

ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Соловьев А.В.^а, Рожкова Д.В.^а, Акинин В.В.^б, Хисамутдинова А.И.^а

^аУчреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва, Россия
(solov@ilran.ru)

^бСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

Введение

В восточной части Охотского моря и на западе Камчатского полуострова расположен Западно-Камчатский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями [2, 5]. Фундамент Западно-Камчатского прогиба сложен юрско-меловыми вулканогенно-терригенными отложениями, имеющими покровно-складчатую структуру [3, 4]. Реконструкция источников сноса для палеогеновых терригенных отложений Западной Камчатки важна как для построения палеогеографических моделей и расшифровки ранних стадий эволюции Охотского моря, так и в связи с потенциальной нефтегазоносностью региона.

Для реконструкций возраста и состава источников сноса терригенного материала в последние годы активно применяется обломочный циркон. Циркон – минерал, широко распространенный в терригенных породах и весьма устойчивый к выветриванию и разрушению. Современные прецизионные геохронологические методы, такие как U/Pb SHRIMP, U/Pb LA-ICPMS и трековый, позволяют датировать единичные зерна обломочных цирконов и делать выводы о возрасте комплексов питающей провинции. Морфология цирконов несет важную информацию об источниках сноса [13], а типоморфизм цирконов [10, 8] позволяет определить физико-химические условия (температура, давление, агпаитность) образования размываемых комплексов. Сопоставление возраста и морфологии обломочных цирконов является мощным инструментом для изучения питающих провинций и тестирования региональных палеогеографических и палеогеодинамических реконструкций.

Объект исследований

Среднеэоценовые терригенные отложения снатольской свиты с резким угловым несогласием [3] залегают на юрско-меловых вулканогенно-терригенных комплексах аккреционной призмы Евразийской континентальной окраины и на кремнисто-вулканогенных образованиях окраинного моря и Олюторской островной дуги [4, 6]. Накопление снатольской свиты началось после эоценовой коллизии Олюторской островной дуги с окраиной Евразии [6, 9]. В основании снатольской свиты залегают базальные конгломераты [7], вверх по разрезу сменяющиеся песчаниками. По составу песчаники снатольской свиты фациально изменчивы и относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам [7].

Для изучения обломочных цирконов и минералов тяжелой фракции отобраны песчаники из нижних частей разреза Западно-Камчатского прогиба, относимых к снатольской свите и свите мыса Зубчатого [3] (рис. 1, табл. 1).

Методы исследования

Выделение минералов тяжелой фракции проводилось по стандартной методике в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН. Из проб после дробления, промывки, разделения и доводки концентрата в бромформе были выделены монофракции циркона.

Широкая изменчивость кристалло-морфологических особенностей циркона обуславливает его высокую петрологическую информативность. Одним из самых широко применяемых и признанных является метод, предложенный Дж.П. Пупином (1980) [10], который увязывает морфологию зёрен циркона с

термобарическими и кислотно-щелочными условиями образования гранитоидов. Принадлежность зёрен циркона к определенной морфологической группе является характерным признаком для разделения S- и I- типов гранитов [8].

Учитывая, что основным поставщиком цирконов в осадочные породы являются гранитоиды, выдвинуто предположение о том, что дать непосредственную характеристику источника сноса можно при проведении анализа обломочных цирконов [8].

