

ФОРМИРОВАНИЕ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ

А.В. Соловьев, М.Н. Шапиро*, Дж.И. Гарвер, А.В. Ландер*****

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 119180, Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

** Объединенный институт физики Земли, 123810, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия*

*** Геологическое отделение Юнион Колледж., Нью-Йорк, Скенектади, США*

**** Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, 113566, Москва, Варшавское шоссе, 79, кор. 2, Россия*

Приводятся результаты трекового датирования обломочных цирконов из песчаников терригенных отложений дроздовской, Станиславской свит и тышевской серии хр. Кумроч (Восточная Камчатка). Возраст молодой популяции цирконов в песчаниках дроздовской свиты (хр. Кумроч) соответствует концу позднего палеоцена ($55,9 \pm 4,4$; $57,7 \pm 3,5$ млн лет). Формирование дроздовской свиты началось в конце палеоцена и продолжалось в раннем эоцене. Возраст молодых популяций цирконов в грубообломочной толще Станиславской свиты ($40,7 \pm 3,1$; $40,9 \pm 3,9$; $42,4 \pm 1,9$ млн лет) указывает на то, что ее накопление началось не ранее середины бартона. Возраст молодых популяций цирконов в песчаниках тышевской серии (от $50,0 \pm 2,9$ до $38,1 \pm 3,4$ млн лет) значительно древнее возраста самих песчаников (нижний—средний миоцен, 24—11 млн лет). Значит, в начале миоцена тышевская серия накапливалась на значительном расстоянии от Камчатки, где в это время происходила активная вулканическая деятельность.

В пределах Восточно-Камчатской аккреционной призмы выделяются три зоны: Ветловская и Тышевская. Станиславская зона, представленная терригенными образованиями, интерпретироваться как отложения крутого континентального склона желоба, заложившегося после коллизии Озерновско-Валагинской дуги с Евразийской окраиной. Ветловская зона формировалась за счет соскабливания (offscraping) чехла океанического бассейна, разделявшего Озерновско-Валагинскую и Кронотскую дуги с середины палеоцена до конца миоцена. Отложения Тышевской зоны образовывали олигоцен-миоценовый чехол Кронотского „асейсмичного“ хребта, возникшего на месте утратившей свою активность Кронотской дуги. Образования Тышевской зоны вошли в структуру Восточно-Камчатской аккреционной призмы после коллизии Кронотского поднятия с Камчаткой в конце миоцена.

Трековое датирование, циркон, тектоническая эволюция, Восточно-Камчатская аккреционная призма.

FORMATION OF THE EAST KAMCHATKAN ACCRETIONARY PRISM ACCORDING TO FISSION-TRACK DATING OF ZIRCONS FROM TERRIGENE ROCKS

A.V. Solov'ev, M.N. Shapiro, J.E. Garver, and A.V. Lander

Clastic zircons from sandstones of terrigene sediments of the Drozdov and Stanislav Formations and Tyushev series of the Kumroch Range, eastern Kamchatka, were subjected to fission-track dating. The age of the young zircon population in the sandstones of the Drozdov Formation (Kumroch Range) corresponds to the late Late Paleocene (55.9 ± 4.4 ; 57.7 ± 3.5 Ma). The Drozdov Formation took its origin in the late Paleocene and continued to form in the Early Eocene. The age of young zircon populations in the coarse-clastic sequence of the Stanislav Formation (40.7 ± 3.1 ; 40.9 ± 3.9 ; 42.4 ± 1.9 Ma) indicates that it began to accumulate as late as the middle Bartonian. The age of young zircon populations in the sandstones of the Tyushev series (from 50.0 ± 2.9 to 38.1 ± 3.4 Ma) is much older than the age of the sandstones themselves (Lower-Middle Miocene, 24–11 Ma). Therefore, in the Early Miocene, the Tyushev series was accumulated at a considerable distance from Kamchatka, where volcanic activity was very intense at that time.

