

УДК 550.42:552.11 (571.66)

## МЕТАВУЛКАНИТЫ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ (ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ U–Pb-SHRIMP-ДАТИРОВАНИЯ ВОЗРАСТА ЦИРКОНОВ)

© 2012 г. З. Г. Бадрединов, И. А. Тарарин, Б. А. Марковский, Б. И. Сляднев,  
В. В. Акинин, Г. Н. Евсеев, Е. А. Ноздрачёв

Представлено академиком А.И. Ханчуком 01.03.2012 г.

Поступило 12.03.2012 г.

Исследование возраста метаморфических пород, обнаженных в основании молодых островных дуг и краевых вулканических поясов севера Пацифики, является важным элементом познания эволюции этих структур, так как позволяет предметно подойти к обсуждению генезиса протолита фундамента вулканических дуг, ограничивать модели региональных геодинамических реконструкций. В сообщении приводятся первые данные U–Pb-датирования цирконов из метавулканитов пенсантаинской толщи Западной Камчатки, позволившие установить позднемеловой возраст ее протолита.

Метаморфические породы пенсантаинской толщи изучены на участке с координатами: 57°07'00" с.ш. и 157°37'04" в.д. в истоках р. Созант в центральной части хребта Пенсантаин. Здесь в тектонических окнах среди позднемеловых слабо измененных кремнисто-вулканогенных образований ирунейской свиты обнажаются выходы зеленых сланцев пенсантаинской толщи [1]. Часть исследователей рассматривает пенсантаинскую толщу как фациальную разновидность зонально метаморфизованных позднемеловых кремнисто-вулканогенных отложений ирунейской свиты [2, 3 и др.].

В составе пенсантаинской толщи (видимой мощностью 500 м) преобладают кварц-эпидот-хлорит-альбитовые ( $\pm$  пумпеллиит) сланцы, переслаивающиеся с кварц-альбит-серицит-эпидотовыми, серицит-эпидот-хлорит-альбитовыми ( $\pm$  амфибол), альбит-эпидот-хлоритовыми, хлорит-альбит-лавсонит-кварцевыми сланцами, тонкополосчатыми кремнями и эпидот-хлоритовыми кварцитами. В верхней части разреза толщи отмечается силл клинопироксен-плаггиоклазовых габбро-долеритов мощностью около 50 м.

Петрографические наблюдения и химический состав метаморфических образований свидетельствуют, что исходными породами зеленых сланцев хребта Пенсантаин являлись псефито-псаммитовые туфы андезитов, андезибазальтов и базальтов известково-щелочной серии, переслаивающиеся с туффитами и кремнистыми сланцами. Возраст пенсантаинской толщи принимается предположительно позднемеловым. Для уточнения возраста пород пенсантаинской толщи проведено U–Pb-SHRIMP-исследование цирконов из двух образцов сланцев, отобранных из средней (метатуф, обр. П-43) и верхней (метатуффит, обр. П-9) частей разреза толщи.

Из обр. П-9 (кварц-серицит-эпидот-актинолит-хлорит-альбитового сланца) было выделено и проанализировано 15 кристаллов циркона, а из магнетит-пумпеллиит-эпидот-хлорит-альбитового сланца (обр. П-43) – 14. Датирование выполнено на масс-спектрометре SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) по известной методике [4, 5].

Кристаллы циркона образца П-9 различаются по размеру, морфологии и внутреннему строению (рис. 1). Крупные кристаллы (50–150 мкм) имеют удлиненный призматический габитус, а более мелкие характеризуются изометричной и округлой формами. Часть зерен представлена обломками кристаллов. По внутреннему строению кристаллы делятся на: 1) отчетливо зональные с тонкой внешней каймой (9.7.1), 2) содержащие внутреннее ядро пятнистого строения, вероятно, за счет перекристаллизации (9.1.1, 9.2.1, 9.8.1, 9.13, 9.15.1) и 3) имеющие в катодолюминесцентном изображении темную ядерную часть и широкую светлую кайму (9.4.1, 9.5.1, 9.9.1, 9.10.1, 9.11.1, 9.12.1). Одно зерно (9.3) имеет черную непросвечивающую в катодолюминесцентных лучах краевую зону и светлое ядро с ориентировкой граней, предполагающей ксеногенную природу ядра (рис. 1, т.: 9.3.1, 9.3.2). В этом зерне проанализированы центральная зона и краевая кайма.

