

УДК 550.93:553.86(571.66)

## ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ В ПЕСЧАНИКАХ ЛЕСНОВСКОЙ СЕРИИ (СЕВЕРНАЯ КАМЧАТКА) ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ

© 2001 г. А. В. Соловьев\*, Дж. И. Гарвер\*\*, М. Н. Шапиро\*\*\*

\* Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН,  
109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

\*\* Геологическое отделение, Юнион Колледж, Скенектади, США

\*\*\* Объединенный институт физики Земли РАН, 123810 Москва, Большая Грузинская ул., 10, Россия  
Поступила в редакцию 16.04.99 г.

Флишоидные отложения лесновской серии, обнажающиеся в пределах северной Камчатки, почти не содержат определимых органических остатков. На основании геологических сопоставлений ее возраст считается позднемеловым. Детритовые цирконы, выделенные из девяти образцов песчаников лесновской серии, были датированы трековым методом. Наиболее молодая популяция бесцветных идиоморфных кристаллов циркона, не испытывавших вторичного отжига, распределена в интервале от  $43.7 \pm 3.4$  до  $58.1 \pm 4.2$  млн. лет. Морфологические особенности цирконов позволяют связывать их формирование с вулканической деятельностью, синхронной осадконакоплению флиша лесновской серии. Источником молодых цирконов могли быть также близповерхностные интрузии и блоки более древних пород, выведенные в результате быстрой экзумации на поверхность с глубин, где температура превышала блокирующую. Возраст наиболее молодой популяции цирконов может быть интерпретирован как возраст седиментации лесновской серии, которая, согласно нашим данным, продолжалась до середины среднего эоцена.

**Ключевые слова.** Трековое датирование, детритовая термохронология, циркон, лесновская серия, Северная Камчатка.

### ВВЕДЕНИЕ

Датирование флишоидных отложений борельных провинций, почти не содержащих определимых органических остатков, является большой проблемой геохронологии и стратиграфии. Однако в последнее десятилетие в западной литературе появились работы, решающие эту проблему при помощи методики детритовой термохронологии, основанной на трековом датировании зерен циркона и апатита из осадочных пород. Было показано, что эта методика позволяет определять возраст осадконакопления толщ, датирование которых палеонтологическими методами проблематично.

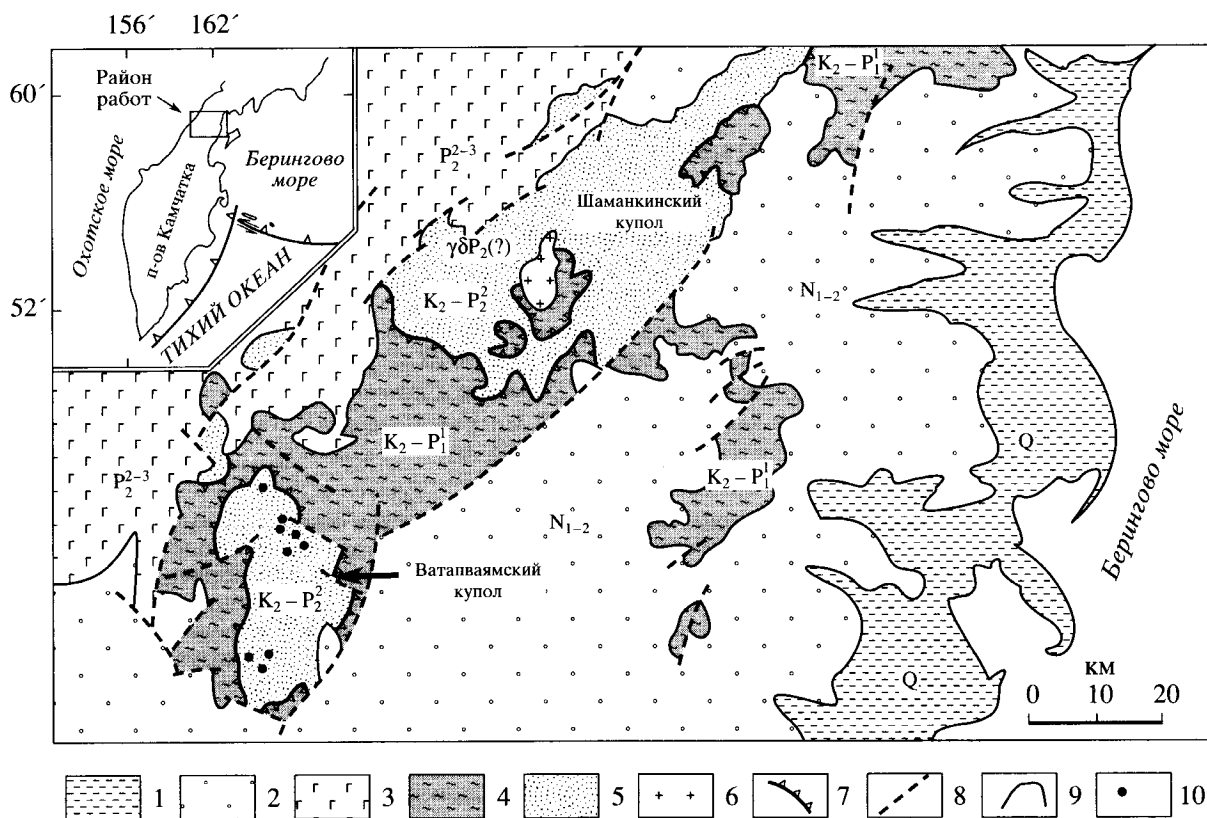
В нашем исследовании методика детритовой термохронологии применена для определения возраста осадконакопления флишоидной лесновской серии, слагающей ядро Лесновского поднятия в пределах Северной Камчатки.

### ЛЕСНОВСКАЯ СЕРИЯ: КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ

Лесновская серия распространена на западных склонах Среднего хребта на перешейке Камчатки (рис. 1) и сложена песчано-глинистым флишем, сформированным вдоль континентального

склона Евразии и образующим интенсивно дислоцированный автохтон Лесновского надвига, тектонически перекрытый кремнисто-вулканогенной и рунейской свитой, связанной с Олюторской островной дугой (сантон-маастрихт, возможно, даний) (Геологическая карта..., 1989; Шанцер и др., 1985; Федорчук, Извеков, 1992). В отложениях лесновской серии непосредственно под Лесновским надвигом встречаются экзотические глыбы кремнисто-вулканогенного состава, содержащие бедные комплексы кампан-маастрихтских радиолярий (Шапиро, Федоров, 1985). Природа глыб дискуссионна.