There are three zones within the East Kamchatkan accretionary prism: Stanislav, Vetlov, and Tyushev. The Stanislav zone, represented by terrigene formations, may be interpreted as deposits of steep continental slope of the trench originated after the Ozernoe-Valagin arch had collided with the Euro-Asian margin. The Vetlov zone was formed by offscraping of the cover of the ocean basin which separated the Ozernoe-Valagin and Kronotsky arches from middle Paleocene to late Miocene. The deposits of the Tyushev zone formed the Oligocene-Miocene cover of the "aseismic" Kronotsky Range, which appeared in place of the Kronotsky arch having lost its activity. The units of the Tyushev zone became part of the East Kamchatkan accretionary prism after the Late Miocene collision of the Kronotsky Uplift with Kamchatka.

Fission-track dating, zircon, tectonic evolution, East Kamchatkan accretionary prism

ВВЕДЕНИЕ

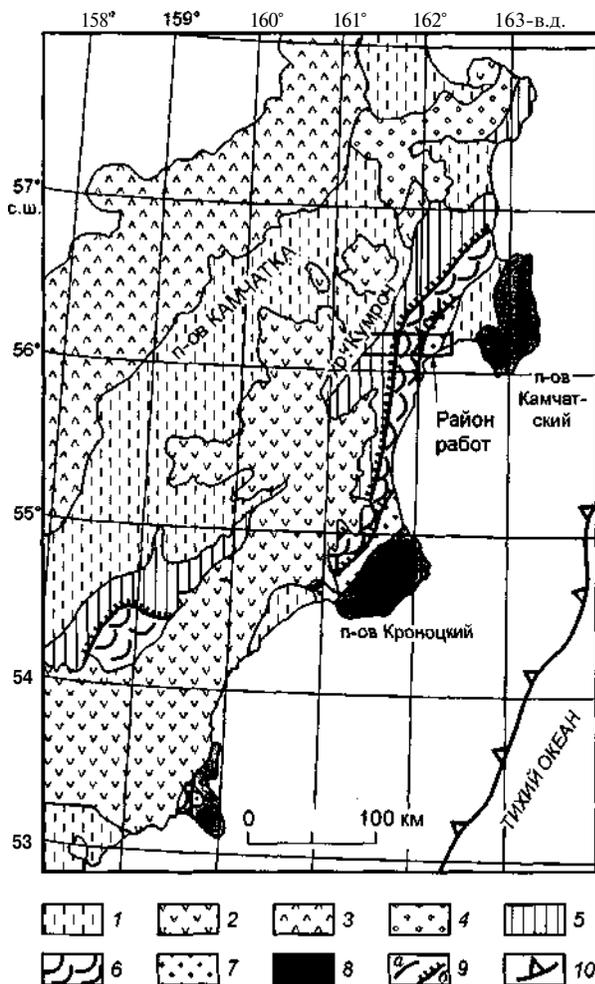
— один из классических примеров континентальной окраины, структура которой сформирована относительно медленными процессами надсубдукционной аккреции, прерываемыми короткими эпизодами коллизий островных дуг с континентом. В структуре Восточной Камчатки сохранились

© А.В. Соловьев, М.Н. Шапиро, Дж.И. Гарвер, А.В. Ландер, 2004

Рис. 1. Схема тектонического строения юго-восточной части п-ова Камчатка (с изменениями по [1—3]).

1 — четвертичные отложения; 2 — Восточно-Камчатский вулканический пояс (плиоцен — четвертичный); 3 — Центрально-Камчатский вулканический пояс (олигоцен—четвертичный); 4 — олигоцен-миоценовые терригенные отложения; 5 — вулканогенные образования Озерновско-Валагинской островной дуги и ее терригенного чехла (верхний мел—нижний эоцен); 6, 1 — Восточно-Камчатская аккреционная призма: 6 — терригенные отложения Станиславской (средний—верхний эоцен) и Ветловской зон (палеоцен—нижний эоцен), 7 — терригенные отложения Тюшевской зоны (олигоцен—миоцен); 8 — терригено-вулканогенные образования Кроноцкой островной дуги (верхний мел—эоцен); 9 — геологические границы (а) и главные надвиги (б); 10 — современная зона субдукции.

