассланцованные амфиболовые субщелочные кварцевые диориты, которые сохраняются в виде фрагментов в типичных мигматизированных гнейсо-диоритах малханского комплекса. Вторая проба (БТ-42-3) – биотитсодержащие кварцевые сиениты, жильные тела которых пересекают кристаллизационную сланцеватость и мигматитовую полосчатость гнейсо-диоритов и не затронуты наложенными структурно-метаморфическими преобразованиями.

Выделение акцессорного циркона из субщелочных диоритов малханского комплекса и прорывающих их кварцевых сиенитов проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Для удаления поверхностного загрязнения выбранные для U–Pb-геохронологических исследований зерна циркона обрабатывали спиртом и ацетоном в ультразвуковой ванне, а затем последовательно 1M HNO₃ и 1M HCl в течение 20 мин на теплой плитке. При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывали особо чистой водой. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовали аэробразивную обработку [3]. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb проводили по модифицированной методике Т.Е. Кроу [4]. Изотопные анализы выполнены на много-

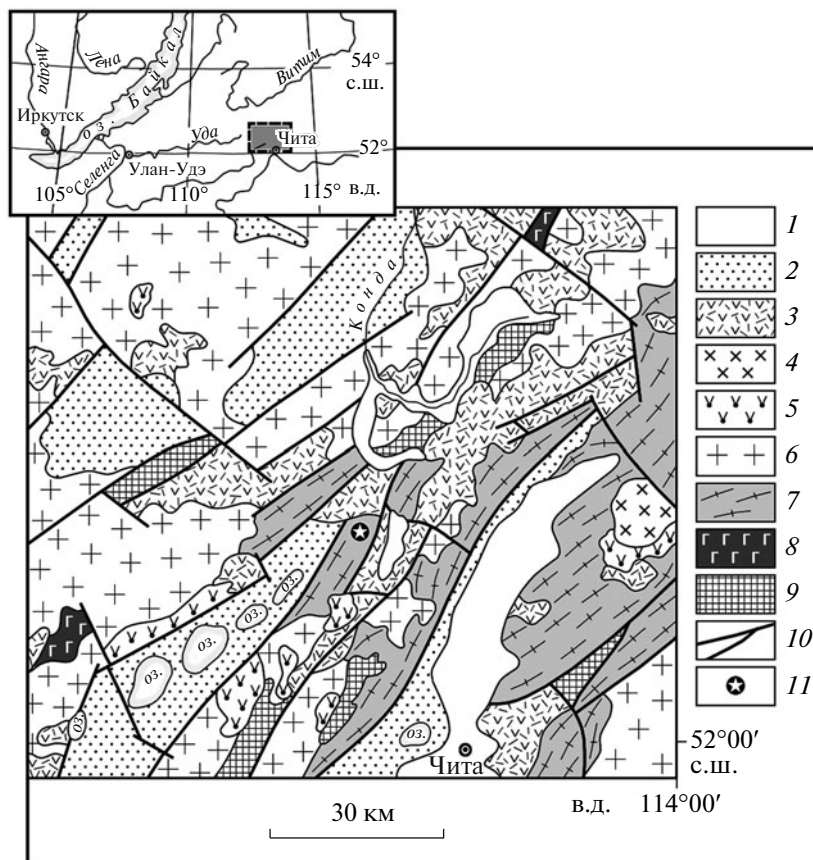


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района верхнего течения р. Конда: 1 – четвертичные отложения; 2 – меловые терригенные отложения; 3 – мезозойские (поздняя пермь, триас, юра) изверженные и осадочные породы (нерасчлененные); 4 – юрские граниты гуджирского комплекса; 5 – триасовые щелочные граниты и сиениты куналейского комплекса; 6 – позднекарбонные гранитоиды витимканского комплекса; 7 – гранитоиды малханского комплекса; 8 – раннепалеозойские габбро и диориты атарханского комплекса; 9 – метаморфические породы малханской серии; 10 – разрывные нарушения; 11 – место отбора проб для U–Pb-геохронологических исследований.

коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Для изотопных исследований использовали смешанные изотопные индикаторы ^{235}U – ^{202}Pb и ^{235}U – ^{208}Pb . Содержания U и Pb, а также U/Pb-изотопные отношения определены с погрешностью 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 20 пг Pb и 1 пг U. Обработку экспериментальных данных осуществляли при помощи программ “PbDAT” [5] и “ISOPLOT” [6]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [7]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [8]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Акцессорный циркон, выделенный из амфиболового субщелочного кварцевого диорита малханского комплекса (проба БТ-42-1), образует идиоморфные и субидиоморфные прозрачные и полупрозрачные призматические кристаллы желтого цвета, огранка которых определяется сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111},

{211} (рис. 2, I–VI). Внутреннее строение кристаллов циркона характеризуется очень хорошо выраженной “тонкой” магматической зональностью (рис. 2, VII–XI). При этом нередко наблюдаются метамиктизированные трещиноватые оболочки с пониженной интенсивностью люминесценции. Размер зерен циркона меняется от 65 до 250 мкм ($K_{\text{удл}} = 1.5$ – 3.0).

Для U–Pb-геохронологических исследований использованы четыре микронавески циркона (3–25 зерен), отобранные из размерных фракций 85–100 и 100–150 мкм. Как видно на рис. 3а, три точки изотопного состава циркона, подвергнутого аэробразивной обработке (№ 1–3, табл. 1), располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 336 ± 3 млн лет (СКВО=0.76, вероятность 0.38). Необработанный циркон (№ 4, табл. 1) характеризуется дискордантными оценками возраста по разным изотопным отношениям, что скорее всего определяется интегральным эффектом унаследования и современных потерь свинца. Учитывая магматическое происхождение