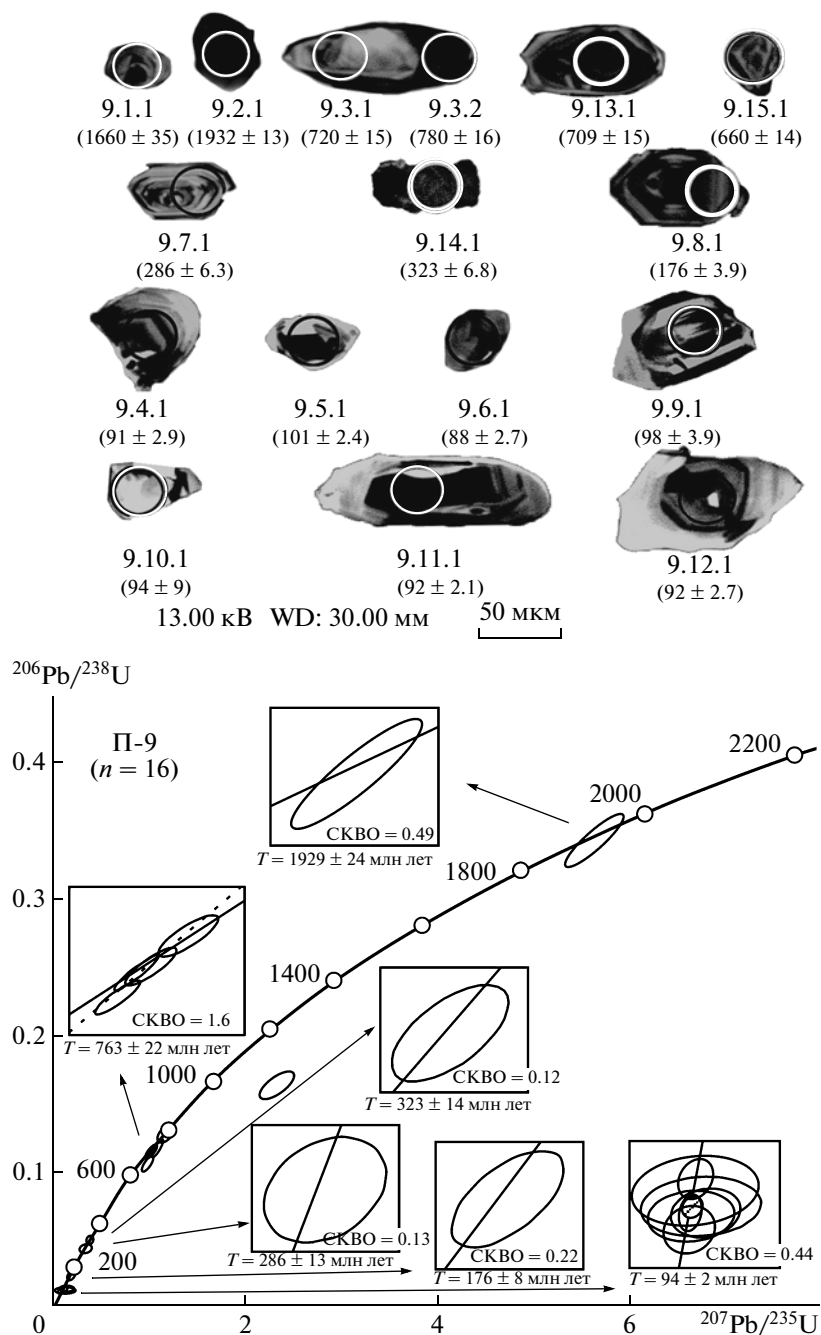


Рис. 1. Катодолуминесцентный снимок и данные U–Pb-датирования цирконов из зеленого сланца пенсантайнской толщи (обр. П-9). Номера точек соответствуют номерам в таблице.

В остальных зернах анализ выполнен только для центральных зон кристаллов (рис. 1). Зерно 9.3 отличается значительным увеличением содержания U и Th в краевой кайме. Расчетный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст ядерной зоны этого зерна ниже, чем каймы (табл. 1, рис. 1, т.: 9.3.1, 9.3.2). Вероятно, это связано с частичной потерей свинца и, как следствие, дискордантностью и неопределенностью возраста ядра. Для других зерен циркона из образца П-9 отношения Th/U меняются

от 0.12 до 0.90. Исключение составляет зерно циркона 9.14.1, отличающееся аномальными концентрациями Th (2361 г/т) и U (2371 г/т), что может быть обусловлено влиянием мелких включений, присутствующих в ядерной части.

