

УДК 551

## ИСТОЧНИКИ ЦИРКОНОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ МЕЛА И НИЖНЕГО ПАЛЕОГЕНА ЮГА КОРЯКИИ И ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

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

*Институт физики Земли Российской академии наук  
123810 Москва, Б. Грузинская, 10*

*^Институт литосферы окраинных и внутренних морей Российской академии наук  
109180 Москва, Старомонетный пер., 22*

*\*\*Юнион Колледж, Скенектади, США*

*\*\*\*Йельский университет, Нью-Хевен, США*

Поступила в редакцию 08.11.2000 г.

Проведено изучение вещественного состава песчаников из терригенных толщ меланнижнего палеогена Западно-Камчатско-Укэлятской зоны (юг Корякского нагорья, Западная Камчатка). Состав песчаников этой зоны позволяет считать, что ее наиболее вероятной питающей провинцией был Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и фрагменты Удско-Мургальской дуги. Трековое датирование циркона показало, что песчаники этой зоны содержат обломочный циркон нескольких разновозрастных популяций. Треки в зернах циркона не подвергались вторичному отжигу. Возраст молодой популяции циркона совпадает с возрастом вмещающих толщ, полученным биостратиграфическими методами. Таким образом, датирование обломочных зерен циркона из песчаников, не испытавших нагрева выше 215-240°C, может рассматриваться как один из методов датирования немых терригенных толщ. Молодая популяция циркона в изученных песчаниках, вероятно, связана с разрывом интрузий плагифанитов и диоритов Удско-Мургальской дуги и внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса, выведенных на поверхность дифференциальными вертикальными движениями в результате быстрой эксгумации блоков.

В южной части Корякского нагорья к северу и северо-западу от Олюторской зоны, сложенной верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными толщами [Богданов и др., 1987], расположен Укэлятский прогиб (или Центрально-Корякская структурно-фациальная зона [Ермаков, Супруненко, 1975]) - Прогиб выполнен интенсивно дислоцированными верхнемеловыми и нижнепалеогеновыми песчано-сланцевыми толщами, часто имеющими флиш-подобный облик [Ермаков и др., 1974; Казимиров и др., 1987; Чехович, 1993]. Близкие по возрасту и составу терригенные толщ развиты на перешейке Камчатки (лесновская серия и геткилинская свита), а в виде отдельных выступов досреднеэоценового фундамента и в более южных частях Западной Камчатки (омгонская серия, майначская и тальничская свиты) [Геология СССР, 1964; Геологическая карта..., 1989; Гречин, 1979] (рис. 1). Область развития этих толщ выделяется нами как Западно-Камчатско-Укэлятская зона. Ее вероятное продолжение - выходы верхнемеловых терригенных толщ на западных склонах Срединного хребта к югу от реки Ичи (кихчикская серия, хозгонская свита). Терригенные отложения Западно-Камчатско-Укэлятской зоны большинством исследователей рассматриваются как образования подножия континентального склона Евразии [Ермаков, Супруненко, 1975; Тильман, Богданов, 1992;

Соколов, 1992; Шапиро, 1995; Чехович, 1993; Объяснительная записка..., 2000]. Бассейн терригенной седиментации, по-видимому, существовал здесь с мела до середины среднего эоцена, когда верхнемеловые и нижнепалеоценовые кремнисто-вулканогенные комплексы Олюторско-Камчатской островодужной системы причленились к Евразии [Шапиро, 1995; Соловьев и др., 1998].

Терригенные толщ Западно-Камчатско-Укэлятской зоны редко содержат макрофауну, их датировки базировались, главным образом, на ископаемой микрофауне и микрофлоре (преимущественно бентосные фораминиферы, реже радиоларии и нанопланктон). Заметный прогресс в изучении возраста этих толщ наметился в результате применения метода детритовой термохронологии [Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994; Garver et al., 1999]. Трековое датирование цирконов из терригенных толщ юга Корякии и Западной Камчатки показало, что песчаники содержат несколько популяций обломочного циркона [Garver et al., 1998; Соловьев и др., 2001; Garver et al., 2000]. В изученных толщах трековые датировки цирконов отражают время их остывания в материнских породах питающей провинции, а возраст осадочной толщ не древнее возраста содержащихся в ней цирконов. Таким образом, трековые датировки наиболее молодой популяции цирконов дают нижний пре-

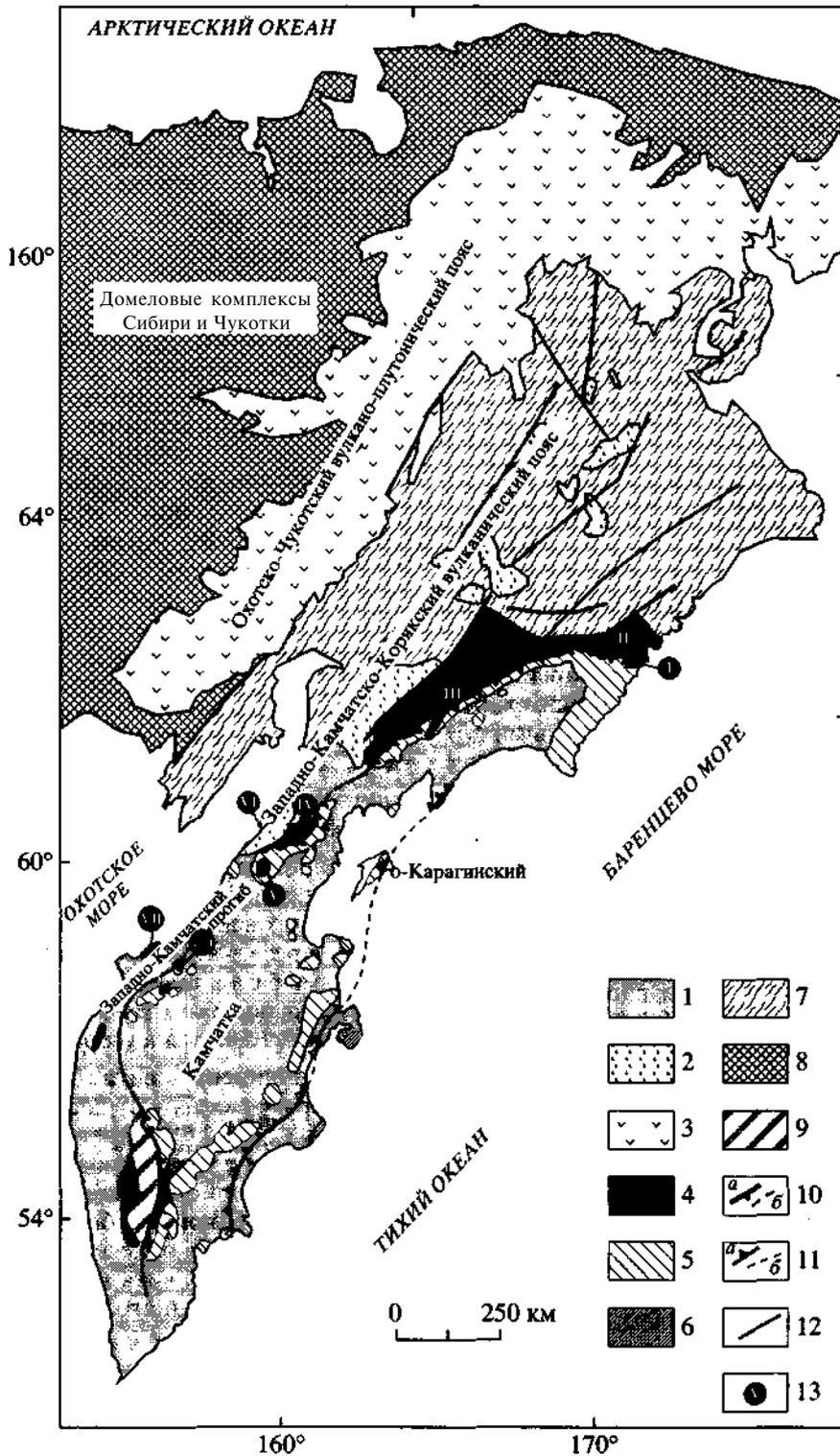


Рис. 1 Схема тектонического строения Северо-Востока России (по [Тильман, Богданов, 1992; Шапиро, 1995; Объяснительная записка..., 2000] с изменениями авторов).

1 - кайнозойский чехол юга Корякского нагорья и Камчатки; 2 - Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс (эоцен-олигоцен); 3 - Охотско-Чукотский вулканический пояс (мел); 4 - Западно-Камчатско-Укэляятская зона (мел-эоцен); 5 - Олюторско-Камчатская палеоостроводужная система (верхний мел-палеоэоцен); 6 - Кроноцкая островная палеодуга (верхний мел-эоцен); 7 - террейны аккрецированные в мезозое; 8 - домеловые комплексы Сибири и Чукотки; 9 - метаморфические комплексы Камчатки; 10-11 - региональные надвижки: 10 - Ватыно-Лесновский (а - установленный; б - предполагаемый), 11 - Тюшевско-Говенский (а - установленный; б - предполагаемый); 12 - второстепенные разломы; 13 - местоположение и номера участков изучения.