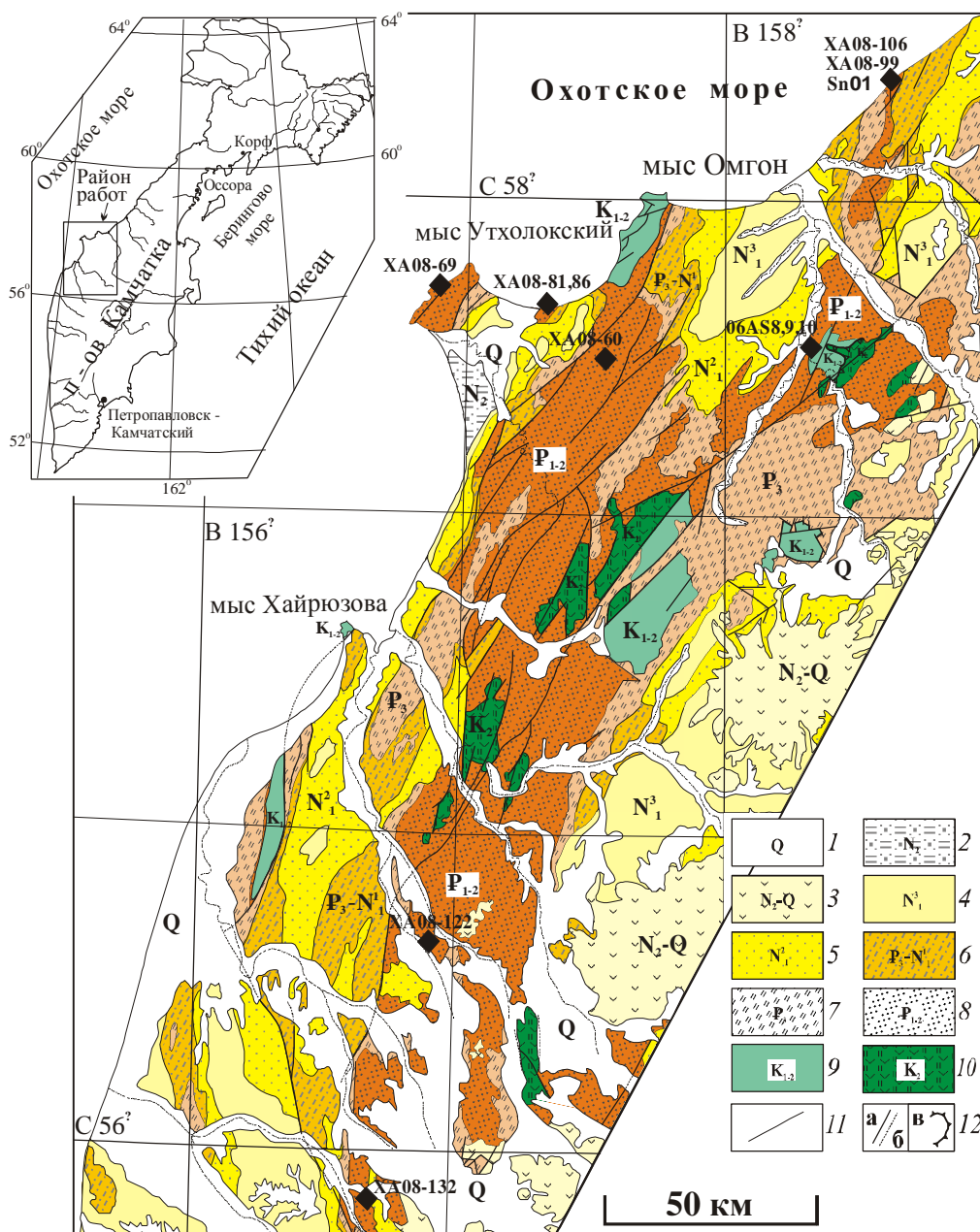


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Западной Камчатки, с изменениями по [5]. 1-8 – отложения Западно-Камчатского прогиба: 1 – четвертичные; 2 – N_2 (энемтенская свита); 3 – N_2-Q , вулканогенные; 4 – N_1^3 (здесь и далее - снизу вверх: этолонская и эрмановская свиты); 5 – N_1^2 (ильинская и какертская свиты); 6 – $P_3-N_1^1$ (вивентекская и кулувенская свиты); 7 – P_3 (аманинская, гахкинская и утлохская свиты); 8 – P_{1-2} (хулгунская, напанская, снатольская свиты и ковачинская серия); 9-10 – фундамент прогиба: 9 – K_{1-2} – флишиодные отложения автохтона (тальничская, майнацкая, кунунская свиты); 10 – K_2 – кремнисто-вулканогенные отложения аллохтона (ирунейская свита); 11 – стратиграфические контакты; 12 – разрывные нарушения (а – выделенные, б – предполагаемые, в – надвиг). Ромбами показаны изученные пробы.