По изотопным датировкам (табл. 1) наиболее многочисленную группу (7 зерен) составляют цирконы возрастного интервала 88–100 млн лет, обладающие широкими светлыми каймами. Средневзвешенный конкордантный возраст их ядер со-

Таблица 1. U–Pb-возраст единичных зерен циркона из метаморфических пород пенсантаинской толщи

Проба	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	U, г/т	Th, г/т	<sup>206</sup> Pb*, г/т	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* ±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U ±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U ±%	Возраст, млн лет		Rho
									<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
Образец П-9											
9.6.1	1.61	95	39	1.14	0.43	0.0504 ± 17	0.095 ± 17	0.01366 ± 3.1	88 ± 2.7		0.175
9.4.1	3.21	99	46	1.26	0.47	0.05 ± 29	0.098 ± 29	0.01426 ± 3.2	91 ± 2.9		0.110
9.12.1	1.75	86	28	1.09	0.34	0.061 ± 18	0.121 ± 19	0.0144 ± 3	92 ± 2.7		0.160
9.11.1	0.80	529	478	6.61	0.93	0.0487 ± 7.4	0.097 ± 7.8	0.01443 ± 2.3	92 ± 2.1		0.296
9.10.1	2.36	109	42	1.41	0.40	0.056 ± 34	0.114 ± 34	0.01468 ± 3.6	94 ± 3.3		0.104
9.9.1	4.07	63	18	0.869	0.29	0.05 ± 39	0.106 ± 39	0.01537 ± 4	98 ± 3.9		0.103
9.5.1	1.17	420	383	5.79	0.94	0.048 ± 10	0.105 ± 10	0.01584 ± 2.4	101 ± 2.4		0.226
9.8.1	0.12	875	788	20.9	0.93	0.0503 ± 2.9	0.1919 ± 3.6	0.02769 ± 2.2	176 ± 3.9		0.617
9.7.1	2.55	738	794	29.6	1.11	0.0534 ± 7.2	0.334 ± 7.6	0.0454 ± 2.3	286 ± 6.3		0.297
9.14.1	1.85	2371	2361	107.0	1.42	0.0534 ± 2.7	0.378 ± 3.4	0.0513 ± 2.2	323 ± 6.8		0.632
9.15.1	0.35	1639	610	152.0	0.38	0.06563 ± 1.1	0.976 ± 2.4	0.1078 ± 2.2	660 ± 14		0.894
9.13.1	0.10	1620	406	162.0	0.26	0.06388 ± 0.78	1.025 ± 2.3	0.1163 ± 2.2	709 ± 15		0.940
9.3.1	0.15	756	281	76.9	0.38	0.06508 ± 1.3	1.061 ± 2.6	0.1183 ± 2.2	720 ± 15		0.860
9.3.2	1.28	1858	401	208.0	0.22	0.0652 ± 1.5	1.157 ± 2.7	0.1287 ± 2.2	780 ± 16		0.824
9.1.1	1.37	604	170	87.1	0.29	0.102 ± 1.9	2.236 ± 3	0.1655 ± 2.3	987 ± 21	1660 ± 35	0.767
9.2.1	0.10	428	52	127.0	0.12	0.11841 ± 0.7	5.62 ± 2.3	0.344 ± 2.2	1906 ± 36	1932 ± 13	0.952
Образец П-43											
43_1.1	–	166	101	44.9	0.63	3.176 ± 2.2	0.113 ± 0.93	4.91 ± 2.4	1765 ± 34	1849 ± 17	0.923
43_2.1	0.00	118	55	1.6	0.48	63.1 ± 2.6	0.0454 ± 7.2	0.0992 ± 7.7	101.4 ± 2.6	–36 ± 180	0.337
43_3.1	0.00	85	26	1.16	0.32	63.2 ± 2.7	0.0495 ± 8.1	0.1081 ± 8.5	101.2 ± 2.8	173 ± 190	0.321
43_4.1	0.06	1457	940	40.3	0.67	31.04 ± 2.2	0.04989 ± 1.4	0.2216 ± 2.6	204.4 ± 4.3	190 ± 34	0.830
43_5.1	0.05	1357	399	26.2	0.30	44.58 ± 2.2	0.04888 ± 1.8	0.1512 ± 2.8	143 ± 3.1	142 ± 41	0.776
43_6.1	0.30	94	35	19.6	0.39	4.12 ± 2.2	0.0958 ± 1.6	3.205 ± 2.7	1400 ± 28	1544 ± 30	0.817
43_7.1	0.00	73	57	30.6	0.81	2.037 ± 2.3	0.1836 ± 0.79	12.43 ± 2.4	2575 ± 48	2686 ± 13	0.944
43_8.1	0.00	46	20	0.615	0.45	63.7 ± 2.9	0.0508 ± 7.9	0.11 ± 8.5	100.4 ± 2.9	233 ± 180	0.343
43_9.1	0.00	120	125	4.22	1.07	24.43 ± 2.3	0.055 ± 3.5	0.31 ± 4.2	258.6 ± 5.9	412 ± 78	0.559
43_10.1	0.01	206	77	56.8	0.39	3.119 ± 2.2	0.11423 ± 0.72	5.05 ± 2.3	1793 ± 35	1868 ± 13	0.952
43_11.1	0.04	984	482	390	0.51	2.168 ± 2.2	0.1825 ± 0.33	11.6 ± 2.2	2444 ± 44	2675.8 ± 5.4	0.989
43_12.1	0.00	181	125	3.50	0.71	44.5 ± 2.4	0.0475 ± 4.2	0.1472 ± 4.8	143.2 ± 3.4	77 ± 99	0.503
43_13.1	0.51	470	170	7.14	0.37	56.8 ± 2.3	0.0491 ± 7	0.1192 ± 7.4	112.5 ± 2.6	154 ± 160	0.311
43_13.2	0.84	554	131	8.46	0.24	56.7 ± 2.5	0.0508 ± 9.7	0.123 ± 10	112.6 ± 2.8	233 ± 220	0.248
43_14.1	0.91	169	82	3.50	0.50	41.8 ± 2.6	0.046 ± 11	0.152 ± 12	152.3 ± 3.9	–0.4 ± 270	0.225