дел времени осадконакопления вмещающих песчаников. Это позволяет оценить вариации состава песчаников не только в пространстве, но и во времени, а на этой основе рассмотреть вопрос о природе и эволюции питающей провинции.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКО-УКЭЛЯТСКОЙ ЗОНЫ

Терригенные толщи Западно-Камчатско-Укэлятской зоны изучались нами на юге Корякин (укэлятский флиш) (см. рис. 1, участки I, II, III), на перешейке Камчатки (лесновская серия) (см. рис. 1, участки IV, V), на западном побережье Камчатки (омгонская серия) (см. рис. 1, участки VII, VIII). Кроме того, были изучены единичные пробы песчаников геткилнинской (см. рис. 1, участок VI) и снатольской (см. рис. 1, участок VII) свит и песчаников из глыбы в меланже под Лесновским надвигом (см. рис. 1, участок IV).

Укэлятская и лесновская песчано-аргиллитовые серии близки по своим литологическим характеристикам, сложены в основном дистальными турбидитами и контуритами, интенсивно смяты в мелкие складки и лишены макрофауны, в связи с чем нигде не описаны опорные разрезы этих комплексов и оценки их мощности весьма условны. Подошвы этих комплексов не наблюдались. Укэлятская серия образует автохтон Ватыно-Вывенского надвига [Тильман, Богданов, 1992; Соловьев и др., 1998], а лесновская - автохтон его юго-западного продолжения - Лесновского надвига [Шанцер и др., 1985; Шапиро, Соловьев, 1999]. По комплексам бентосных фораминифер возрастной диапазон укэлятской серии определяется как верхний мел-нижний эоцен (?) [Ермаков и др., 1974]. Нанопланктон из аргиллитов лесновской серии указывает на интервал ее накопления от палеоцена до низов среднего эоцена [Федорчук, Извеков, 1992; Шапиро и др., 2001].

Тектонический меланж в основании Лесновского надвига наблюдается в бассейне реки Лесной (см. рис. 1, участки IV, V). Здесь, в песчано-аргиллитовый матрикс пород лесновской серии погружены разнообразные по составу и размерам глыбы туфов, кремней, базальтов и песчаников [Шанцер и др., 1985; Шапиро, Соловьев, 1999]. Последние литологически близки к песчаникам лесновской серии, отличаясь, как правило, несколько более высоким содержанием кварца и изредка прослоями кремней и иноцерамовых ракушняков. Мы рассматриваем эти глыбы с одной стороны как отторженцы нижних горизонтов лесновской серии, а с другой - более восточных фациальных зон, в настоящее время перекрытых Лесновским надвигом.

Укэлятская серия не имеет стратиграфических соотношений с другими доплиоценовыми комплексами [Богданов и др., 1987], а лесновская с несогласием перекрыта эоценовыми снатольской и кинкильской свитами [Шанцер и др., 1985; Гладенков и др., 1991] и прорвана среднеэоценовыми гранитами [Федорчук, Извеков, 1992; Соловьев и др., 2000].

Омгонская серия в районе хребта Омгон (см. рис. 1, участок VI) представлена флишем, в котором широко развиты конгломераты и гравелиты. Их можно рассматривать либо как фации мелководного шельфа, либо как проксимальные (русловые) фации подводного конуса. Судя по разнообразной фауне и флоре, описанной здесь ранее [Геология СССР, 1964], первый вариант более вероятен. Фауна и флора определяют интервал накопления терригенных пород омгонской серии с альба до нижнего сенона (коньяка). Сложная, чешуйчатая структура участка препятствует расчленению омгонской серии на более мелкие подразделения. В поле развития отложений омгонской серии обнажаются тектонические чешуи, сложенные юрско-меловыми базальтами и кремнями [Бондаренко, Соколов, 1990; Богданов и др., 1991; Soloviev et al., 2000]. Омгонская серия с резким несогласием перекрыта среднеэоценовыми осадками снатольской свиты [Геологическая карта..., 1989], в основании которой развиты конгломераты.

В районе села Седанка (см. рис. 1, участок VIII) песчаники и аргиллиты, отнесенные к майначской свите (омгонская серия) [Геологическая карта..., 1989], через прослой кремней перекрываются подушечными базальтами. Фауны во флише здесь не обнаружено, поэтому отнесение этих пород к майначской свите (омгонская серия) достаточно условно.

Геткилнинская свита, обнажающаяся на морском берегу к северу от поселка Лесная (см. рис. 1, участок VI), сложена преимущественно средне- и крупнозернистыми песчаниками с маломощными прослоями углистых алевролитов. По фауне и флоре, собранной на более северных участках побережья, свита отнесена к палеоцену [Гладенков и др., 1997]. Свита перекрыта кинкильскими эффузивами среднего эоцена [Геологическая карта..., 1989].

### СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ

Состав обломков в песчаниках, подсчитанный в 29 прозрачных шлифах, отражен в таблицах 1, 2. Все изученные песчаники относятся к классу граувакк [Петтиджон и др., 1976], то есть матрикс образует от 25% до 35% объема породы. Подавляющая часть обломков совершенно неокатана.

Все песчаники по классификации В.Д. Шутова и др. [1972] соответствуют кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам, так

Таблица 1. Составы песчаников из Укэлятско-Западно-Камчатской зоны (данные подсчетов)

№ обр.	Qm	Qp	Qq	P	Lvl	Lvm	Lvf	Lvv	Lm	Lssh	Lsa	Lss	Lsch	Lst	Lso	Op	nOp	U	T	Mtx	Aut
					Lv					Ls											
<b>I – Укэлятская зона (район бухты Анастасии)</b>																					
JG93-2	48	6	2	100	5	19	18	14	–	2	51	2	2	11	–	5	3	12	200	129	18
<b>II – Укэлятская зона (район рек Ильпи и Матыскен)</b>																					
JG95-7	32	3	5	74	30	65	15	20	1	2	24	3	1	11	–	2	–	12	300	87	14
JG95-41	13	7	9	83	14	62	17	10	2	2	41	–	21	10	1	–	–	8	300	120	–
JG95-16	52	7	4	62	9	12	28	17	6	2	56	6	4	17	3	1	2	12	300	125	6
JG95-19	29	5	3	98	13	38	31	26	–	3	29	1	2	7	2	1	2	10	300	87	9
JG95-29A	13	22	4	34	24	23	11	24	–	1	80	12	12	28	2	–	1	9	300	110	6
<b>III – Укэлятская зона (район реки Тапельваям)</b>																					
96JG-21	77	26	4	99	3	11	14	5	7	1	22	–	3	21	2	–	2	3	300	56	3
96JG-7	57	10	2	86	6	10	25	13	6	–	49	5	5	16	–	–	–	10	300	120	40
96JG-14	57	10	6	88	5	31	25	10	8	2	21	4	7	8	1	–	2	15	300	158	4
96JG-20	64	17	1	92	7	9	28	19	6	2	19	4	5	16	1	–	2	8	300	81	21
<b>IV – Лесновское поднятие (Шаманкинский купол)</b>																					
ШЗ/99	46	5	–	37	2	14	15	10	4	4	21	11	12	12	–	–	2	5	200	67	28
Ш2/99	89	17	2	81	12	24	40	25	10	8	29	17	10	22	–	–	5	7	400	160	3
Ш15/99	49	8	8	51	–	11	27	14	7	2	1	3	6	5	–	–	–	8	200	70	11
<b>V – Лесновское поднятие (Ватапваямский купол)</b>																					
L12	62	21	9	72	9	18	27	19	2	4	23	7	4	7	9	–	1	6	300	89	9
L1	63	12	4	91	8	22	25	22	6	5	20	5	2	6	–	3	1	5	300	116	17
L9	62	12	3	87	3	9	29	16	2	2	35	15	9	4	1	–	–	11	300	119	27
L2	75	16	14	59	2	14	27	8	7	8	34	4	10	5	2	2	2	11	300	83	8
L11	64	17	3	79	6	18	30	15	3	4	30	8	7	7	1	1	–	7	300	89	22
L10	66	19	3	83	4	23	24	13	2	1	32	6	7	9	–	2	–	6	300	102	14
L17	83	11	3	89	4	14	18	44	2	1	9	3	3	5	3	1	2	5	300	97	3
L13	66	17	4	68	10	28	14	39	6	–	16	1	9	10	3	–	–	9	300	96	7
L4	75	15	3	69	12	16	25	33	5	1	18	4	4	9	–	–	–	11	300	132	36
<b>VI – Западная Камчатка (восточное побережье Охотского моря)</b>																					
ШЗ4/99	71	19	4	63	7	22	16	28	2	4	10	12	9	19	–	–	3	9	300	107	58
Ш22/99	47	12	3	50	5	9	8	8	2	2	19	7	10	9	–	–	1	8	200	51	33
<b>VII – Западная Камчатка (хребет Омгон)</b>																					
ОМЗ	23	1	5	88	12	38	14	37	3	4	26	13	–	23	3	–	2	8	300	98	12
ОМ39	28	4	3	60	25	60	18	25	7	1	12	15	3	28	–	1	7	3	300	56	9
ОМ27	19	1	–	99	5	30	23	43	–	3	35	9	–	13	3	4	3	10	300	106	10
ОМ24	34	9	4	84	22	43	11	37	3	6	13	2	4	17	2	–	2	7	300	86	2
<b>VIII – Западная Камчатка (долина реки Россошина)</b>																					
ОМ48	47	2	–	84	3	25	19	33	2	4	34	9	4	14	5	1	4	10	300	123	8

Примечания. Римские цифры – участки отбора, показанные на рис. 1.