террейны, соответствующие двум внутриокеаническим островным дугам: Озерновско-Валагинской и Кроноцкой, и разделяющая их полоса чешуйчато-надвиговых структур восточной вергентности (рис. 1). Эта полоса выделяется нами в качестве Восточно-Камчатской кайнозойской аккреционной призмы. Расшифровке кайнозойской эволюции этой части региона препятствует недостаток информации о возрасте широко развитых здесь терригенных толщ. Терригенные толщ Восточно-Камчатской аккреционной призмы обнажены в хр. Кумроч, где и отбирались образцы песчаников. Возраст обломочных цирконов, выделенных из песчаников, определялся методом трекового датирования (fission-track dating). При изучении немых терригенных толщ, после накопления не подвергавшихся нагреву выше 220—240 °С, трековый возраст самых молодых зерен циркона определяет нижний предел возраста осадков, а во многих случаях близок к возрасту осадконакопления. В статье приводятся определения трекового возраста обломочных цирконов из песчаников дроздовской, Станиславской свит и тюшевской серии, обнажающихся в хр. Кумроч. Проведенное датирование позволило реконструировать эволюцию Восточно-Камчатской аккреционной призмы.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Хребет Кумроч, самый северный в системе восточных хребтов Камчатки, состоит из четырех продольных структурно-формационных зон, разделенных крупными разрывами (рис. 2). Западная (Хапицкая) зона сложена островодужными вулканитами хапицкой свиты, согласно перекрытыми флишем дроздовской свиты и вместе с этим флишем смятыми в опрокинутые на восток линейные складки. Единичные находки радиоларий в хапицкой свите северной части хр. Кумроч ограничивают ее возраст кампаном и первой половиной палеоцена [6]. Согласно опубликованным реконструкциям, основанным на геохимических и палеомагнитных данных, хапицкая свита формировалась в пределах внутриокеанической островной дуги (Озерновско-Валагинская палеодуга) [3, 6, 7]. Песчаники дроздовской свиты представлены кварц-полевошпатовыми граувакками, возникшими при размыве окраины континента [8]. В настоящее время дроздовская свита датируется палеоцен-эоценом на основании сопоставления с тальниковской свитой Валагинского хребта, содержащей планктонные фораминиферы [9].

Следующие три зоны в совокупности образуют Восточно-Камчатскую аккреционную призму. Самая западная из них, Станиславская, к югу от р. Камчатка, в значительной степени совпадает с новейшей депрессией оз. Ажабачье (см. рис. 2). Эта зона имеет чешуйчато-надвиговое строение и сложена почти исключительно терригенными породами, объединяемыми в Станиславскую свиту (по р. Станиславская в хр. Гамчен). Свита имеет двучленное строение: в основании видимого разреза залегают грубообломочные массивные песчаники, локально переходящие в гравелиты и мелкогалечные конгломераты, а вверх эта толща сменяется флишоидными пачками. В составе Станиславских песчаников и гравелитов преобладают вулканиты и кремни, сопоставимые с породами хапицкой свиты. Возраст Станиславской свиты обоснован