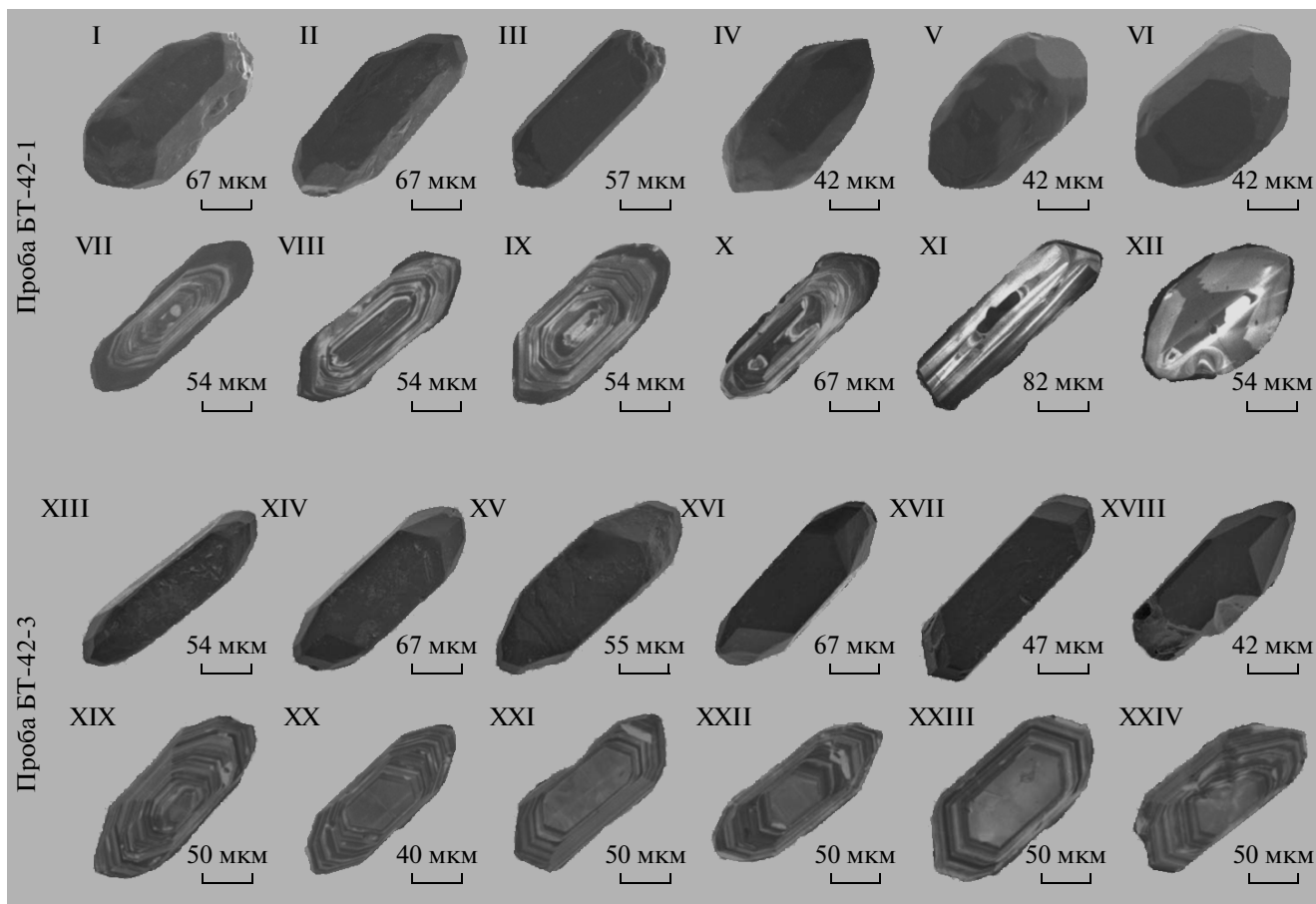


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из амфиболового субшелочного кварцевого диорита малханского комплекса (проба БТ-42-1) и биотитсодержащего кварцевого сиенита (проба БТ-42-3), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–VI и XIII–XVIII – в режиме вторичных электронов; VII–XII и XIX–XXIV – в режиме катодолуминесценции.

изученного циркона, есть все основания интерпретировать конкордантную оценку его возраста 336 ± 3 млн лет как возраст кристаллизации расплава, родоначального для амфиболового субшелочного кварцевого диорита малханского комплекса.

Акцессорный циркон из биотитсодержащего кварцевого сиенита (проба БТ-42-3) представлен прозрачными субидiomорфными и идиоморфными призматическими и короткопризматическими кристаллами желтого цвета, которые ограничены сочетанием призм $\{100\}$, $\{111\}$ и дипирамид $\{101\}$, $\{112\}$, $\{211\}$ (рис. 2, XIII–XVIII) и как правило обладают четко проявленной осцилляторной зональностью (рис. 2, XIX–XXIV). В некоторых кристаллах циркона наблюдается секториальное строение, а также встречаются реликты ядер различной сохранности. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 400 мкм ($K_{удл} = 1.5–4.0$).

U–Pb-геохронологические исследования выполнены для трех навесок (50–70 зерен) наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона из

размерных фракций 50–85, 85–100 и 100–150 мкм (№ 5–7, табл. 1). Циркон из фракций 100–150 и 50–85 мкм (№ 6, 7, табл. 1) характеризуется практически конкордантными значениями возраста (степень дискордантности не превышает 1%), а точки его изотопного состава располагаются у нижнего пересечения дискордии (рис. 3б), рассчитанной для всех проанализированных навесок циркона, и соответствующего возрасту 239 ± 2 млн лет (верхнее пересечение – 1217 ± 230 млн лет, СКВО = 0.88). Существенная дискордантность циркона, подвергнутого аэроабразивной обработке (№ 5, табл. 1, рис. 3б), определяется присутствием в нем реликтов ядер, которые не всегда удастся обнаружить в ходе отбора зерен циркона для геохронологических исследований. Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его кристаллизации из расплава. Следовательно, полученную для него оценку возраста 239 ± 2 млн лет можно рассматривать как возраст становления интрузивных тел кварцевых сиенитов Малхано-Кондинской зоны.