Qm – монокристаллический кварц; Qp – поликристаллический кварц; Qq – кварциты (неясной природы); P – полевые шпаты; фрагменты мелкозернистых горных пород: Lv – фрагменты вулканических пород, Lvl – породы с лейстовой структурой (большая часть – основные и среднеосновные), Lvm – породы с микролитовой структурой (в основном, андезиты и дациты и их аналоги), Lvf – породы с фельзитовой структурой (кислые), Lvv – перекристаллизованное стекло без микролитов, Lm – фрагменты метаморфических пород (в том числе метакарцитов), Ls – фрагменты осадочных пород, Lssh – глинистые сланцы, Lsa – аргиллиты и алевропелиты, Lss – алевролиты и мелкозернистые песчаники, Lsch – кремни, Lst – туфы, туфогенные силициты, туфогенные аргиллиты, Lso – другие осадочные породы (карбонат, уголь), Op – рудные минералы, nOp – цветные минералы, U – неопределенные обломки пород, T – общее количество точек определения состава зерен в шлифе, Mtx – матрикс и цемент, Aut – аутигенные минералы.

Таблица 2. Составы песчаников из Укэляйтско-Западно-Камчатской зоны (данные расчетов)

№ обр.	T	Q	F	L	L(vms)	V	M	S	V(lmf)	VI, %	Vm, %	Vf, %	%mtx	Возраст*, (млн лет)
<b>I – Укэляйтская зона (район бухты Анастасии)</b>														
JG93-2	300	19	33	48	124	45	–	55	42	12	45	43	22	44.8 ± 3.7
<b>II – Укэляйтская зона (район рек Ильи и Матыскен)</b>														
JG95-7	300	13	25	62	172	75	1	24	110	27	59	14	22	43.9 ± 3.6
JG95-41	300	10	28	62	180	57	1	42	93	15	67	18	29	49.8 ± 8.0
JG95-16	300	21	21	58	160	41	4	55	49	18	24	58	29	51.3 ± 6.3
JG95-19	300	12	33	55	152	71	–	29	82	16	46	38	22	54.5 ± 3.7
JG95-29A	300	13	11	76	217	38	–	62	58	41	40	19	27	66.1 ± 6.3
<b>III – Укэляйтская зона (район реки Тапельваям)</b>														
96JG-21	300	36	33	31	89	37	8	55	28	11	39	50	16	58.0 ± 3.2
96JG-7	300	23	29	48	135	40	4	56	41	15	24	61	29	59.4 ± 2.3
96JG-14	300	24	29	47	122	58	7	35	61	8	51	41	34	61.8 ± 3.7
96JG-20	300	27	31	42	116	54	5	41	44	16	20	64	21	73.3 ± 3.2
<b>IV – Лесновское поднятие (Шаманкинский купол)</b>														
Ш3/99	200	25.5	18.5	56	105	39	4	57	31	6	45	49	25	51.6 ± 5.0
Ш2/99	400	27	20	53	197	51	5	44	76	16	32	52	29	54.1 ± 8.9
Ш15/99	200	32.5	25.5	42	76	68	9	23	38	–	29	71	26	86.1 ± 6.1
<b>V – Лесновское поднятие (Ватапвайамский купол)</b>														
L12	300	31	24	45	129	57	2	41	54	17	33	50	23	43.7 ± 3.4
L1	300	26	30	44	121	64	5	31	55	15	40	45	28	46.0 ± 2.7
L9	300	26	29	45	125	46	2	52	41	7	22	71	28	47.0 ± 3.8
L2	300	35	20	45	121	42	6	52	43	5	33	62	22	48.1 ± 5.0
L11	300	28	26	46	129	53	2	45	54	11	33	46	23	50.4 ± 5.6
L10	300	29	28	43	121	53	2	45	51	8	45	47	25	53.9 ± 3.4
L17	300	32	30	38	106	75	2	23	36	11	39	50	24	54.5 ± 10.4
L13	300	29	23	48	136	67	4	29	52	19	54	27	24	55.5 ± 3.5
L4	300	31	23	46	127	68	4	28	53	23	30	47	31	58.1 ± 4.2
<b>VI – Западная Камчатка (восточное побережье Охотского моря)</b>														
Ш34/99	300	31	21	48	129	57	2	41	45	16	49	35	26	58.5 ± 4.9
Ш22/99	200	31	25	44	79	38	3	59	22	23	41	36	20	59.0 ± 4.3
<b>VII – Западная Камчатка (хребет Омгон)</b>														
OM3	300	10	29	61	173	58	2	40	64	19	59	22	25	80.0 ± 4.1
OM39	300	12	20	68	194	66	4	30	103	24	58	18	16	85.3 ± 4.2
OM27	300	7	33	60	164	62	–	38	58	9	52	39	26	99.8 ± 5.8
OM24	300	16	28	56	160	71	2	27	76	29	57	14	22	102.0 ± 18.9
<b>VIII – Западная Камчатка (долина реки Россошина)</b>														
OM48	300	16	28	56	152	53	1	46	47	6	53	41	29	79.5 ± 8.0

Примечание. Возраст\* - возраст наиболее молодой популяции циркона (см. табл. 3). Римские цифры - участки отбора, показанные на рис. 1.

Суммарные значения компонент рассчитаны по формулам:

$Q = (Q_m + Q_p + Q_q)/T \times 100$ ;  $F = P/T \times 100$ ;  $L = (T - Q - F)/T \times 100$ ;  $L(vms) = L_v + L_m + L_s$ ;  $V = L_v/(L_v + L_m + L_s) \times 100$ ;  $M = L_m/(L_v + L_m + L_s) \times 100$ ;  $S = L_s/(L_v + L_m + L_s) \times 100$ ;  $V(lmf) = L_{vl} + L_{vm} + L_{vs}$ ;  $VI = L_{vl}/V(lmf) \times 100$ ;  $Vm = L_{vm}/V(lmf) \times 100$ ;  $Vf = L_{vs}/V(lmf) \times 100$ ;  $\%mtx = mtx/(mtx + T) \times 100$ .

как состоят из трех главных компонентов: обломков кварца, полевого шпата и тонкозернистых горных пород. Обломки цветных минералов редки и представлены мелкими чешуйками слюды. Очень мало (до 1%) обломков рудных минералов. Среди пород в обломках преобладают либо разнообразные вулканы, либо осадочные породы. Небольшая (до 5%) часть зерен сложена тонкозернистыми минеральными агрегатами неясного генезиса. Обломки метаморфических пород (кварцитов, кристаллических и слюдистых сланцев) немногочисленны (до 3%), но присутствуют постоянно.

Обломки вулкаников были разделены на 4 группы: породы с лейстовой, микролитовой и фельзитовой структурами, а также обломки девитрифицированного стекла - основной массы эффузивов. Первые три группы, в общем, соответствуют базальтам, андезитам и риодацитам, а состав девитрифицированного стекла не определялся.

Среди обломков осадочных пород заметно преобладают обломки аргиллитов (до 25%). Второй по численности группой обломков осадочных пород являются тонкозернистые породы туфогенного происхождения, глинисто-кремнистые туффиты и редко-пепловые туфы. Самые устойчивые из осадочных пород - кремни - относительно редки в изученных породах (1-4%, редко до 7%). Это относится и к породам мыса Омгон, где предполагается несогласное залегание терригенной омгонской серии на кремнисто-базальтовых толщах юры-нижнего мела [Бондаренко, Соколов, 1990]. Из других обломков осадочного происхождения чаще всего встречается угольный растительный детрит.

Среди полевых шпатов резко преобладают плагиоклазы в виде монокристаллов. Степень измененности плагиоклазов самая различная: от чистых, почти незамутненных несдвойникованных зерен, визуально похожих на кварц, до почти полностью замещенных агрегатом вторичных минералов (альбит, серицит, эпидот и др.). Чистые незамутненные и, одновременно, сдвойникованные плагиоклазы встречаются редко. Часто встречаются агрегаты мелких относительно свежих зерен плагиоклаза, вероятнее всего, интрузивного происхождения. Количество альбита достигает 5-30% от всех полевых шпатов. Часто встречаются сростки плагиоклазов с кварцем. Калиевый шпат встречается лишь в виде единичных зерен и в подсчет не включен. Это подтверждено и результатами прокрашивания полевых шпатов в шлифах.

Кварц в основном монокристаллический, но, как правило, сильно деформированный (ярко выраженный волнистое угасание) и часто сильно замутненный. Сростки с полевыми шпатами наблюдаются, но не преобладают. Почти полностью отсутствуют недеформированные, чистые

зерна с ровными "зализанными" краями, характерные для риолитов. Относительно крупнозернистые поликристаллические агрегаты кварца, как правило, не ориентированы и не относятся к метаморфическим породам. Мелкозернистые агрегаты кварцевых зерен (Qq) также отнесены к группе кварцевых обломков, кроме тех зерен, которые с очевидностью относятся к метаморфическим породам (ориентировка, примесь слюдистых минералов).