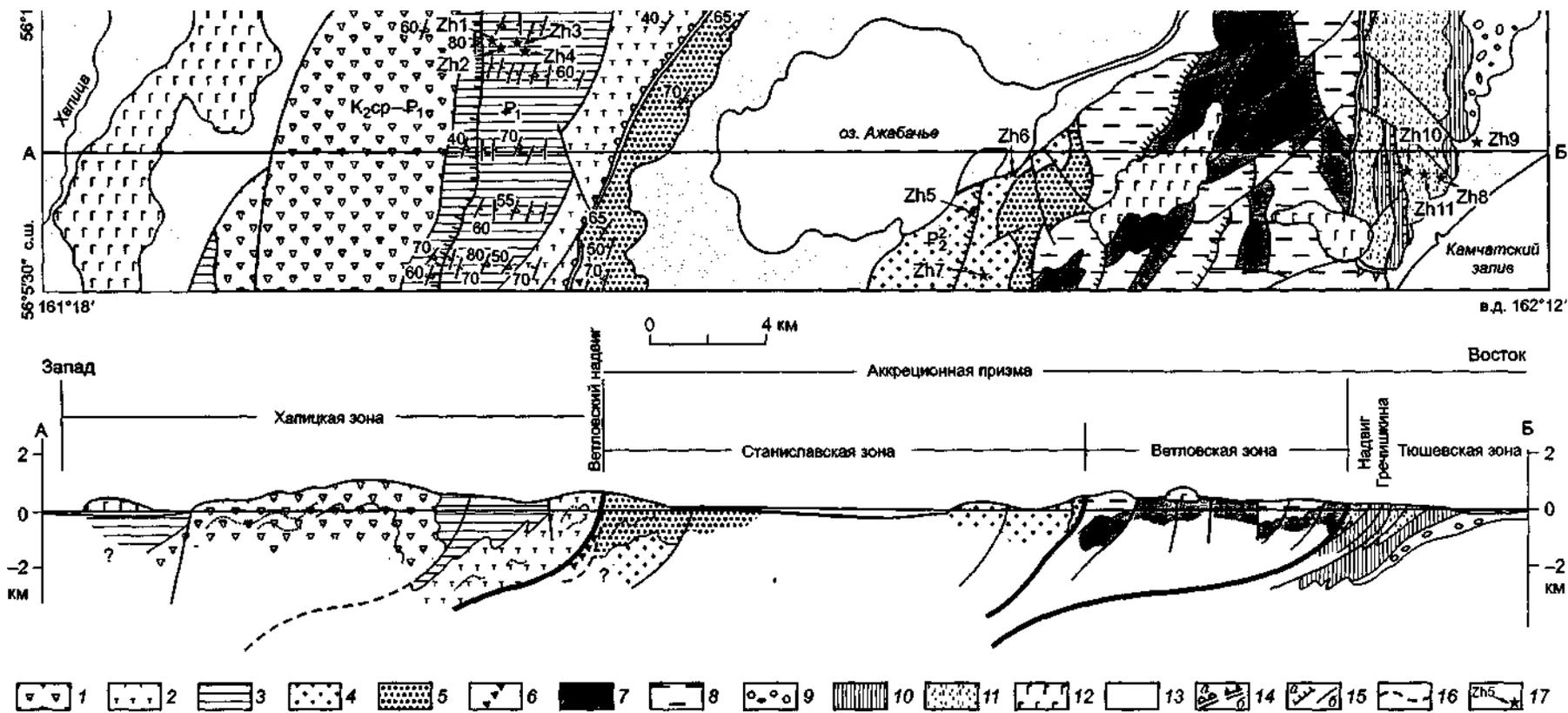


Рис. 2. Геологическое строение хр. Кумроч к югу от р. Камчатка (составлена по [1, 4, 5]) и схематический геологический профиль по линии А—Б.

Халицкая зона: 1,2 — халицкая свита: 1 — агломератовые туфы и базальты, 2 — псаммитовые и пелитовые туфы; 5 — дроздовская свита. **Станиславская зона:** 4—6 — Станиславская свита: 4 — грубозернистые песчаники и гравелиты, 5 — флиш, 6 — олистостромы. **Ветловская зона:** 7,8 — ветловская свита: 7 — кремнистые алевропелиты, 8 — алевропелиты. **Тюшевский прогиб:** 9—11 — тюшевская серия: 9 — конгломератовая толща, 10 — чажминская и таловская свиты, 11 — оленинская свита; 12, 13 — четвертичные образования: 12 — базальты, 13 — рыхлые отложения; 14 — важнейшие структурные швы: а — Ветловский надвиг, б — надвиг Гречишкина; 15 — прочие разрывы: а — взбросы и надвиги, б — сбросы и сдвиги; 16 — внутренняя структура (на профиле); 17 — точки отбора проб и номер образца.