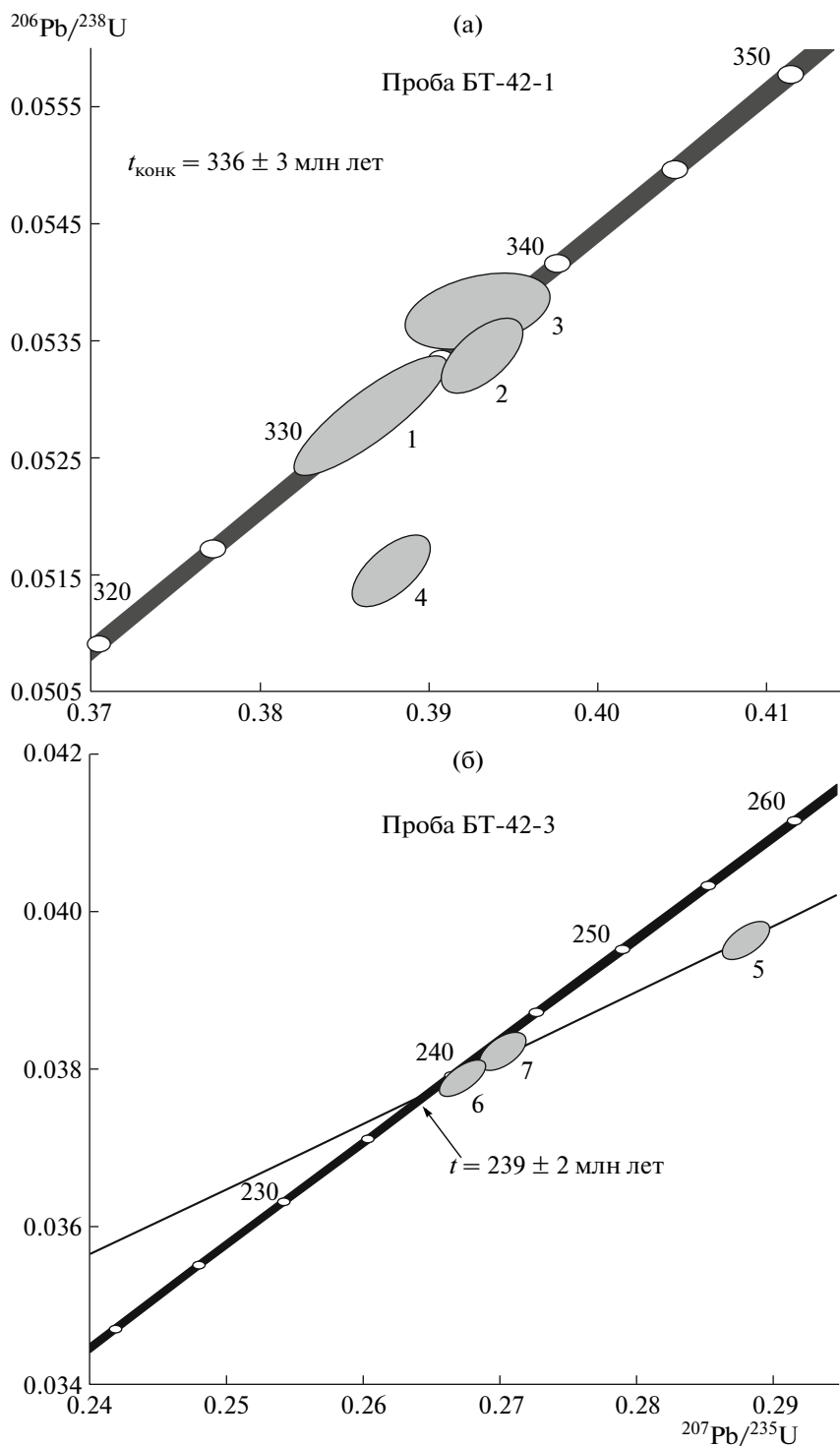


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирконов из амфиболового субщелочного кварцевого диорита малханского комплекса (проба БТ-42-1) и биотитсодержащего кварцевого сиенита (проба БТ-42-3). Номера точек на диаграммах соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Субщелочные кварцевые диориты и мигматизированные кварцевые диориты малханского комплекса изученного участка Малхано-Кондинской зоны характеризуются позднерифейскими Nd-модельными возрастными $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.87\text{--}0.83$ млрд лет

и низкими положительными величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +2.1\text{...}+2.5$. Близкие к ним Nd-изотопные характеристики имеют и прорывающие их кварцевые сиениты ($t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.92$ млрд лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.3$). Это позволяет предполагать, что формирование

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологических исследований акцессорных цирконов из амфиболового субщелочного кварцевого диорита малханского комплекса (проба БТ-42-1) и биотитсодержащего кварцевого сиенита (проба БТ-42-3)