Новообразованные аутигенные минералы в песчаниках представлены, главным образом, карбонатами, частично замещающими матрикс, а в некоторых случаях и зерна.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Принципы детритовой термохронологии. Трековое датирование циркона базируется на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана ( $U^{238}$ ), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [Price, Walker, 1963]. Физические основы метода описаны в работах [Fleischer et al., 1975; Шуколюков и др., 1965]. Накопление треков в цирконе с течением времени - процесс, аналогичный накоплению радиоактивных изотопов в результате радиоактивного распада. Устойчивость треков определяется прежде всего температурой, то есть треки образуются и сохраняются в кристаллах, остывших ниже "эффективной температуры закрытия". Статистически эффективная температура закрытия соответствует моменту, когда становятся устойчивыми более чем 50% треков [Wagner, Van Den Haute, 1992]. Если принять, что образец монотонно остывает в условиях, типичных для геологических процессов (скорость остывания от 1 до 30°C/млн лет), то эффективная температура закрытия для циркона будет соответствовать 215-240°C [Brandon, Vance, 1992].

Детритовая термохронология основана на трековом датировании обломков зерен циркона и апатита из терригенных и туфогенных пород. Эта методика позволяет разделять термальные события, определившие эволюцию источников сноса, и дает возможность выявлять связь эндогенных (магматизм, вулканизм, орогенез) и экзогенных (эрозия, седиментация) процессов. Первые работы в этой области появились 15 лет назад [Hurford et al., 1984; Baldwin et al., 1986]. На сегодняшний день детритовая термохронология является популярным инструментом изучения седиментационных и тектонических процессов в различных регионах мира [Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994; Carter et al., 1995; Garver et al., 1999, 2000].

Так как трековое датирование позволяет определять возраст отдельных минеральных зерен, то становится возможным разделить разновозра-

стные популяции, связанные с различными источниками сноса. Остывание пород в источниках сноса может быть обусловлено разными геологическими процессами. С одной стороны, это вулканизм и близповерхностные интрузии, когда остывание новообразованных минералов совпадает с их возникновением, а с другой - эксгумация пород с глубинных уровней, когда трековый возраст минералов может быть значительно "омоложен" относительно времени образования минералов и вмещающих их пород.

В ряде работ 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; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001; Шапиро и др., 2001]. В горных поясах, испытывающих быстрый подъем и эрозию, выведение на поверхность и размыв близповерхностных интрузий происходит достаточно быстро. Таким образом, время от кристаллизации зерен циркона в близповерхностной интрузии до их попадания в осадок близлежащего бассейна описывается первыми миллионами лет [Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994].

Трековый возраст цирконов Западно-Камчатско-Укэляятской зоны. На восьми участках в пределах Западно-Камчатско-Укэляятской зоны (см. рис. 1) был отобран 41 образец песчаников (4-10 кг каждый). Зерна циркона были выделены из песчаников в лаборатории акцессорных минералов Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Определение возраста циркона проведено в лаборатории трекового датирования Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США). При датировании использовался метод внешнего детектора [Hurford, Carter, 1991]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FER Teflon<sup>1</sup> размером 2 x 2 см<sup>2</sup>. Для каждого образца готовилось 2 пластинки. Пластинки обдирались на образивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 цт и 1 цт) и пасты Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.3 (хт на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH-КОН при температуре 228°С 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 x 10<sup>15</sup> нейтрон/см<sup>2</sup> (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф (Fish Canyon Tuff - FCT) и Булак Туф (Buluk Tuff - BL)) и стекло-дозиметр, с из-

вестным содержанием урана (CN-5) [Hurford, 1998]. При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1256X, сухой метод. Z-фактор, вычисленный по 10 возрастным стандартам (6 образцов - FCT, 4 образца - BL) равнялся 305.01 ± 6.91 [Hurford, 1998].

Из каждого образца датировано от 10 до 90 зерен циркона (табл. 3). Для вычисления возраста зерен циркона использована программа М.Т.Брэндона (Йельский университет, США) - Zetaage 4.7. Возраст отдельных зерен во всех образцах распределен в широком интервале (рис. 2), что позволяет предполагать присутствие нескольких разновозрастных популяций циркона. В нашем исследовании для разделения разновозрастных популяций была использована программа Binomfit 1.8, созданная М.Т. Брэнденом (Йельский университет, США) с использованием алгоритма [Galbraith, 1988]. Программы Zetaage 4.7 и Binomfit 1.8 доступны для любого анонимного пользователя по <http://slove.geology.yale.edu/~brandon>.

Во всех образцах песчаников присутствует от 2 до 4 разновозрастных популяций циркона (см. табл. 3). Изучение апатита из тех же образцов и вторичных минералов аргиллитов позволяет сделать вывод, что терригенные толщи не нагревались выше температуры 215-240°С после осадконакопления [Garver et al., 1998, 2000]. Таким образом, возраст популяций циркона отражает термальные события в областях сноса.

Из таблицы 3 и рис. 4а видно, что в исследованных пробах самая молодая популяция циркона имеет широкий возрастной диапазон: от верхов альба до середины эоцена. В первом приближении этот интервал отвечает суммарному возрастному интервалу исследованных толщ, определенному независимыми биостратиграфическими методами.

Наиболее древние значения трековых датировок циркона молодой популяции получены в омгонских песчаниках (от 102 ± 18.9 млн. лет до 80.0 ± 4.1 млн. лет). Возраст омгонской серии по фауне моллюсков и по флоре оценивается как альб-нижний сенон (коньяк) (110—87 млн. лет) [Геология СССР, 1964]. Согласно трековым датировкам циркона (с учетом погрешности измерений), возрастной интервал омгонской серии должен быть расширен, по крайней мере, до кампана (до 84 млн. лет), поскольку песчаники должны быть моложе самых молодых из содержащихся в них зерен циркона. Возраст молодой популяции циркона из песчаников снательской свиты - 45.2 ± 3.2 млн. лет, что соответствует среднеэоценовому возрасту этой свиты [Гладенков и др., 1997].

Впервые получены оценки возраста для пород майначской свиты, обнажающихся в долине реки Россошина (см. рис. 1, участок VIII). Молодая

Таблица 3. Трековые возрасты детритовых цирконов из песчаников Укэляйтско-Западно-Камчатской зоны

№ обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона		
			P1	P2	P3
<b>I – Укэляйтская зона (район бухты Анастасии)</b>					
JG93-2	Укэляйтская	10	47.8 ± 3.7 (90%) W = 0.22	–	166.0 ± 56.5 (10%) W = 0.39
<b>II – Укэляйтская зона (район рек Ильпи и Матыскен)</b>					
JG95-7	Укэляйтская	46	43.9 ± 3.6 (42%) W = 0.26	76.4 ± 6.3 (58%) W = 0.31	–
JG95-41	Укэляйтская	46	49.8 ± 8.0 (38%) W = 0.28	89.3 ± 15.4 (51%) W = 0.27	151.9 ± 57.4 (11%) W = 0.31
JG95-16	Укэляйтская	43	51.3 ± 6.3 (41%) W = 0.30	85.7 ± 9.4 (54%) W = 0.27	188.2 ± 56.2 (5%) W = 0.29
JG95-19	Укэляйтская	78	54.5 ± 3.7 (50%) W = 0.25	97.7 ± 7.2 (50%) W = 0.28	–
JG95-39	Укэляйтская	37	57.8 ± 3.7 (91%) W = 0.30	–	134.5 ± 50.8 (9%) W = 0.31
JG95-29A	Укэляйтская	50	66.1 ± 6.3 (59%) W = 0.35	112.2 ± 14.7 (41%) W = 38%	–
<b>III – Укэляйтская зона (район реки Тапельвааям)</b>					
96JG-18	Укэляйтская	32	54.8 ± 2.8 (39%) W = 0.15	88.3 ± 6.2 (43%) W = 0.16	155.6 ± 13.4 (18%) W = 0.17
96JG-21	Укэляйтская	20	58.0 ± 3.2 (53%) W = 0.16	105.6 ± 7.1 (47%) W = 0.19	–
96JG-7	Укэляйтская	32	59.4 ± 2.3 (29%) W = 0.12	118.3 ± 5.3 (45%) W = 0.17	241.9 ± 15.7 (26%) W = 0.20
96JG-14	Укэляйтская	15	61.8 ± 3.7 (26%) W = 0.13	104.8 ± 8.0 (12%) W = 0.16	139.4 ± 13.7 (30%) W = 0.18
96JG-15	Укэляйтская	21	64.8 ± 2.3 (71%) W = 0.14	129.6 ± 9.6 (12%) W = 0.12	189.4 ± 13.7 (17%) W = 0.15
96JG-4	Укэляйтская (блок)	20	66.2 ± 3.1 (56%) W = 0.16	–	169.0 ± 11.1 (44%) W = 0.21
96JG-6	Укэляйтская	20	69.1 ± 3.0 (55%) W = 0.14	137.7 ± 7.4 (45%) W = 0.16	–
96JG-20	Укэляйтская	20	73.3 ± 3.2 (40%) W = 0.12	119.6 ± 5.8 (36%) W = 0.12	189.3 ± 16.1 (24%) W = 0.17
96JG-13	Укэляйтская	15	78.2 ± 4.1 (47%) W = 0.15	–	173.0 ± 8.9 (53%) W = 0.16
96JG-3	Укэляйтская	30	83.0 ± 3.3 (61%) W = 0.16	129.0 ± 7.1 (32%) W = 0.16	378.7 ± 54.7 (7%) W = 0.23
96JG-25	Укэляйтская	30	87.9 ± 4.5 (40%) W = 0.14	124.9 ± 6.1 (40%) W = 0.13	206.9 ± 14.1 (20%) W = 0.18
<b>IV – Лесновское поднятие (Шаманкинский купол)</b>					
Ш3/99	Лесновская	60	51.6 ± 5.0 (27%) W = 0.26	86.7 ± 8.9 (55%) W = 0.28	131.4 ± 29.2 (18%) W = 0.31
Ш2/99	Лесновская	75	54.1 ± 8.9 (16%) W = 0.27	73.9 ± 13.9 (26%) W = 0.26	132.6 ± 9.2 (58%) W = 0.31
Ш21/99	Лесновская	60	56.1 ± 3.8 (37%) W = 0.26	106.0 ± 11.5 (47%) W = 0.27	150.3 ± 34.2 (16%) W = 0.32
Ш15/99	Лесновская (блок)	59	86.1 ± 6.1 (44%) W = 0.24	155.3 ± 11.0 (56%) W = 0.30	–