очень слабо. Она относится к палеоцену на основании определений споро-пыльцевых комплексов, песчаных бентосных фораминифер и некорректных сопоставлений ее верхней флишoidalной части с дроздовской свитой [10].

От Хапицкой зоны Станиславская отделена крупным Ветловским надвигом (см. рис. 2), вдоль которого в составе Станиславской свиты местами наблюдаются олистостромы с обломками пород хапицкой и дроздовской свит. Из этого можно сделать вывод, что первоначально разрыв между зонами был заложен как относительно пологий конседиментационный надвиг. К югу от оз. Ажабачье среди песчаников Станиславской свиты картируются многочисленные линзы туфов, сходных с хапицкими. Плохая обнаженность не позволяет однозначно определить характер их контактов, но, скорее всего, это останцы деформированного пологого покрова.

Следующая к востоку структурно-формационная зона хр. Кумроч обычно называется Ветловской, по преобладающей здесь серии пород, наиболее представительные обнажения которой приурочены к бассейну р. Ветловая на севере хребта. Ветловская серия представлена преимущественно алевропелитами, кремнистыми алевропелитами и мелкозернистыми песчаниками с линзами кремней, яшм, пелитоморфных известняков и океанических базальтов [11]. Структура зоны определяется серией обращенных на восток крутых надвигов. Внутренняя структура большинства чешуи моноклиналина, кремнистые пачки, как правило, залегают структурно ниже терригенных. Преобладают крутые падения. Часто наблюдаются мелкие дисгармоничные складки и хаотические комплексы типа осадочных меланжей с блоками кремней и базальтов в алевропелитовом матриксе. По единичным находкам радиолярий и планктонных фораминифер ветловская серия датирована палеоценом и нижним эоценом [11].

Граница Станиславской и Ветловской зон разрывная (см. рис. 2), но менее четкая, чем тектонические границы между другими зонами. Более того, там, где верхняя часть Станиславской свиты граничит с терригенными пачками ветловской серии, создается впечатление постепенного перехода между этими подразделениями. В некоторых случаях (север хр. Кумроч) Станиславская свита выделяется как верхняя часть ветловской серии.

Непосредственно к югу от р. Камчатка восточной границей Ветловской зоны является надвиг Гречишкина [5, 12], по которому ветловская серия надвинута на олигоцен-миоценовые, преимущественно флишoidalные, толщи тюшевской серии, отделяющие полуострова (фрагменты Кроноцкой палеодуги) от остальной Камчатки (см. рис. 1). Большая часть Тюшевской зоны является полой, наклоненной на запад, моноклиналина, но вблизи от надвига Гречишкина она существенно осложняется складками и чешуями. Почти весь разрез охарактеризован фауной моллюсков, но в его основании залегают немая пачка конгломератов, сложенных преимущественно зелеными туфами риолитов — породами, типичными для палеоценовой тарховской свиты п-ова Камчатский.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА

Детритовая термохронология, опирающаяся на определение возраста отдельных зерен циркона трековым методом (zircon fission-track dating) [13,14], позволяет датировать „немые" терригенные толщи, проводить стратиграфические корреляции, устанавливать источники сноса терригенного материала [15—18]. Трековое датирование минералов базируется на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (U^{238}), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [13, 19]. Накопление треков в кристаллах — это процесс, аналогичный накоплению радиогенных изотопов в минералах при радиоактивном распаде. Устойчивость треков определяется, прежде всего, температурой, т. е. треки образуются и сохраняются в кристаллах, остывших ниже „эффективной температуры закрытия". Статистически эффективная температура закрытия соответствует моменту, когда становятся устойчивыми более чем 50 % треков [14]. Если принять, что образец монотонно остывает в условиях, типичных для геологических процессов (скорость остывания от 1 до 30 °С/млн лет), то эффективная температура закрытия для циркона будет соответствовать 215—240 °С [20].