Значительная деформированность при однообразном составе и отсутствии макрофауны не позволяет составить разрез серии, и представления о ее возрасте базируются, главным образом, на датировках, полученных в отдельных точках и на сопоставлениях с литологически близкими толщами других частей региона, занимающими близкое структурное положение. В частности, есть указания на находки сантон-кампанских иноцерамов и маастрихт-датских комплексов бентосных агглютинированных фораминифер (Геологическая карта..., 1989). А.В. Федорчук, И.Н. Извеков (1992) сообщают о единичных находках позднемелового и эоценового нанопланктона в



**Рис. 1.** Геологическое строение перешейка Камчатки. Упрощенная схема (Геологическая карта..., 1989) с изменениями авторов.

1 – четвертичные отложения; 2 – Центрально-Камчатский вулканический пояс ( $N_{1-2}$ ); 3 – Западно-Камчатский вулканический пояс ( $P_2^{2-3}$ ); 4, 5 – выходы верхнемеловых–палеогеновых комплексов: 4 – ирунейская свита ( $K_2-P_1^1$ ), 5 – лесновская серия ( $K_2-P_2^2$ ); 6 – Шаманкинский массив среднеэоценовых гранитов; 7 – Лесновский надвиг; 8 – прочие разрывы; 9 – стратиграфические контакты; 10 – места отбора проб песчаников.

аргиллитах лесновской серии. Лесновская серия сопоставляется с верхней частью меловой омгонской серии на западном побережье Камчатки (Геологическая карта..., 1989), с хозгонской свитой южной части Срединного хребта, содержащей кампанских радиолярий (Шапиро и др., 1986), и с укэлятским флишем южной части Корякского нагорья, относящимся к верхнему мелу, палеоцену и нижней части эоцена (Ермаков, Супруненко, 1975; Богданов и др., 1987; Garver et al., 1998; Соловьев и др., 1998). На существующих геологических картах лесновская серия отнесена к верхнему мелу.

Верхний возрастной предел лесновской серии определяется возрастом неоавтохтона, представленного несогласно залегающими континентальными эффузивами кинкильской свиты, которая по К/Аг датировкам (37–47 млн. лет) относится к среднему эоцену (Гладенков и др., 1991). Конгломераты позднеэоценового возраста в верховьях р. Шаманки состоят в значительной степени из обломков гранитов, прорывающих лесновскую

серию, ирунейскую свиту и разделяющий их надвиг (Шанцер и др. 1985).

Данные о возрасте лесновской серии достаточно противоречивы, но очень важны для анализа истории региона. В связи с этим, нами были датированы детритовые цирконы из песчаников лесновской серии.

### ПРИНЦИПЫ ДЕТРИТОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ

В начале 60-х годов американскими исследователями был предложен новый метод определения возраста минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана ( $^{238}\text{U}$ ), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории (Price, Walker, 1963; Fleischer, Price, Walker, 1975). В переводе на русский язык метод получил название – датирование по трекам осколков деления урана (Шуколюков и др., 1965). В нашей статье мы будем использовать термин “трековое датирование”.

Накопление треков в минерале с течением времени – процесс, аналогичный накоплению радиоогенных изотопов в результате радиоактивного распада. Отжиг (исчезновение) треков в большинстве минералов происходит при температуре более 300°C, то есть треки накапливаются и сохраняются в кристаллах только после того, как порода остыла ниже определенной температуры, называемой “температурой закрытия”. Температура закрытия различна для разных минералов, что позволяет применять трековое датирование для изучения термальных событий, связанных с процессами орогенеза и вулканизма в геодинамически активных областях Земли. Наиболее часто для решения геологических задач используется трековое датирование циркона и апатита (Wagner, Van den Haute, 1992).

В нашем исследовании мы использовали методу детритовой термохронологии, которая позволяет оценивать время остывания пород в источниках сноса на основании изучения трековых возрастов детритовых минералов из осадочных разрезов (Hurford et al., 1984; Baldwin et al., 1986; Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994; Carter et al., 1995). Остывание пород в источниках сноса может быть связано с различными геологическими процессами, такими как эсгумация пород с глубинных уровней, вулканическая активность, также возможно перетолжение ранее сформированных разрезов. В перечисленных выше исследованиях определялся трековый возраст отдельных зерен детритовых цирконов, затем выделялись популяции (Galbraith, Green, 1990; Brandon, 1992; Brandon, 1996), поступившие в бассейн из разных источников и имеющие разный возраст. Было показано, что трековый возраст детритовых цирконов, не испытавших вторичного отжига, может быть использован для определения возраста накопления терригенных толщ. Возраст наиболее молодой популяции зерен циркона близок к возрасту осадконакопления отложений, если во время седиментации в непосредственной близости имела место синхронная вулканическая активность (Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994). В частности, возраст наиболее молодой популяции цирконов определяет нижний предел времени окончания осадконакопления, являющийся весьма важным для рассмотрения истории накопления лесновской серии и геодинамики Камчатки на рубеже мезозоя и кайнозоя.

### ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ В ПЕСЧАНИКАХ ЛЕСНОВСКОЙ СЕРИИ

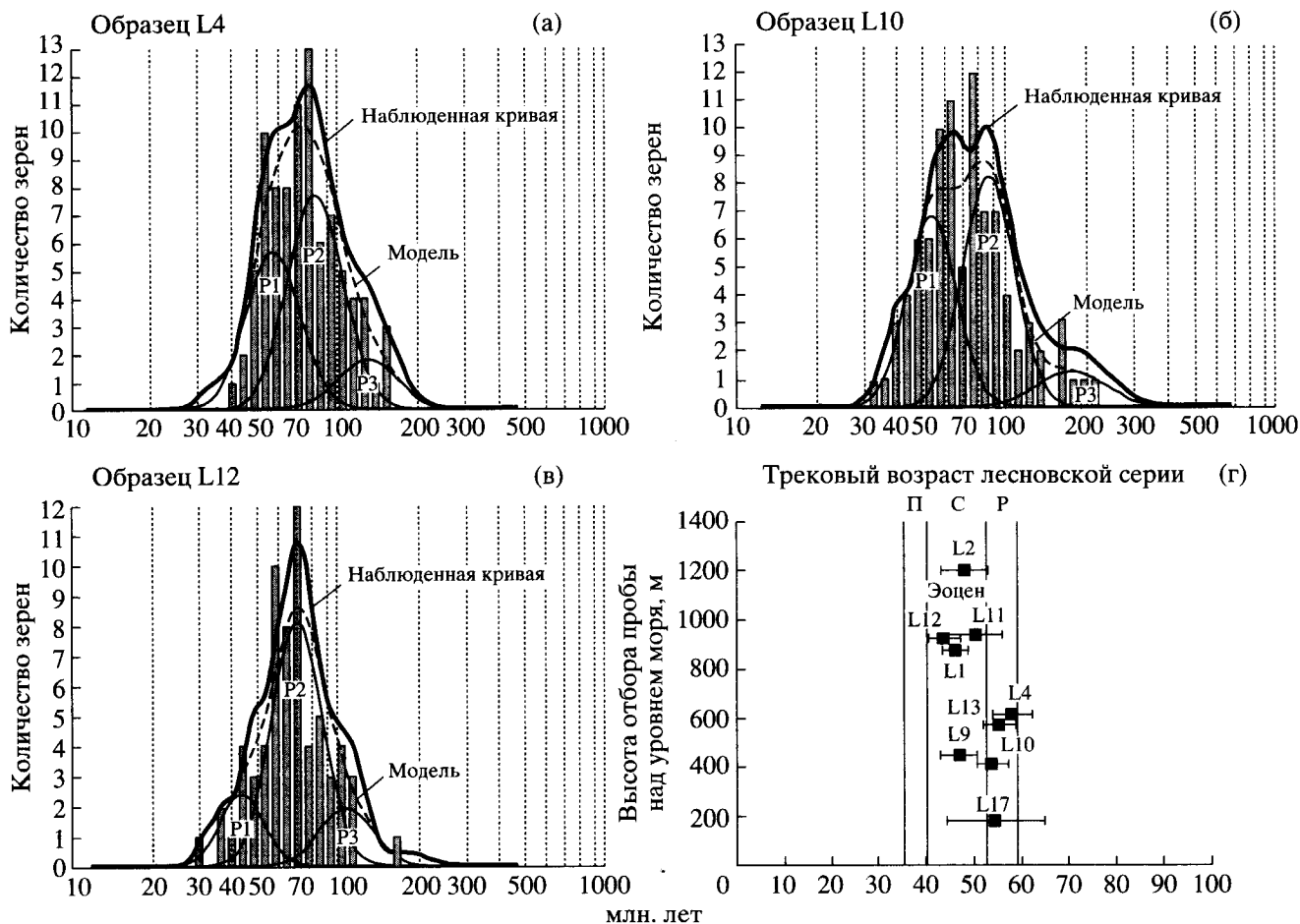
Нами было отобрано девять образцов песчаников (4–8 кг каждый) лесновской серии в пределах Ватапваямского купола: три образца в юго-западной части (район горы Гечанана) и шесть образцов в северо-восточной (северный борт ре-