Таблица 3. Окончание

№ обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона			
			P1	P2	P3	
<b>V – Лесновское поднятие (Ватапвайамский купол)</b>						
L12	Лесновская	67	43.7 ± 3.4 (17%) W = 0.19	70.6 ± 4.4 (67%) W = 0.22	107.0 ± 12.2 (16%) W = 0.23	
L1	Лесновская	45	46.0 ± 2.7 (49%) W = 0.22	-	107.3 ± 7.0 (51%) W = 0.25	
L9	Лесновская	90	47.0 ± 3.8 (19%) W = 0.19	70.8 ± 5.7 (56%) W = 0.21	104.0 ± 11.9 (25%) W = 0.25	
L2	Лесновская	90	48.1 ± 5.0 (7%) W = 0.19	78.1 ± 5.8 (53%) W = 0.22	116.0 ± 8.6 (40%) W = 0.23	
L11	Лесновская	90	50.4 ± 5.6 (20%) W = 0.22	70.6 ± 6.6 (65%) W = 0.24	109.7 ± 25.0 (15%) W = 0.26	
L10	Лесновская	90	53.9 ± 3.4 (40%) W = 0.21	87.5 ± 6.2 (50%) W = 0.22	176.5 ± 23.8 (10%) W = 0.29	
L17	Лесновская	90	54.5 ± 10.4 (5%) W = 0.20	84.6 ± 6.5 (65%) W = 0.20	134.6 ± 18.9 (30%) W = 0.24	
L13	Лесновская	89	55.5 ± 3.5 (34%) W = 0.21	93.0 ± 4.8 (66%) W = 0.23	-	
L4	Лесновская	90	58.1 ± 4.2 (36%) W = 0.23	83.3 ± 6.3 (51%) W = 0.24	130.5 ± 14.9 (13%) W = 0.24	
<b>VI – Западная Камчатка (восточное побережье Охотского моря)</b>						
Ш34/99	Геткилнинская	60	58.5 ± 4.9 (32%) W = 0.25	98.1 ± 8.1 (53%) W = 0.27	173.6 ± 26.7 (15%) W = 0.32	
Ш22/99	Геткилнинская	60	59.0 ± 4.3 (45%) W = 0.26	107.0 ± 10.8 (48%) W = 0.27	192.1 ± 73.0 (7%) W = 0.32	
<b>VII – Западная Камчатка (хребет Омгон)</b>						
OM3	Омгонская	75	80.0 ± 4.1 (95%) W = 0.26	175.7 ± 50.5 (5%) W = 0.37	-	
OM39	Омгонская	74	85.3 ± 4.2 (95%) W = 0.24	167.8 ± 33.6 (5%) W = 0.27	-	
OM30	Омгонская	46	90.6 ± 9.0 (53%) W = 0.32	151.3 ± 17.3 (47%) W = 0.27	-	
OM27	Омгонская	75	99.8 ± 5.8 (83%) W = 0.29	187.0 ± 27.9 (17%) W = 0.34	-	
OM24	Омгонская	75	102.0 ± 18.9 (19%) W = 0.24	142.2 ± 12.0 (68%) W = 0.26	248.2 ± 28.8 (13%) W = 0.27	
			P1	P2	P3	P4
OM41	Снатольская	42	45.2 ± 3.2 (39%) W = 0.20	68.3 ± 13.0 (18%) W = 0.23	101.2 ± 9.7 (36%) W = 0.25	293.0 ± 60.7 (7%) W = 0.37
<b>VIII – Западная Камчатка (долина реки Россошина)</b>						
OM50	Майначская	65	77.7 ± 6.6 (50%) W = 0.23	96.6 ± 11.4 (46%) W = 0.24	198.3 ± 64.8 (4%) W = 0.38	
OM48	Майначская	70	79.5 ± 8.0 (30%) W = 0.24	108.0 ± 12.3 (50%) W = 0.26	179.3 ± 28.0 (20%) W = 0.33	

Примечания. Курсивом отмечены образцы, для которых не проводилось подсчета состава (см. табл. 1, 2). Римские цифры – участки отбора, показанные на рис. 1.

Nt – количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3, P4 – популяции циркона, рассчитанные по программе *VipomFit v 1.8* [Brandon, 1992; Brandon, 1996]. Возраст приведен в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует  $\pm 1\sigma$ , проценты в скобках – количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). W – относительное стандартное отклонение пика (характеристика "ширины" пика) [Brandon, 1996].

популяция циркона датирована возрастом  $77.7 \pm 6.6$  и  $79.5 \pm 8.0$  млн. лет. Таким образом, подтверждена правомочность отнесения отложений майначской свиты данного места к омгонской серии.

Возраст молодой популяции циркона в глыбе из меланжа по породам лесновской серии (см. рис. 1, участок IV) ( $86.1 \pm 6.1$  млн. лет) также близок к возрасту самой глыбы, которая, по определениям нанопланктона [Шапиро и др., 2001], сложена кампанскими породами ( $83.5-71.5$  млн. лет).

На участке Тапельваам (рис. 1, участок III), где трековый возраст молодых зерен циркона заключен в интервале  $54.8 \pm 2.8-87.9 \pm 4.5$  млн. лет, независимые определения возраста вмещающих песчаников отсутствуют. Это же можно сказать и относительно участка Илыш-Матыскен (см. рис. 1, участок П), где возраст циркона  $43.9 \pm 3.6-66.1 \pm 6.3$  млн. лет. Но в сумме эти частично перекрывающиеся интервалы соответствуют верхам коньяка-нижней части среднего эоцена, что практически совпадает с оценками возраста укэляятского флиша по определениям бентосных фораминифер [Ермаков и др., 1974; Ермаков, Супруненко, 1975].

Опробованная часть лесновской серии содержит молодую популяцию циркона с трековыми возрастными  $43.7 \pm 3.4-58.1 \pm 4.2$  млн. лет. Это полностью соответствует палеоцен-среднеэоценовому возрасту серии по определениям нанопланктона [Шапиро и др., 2001]. При этом верхняя граница осадконакопления лесновской серии должна быть понижена до 46-47 млн. лет, так как возраст риолитов кинкильской свиты, несогласно перекрывающих лесновскую серию, и гранодиоритов Шаманкинского массива, прорывающих эту же серию, оценивается U/Pb, Rb/Sr, K/Ar и трековым методами в 44-46 млн. лет [Соловьев и др., 2000].

Геткилинская свита, содержащая зерна молодого циркона с возрастом  $58.5 \pm 4.9$  и  $59.0 \pm 4.3$  млн. лет, биостратиграфическими методами (моллюски и фораминиферы) определяется как датскотанетская (примерно 63-56 млн. лет) [Гладенков и др., 1997].

Таким образом, в ходе длительного (середина мела-середина эоцена, примерно 60 млн. лет) накопления мощного терригенного комплекса Западной Камчатки и Укэляятского прогиба в осадки постоянно поступал циркон, время последнего остывания которого было очень близко ко времени попадания в осадок. Это позволяет использовать возраст молодой популяции циркона в песчаниках как приближенную оценку возраста самих песчаников.