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$
Амфиболовый субщелочной кварцевый диорит малханского комплекса (проба БТ-42-1)							
1	100–150, A = 40%, 3 зер.	0.17	22.5	299	211	0.0533 ± 2	0.2090 ± 1
2	100–150, A = 50%, 25 зер.	—*	U/Pb=17.41		1009	0.0530 ± 2	0.1963 ± 1
3	100–150, A = 30%, 10 зер.	0.15	20.6	356	5309	0.0534 ± 1	0.2082 ± 1
4	100–150, 5 зер.	0.24	15.0	277	2280	0.0546 ± 1	0.1534 ± 1
Биотитсодержащий кварцевый сиенит (проба БТ-42-3)							
5	85–100, A = 5%, 50 зер.	0.06	41.7	942	1120	0.0527 ± 2	0.2082 ± 1
6	100–150, 60 зер.	0.37	19.9	476	1258	0.0512 ± 1	0.1839 ± 1
7	50–85, 70 зер.	0.26	20.1	491	1323	0.0513 ± 1	0.2040 ± 1
№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Изотопные отношения		Rho	Возраст, млн лет		
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Амфиболовый субщелочной кварцевый диорит малханского комплекса (проба БТ-42-1)							
1	100–150, A = 40%, 3 зер.	0.3986 ± 37	0.0542 ± 4	0.51	341 ± 1	340 ± 1	342 ± 11
2	100–150, A = 50%, 25 зер.	0.3865 ± 15	0.0528 ± 1	0.86	332 ± 3	332 ± 3	331 ± 8
3	100–150, A = 30%, 10 зер.	0.3932 ± 9	0.0534 ± 1	0.63	337 ± 1	335 ± 1	347 ± 4
4	100–150, 5 зер.	0.3877 ± 8	0.0515 ± 1	0.63	333 ± 1	324 ± 1	350 ± 4
Биотитсодержащий кварцевый сиенит (проба БТ-42-3)							
5	85–100, A = 5%, 50 зер.	1.2882 ± 14	0.0396 ± 1	0.62	257 ± 1	251 ± 1	317 ± 9
6	100–150, 60 зер.	1.2674 ± 5	0.0397 ± 1	0.69	241 ± 1	240 ± 1	249 ± 3
7	50–85, 70 зер.	1.2704 ± 7	0.0382 ± 1	0.54	243 ± 1	242 ± 1	254 ± 5

Примечания. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; A = 40% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; * – навеска циркона не определялась. Величины ошибок (2σ) определения изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

исходных для этих пород расплавов произошло в результате переработки преимущественно позднерифейских коровых источников.

Полученные геохронологические данные показывают, что формирование гранитоидов малханского комплекса Малхано-Кондинской зоны (336 ± 3 млн лет) произошло не в раннем палеозое или рифее, как это предполагалось ранее, а в раннем карбоне. Возраст наложенных на них структурно-метаморфических преобразований, которые протекали в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, находится в интервале 336 ± 3 – 239 ± 2 млн лет. Скорее всего, эти метаморфические преобразования также имеют позднепалеозойский возраст и, вероятно, соответствуют формированию улан-бургасского метаморфического комплекса с возрастом 295 ± 2 млн лет [9]. Все эти позднепалеозойские события в эволюции Малхано-Кондинской зоны древнее главной эпохи становления Ангаро-Витимского

батолита (305–280 млн лет) [10] и щелочных пород зазинского комплекса (286–280 млн лет) Удино-Витимской зоны [11]. Исходя из этого, можно полагать, что Малхано-Кондинская зона представляет собой терреин, который только в раннем карбоне был аккрецирован в структуру Сибирского палеоконтинента.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 10–05–00704, 10–05–00713, 11–05–92003-ННС), программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”, государственного контракта № 14.740.11.0187 и Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолук В.В. и др. // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

2. *Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, 1997. 181 с.
3. *Krogh T.E.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. V. 46. P. 637–649.
4. *Krogh T.E.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
5. *Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS. Vers. 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept 88–542. 1991. 35 p.
6. *Ludwig K.R.* // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2003. № 4. 71 p.
7. *Steiger R.H., Jager E.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
8. *Stacey J.S., Kramers I.D.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
9. *Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкокуб Д.П., Падерин И.П.* // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 615–628.
10. *Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др.* // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.
11. *Гордиенко И.В., Булгатов А.И., Руженцев С.В. и др.* // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.