ки Левая Лесная) (рис. 1). Цирконы были выделены из песчаников в лаборатории аксессуарных минералов Института литосферы РАН. Определенные возрасты цирконов проведено в лаборатории трекового датирования Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США). При датировании использовался метод внешнего детектора (Hurford, Carter, 1991). Особенности технической подготовки образцов к датированию указаны в подписях к таблице 2.

Из каждого образца было датировано от 45 до 90 зерен циркона (табл. 2). В качестве примера приводятся данные подсчета и результаты вычисления возраста для отдельных зерен циркона из образца L10 (табл. 1). Для вычисления возраста зерен циркона использована программа М.Т. Брэндона (Йельский университет, США) – Zetaage 4.7. Программа доступна для любого анонимного пользователя по <http://love.geology.yale.edu/~brandon>.

Возраст отдельных зерен цирконов во всех опробованных образцах распределен в достаточно широких пределах (например, обр. L10 – табл. 1, рис. 2б), это позволяет предполагать, что в бассейн осадконакопления поступали цирконы из разных источников сноса, и мы имеем дело с несколькими разновозрастными популяциями. Для разделения популяций использовался метод, изложенный в работах (Galbraith, Green, 1990; Brandon, 1992; Brandon, 1996), основные принципы которого состоят в следующем. Предполагается, что наблюдаемая выборка (возрасты отдельных зерен) содержит несколько популяций разновозрастных цирконов (это допущение правомерно, так как в образцах содержатся цирконы разной морфологии), причем в каждой популяции возраст цирконов распределен по единому модельному закону. В нашем исследовании использовано биномиальное приближение. Оценка параметров модели и, в частности, положение пиков распределений для отдельных популяций, производится методом максимума правдоподобий. Число популяций выбирается согласно критерию минимизации ошибок оцениваемых параметров (критерий  $\chi^2$  для ошибок оцениваемых параметров). В нашем исследовании для разделения разновозрастных популяций была использована программа Vinomfit 1.8, созданная М.Т. Брэндоном (Йельский университет, США) с использованием алгоритма (Galbraith, 1988). Программа доступна для любого анонимного пользователя по <http://love.geology.yale.edu/~brandon>.

Результаты разделения популяций зерен циркона из 9 образцов приведены в таблице 2 (рис. 2а, 2б, 2в). В двух образцах (L1, L13) выделено две популяции, в остальных – три. Данное количество популяций (пиков на рис. 2а, 2б, 2в) позволяет наилучшим образом минимизировать ошибки оцениваемых параметров, т.е. меньшее или большее



**Рис. 2.** а, б, в – графики распределения трековых возрастов зерен циркона из некоторых образцов песчаников лесновской серии. Модель, рассчитанная программой Vimon-it 1.8 (Brandon, 1996). P1, P2, P3 – пики разновозрастных популяций (см. табл. 1), выделенные программой Vimon-it 1.8 (Brandon, 1996); г – возрасты молодой популяции циркона в образцах из лесновской серии (ошибка определения возраста соответствует  $\pm 1\sigma$ ) и высота отбора пробы над уровнем моря. Трековый возраст молодой популяции циркона интерпретируется как возраст осадконакопления лесновской серии (см. текст). Эоцен: P – ранний, С – средний, П – поздний. L1, L2 и т.д. – номера образцов из таблицы 2.

количество “пиков”, используемое при расчетах значительно ухудшает результат. Отметим, что “ширина” пиков (W), отражающая относительное стандартное отклонение, изменяется в пределах от 19 до 29%, что доказывает значимость результатов (Brandon, 1996).

Таким образом, при анализе распределения трековых возрастов по 9 образцам выделяются три разновозрастные популяции циркона P1 – 44–58 млн. лет, P2 – 71–93 млн. лет и P3 – 104–176 млн. лет (табл. 2).

Так как возраст единичных зерен циркона для каждого образца распределен в достаточно широком спектре (рис. 2а, 2б, 2в), это позволяет утверждать, что после попадания в бассейн цирконы не нагревались выше температуры закрытия трековой системы (приблизительно 215–240°) (Brandon, Vance, 1992), а значит, они отражают возраст остывания пород в источниках сноса.

Датированные зерна наиболее молодой популяции цирконов в основной своей массе являются бесцветными идиоморфными кристаллами. Эта морфологическая особенность позволяет предполагать, что цирконы формировались в результате вулканической деятельности, синхронной осадконакоплению флиша лесновской серии и попали в бассейн достаточно быстро после образования. Возраст наиболее молодой популяции цирконов может быть интерпретирован как возраст седиментации лесновской серии, которая в этом случае продолжалась с конца палеоцена до середины среднего эоцена ( $43.7 \pm 3.4$ – $58.1 \pm 4.2$  млн. лет) (рис. 2г).