Трековое датирование позволяет определять возраст отдельных минеральных зерен, таким образом возможно разделение разновозрастных популяций, связанных с различными источниками сноса. Остывание пород в источниках сноса может быть обусловлено разными геологическими процессами. С одной стороны, вулканические породы и близповерхностные интрузии остывают быстро и разрушаются эрозией, а цирконы, связанные с ними, попадают в бассейн седиментации. Это позволяет использовать их для датирования немых терригенных толщ [15—17, 21, 22]. С другой стороны, при выведении блоков с глубинных уровней в определенный момент происходит их „остывание" [14, 15], т. е. породы поднимаются выше уровня температуры закрытия трековой системы в цирконе (215—240 °С [20]). С этого момента начинается формирование и накопление треков в минеральных кристаллах и возраст, определенный по этим минералам, будет соответствовать возрасту остывания породы.

Детритовые цирконы из терригенных отложений обычно имеют широкий возрастной диапазон. Для наших целей важна наиболее молодая популяция или „минимальный возраст" [15], который определяет

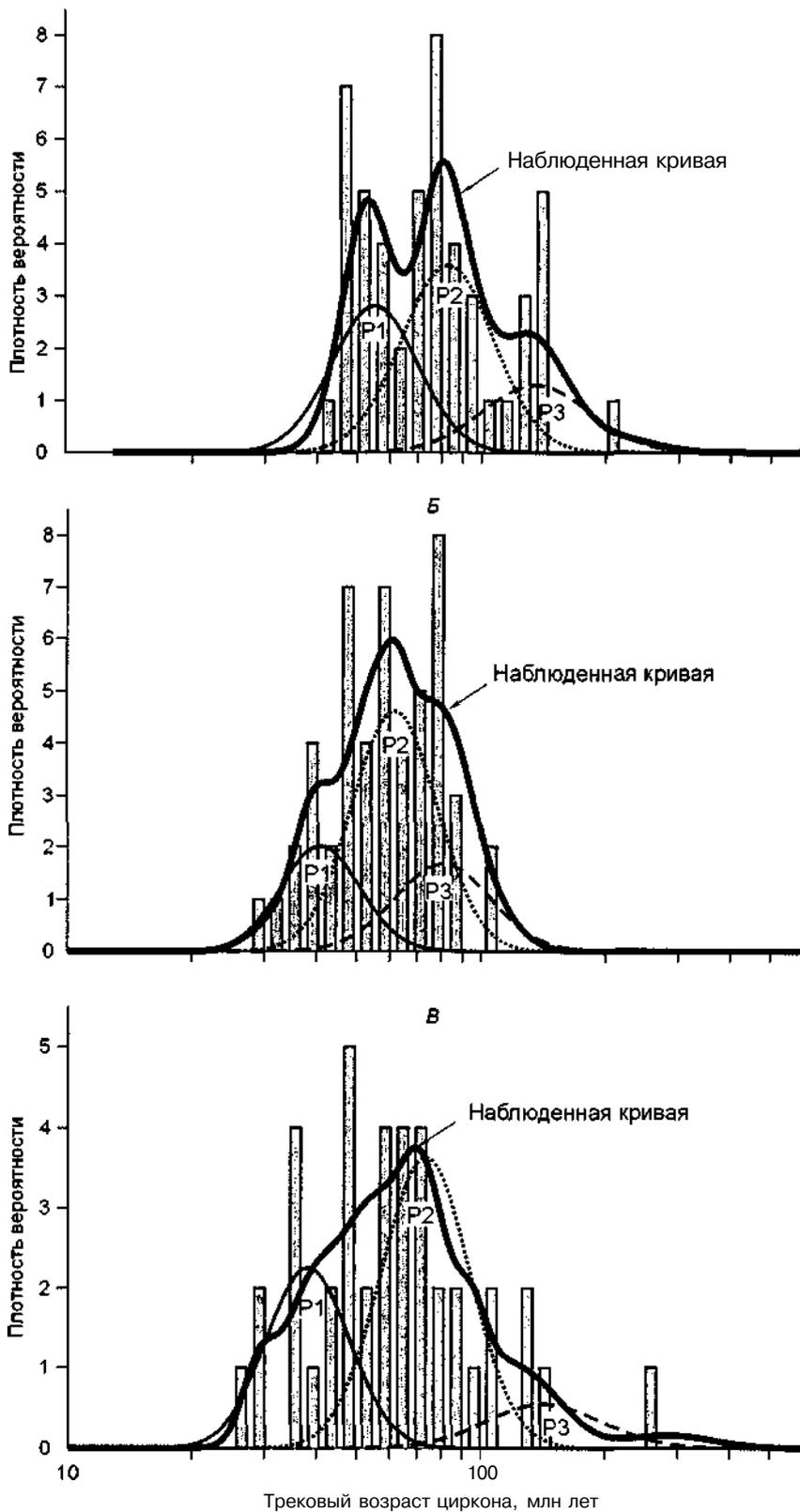


Рис. 3. Графики распределения трековых возрастов зерен циркона из терригенных отложений Восточной Камчатки.

P1, P2, P3 — пики разновозрастных популяций циркона (см. табл. 1), выделенных программой Binomfit 1.8 [24]. А — обр. Zh3 — песчаник, дроздовская свита; Б — обр. Zh5 — песчаник, Станиславская свита; В — обр. Zh8 — песчаник, тышевская серия.

Трековые возрасты популяций детритовых цирконов из терригенных отложений хр. Кумроч (Восточная Камчатка)

№обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона, млн лет		
			P1	P2	P3