Примечание. Pb<sub>c</sub> и Pb\* – общий и радиогенный свинец. Изотопные отношения и возраст скорректированы по <sup>204</sup>Pb. Rho – коэффициент корреляции.

ставляет 94 ± 2 млн лет (рис. 1). Th/U-отношение меняется в пределах 0.29–0.93.

Вторая популяция цирконов (4 зерна) охватывает интервал от 660 до 780 млн лет (табл. 1). Их возраст по верхнему пересечению дискордии (рис. 1) имеет значение 760 млн лет при выборе нижней точки около 0.

Два мелких, непросвечивающих в катодолюминесцентном свете зерна (рис. 1, т.: 9.1.1, 9.2.1) имеют палеопротерозойский возраст с конкордантным значением 1929 ± 24 млн лет для зерна 9.2.1. Возраст верхней точки пересечения дискордии зерна 9.1.1 (1660 ± 72 млн лет) совпадает с оценкой возраста этого же зерна, произведенной на ос-

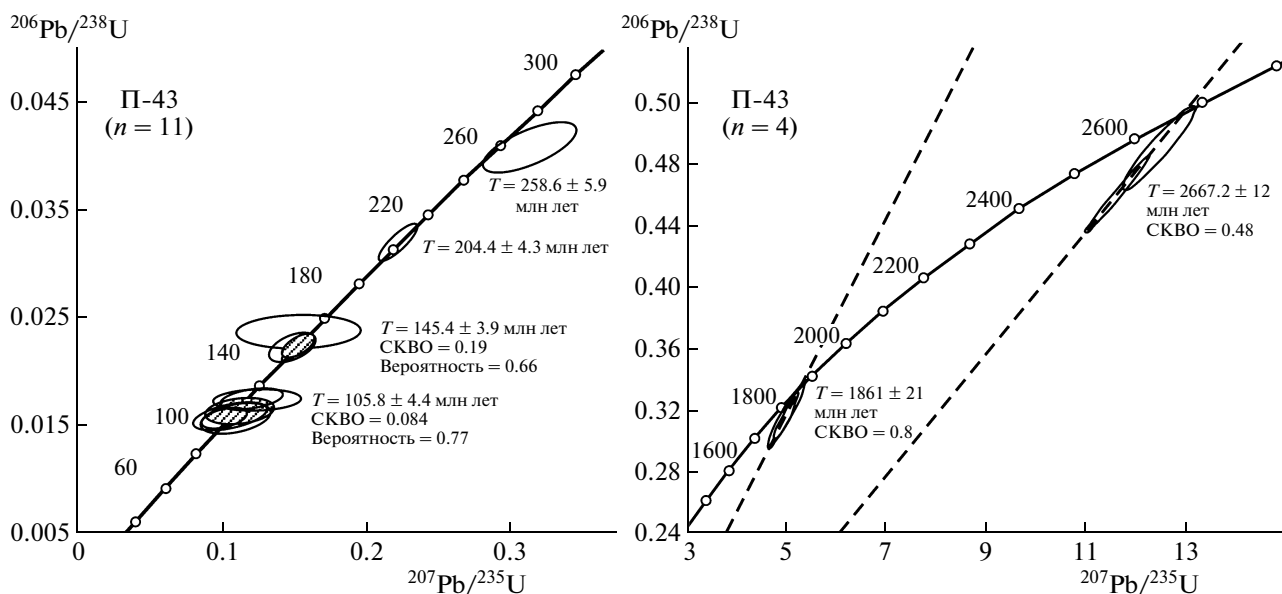
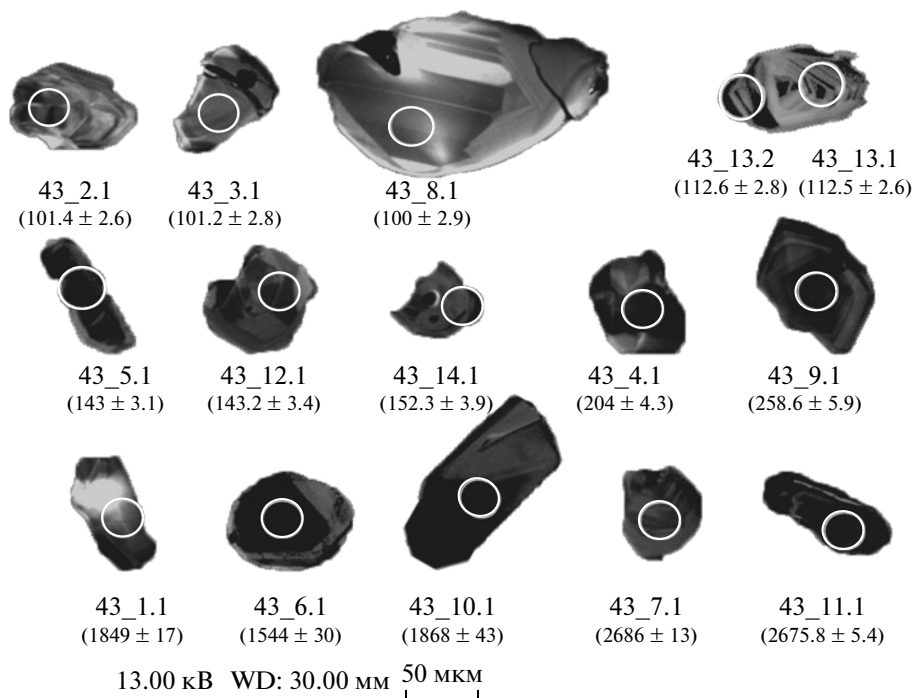


Рис. 2. Катодолюминесцентный снимок и данные U–Pb-датирования цирконов (разных возрастных интервалов — слева и справа) из зеленого сланца пенсантаинской толщи (обр. П-43). Номера точек соответствуют номерам таблицы.

новании отношений изотопов свинца  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ( $1660 \pm 35$  млн лет). Нижняя точка принята равной 0. Наконец, три оставшиеся зерна (рис. 1, т.: 9.7.1, 9.8.1, 9.14.1) невозможно объединить в группу, учитывая широкий разброс конкордантных значений возраста их центральных частей: 176, 286, 322 млн лет.

Сходная картина распределения цирконов по возрастным группам наблюдается в обр. П-43 (табл. 1, рис. 2). Относительно крупные зерна

цирконов и их обломки с широкой светлой внешней каймой и грубозональным ядром (рис. 2, т.: 43\_2.1, 43\_3.1, 43\_8.1) слагают возрастную группу со значением средневзвешенного возраста  $101 \pm 2.9$  млн лет. В эту же группу попадает зерно (рис. 2, т. 43\_13), отличающееся тонкой ритмичной зональностью с одинаковым возрастом внутренней и внешней зон (112 млн лет). Если объединить все четыре зерна, то средневзвешенный конкордантный возраст центральных зон описы-

ваемой группы цирконов составит  $105.8 \pm 4.4$  млн лет. Th/U (табл. 1) в ядерных частях этих зерен свидетельствует о магматическом генезисе цирконов.