Морфология цирконов более древних популяций разнообразна, преобладают обломки кристаллов со сглаженными формами, реже встречаются окатанные зерна и идиоморфные кристаллы. Цирконы этих популяций (P2, P3 – табл. 2) связаны, по-видимому, с другими источниками

**Таблица 1.** Данные подсчета треков в зернах циркона из образца L10-L10a – первая пластинка, время травления 15 часов (см. примечания к таблице 2)

№ зерна	ρs	Ns	ρi	Ni	Площадь	U ± 2σc		Возраст зерна	Возраст* ±95%
1	5.44	45	4.48	37	12	133	44	75.2	47.5–119.7
2	6.00	62	4.26	44	15	127	39	87.0	58.1–131.4
3	4.90	54	6.17	68	16	184	46	49.3	33.7–71.7
4	5.42	56	5.71	59	15	170	45	58.8	39.9–86.5
5	5.81	44	5.15	39	11	153	50	69.8	44.2–110.5
6	9.51	59	9.51	59	9	284	76	61.9	42.3–90.7
7	5.66	78	8.71	120	20	260	50	40.2	30.0–53.8
8	4.84	40	4.48	37	12	133	44	66.9	41.6–107.7
9	4.72	39	4.84	40	12	144	46	60.4	37.8–96.5
10	11.6	64	17.8	98	8	530	111	40.6	29.0–56.4
11	7.50	62	7.14	59	12	213	57	65.1	44.7–94.8
12	7.74	48	4.52	28	9	135	51	105.6	65.0–174.9
13	8.22	34	7.26	30	6	216	79	70.1	41.6–118.7
14	4.45	46	3.58	37	15	107	35	76.9	48.7–122.0
15	10.7	118	6.44	71	16	192	47	102.5	75.5–140.2
16	5.56	69	8.87	110	18	265	53	39.0	28.2–53.3
17	10.1	104	6.58	68	15	196	49	94.4	68.7–130.6
18	6.05	50	4.23	35	12	126	43	88.2	56.1–140.2
19	4.96	41	3.14	26	12	94	37	97.2	58.1–165.6
20	11.4	94	7.62	63	12	227	59	92.1	66.1–129.3
21	6.17	51	6.17	51	12	184	52	61.9	41.1–93.4
22	10.1	111	6.89	76	16	206	49	90.2	66.5–122.9
23	9.92	82	12.9	107	12	386	78	47.6	35.0–64.3
24	9.19	95	7.06	73	15	211	51	80.5	58.5–111.1
25	6.33	109	7.14	123	25	213	40	54.7	41.9–71.4
26	8.03	166	7.50	155	30	224	38	66.1	52.5–83.1
27	6.53	72	5.26	58	16	157	42	76.8	53.4–110.8
28	5.97	37	3.87	24	9	115	47	95.0	55.4–166.1
29	4.11	34	2.18	18	12	65	30	116.0	64.0–218.1
30	6.99	53	6.73	51	11	201	57	64.4	42.9–96.7
31	11.5	95	10.4	86	12	310	69	68.4	50.3–93.0
32	7.35	76	5.32	55	15	159	44	85.4	59.4–123.4
33	4.06	28	1.74	12	10	52	30	142.5	70.9–306.9
34	8.42	58	4.93	34	10	147	51	105.1	67.7–165.8
35	6.41	53	3.75	31	12	112	40	105.3	66.4–169.9
36	5.17	57	3.99	44	16	119	36	80.1	53.0–121.7
37	8.39	52	4.84	30	9	144	53	106.7	66.9–173.5
38	5.20	43	9.31	77	12	278	65	34.7	23.2–51.2
39	11.7	97	7.86	65	12	235	60	92.1	66.4–128.6
40	4.23	35	6.05	50	12	180	52	43.5	27.3–68.4
41	10.2	84	7.26	60	12	216	57	86.5	61.2–123.0
42	8.89	98	6.44	71	16	192	47	85.3	62.0–117.9
43	4.66	61	4.05	53	19	121	34	71.2	48.3–105.2
44	7.18	89	6.21	77	18	185	43	71.5	51.9–98.7
45	6.82	47	1.60	11	10	48	28	257.7	134.1–546.2

Примечание. ρd – плотность треков во внешнем детекторе (низкоуровневая слюда) (треки/см<sup>-2</sup> × 10<sup>5</sup>) – 4.08 ± 2.98.

Таблица 1. Окончание

№ зерна	$\rho_s$	Ns	$\rho_i$	Ni	Площадь	U $\pm$ 2se		Возраст зерна	Возраст* $\pm$ 95%
46	7.40	51	6.82	47	10	201	60	67.9	44.6–103.3
47	4.30	74	3.25	56	25	96	26	82.5	57.4–119.3
48	4.60	38	3.39	28	12	100	38	84.6	50.6–143.3
49	11.8	73	3.06	19	9	91	41	235.6	142.1–411.9
50	6.29	52	4.84	40	12	143	46	81.1	52.6–126.0
51	6.82	94	4.43	61	20	131	34	96.1	68.7–135.3
52	10.5	87	3.39	28	12	100	38	191.7	124.5–304.6
53	5.01	69	2.54	35	20	75	26	122.5	80.5–189.9
54	6.53	54	2.66	22	12	79	33	151.8	91.4–261.6
55	4.19	26	3.39	21	9	100	44	77.3	41.8–144.3
56	6.35	70	7.89	87	16	233	52	50.4	36.1–70.1
57	7.98	66	5.81	48	12	171	50	85.8	58.2–127.5
58	5.13	53	8.03	83	15	237	54	40.1	27.7–57.4
59	3.82	79	4.11	85	30	121	27	58.2	42.1–80.3
60	7.74	80	4.45	46	15	131	39	108.3	74.3–159.5
61	6.53	54	5.81	48	12	171	50	70.3	46.7–106.2
62	6.41	53	6.89	57	12	204	55	58.2	39.1–86.4
63	4.16	43	4.35	45	15	129	39	59.8	38.3–93.1
64	5.94	86	2.63	38	21	78	25	140.4	94.9–211.8
65	3.41	61	2.62	47	26	77	23	81.0	54.4–121.5
66	4.87	47	5.08	49	14	150	44	60.0	39.2–91.6
67	6.53	54	3.99	33	12	118	41	101.9	64.9–162.4
68	4.23	35	5.81	48	12	171	50	45.7	28.6–72.3
69	5.32	55	2.52	26	15	74	29	131.2	81.1–218.0
70	5.52	76	5.66	78	20	167	39	61.0	43.7–85.0
71	1.52	84	1.74	96	80	51	11	54.8	40.2–74.5
72	6.00	62	7.16	74	15	212	51	52.5	36.7–74.8
73	5.22	36	5.81	40	10	171	55	56.4	34.8–90.8
74	6.89	57	8.35	69	12	247	61	51.8	35.6–74.8
75	5.13	53	6.19	64	15	183	47	51.9	35.2–76.1
76	5.00	31	4.84	30	9	143	52	64.6	37.8–110.6
77	5.81	48	1.69	14	12	50	26	210.3	115.4–411.1
78	4.60	38	6.05	50	12	179	51	47.7	30.3–74.2
79	7.84	81	5.71	59	15	169	45	85.7	60.3–122.3
80	4.96	41	4.35	36	12	129	43	71.2	44.3–114.8
81	5.64	70	6.21	77	18	183	43	56.9	40.4–80.0
82	3.54	39	4.63	51	16	137	39	48.0	30.7–74.3
83	4.43	61	2.54	35	20	75	26	108.4	70.5–169.6
84	5.81	48	6.05	50	12	179	51	60.1	39.5–91.3
85	3.87	32	4.11	34	12	121	42	58.9	35.1–98.5
86	7.18	99	3.77	52	20	111	31	118.4	83.7–169.5
87	4.17	23	2.54	14	8	75	40	102.0	50.6–214.1
88	6.24	43	2.18	15	10	64	33	176.5	97.1–341.1
89	6.53	54	2.54	21	12	75	33	158.9	95.0–276.7
90	3.43	71	1.11	23	30	33	14	190.3	118.2–318.7