Циркон более древних популяций в изученных песчаниках имеет возраст от 70 до 350 млн. лет. Подавляющая часть зерен имеет возраст менее 200 млн. лет (см. рис. 46). Циркон (P2) из песчаников укэляятской и лесновской серий имеют воз-

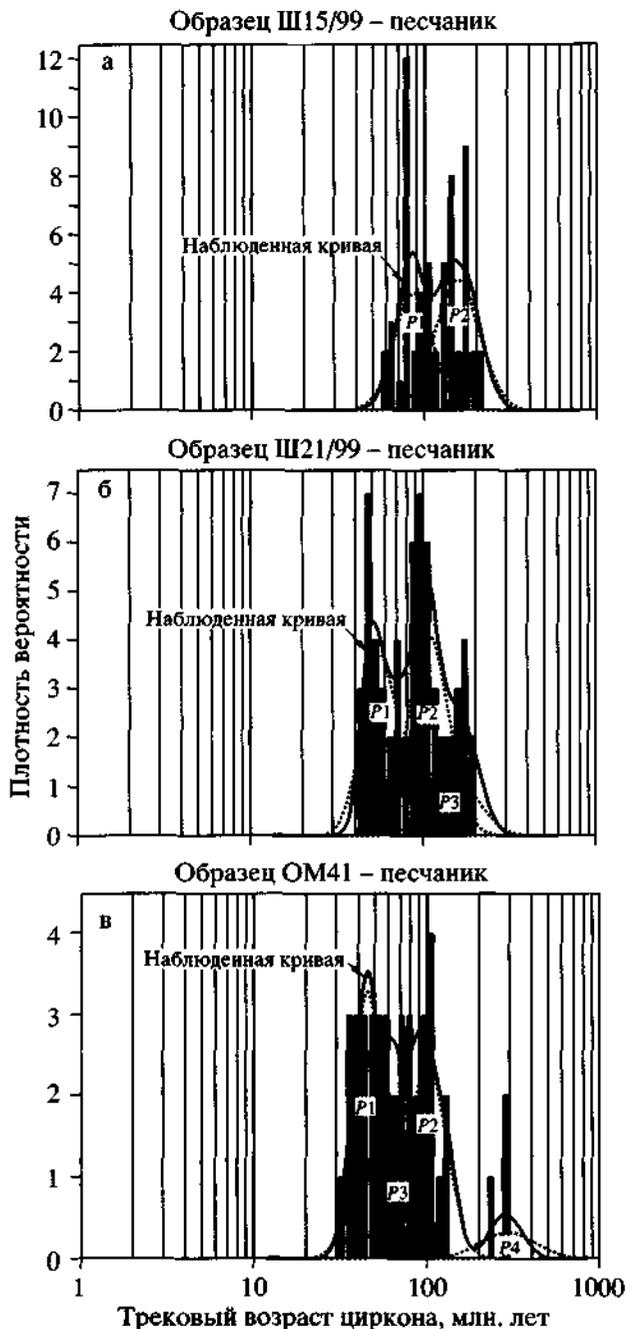


Рис. 2. а, б, в - графики распределения трековых возрастов зерен циркона из некоторых образцов песчаников. Образец Ш15/99 - лесновская серия (блок), образец Ш21/99 - лесновская серия, образец ОМ41 - снатовльская свита (см. табл. 1). P1, P2, P3, P4 - пики разновозрастных популяций (см. табл. 1), выделенных программой BinomFit 1.8 [Brandon, 1996].

раст  $\sim 75-130$  млн. лет [Garver et al., 2000], из омгонской серии —  $97-190$  млн. лет [Soloviev et al., 2000]. Возраст циркона третьей популяции (P3) отражает более древние термальное события, но интерпретация этих данных весьма неоднозначна.

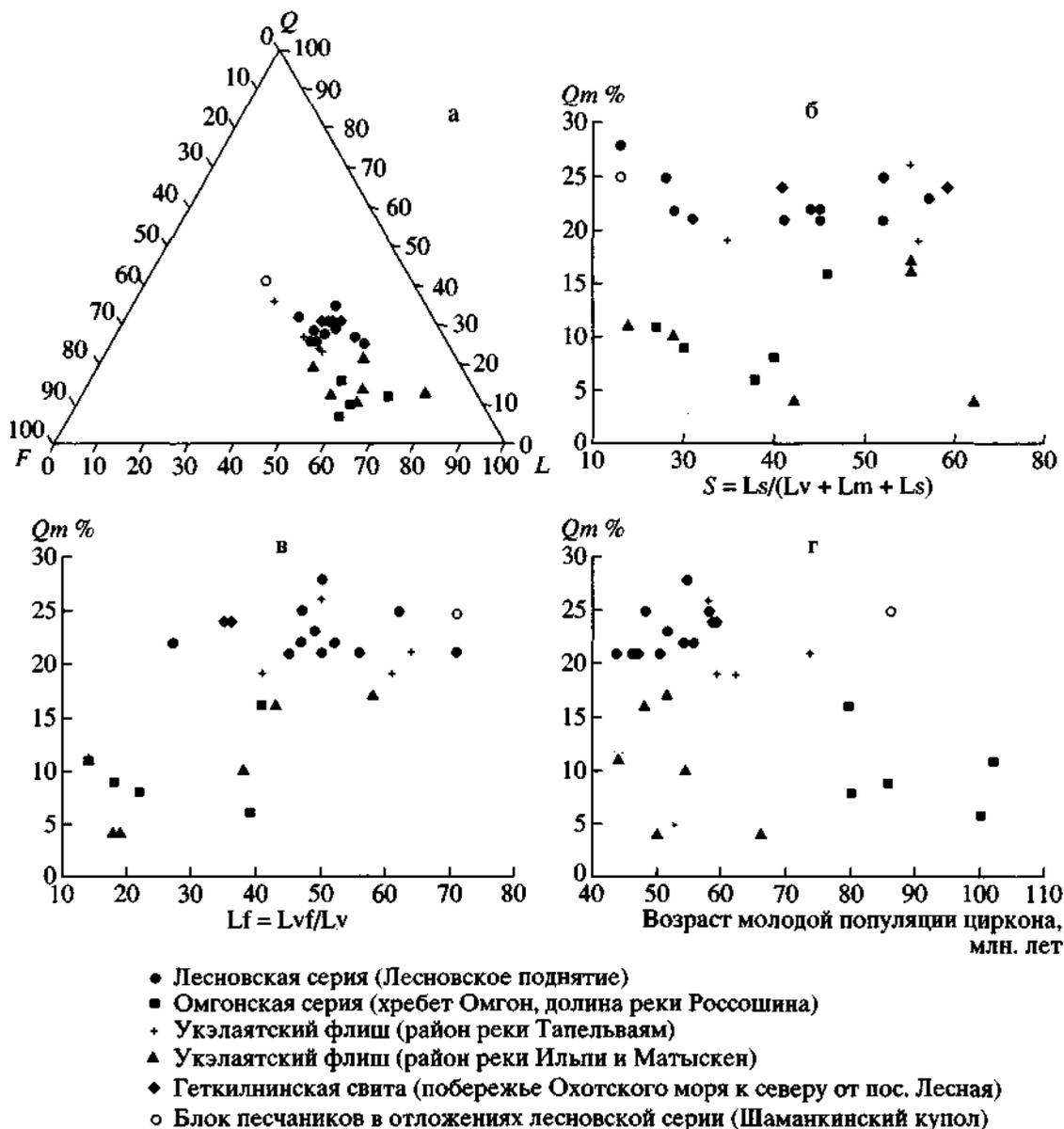


Рис. 3. Анализ состава песчаников Западно-Камчатско-Укэляятской зоны.

а-г - диаграммы: а - отношения главных составляющих песчаников (QFL). Q — кварц, F — полевого шпат, L - фрагменты пород; б - зависимость содержания кварца от содержания обломков осадочных пород; в - зависимость содержания кварца от содержания вулканических пород с фельзитовой структурой (кислые); г - зависимость содержания кварца от возраста молодой популяции циркона.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Общие данные о положении питающей провинции. Несмотря на некоторые различия в составе песчаников на отдельных участках, мы вслед за другими исследователями этой зоны [Ермаков, Супруненко, 1975; Казимиров и др., 1987; Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992] рассматриваем слагаемые ими терригенные толщи как заполнение единого седиментационного бассейна, ограниченного с запада окраиной северо-восточной Азии. Следует обратить внимание на то,

что в составе изученных песчаников очень мало кремней (особенно яшм), базальтов, пироксенов, амфиболов, титаномагнетитов. Для лесновской и омгонской серии характерен набор аксессуарных минералов (преимущественно циркон и апатит) наиболее типичный для продуктов размыва кислых магматических пород [Шапиро и др., 1993]. Это означает, что в состав питающей провинции не входили широко развитые юго-восточнее окраинноморские и островодужные кремнисто-вулканогенные образования верхнего мела-даная, образующие Олюторско-Камчатскую палеодугу,

которая, по палеомагнитным данным, в конце мела и начале палеогена находилась существенно южнее северо-восточной Азии и присоединилась к ней только в середине эоцена [Соловьев и др., 2000].

Наблюдения над основными текстурами в песчаниках укэляятской и лесновской флишевых серий показывают, что при их накоплении значительную роль играли как течения, ориентированные вдоль континентальной окраины (северо-восток-юго-запад), так и течения, имеющие направление с северо-запада на юго-восток [Garver et al., 1998, 2000; Соловьев и др., 2001]. Течений противоположного направления не зафиксировано. На Камчатке углубление бассейна на юго-восток подтверждается сменой в этом направлении мелководных отложений на глубоководные (геткилнинская свита и лесновская серия для палеоцена, омгонская серия и глыбы в меланже для верхнего мела).