Результаты

По 100 зерен обломочных цирконов из образцов SN-01 и AS-06-10 были датированы методом лазерной абляции (LA-ICPMS) в Университете штата Аризона (Тусан, США).

Для анализа морфологии исследовалась фракция размерностью -0,07 мм, наиболее представительная с точки зрения сохранения кристаллических форм цирконов. Для удобства подсчёта исходная классификация цирконов по [10] модифицирована. В группы объединялись морфологические типы со сходным строением без учета коэффициента удлинения, каждая из объединенных групп носит название по крайнему левому морфологическому типу в классификации [10].

В пробах установлены две генерации циркона: окатанные, угловато-окатанные зерна и короткопризматические кристаллы со сглаженными вершинами и ребрами малинового и насыщенно-розового цвета и идиоморфные бесцветные и слабоокрашенные кристаллы, среди которых можно выделить различные морфологические типы. Содержание малиновых зерен крайне мало, поэтому подсчёты проводились только по бесцветным зернам.

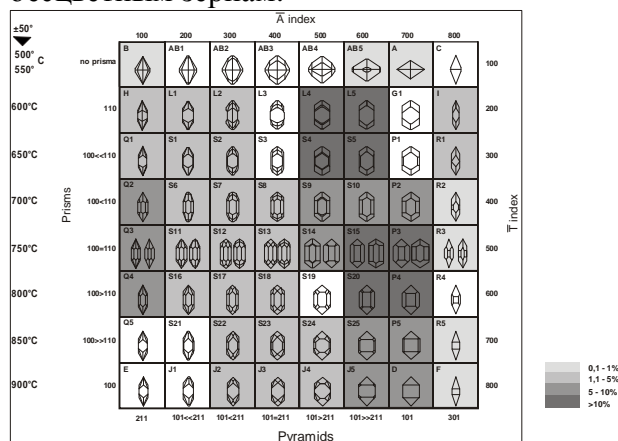


Рис. 2. Содержание цирконов различных морфологических типов в пробе SN-01.

Так как исследовались зерна из обломочных пород, необходимо отметить, что содержание зёрен, пригодных для проведения подсчёта (неокатанных)

составило в среднем по всем пробам около 35%, полуокатанных зёрен около 45%, окатанных зёрен около 20%.

Подсчёт производился по 100-250 зёрнам в зависимости от содержания циркона в пробе. В результате проведенных исследований было выделено пять морфологических типов цирконов, преобладающих в пробах: H, L4, S9, S15, S25, содержание цирконов остальных морфологических типов крайне незначительно (рис. 2, Табл. 1).

Таблица 1. Содержание цирконов различных морфологических типов в пробах (%) песчаников Западной Камчатки

Номер образца	Координаты пробы	Морфологический тип				
		H	L4	S9	S15	S25
То-чилинский разрез (снатольская свита)						
XA-08-106	58°16'53" 158°42'30"	7	27	14	17	13
XA-08-99	58°16'42" 158°42'16"	4,9	22,1	19,7	20,5	5,7
SN-01	58°16'40" 158°42'07"	3,9	21,6	9,2	22,9	7,8
Мыс Зубчатый (свита мыса Зубчатого)						
XA-08-69	57°47'44" 156°51'57"	16, 9	14,3	22,3	10,7	14,3
Увучинский разрез (снатольская)						
XA-08-81	57°46'03" 157°19'20"	5,6	23,6	36,1	16,7	6,9
XA-08-86	57°46'06" 157°19'51"	7,3	25,2	14,6	17,2	9,3
р. Россошина (снатольская)						
AS-06-10	57°41'27" 158°19'44"	6,1	18,9	15,2	13,4	4,3
AS-06-09	57°41'26" 158°19'48"	17, 9	23,2	17,9	8,9	8,9
AS-06-08	57°41'25" 158°19'51"	16	20	13	12	17
р. Россошина (юг) (снатольская)						
XA-08-132	55°54'10" 156°42'11"	2,6	11,5	44,9	15,4	15,4
р. Белоголовая (снатольская)						
XA-08-122	56°26'27" 156°51'28"	10	21,7	21,7	18,3	16,7