Примечание.  $\rho_d$  – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановая слюда) (треки/см<sup>2</sup> × 10<sup>5</sup>) – 4.12 ± 2.97; содержание урана в стекле-дозиметре (CN-5) – 12.17 г/т; Z-фактор – 305.1 ± 6.91; единица площади – 6.89 (см<sup>-2</sup> × 10<sup>-7</sup>);  $\rho_s$  – плотность треков спонтанного деления <sup>238</sup>U (Ns/см<sup>-2</sup> × 10<sup>6</sup>), Ns – количество подсчитанных треков спонтанного деления,  $\rho_i$  – плотность треков индуцированного деления <sup>238</sup>U (Ni/см<sup>-2</sup> × 10<sup>6</sup>), Ni – количество подсчитанных треков индуцированного деления, U – содержание урана (г/т),  $\pm se$  – средняя ошибка определения содержания урана; возраст\* – интервал определения возраста ±95%.

**Таблица 2.** Трековые возрасты детритовых цирконов из отложений лесновской серии (Северная Камчатка)

№ образца	Количество датированных зерен	Возраст популяций (BinomFit v.1.8 – Brandon, 1996)		
		P1	P2	P3
L1	45	46.0 ± 2.7 Nf = 22.1 W = 22%		107.3 ± 7.0 Nf = 22.9 W = 25%
L2	90	48.1 ± 5.0 Nf = 6.1 W = 19%	78.1 ± 5.8 Nf = 47.4 W = 22%	116.0 ± 8.6 Nf = 36.6 W = 23%
L4	90	58.1 ± 4.2 Nf = 32.6 W = 23%	83.3 ± 6.3 Nf = 46.1 W = 24%	130.5 ± 14.9 Nf = 11.4 W = 24%
L9	90	47.0 ± 3.8 Nf = 16.9 W = 19%	70.8 ± 5.7 Nf = 50.4 W = 21%	104.0 ± 11.9 Nf = 22.7 W = 25%
L10	90	53.9 ± 3.4 Nf = 35.7 W = 21%	87.5 ± 6.2 Nf = 45.3 W = 22%	176.5 ± 23.8 Nf = 9.0 W = 29%
L11	90	50.4 ± 5.6 Nf = 17.9 W = 22%	70.6 ± 6.6 Nf = 58.7 W = 24%	109.7 ± 25.0 Nf = 13.4 W = 26%
L12	67	43.7 ± 3.4 Nf = 11.3 W = 19%	70.6 ± 4.4 Nf = 44.6 W = 22%	107.0 ± 12.2 Nf = 11.1 W = 23%
L13	89	55.5 ± 3.5 Nf = 30.4 W = 21%	93.0 ± 4.8 Nf = 58.6 W = 23%	
L17	90	54.5 ± 10.4 Nf = 4.0 W = 20%	84.6 ± 6.5 Nf = 58.9 W = 20%	134.6 ± 18.9 Nf = 27.0 W = 24%

Примечание. Nf – количество зерен, статистически отнесенных к данной популяции. W – относительное стандартное отклонение пика (характеристика “ширины” пика, выраженное в процентах) (Brandon, 1996). Ошибка определения возраста соответствует  $\pm 1\sigma$ , стандартному отклонению среднего положения пика, вычисленного для Nf зерен. Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора (Hurford, Carter, 1991). Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon<sup>MT</sup> размером  $2 \times 2 \text{ см}^2$ . Для каждого образца готовилось две пластинки. Пластинки обдирались на абразивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 мкм и 1 мкм), и пасты  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.3 мкм на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH–KOH при температуре  $228^\circ\text{C}$  в течение 15 часов (первая пластинка) и 30 часов (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка  $2 \times 10^{15}$  нейтрон/см<sup>2</sup> (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Fish Canyon Tuff-FCT) и (Buluk Tuff-BL) и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-5) (Hurford, 1998). При подсчете треков использовался микроскоп Olympus ВН-Р с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1256, сухой метод. Z-фактор, вычисленный по 10 возрастным стандартам (6 образцов – FCT, 4 образца – BL) равнялся  $305.01 = 6.91$  (Hurford, 1998).

сноса и отражают возраст остывания пород в этих источниках в результате разных геологических процессов (Garver et al., в печати). Такими источниками могли быть породы Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса, а также комплексы разновозрастных террейнов, на которых он заложился. Важно заметить, что древние

зерна циркона (>500 млн. лет) и зерна с высоким содержанием урана (>500 ppm) обычно имеют очень высокую плотность спонтанных треков, что делает невозможным датирование таких зерен. Кроме того, метамиктовые цирконы, обычно докембрийского возраста, растворяются при длительном химическом травлении, которое бы-

Таблица 3. Состав песчаников лесновской серии

№ образца	Qm	Qp	Qq	P	F	K	Lvl	Lvm	Lvf	Lvv	Lm	Lssh	Lsa	Lss	Lsch	Lst	Lso	Op	nOp	U	T	Mtx	Aut	Возраст*
L12	62	21	9	55	16	1	9	18	27	19	2	4	23	7	4	7	9	–	1	6	300	89	9	43.7 ± 3.4
L1	63	12	4	68	22	1	8	22	25	22	6	5	20	5	2	6	–	3	1	5	300	116	17	46.0 ± 2.7
L9	62	12	3	62	24	1	3	9	29	16	2	2	35	15	9	4	1	–	–	11	300	119	27	47.0 ± 3.8
L2	75	16	14	52	7	–	2	14	27	8	7	8	34	4	10	5	2	2	2	11	300	83	8	48.1 ± 5.0
L11	64	17	3	72	6	1	6	18	30	15	3	4	30	8	7	7	1	1	–	7	300	89	22	50.4 ± 5.6
L10	66	19	3	65	18	–	4	23	24	13	2	1	32	6	7	9	–	2	–	6	300	102	14	53.9 ± 3.4
L17	83	11	3	75	14	–	4	14	18	44	2	1	9	3	3	5	3	1	2	5	300	97	3	54.5 ± 10.4
L13	66	17	4	58	10	–	10	28	14	39	6	–	16	1	9	10	3	–	–	9	300	96	7	55.5 ± 3.5
L4	75	15	3	63	4	–	12	16	25	33	5	4	18	4	4	9	–	–	–	10	300	132	36	58.1 ± 4.2