Отсутствие в обломках значительного количества кремнистых пород и продуктов размыва базит-ультрабазитовых комплексов, позволяет предполагать, что и Северо-Корякская покровно-складчатая область не была главным источником терригенного материала, поступавшего в Укэляятский прогиб и на Западную Камчатку. Судя по широкому развитию здесь неавтохтонных мелководных образований самого позднего мела и нижнего палеогена [Соколов, 1992], это был обширный островной шельф - область транзита обломков, поступавших из более внутренних частей Азии. Скорее всего, главным источником этого материала и, в том числе, циркона были Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и фрагменты Удско-Мургальской вулканической дуги.

**Вариации состава песчаников и их интерпретация.** По преобладающему составу терригенных компонентов песчаники, циркон которых был датирован трековым методом, разделяются на две основные группы, различающиеся, прежде всего, содержанием кварца (рис. 3а). В первую группу, где доля кварца в обломочном материале составляет 23-35%, входят лесновские песчаники и укэляятские песчаники с участка Тапельвааям. Сюда же относятся изученные пробы песчаников геткилнинской свиты и песчаников из глыбы в меланже под Лееновским надвигом. Вторую группу с содержанием кварца 7-21% образуют омгонские и укэляятские песчаники с участка Ильпи-Матыскен. На большинстве диаграмм эти группы образуют дискретные поля (см. рис. 3б, 3в).

В песчаниках лесновской серии и в укэляятских песчаниках на р. Тапельвааям породы с фельзитовой структурой преобладают над микролитовыми, а содержание пород с лейстовой структурой не превышает первых процентов. В укэляятских песчаниках на р. Матыскен и в омгонских песчаниках преобладают породы с микролитовой структурой, а

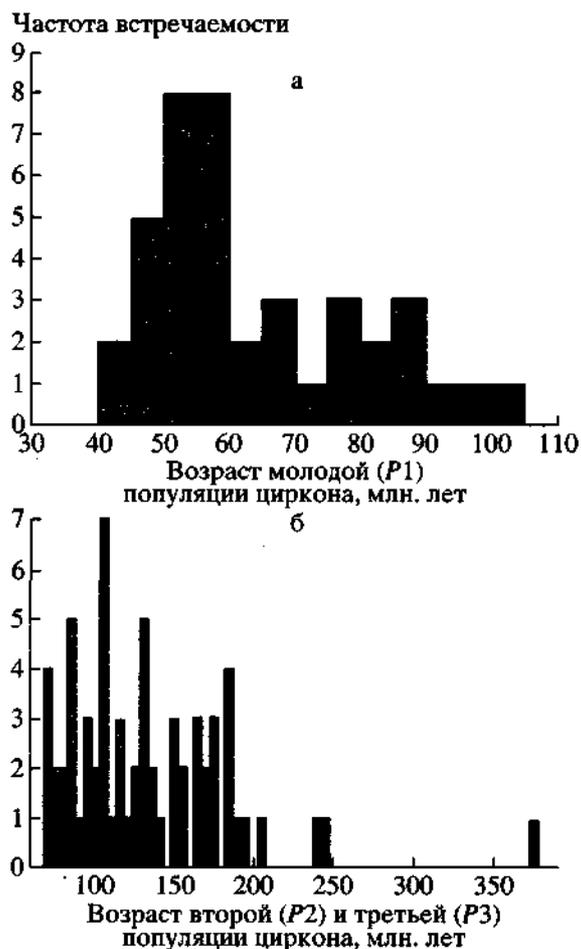


Рис. 4. а - гистограмма распределения возрастов молодой (P1) популяции циркона (см. табл. 3) в песчаниках Западно-Камчатско-Укэляятской зоны; б - гистограмма распределения возрастов второй (P2) и третьей (P3) популяций циркона.

породы с лейстовой структурой составляют до 10% от всех обломочных пород. Песчаники из глыбы в меланже характеризуются отсутствием вулканических обломков с лейстовой структурой, а в песчаниках геткилнинской свиты несколько преобладают микролитовые зерна. Омгонские песчаники отличаются высоким суммарным содержанием зерен с витрофировой структурой и туфогенных пород.

Очевидно, что имеющаяся выборка данных не позволяет говорить о какой-либо зависимости состава изученных песчаников от их возраста (см. рис. 3г). Скорее, можно сделать вывод, что за 60 млн. лет накопления пород Западно-Камчатско-Укэляятской зоны заметной общей эволюции состава ее песчаников не происходит, или же эта эволюция затушевана локальными вариациями. В частности, содержание кварца может быть низким как в верхнемеловых породах (омгонская серия), так и в палеоцен-эоценовых (Ильпи-Ма-

тыскен) (см. рис. 3г). Высокие содержания этого компонента также отмечаются и в палеоцен-эоценовых толщах (лесновская серия, Тапельваям), и в кампанских породах (глыбы в меланже). Отсутствие закономерной эволюции состава песчаников не позволяет судить и о развитии предполагаемой питающей провинции, чтобы сравнить его с реальной историей Охотско-Чукотского вулканического пояса и смежных структур. Скорее всего, в ходе этой эволюции радикального изменения набора размываемых пород, действительно, не происходило. Это совпадает с представлениями о том, что, начиная с альба, основной водораздел Северо-Восточной Азии совпадал с осью Охотско-Чукотского вулканического пояса [Филатова, 1988]. Отсутствие четкой зависимости состава песчаников Западно-Камчатско-Укэлятской зоны от их возраста еще раз подчеркивает бесперспективность использования подобных литологических признаков для региональных стратиграфических корреляций.

Происхождение кварцевых зерен. Происхождение кварца в изученных породах представляет интерес, прежде всего, потому, что с высокой вероятностью источники большей части кварцевых зерен и циркона одинаковы. Достаточно очевидно, что подавляющая часть кварца в изученных породах не является прямым результатом размыва рiolитовых вулканических комплексов. Об этом говорит, прежде всего, облик самого кварца. Однако определенная положительная корреляция содержания кварца и кислых вулканитов (Lvf) в изученных породах фиксируется (см. рис. 3в). Это говорит о том, что источники кварца были, по крайней мере, пространственно сближены с источниками кислых вулканитов. Переотложение кварца из более древних песчаных толщ также не играло ведущей роли в обогащении этим компонентом исследованных пород. Переотложенный кварц, как правило, хорошо окатан, чего не наблюдается в шлифах. К тому же корреляции в содержании кварца и обломков осадочных пород не видно (см. рис. 3б). Отсутствие такой корреляции делает маловероятным происхождение большей части кварца из низкотемпературных прожилков в слабометаморфизованных песчано-сланцевых толщах. Размывавшиеся метаморфические комплексы, разумеется, поставляли кварц в область накопления осадков, но, судя по количеству обломков метаморфитов, доля такого кварца была невелика. Наконец, исходя из облика кварца в изученных породах и из достаточно широкого распространения в них зерен, образованных полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми сростками, можно предположить, что одним из главных источников циркона в изученных породах были плагиогранитные, гранодиоритовые и диоритовые интрузии. Для омгонской серии это предположение подкрепляется широким разви-

тием диоритов и плагиогранитов в гальках конгломератов, образующих линзы в песчаниках.

Близость возраста песчаников к возрасту молодой популяции циркона в них. Одно из возможных объяснений близости возраста молодой популяции циркона к возрасту вмещающих их песчаников - влияние вулканизма, синхронного накопления терригенных толщ и, соответственно, туфогенное происхождение циркона, когда время остывания его зерен совпадает со временем поступления их в осадок [Brandon, Vance. 1992; Garver, Brandon, 1994; Garver et al., 1999]. В пользу такого предположения говорит синхронность осадконакопления в Западно-Камчатско-Укэлятской зоне и вулканизма в Охотско-Чукотском поясе с альба до середины кампана (позднее среди вулканитов резко преобладали базальты, которые не могли быть источником циркона). Позднее, в конце Маастрихта (?) и палеоцене вулканические центры существовали и на крайнем западе Камчатки [Гладенков и др., 1997]. Другим аргументом в поддержку этой гипотезы является габитус кристаллов циркона молодой популяции, среди которых преобладают идиоморфные неокатанные зерна [Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001].

Вместе с тем в составе изученных песчаников мы не находим никаких компонентов, которые можно было бы рассматривать как очевидную туфогенную примесь. Здесь нет сохранивших свою форму характерных для пеплов обломков стекла и пемзы, нет типичного для кислых вулканитов кварца, нет зональных плагиоклазов, нет пироксенов, амфиболов и титаномагнетитов, характерных для подавляющего большинства туфогенных пород. Это означает, что либо туфогенный материал полностью переработан на путях транспортировки в осадок, либо существенной туфогенной примеси в изученных породах вообще нет. Оба предположения в равной мере трудно доказуемы. Но первому противоречит общий незрелый характер большинства исследованных песчаников, где материал совершенно не окатан и где значительную часть зерен составляют неустойчивые компоненты: обломки  $\epsilon 4$  фузивов, аргиллитов, туфов. Единственный компонент изученных песчаников, для которого можно предполагать туфогенное происхождение - это обломки девитрифицированного разложенного стекла, общее количество которых колеблется в пределах 2-15%. Однако отсутствие корреляции в содержании этих обломков с содержанием кварца делает маловероятной и связь их с обломочным цирконом.