Zh1	Дроздовская	55	66,7 ± 5,0 (48,7%)	127,7 ± 9,7 (51,3%)	—
Zh2	»	50	57,7 ± 3,5 (65,2%)	128,2 ± 13,0 (34,8%)	—
Zh3	»	50	55,9 ± 4,4 (33,9%)	83,8 ± 7,3 (46,6%)	137,2 ± 17,4 (19,6%)
Zh4	»	45	68,3 ± 6,2 (49,4%)	110,8 ± 11,2 (50,6%)	—
Zh5	Станиславская	50	40,9 ± 3,9 (22,4%)	61,7 ± 5,1 (55,0%)	80,8 ± 12,8 (22,6%)
Zh6	»	45	42,4 ± 1,9 (100,0%)	—	—
Zh7	»	45	40,7 ± 3,1 (62,7%)	62,6 ± 6,8 (37,3%)	—
Zh8	Тюшевская серия	40	38,1 ± 3,4 (32,5%)	73,2 ± 6,9 (56,4%)	141,5 ± 42,7 (11,1%)
Zh10	»	50	43,3 ± 2,4 (72,1%)	94,4 ± 10,5 (27,9%)	—
Zh11	»	50	50,0 ± 2,9 (68,3%)	108,1 ± 10,5 (31,7%)	—

Примечание. Nt— количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3 — популяции циркона, рассчитанные по программе *Binogift* 1.8 [23, 24]. Возрасты приведены в млн лет, ошибка определения возраста соответствует ±10, проценты в скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Ш. Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора [14], особенности методики изложены в [16]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP TeflonMT размером 2x2 см. Для каждого образца готовились 2 пластинки. Пластинки обдирались на наждачной бумаге (800 grit) и затем полировались с использованием алмазных паст (9 и 1 мкм) и пасты АВОз 0,3 мкм на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH-KOH при температуре 228 °С в течение 14—18 ч (первая пластинка) и 18—22 ч (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 210 нейтрон/см (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 известным содержанием урана (CN-5) [25]. При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1600х, сухой метод; z-фактор [25], вычисленный по 12 возрастным стандартам (FCT-7, BL-5), равнялся 345,09 ± 8,44 (А.В. Соловьев).