Примечание. Обозначения для главных детритовых компонент лесновских песчаников: Qm – монокристаллический кварц; Qp – поликристаллический кварц; Qq – кварцит; P – плагиоклаз (прокрашенный, Ca-содержащий); F – альбит (непрокрашенный, Na-содержащий); K – калишпат; Lvl – вулканит с лейстовой структурой; Lvm – вулканит с микролитовой структурой; Lvf – вулканит с фельзитовой структурой; Lvv – раскристаллизованное стекло; Lm – метаморфит; Lssh – глинистый сланец; Lsa – аргиллит, алевропелит; Lss – алевролит, песчаник; Lsch – кремний; Lst – тонкозернистая туфоогенно-осадочная порода; Lso – другие осадочные породы, в т.ч. биокласты; Op – рудный минерал; nOp – цветной минерал (слюда, амфибол, пироксен и др.); U – неопределимое зерно; T – общее число точек на зернах; Mtx – матрикс (включая цемент); Aut – вторичные минералы, замещающие зерна.

\* Возраст наиболее молодой популяции цирконов, интерпретируемый как возраст осадконакопления лесновской серии.

ло применено нами (см. примечание к табл. 2). Таким образом, мы не имеем информации о раннепалеозойских и докембрийских цирконах из отложений лесновской серии, хотя они определенно присутствуют в породах.

### СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ ЛЕСНОВСКОЙ СЕРИИ

Состав лесновских песчаников изучался ранее (Шапиро и др., 1993), но в связи с тем, что знание состава пород важно для понимания природы источников сноса, нами был изучен состав именно тех образцов, из которых был получен возраст детритовых цирконов (табл. 3).

Все опробованные песчаники очень однородны по составу (табл. 3) и по классификации Ф.Дж. Петтиджона с соавторами (1976) являются типичными граувакками, содержащими от 23 до 35% тонкозернистого матрикса. Зерна состоят из обломков пород (36–47%), кварца (27–33%) и полевых шпатов (21–31%). Средний состав опробованных песчаников (Q30F26L44 – рис. 3а) соответствует литовым грауваккам (Петтиджон и др., 1976) или полевошпат-кварцевым грауваккам (Шутов и др., 1972). Среди полевых шпатов резко преобладают плагиоклазы в виде монокристаллов, встречающиеся сростки составляют лишь 15–35% от общего числа полевых шпатов. Чисто щелочных плагиоклазов (альбитов), – 5–30% от всех полевых шпатов. Встречаются единичные сростки плагиоклазов с кварцем. Кварц преимущественно монокристаллический с ярко выражен-

ным волнистым угасанием и многочисленными пылеватыми включениями. Чистые, ненапряженные зерна достаточно редки. Поликристаллические зерна составляют 15–30% всего кварца. Очень редки зерна рудных и цветных минералов. Последние представлены преимущественно мелкими чешуйками белой и коричневой слюды, очень редко амфиболом. Встречается циркон в виде крупных оглаженных зерен.

Среди литических обломков эффузивы, в том числе раскристаллизованное стекло, как правило, несколько преобладают над обломками осадочных пород (рис. 3б). Среди хорошо раскристаллизованных эффузивов доминируют породы с фельзитовой и микролитовой структурой. В виде мелких вкрапленников в эффузивах зафиксирован только полевой шпат. Осадочные породы представлены в основном аргиллитами, алевропелитами, кремнисто-глинистыми, возможно, первично туфоогенными породами (таблица 3). В единичных зернах встречены кремни, песчаники, углистые аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты и растительный детрит. Метаморфические породы представлены филлитами, зелеными сланцами, слюдистыми сланцами, слюдистыми кварцитами и встречаются в виде постоянной, но незначительной примеси (табл. 3, рис. 3б).

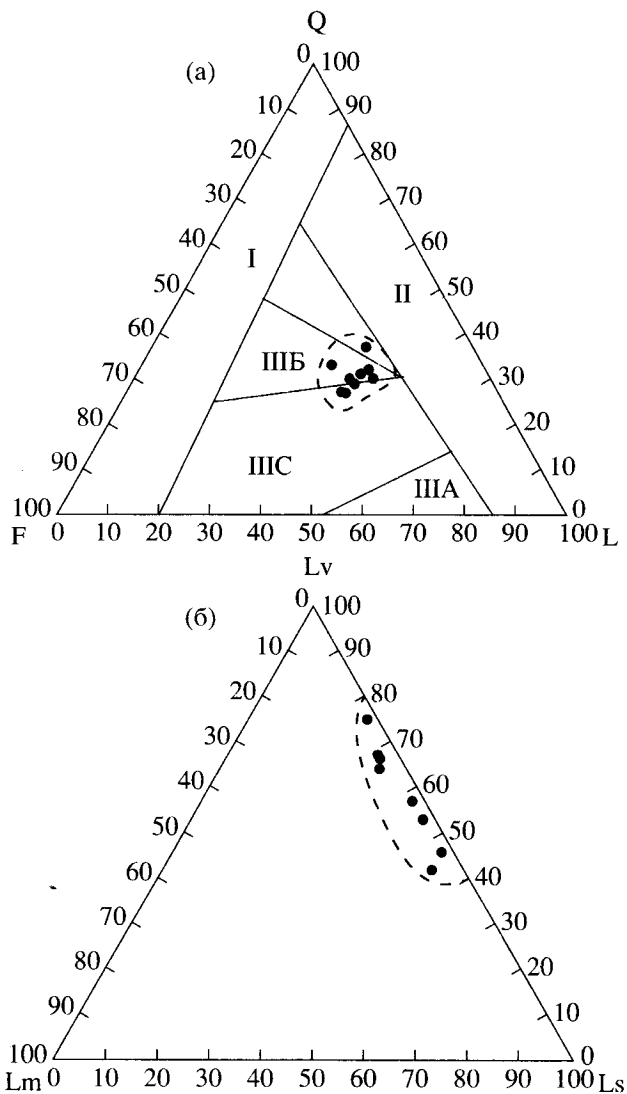
### ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Трековые возрасты единичных зерен циркона из отложений лесновской серии распределены в широком диапазоне от 44 до 176 млн. лет. Этот



факт позволяет утверждать, что после своего образования отложения лесновской серии не нагревались выше температуры закрытия трековой системы в цирконе (215–240°C). Таким образом, возраст верхних горизонтов лесновской серии, вмещающих цирконы среднеэоценового возраста ( $43.7 \pm 3.4$  млн. лет), не может быть древнее среднего эоцена. Это существенно меняет наши представления о возрасте лесновской серии, интервал осадконакопления которой должен быть расширен до первой половины среднего эоцена. Подчеркнем, что эти данные не вступают в противоречие ни с какими другими прямыми данными о возрасте лесновской серии. Более того, они делают еще более убедительными сопоставления лесновской серии с укэляйтским флишем, эоценовый возраст верхов которого также подтвержден трековым методом (Garver et al., 1998; Соловьев и др., 1998).