В любом случае вулканическая гипотеза происхождения молодого циркона не может быть применима ко всем песчаникам Западно-Камчатско-Укэлятской зоны. В какой-то степени это объяснение пригодно для интерпретации генезиса молодого циркона омгонской серии, синхронной Охотско-

Чукотскому вулканическому поясу, который удален от хребта Омгон всего на 300 км. Но скольконибудь значительных центров раннеэоценового кислого и среднего вулканизма к северо-западу от Камчатки и Укэляятского прогиба не зафиксировано, а значительная часть песчаников лесновской и укэляятской серий содержит зерна циркона именно этого возраста. С другой стороны, центры позднедатского-раннетанетского вулканизма по данным [Гладенков и др., 1997] располагались непосредственно на северо-западе Камчатки, и если они поставляли циркон в лесновскую серию, то в этой серии должны были хорошо сохраниться и другие элементы тефры. Поэтому мы считаем, что нужна альтернатива вулканической гипотезе происхождения "молодого" циркона в изученных породах.

Другим возможным объяснением субсинхронности остывания цирконов и их попадания в осадок может быть быстрая (3-5 мм/год) эксгумация блоков с глубинных уровней в условиях высокого геотермического градиента (~0.1°C/м). Такие градиенты зафиксированы в современных вулканических областях [Palmason, 1981; Геншафт, Салтыковский, 1999], а скорости воздымания - в водораздельных частях крупных горных сооружений [Кукал, 1987; Brandon et al., 1998; Garver et al., 1999]. Питающей провинцией рассматриваемых толщ была Северо-Восточная Азия, где главный водораздел между бассейнами Тихого и Северного океанов, начиная с конца мела, примерно совпадал с Охотско-Чукотским поясом. Вулканические процессы в этой зоне (преимущественно в виде базальтовых излияний) продолжались до середины эоцена [Филатова, 1988], и столь же долго могла сохраняться повышенная температура в коре. На этот же период времени приходится дифференциальный подъем многочисленных блоков Охотско-Чукотского пояса с выведением на поверхность гранитоидных массивов, а иногда и доальбского фундамента вулканических сооружений. О горном, глубоко расчлененном рельефе пояса говорит отсутствие коррелируемых отложений этого времени, появляющихся только за его пределами. В этих условиях процесс подъема содержащих циркон пород с глубин 2-3 км, где температура превышала блокирующую формирование треков, до поверхности мог занимать всего 1-2 млн. лет. Если питающая провинция дренировалась реками с большим водосбором, то в состав твердого стока в том или ином количестве всегда попадал циркон из подобных блоков.

Подчеркнем, что речь не идет об общем поднятении питающей провинции, а лишь о дифференциальных движениях ее блоков, которые не привели к массовому вскрытию глубоких, метаморфических горизонтов земной коры.

Поступление в осадок циркона более древних популяций было связано с размывом тех блоков, которые поднимались с "нормальными" скоростями.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Трековое датирование цирконов в верхнемеловых и нижнепалеогеновых песчаниках Западно-Камчатско-Укэляятской зоны показало, что эти породы содержат обломочный циркон, не подвергавшийся вторичному отжигу, причем все пробы содержат от 2-х до 4-х популяций такого циркона.

В тех случаях, когда опробованные толщи могут быть датированы независимыми биостратиграфическими методами, возраст молодой популяции циркона в пределах ошибки измерения совпадает с возрастом вмещающих пород. Суммарный возраст интервал цирконов молодой популяции во всех пробах также совпадает с общим возрастным интервалом изученных терригенных толщ. **Таким образом, датирование обломочного циркона из песчаников, не испытывавших нагрева выше 215-240°C, может рассматриваться как один из методов датирования немых терригенных толщ.**

2. Песчаники Западно-Камчатско-Укэляятской зоны по составу отвечают кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам [Шутов и др., 1972] и содержат широкий спектр обломков, включающий наряду с кварцем и плагиоклазом эффузивы (преимущественно средние и кислые), осадочные породы (главным образом, аргиллиты и туффиты) и небольшое количество метаморфитов и гранитоидов. Большая часть кварца представлена монокристаллическими зернами, главным источником которых, вероятно, были интрузивные тела. Это делает вероятным и интрузивный источник значительной части циркона.

3. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и фрагменты Удско-Мургальской дуги, по-видимому, являлись питающей провинцией для терригенных толщ Западно-Камчатско-Укэляятской зоны.

Синхронность остывания молодой популяции циркона и ее захоронения в осадке легче всего объяснить туфогенным происхождением этой популяции. Габитус зерен циркона этой популяции согласуется с такой интерпретацией. Однако в изученных песчаниках нет других компонентов, которые могли бы обоснованно рассматриваться как элементы свежей тефры.

Вместе с тем трудно предположить, что эта тефра могла быть полностью переработана, так как почти все изученные песчаники - породы незрелые, содержащие большое количество механически неустойчивых зерен. Поэтому объяснение синхронности остывания и захоронения цир-

конов их туфогенным происхождением не может считаться единственно возможным.

4. В качестве рабочей гипотезы мы предполагаем, что молодая популяция циркона в изученных песчаниках связана с размывом интрузий плагиогранитов и диоритов Удско-Мургальской дуги и внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса, выведенных на поверхность дифференциальными вертикальными движениями в результате быстрой эксгумации блоков.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны М.Э. Буллену (США), Г.В. Ледневой, А.В. Ландеру, Е.А. Щербининой, Е.Г. Сидорову, Б.А. Марковскому, Б.И. Слядневу и многим другим, принимавшим участие в полевых работах и камеральной обработке материала. Авторы благодарят Н.А. Богданова за полезные советы и постоянный интерес к нашим исследованиям.

Работа проведена при поддержке РФФИ (проект № 98-05-64525), Национального научного фонда (США), проекты EAR 94-18989 (Дж.И. Гарвер), EAR 94-18990 (М.Т. Брэндон) и ORP-9911910.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинская П.К. и др.* Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н.* Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиоларий Омгонского хребта (Западная Камчатка)//Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 344-348.
- Бондаренко Г.Е., Соколов В.А.* Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 6. С. 1434-1437.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М.:ГЕОС, 1999. 362 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-57, (58) - Палана. Объяснительная записка. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
- Геология СССР.* Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. М.: Недра. 1964. 734 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.М. 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., Коляда А.А., Василенко Л.В., Мишин В.Ф.* Стратиграфическое расчленение ритмичных терригенных отложений центральной части Корякского нагорья // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974. С. 65-69
- Ермаков Б.В., Супруненко О.И.* Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Советская 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.
- Кукал З.* Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотморского региона масштаба 1 : 2500000 // Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П.Э., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В.* Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // ДАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666-668.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Л., Гарвер Дж.И., Шапиро М.М.* Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. № 5. В печати.
- Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.М.* Возраст детритовых цирконов в песчаниках Лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. № 3.
- Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Аракелянц М.М., Голубев В.Н., Джерельс Дж.Э.* Изотопное датирование коллизионных процессов на Северной Камчатке // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 348-351.
- Тильман С.М., Богданов И.А.* Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы РАН. 1992. 54 с.
- Федорчук А.В., Извеков И.Н.* Новые данные о строении северной части Среднего хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147-151.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
- Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.М., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.М.* Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66-74

- Шапиро М.М.* Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58-70.
- Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гренин В.И., Константиновская Е.А.* Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 36-49.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В.* Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 71-82.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Щербинина Е.А., Кравченко-Бережной И.Р., Гарвер Дж.И.* Новые данные о возрасте лесновской серии на Камчатке: датировка коллизии островной дуги с континентом // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5.
- 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.
- Brandon M.T.* Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. V. 26. № 5. P. 663-676.
- Brandon M.T.* Decomposition of fission-track grain-age distributions // American Journal of Science. 1992. V. 292. P. 535-564.
- 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 // American Journal of Science. 1992. V. 292. P. 565-636.
- Brandon M.T., Roden-Tice M.K., Garver J.I.* Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State // Geological Society of America Bulletin. 1998. V. 100. P. 985-1009.
- 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.
- Fleisher R.L., Price P.B., Walker R.M.* Nuclear tracks in solids. Berkeley, CA: University of California Press, 1975. 605 p.
- Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // Advances in fission-track geochronology. Kluwer Academic Publisher. 1998. P. 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. 1991. V. 57. 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.
- Galbraith R.F.* Graphical display of estimates having differing standard errors // Technometrics. 1988. V.30. P. 271-281.
- 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 / Eds Ring U., Brandon M.T., Lister G.S., Willett S.D. Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion // Geological Society, London. Special Publications. 1999. V. 154. P. 283-304.
- Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T., Soloviev A.V., Ledneva G.V., Bogdanov N.A.* 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. P. 173-174.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // Physics and Chemistry of the Earth. Part A. 2000. V. 25. № 6-7. P. 565-570.
- Palmason G.* Crustal rifting and related thermomechanical processes in the lithosphere beneath Iceland // Geol. Rdsch. 1981. Bd. 70. H. 1. P. 244-260
- Price P.B., Walker R.M.* Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // Jour. Geophys. Res. 1963. V. 68. P. 4847-4862.
- Soloviev A.V., Garver J.I., Lander A.V., Ledneva G.V.* Accretionary complex related to the Cretaceous Okhotsk-Chukotka subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East // EOS transactions, AGU. 2000. V. 81. № 48. P. F1218.
- Wagner G.A., Van Den Haute P.* Fission-track dating: Kluwer Academic Publishers. 1992. 285 p.