Три мелких зерна (рис. 2, т.: 43\_5.1, 43\_12.1, 43\_14.1), слабо просвечивающиеся в катодолюминесцентном свете, формируют возрастную популяцию с датировками 143–152 млн лет. Их средневзвешенный конкордантный возраст составляет  $145.4 \pm 3.9$  млн лет. Оставшиеся кристаллы дают единичные статистически необоснованные значения возрастов от 204 млн лет до 2.6 млрд лет (рис. 2). Два зерна (43\_1.1, 43\_10.1) образуют кластер с верхним пересечением дискордии около 1.8 млрд лет, а еще два (43\_7.1 и 43\_11.1) имеют пересечение с дискордией около 2.6 млрд лет при принятом нижнем пересечении около 0.

Из табл. 1 и рис. 1, 2 видно, что в обоих образцах присутствуют популяции цирконов возрастных интервалов 88–100 млн лет и 1.6–1.9 млрд лет. Другие возрастные интервалы цирконов образцов П-9 и П-43 не образуют общих групп. Наблюдаемые различия цирконов обр. П-9 и П-43, по мнению авторов, свидетельствуют в пользу их детритовой природы. Отобранные из разных частей разреза, они накапливались в породах пенсантаинской толщи в условиях изменения тектонической обстановки, определявшей области сноса.

Самую большую статистически значимую возрастную популяцию составляют кристаллы циркона, средневзвешенный возраст центральных частей которых варьируется от  $101 \pm 2.9$  до  $94 \pm 2$  млн лет. Этот возрастной диапазон можно принять за максимальный возраст протолита вулканогенных отложений пенсантаинской толщи. При этом возраст отложения метатупфов и метатупфитов толщи может быть определен как не древнее туронского.

Полученные результаты согласуются с оценками возраста ирунейской свиты, тектонически совмещенной с породами пенсантаинской толщи в описываемом районе и датированной по находкам фораминифер коньяк-сантонским временным интервалом [3]. Пенсантаинская толща, вероятно, представляет нижние части разреза единой последовательности позднемелового вулканизма, сформировавшего пенсантаинскую толщу и ирунейскую свиту.

Таким образом, мы установили альб-туронский (100–90 млн лет) возраст протолита метавулканитов пенсантаинской толщи. Близкий возраст (100 млн лет) имеют метаморфизованные трахидациты и трахиандезиты хавывенской серии Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки [6], а также кислые вулканиты ватынской

свиты [7], что свидетельствует о широком проявлении в северной части Камчатского полуострова альб-туронского кислого и среднего магматизма, синхронного известково-щелочному магматизму в Охотско-Чукотском окраинно-континентальном вулканогенном поясе [8].

Детритовые цирконы пород пенсантаинской толщи с варьирующимися возрастными от раннего протерозоя до позднего мела позволяют сравнивать зеленые сланцы хребта Пенсантаин с метаморфизованными вулканогенно-терригенными отложениями Срединнокамчатского кристаллического массива. Последние имеют аналогичные вариации возраста детритовых цирконов, источником которых предполагаются выступы континентальной коры, располагавшиеся в позднемеловой период на территории Охотского моря [9, 10]. Корреляция зеленых сланцев хребта Пенсантаин и метаморфических пород Срединнокамчатского кристаллического массива дает основание предполагать раннеэоценовый (около 50–55 млн лет) этап метаморфизма кремнисто-вулканогенных образований пенсантаинской толщи, аналогично возрасту регионального метаморфизма отложений Срединнокамчатского массива [10].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:100000. Лист N-57 Петропавловск-Камчатский / Под ред. А.Ф. Литвинова, Б.А. Марковского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
2. Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. Т. 31. 734 с.
3. Чехович В.Д., Сухов А.Н. В кн.: Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научн. мир, 2005. С. 195–220.
4. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. // Geol. Soc. Mem. London. 2004. V. 30. P. 43–50.
5. Williams I.S. // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
6. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Марковский Б.А., Сляднев Б.И. // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. № 2. С. 22–40.
7. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кебезинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
8. Акинин В.В., Миллер Э.Л. // Петрология. 2011. № 3. С. 249–290.
9. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа // Тр. ГИН РАН. 2008. В. 577.
10. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., et al. // Amer. J. Sci. 2009. V. 309. № 5. P. 333–396.