Некоторые следствия, связанные с появлением новых данных, требуют краткого обсуждения. Временной интервал между возрастом наиболее молодой популяции цирконов и осадконакоплением может достигать нескольких миллионов лет, в течение которых происходит перенос цирконов от источников сноса до бассейна (Brandon, Vance, 1992; Garver et al., 1999). Однако в нашем конкретном случае разница между возрастными молодыми цирконов (около 45 млн. лет) и осадконакоплением не может быть значительной, так как отложения лесновской серий несогласно перекрываются вулканитами кинкильской свиты, возраст нижних горизонтов которой оценен К/Аг методом как  $46.5 \pm 0.8$  млн. лет (наиболее древняя датировка пород кинкильской свиты (Гладенков и др., 1991)). Таким образом, трековый возраст молодых цирконов в пределах ошибки измерения (в данном случае, 3–4 млн. лет) совпадает с возрастом осадконакопления. Такие случаи известны в других регионах, где молодая популяция цирконов связана с вулканизмом, синхронном осадконакоплению во флишевом прогибе (Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994). В нашем случае это предположение подтверждается морфологией зерен циркона. Датированные зерна наиболее молодой популяции цирконов в основной своей массе являются бесцветными идиоморфными кристаллами, что типично для цирконов вулканического происхождения, не испытавших значительного переноса и попавших в бассейн через незначительный интервал времени после своего остывания. Морфология цирконов более древних популяций более разнообразна: преобладают обломки со сглаженными формами, реже встречаются окатанные зерна и идиоморфные кристаллы. Возрасты молодой популяции циркона из разных образцов ( $43.7 \pm 3.4$ – $58.1 \pm 4.2$  млн. лет) отражают стратиграфический диапазон опробованного интервала и, вероятно, длительность синхронного вулканизма.



**Рис. 3.** а – Диаграмма отношений главных составляющих песчаников лесновской серии (FQL). Q – кварц (без кремнистых пород и кварцитов), F – полевошпат, L – фрагменты пород. Поля на диаграмме соответствуют следующим областям сноса (Dickinson et al., 1979): I – континентальные массивы; II – орогены; III – магматические дуги: А – слабоэродированные (нерасчлененные), Б – глубокоэродированные (расчлененные), С – промежуточные. Пунктирной линией показано поле составов лесновских песчаников; б – диаграмма отношений фрагментов пород различного генезиса в песчаниках лесновской серии (Lm–Lv–Ls). Lm – фрагменты метаморфических пород, Lv – фрагменты вулканогенных пород, Ls – фрагменты осадочных пород. Пунктирной линией показано поле составов лесновских песчаников.

На западном побережье Камчатки известны вулканиты палеоцен-эоценового возраста (Гладенков и др., 1997), с которыми можно связать появление молодых цирконов в отложениях лесновской серии. В современной структуре вулканиты этого возраста обнажаются на мысе Утхолокский и на мысе Хайрюзова.

В отложениях лесновской серии были описаны маломощные пласты мелкообломочных туфов, а также в некоторых разрезах лесновской серии отмечены песчаники с заметным количеством пироксена и амфибола и с преобладанием в обломках эффузивных пород (Гречин, 1979). Среди отложений Укэлятского прогиба, сопоставляемых с отложениями лесновской серии, описывались линзовидные пачки туфогенных песчаников и туфов (Ермаков, Супруненко, 1975), а также среди разных по составу песчаников выделялись вулканикоидные (Ермаков, Супруненко, 1975; Казимиров и др., 1987). Но следует подчеркнуть, что в шлифах песчаников лесновской серии, опробованных нами, не обнаружено признаков свежего туфогенного материала. Обломки с морфологией, характерной для пепловых частиц, и обломки с пемзовыми текстурами в лесновских песчаниках не наблюдаются. Зерна кварца с габитусом, типичным для вкрапленников в кислых эффузивах, практически отсутствуют. Не встречается зональный плагиоклаз. Пироксены, амфиболы и титаномагнетиты образуют лишь малую часть тяжелой фракции (Шапино и др., 1993). Отметим, что опробованию подверглись относительно мощные пласты средне- и крупнозернистых пород, содержащие неокатанные обломки аргиллитов. Такие признаки характерны для турбидитов русловой фации подводного конуса, в которых сортировка и сепарация обломков минимальны. Большинство зерен не окатано, а в их составе важная роль принадлежит таким мягким породам, как аргиллиты. Эти черты строения песчаников не позволяют объяснить отсутствие в них свежей тефры ее глубокой переработкой или уничтожением при длительной транспортировке.

Поэтому мы считаем, что вулканический источник – не единственно возможное объяснение синхронности трекового возраста цирконов молодой популяции и возраста накопления верхов лесновской серии. Таким источником могли быть не связанные с синхронным вулканизмом, но достаточно объемные близповерхностные интрузии кислого и среднего состава, формировавшиеся в области сноса в конце палеоцена и первой половине эоцена. Если их внедрение происходило на фоне подъема и денудации суши, то в середине эоцена значительная часть этих тел могла быть выведена на поверхность. В составе опробованных песчаников заметную часть обломков составляют сростки полевых шпатов и, в меньшей степени, кварц-полевошпатовые (в том числе и микропегматитовые) сростки, источником которых были интрузивные породы. Интрузивное происхождение может иметь значительная часть обломков кварца и полевых шпатов. Если интрузивные тела формировались на глубинах порядка 2–3 км, то при скорости их выведения на поверхность порядка 500–1000 м/млн., время между об-

разованием циркона и его попаданием в осадок не превысит ошибки трековых определений. Если основным источником молодых цирконов были близповерхностные интрузии, то основную трудность представляет интерпретация вариаций среднего возраста молодой популяции цирконов в разных пробах. Если этот возраст во всех пробах интерпретировать как возраст осадка, то тем самым предполагается, что в течение всего периода накопления лесновской серии скорость выведения интрузивных тел на поверхность была постоянной, область сноса за 10 млн. лет должна была бы эродироваться минимум на 5 км, более древние интрузии эрозией уничтожались, а на поверхность выводились все более молодые. При столь глубокой эрозии следует ожидать заметных изменений состава песчаников с возрастом. Однако никакой зависимости подобного рода в опробованных песчаниках мы не видим. Поэтому более вероятно, что нами опробован относительно узкий стратиграфический интервал самых молодых слоев лесновской свиты, а разброс средних возрастов цирконов молодой популяции отражает изменения площади водосбора рек, поставлявших обломочный материал. В этом случае подъем суши мог быть более кратковременным, а эрозия не столь глубокой.