Цирконы морфологического типа H характеризуют высокоглиноземистые мусковитсодержащие граниты S-типа; цирконы морфологического типа L4 характерны для гибридных (контаминированных) монцонитов и щелочных гранитов; цирконы морфологического типа S9 и S15 типичны для контаминированных субщелочных и щелочных гранитов I-типа, включая известково-щелочные надсубдукционные; цирконы морфологического типа S25 характерны для щелочных гранитоидов и толеитовых гранитов I-типа [8].

Датирование обломочных цирконов методом лазерной абляции показало присутствие широкого спектра возрастов (рис. 3). Для сравнения на графике приведены данные по обломочным цирконам из палеогеновых терригенных отложений укэляятского флиша [9] и из современных песков реки Амур [12]. Во всех образцах из Охотоморского региона присутствуют единичные зерна архейских цирконов, а зерна с возрастaми 2.0-1.8 млрд. лет образуют значительный пик (14-24 %), только в осадках реки Амур этот пик выражен хуже (8%). Раннепротерозойские цирконы, по-видимому, связаны с Сибирским кратоном или с блоками связанными с Сибирью (Авековский, Охотский, Омолонский), для которых известен пик магматической активности около 1.9 млрд. лет (например, [11]). Современные исследования указывают на глобальный эпизод формирования континентальной коры 2.0-1.8 млрд. лет назад, в результате которого сформировался суперконтинент Коламбия [12]. Палеозойские цирконы не присутствуют в значимых количествах. Цирконы мезозойских возрастов (~250-45 млн. лет) встречаются в наиболее значимых количествах (~52-74%). Цирконы древнее 110 млн. лет присутствуют в большом объеме только в отложениях Амура (~47%), а в остальных образцах имеют гораздо меньшее значение (~10-25% возрастов ~250-110 млн. лет). Наиболее значимым является пик, близкий по возрасту известково-щелочному магматизму Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1] – 106-77 млн. лет (рис. 4). Более молодые цирконы в образцах Западно-Камчатского прогиба единичны (рис. 4) и, по-видимому, связаны с синхронным вулканизмом Кинкильского вулканического пояса [3]. Четкий раннеэоценовый пик проявлен только в песчаниках укэляятского флиша.

Выводы

1. На основании анализа морфологии цирконов можно сделать следующий вывод: в источниках сноса изучаемой территории преобладают субщелочные (известково-

щелочные) гранитоиды при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов. Этот вывод согласуется с результатами датирования обломочных цирконов, основным источником которых был Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, где известны значительные объемы известково-щелочных магматических пород, включая контаминированные гранитоиды мантийно-корового происхождения [1].

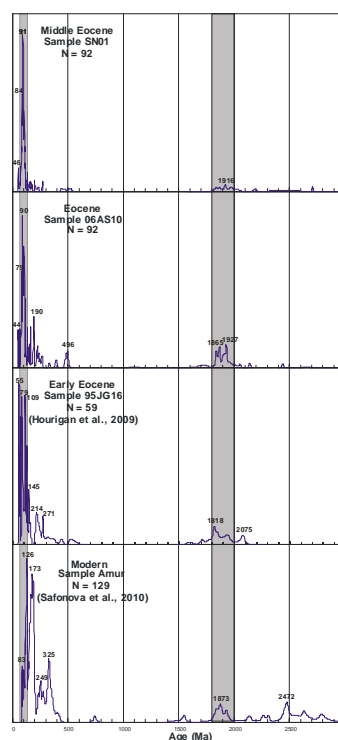


Рис. 3. Распределения возрастов обломочных цирконов в интервале 0-3500 млн. лет.