Цирконы, трековый возраст которых синхронен или почти синхронен осадконакоплению, могут появиться в области сноса в результате быстрой эксгумации не только молодых интрузий, но и любых цирконсодержащих пород с глубин, где температура превышала блокирующую. Если скорость эксгумации превышала 2000 м/млн., а геотермический градиент в области сноса достигал 50°C, то разница во времени между остыванием циркона в первичном коллекторе и захоронением его в осадке не превысит 3 млн. лет. Поскольку на западном побережье Камчатки нижний палеоген представлен довольно грубой молассой (Гладенков и др., 1997), быстрый подъем и глубокая денудация отдельных блоков в области сноса достаточно вероятны. Вероятен и высокий геотермический градиент, так как в пределах Западной Камчатки известны проявления палеоцен-эоценового вулканизма. В этом случае, мы должны предполагать значительную дифференцированность тектонических движений, так как основная масса циркона (популяция P2) поступала из пород остывших в позднем мелу, в меньшей степени, из выступов фундамента с допозднемеловой термоисторией (популяция P3), а молодая популяция (P1) могла быть связана с размывом блоков, быстро поднявшихся с глубин, где температура превышала блокирующую. Вариации средних возрастов молодой популяции в разных пробах в этом случае объясняются разной скоростью эксгумации отдельных блоков.

В связи с новыми определениями верхней границы лесновской серии встает вопрос о ее взаимоотношениях с палеоцен-нижнеэоценовыми молассами западного побережья Камчатки (Гладенков и др., 1997). Исходя из наших данных, верхние части лесновской серии и молассы западного побережья должны рассматриваться как фациальные аналоги в палеоцене и раннем эоцене. Становится понятным отсутствие примеров залегания этих толщ на лесновской серии. Но вместе с тем нигде не описаны промежуточные фации между молассами и лесновской серией, правда, имеются упоминания о присутствии в отложениях лесновской серии единичных малоомощных прослоев углей (Гречин, 1979), подтверждающих вероятность фациальных взаимоотношений между молассами и флишем. Поиск таких фаций представляется важной задачей будущих исследований. Кроме того, новые данные приводят к важным тектоническим следствиям: складчатые деформации лесновской серии и формирование важнейшего тектонического шва – Лесновского надвига – происходило в течение короткого промежутка времени – около 45 млн. лет назад, когда верхняя часть лесновской серии была сложена неконсолидированными осадками. Данные о складчатой структуре отложений лесновской серии позволяют предполагать, что в процесс деформаций были вовлечены еще пластичные толщи (Шапино, Соловьев, 1999).

Мы надеемся, что публикуемые данные будут стимулировать новые исследования, в результате которых многие вопросы региональной геологии должны будут получить новую интерпретацию.

Авторы выражают благодарность Е.Г. Сидорову, Б.И. Слядневу, Б.А. Марковскому за сотрудничество при проведении полевых работ в 1997 г., Н.А. Богданову и М.Т. Брэндону за конструктивное обсуждение материала, А.В. Ландеру за помощь в освоении статистических методов. Работа выполнена при финансовой поддержке Национального научного фонда США (NSF EAR 94-18989) и РФФИ (грант № 98-05-64525).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Кебезинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.

Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 130–149.

Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемиоценовых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Сов. геология. 1975. № 12. С. 53–65.

Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского Нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П.Э., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.

Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И. и др. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.

Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.

Филатова Н.И. Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 263 с.

Шанцер А.Е., Шапино М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.

Шапино М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоэоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 36–49.

Шапино М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.

Шапино М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 71–82.

Шапино М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22–29.

Шуколюков Ю.А., Крылов И.Н., Толстихин И.Н., Овчинникова Г.В. Треки осколков деления урана в мусковите // Геохимия. 1965. № 3. С. 291–301.

Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 346 с.

Baldwin S.L., Harrison T.M., Burke K. Fission-track evidence for the source of accreted sandstones, Barbados // Tectonics. 1986. V. 5. P. 457–468.

Brandon M.T. Decomposition of fission-track grain-age distributions // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. P. 535–564.

Brandon M.T. Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. V. 26. № 5. P. 663–676.

Brandon M.T., Vance J.A. Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. P. 565–636.

- Carter A., Bristow C., Hurford A.J.* The applicaiton of FT analysis to the dating of barren sequeces: examples from red debs in scotland and Tialand / Dynay R.E., Hailwood E.A. (eds). Non-biostratigraphic methods of dating and correlation. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1995. № 89. P. 57–68.
- Dickinson W.R., Suczek C.R.* Plate tectonics and sandstone composition // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. V. 63. P. 2164–2182.
- Fleisher R.L., Price P.B., Walker R.M.* Nuclear tracks in solids // University of California Press. Berkeley. CA. 1975. 605 p.
- Galbraith R.F.* Graphical display of estimates having differing standard errors // Technometrics. 1988. V. 30. P. 271–281.
- Galbraith R.F., Green P.F.* Estimating the ages in a finite mixture // Nuclear Tracks Radiation Measements. 1990. V. 17. № 3. P. 197–206.
- Garver J.I., Brandon M.T.* Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-Tyauhton basin, southern Canadian Cordillera // Tectonics. 1994. V. 13. № 2. P. 401–420.
- Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J.* Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology // Ring U., Brandon M.T., Lister G.S., Willett S.D. Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 154. 1999. P. 283–304.
- Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T. et al.* Age and thermal history of the Ukelayet flysch and its bearing on the timing of collision of the Olutorsky Terrane, Northern Kamchatka, Russian Far East // 6th International Zoneshain Conference, Moscow, Russia. 1998. M.: ИО РАН, 1998. P. 173–174.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Volcanism and exhumation of the Okhotsk-Chukotka arc (Russia) revealed by detrital fission-track ages of zircon // Physics and Chemistry of the Earth. In press.
- Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // Advances in Fission-Track Geochronology. Kluwer Acad. Publ. 1998. V. 19–32.
- Hurford A.J., Carter A.* The role of fission-track dating in discrimination of provenance // Development in sedimentary provenance studies. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 57. 1991. P. 67–78.
- Hurford A.J., Fitch F.J., Clarke A.* Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission-track dating // Geol. Mag. 1984. V. 121. P. 269–277.
- Price P.B., Walker R.M.* Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // J. Geophys. Res. 1963. V. 68. P. 4847–4862.
- Wagner G.A., Van Den Haute P.* Fission-Track Dating: Kluwer Acad. Publ, 1992. 285 p.

Рецензенты *Е.В. Бибикова, Ю.А. Шуколюков*