2. Присутствие в тяжелой фракции рутила, черной шпинели, анатаза, пироксена может свидетельствовать о разрушении пород основного состава, причем преобладание этих минералов свидетельствует о значительном влиянии источника. Так же по присутствию циркона и апатита можно предполагать существование гранитоидов в области размыва. Незначительное количество граната, скорее всего, указывает на присутствие высоко глиноземистых гранитоидов, либо метаморфических пород.

3. Снос терригенного материала происходил с севера и северо-востока. Значительное влияние на систему

осадконакопления в эоцене оказывал размыв Охотско-Чукотского пояса, причем продольный структурный перенос превалировал над сносом поперечным основному простиранию структур. Таким образом, можно предполагать, что речная система Палео-Пенжины существовала уже в эоцене, а, возможно, и в еще более раннее время после формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

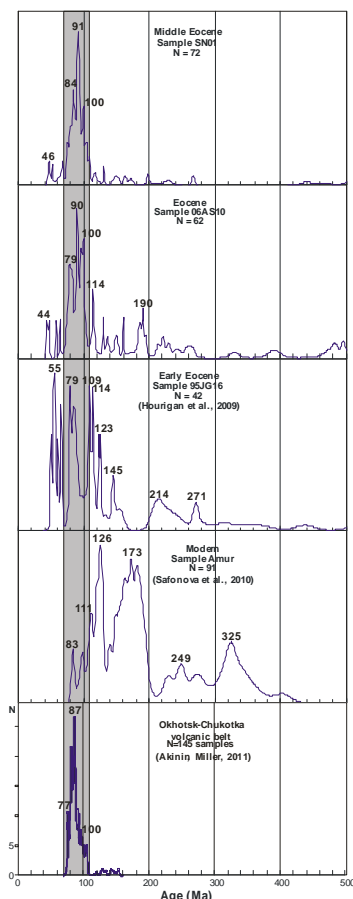


Рис. 4. Распределения возрастов обломочных цирконов в интервале 0-500 млн. лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и НШ-7091.2010.5, гранта молодых учёных ГИН РАН (Д.В.Рожкова).

Литература

1. В.В. Акинин, Э.Л. Миллер Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология, 2011, в печати.
2. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть

1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 734 с.
3. Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер, А.И. Челебаева и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС. 1997. 367 с.
4. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный Мир, 2005. 224 с.
5. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-б 1 500 000. Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, Камчатприродресурс. 1999.
6. А.В. Соловьев Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).
7. А.И. Хисамутдинова, А.В. Соловьев, Ю.В. Куцева Эоценовые терригенные отложения Западной Камчатки: источники сноса, перспективы нефтегазоносности // Современное состояние наук о Земле. 2011. (данный сборник).
8. Е.А. Belousova, W.L. Griffin, S.Y. O'Reily Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids // Journal of Petrology, 2006, V. 47, № 2, p. 329–353.
9. J.K. Hourigan, M.T. Brandon, A.V. Soloviev et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science, V. 309, 2009, pp. 333-396.
10. J.P. Pupin Zircon and granite petrology // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1980, V. 73, p. 207-220.
11. O.M. Rosen, Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // Russian Journal of Earth Sciences, 2002, Vol. 4, p. 103–119.
12. I. Safonova, S. Maruyama, T. Hirata et al. LA ICP MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // Journal of Geodynamics, 2010, Vol. 50, p. 134-153.
13. Zircon. Eds. J.M. Hancher, P.W.O. Hoskin // Review in Mineralogy and Geochemistry, 2003. p. 500.