нижний предел возраста осадконакопления отложений, так как отложения всегда моложе содержащихся в них обломков. Мы использовали методику детритовой термохронологии для датирования терригенных отложений Восточно-Камчатской аккреционной призмы.

Результаты трекового датирования обломочного циркона. Пробы песчаников (6—10 кг) были отобраны из отложений дроздовской, Станиславской свит и тюшевской серии (см. рис. 2, таблицу). Цирконы выделялись по стандартной методике в лаборатории аксессуарных минералов Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Датирование цирконов проводилось в лабораториях трекового датирования Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН и Юнион колледжа (Скенектади, Нью-Йорк, США). Особенности методики изложены в примечании к таблице. Из каждого образца были датированы от 40 до 50 зерен циркона. Для вычисления возраста зерен циркона использована программа *Zetaage 4.7* [23, 24]. Возраст зерен во всех образцах распределен в широком интервале, значит, в песчаниках встречается несколько разновозрастных популяций циркона. Для разделения разновозрастных популяций использована программа *Binomfit 1.8* [24]*.

Присутствие нескольких популяций циркона (рис. 3) позволяет предполагать, что породы после накопления не нагревались выше температуры закрытия трековой системы в цирконе — 215—240 °С [20]. В пользу этого говорят также полевые наблюдения литологии и структуры терригенных отложений: в породах не отмечается вторичных минералов, формирующихся при температурах выше 200 °С, отсутствует кливаж, образующийся при определенных PГ-условиях. Таким образом, в изученных толщах трековые датировки цирконов отражают время их остывания в материнских породах питающей провинции, а возраст осадочной толщи не древнее возраста содержащихся в ней цирконов. Трековые датировки наиболее молодой популяции цирконов дают нижний предел времени осадконакопления вмещающих песчаников.

Возраст наиболее молодой популяции зерен циркона близок к возрасту осадконакопления отложений, если во время седиментации в непосредственной близости имела место синхронная вулканическая

* Программы, использованные для расчетов, доступны для любого пользователя по <http://Wlove.geology.yale.edu/~brandon>.

активность [16, 17, 20—22]. В орогенных 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.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Дроздовская свита. Для определения возраста детритовых цирконов были отобраны четыре пробы среднезернистых песчаников. Цирконы разновозрастны, выделяется от двух до трех популяций (см. таблицу, рис. 3у4). Скорее всего, опробованные песчаники не прогревались выше температуры закрытия трековой системы, и возраст цирконов соответствует их остыванию в источнике. Возраст молодой популяции циркона в обр. Zh2 ($57,7 \pm 3,5$ млн лет) и Zh3 ($55,9 \pm 4,4$ млн лет) соответствует танету. Это означает, что опробованные песчаники не могут быть древнее раннего эоцена. В обр. Zh1 ($66,7 \pm 5,0$ млн лет) и Zh4 ($68,3 \pm 6,2$ млн лет) возраст молодой популяции более древний, соответствующий Маастрихту. По-видимому, в начале эоцена в пределах питающей провинции дроздовских песчаников существовали разновозрастные источники циркона. В целом полученные результаты не противоречат сопоставлению отложений дроздовской и тальниковской свит.

Обломочный материал, формировавший породы дроздовской свиты, поступал с континентальной окраины Евразии, где в начале эоцена происходила эксгумация и размыв блоков Охотско-Чукотского вулканического пояса, в том числе и гранитоидных интрузий [16, 22]. Особенности строения и вещественный состав отложений дроздовской свиты, а также возраст молодой популяции цирконов в песчаниках позволяют сопоставлять их с верхними горизонтами лесновской серии, обнажающейся на перешейке п-ова Камчатка [17, 26]. Однако образования дроздовской свиты занимают иное структурное положение, стратиграфически перекрывая вулканы Озерновско-Валагинской островной дуги в отличие от лесновской серии, образующей автохтон надвига, аллохтон которого сложен комплексами этой дуги.

Станиславская свита. Возрасты обломочных цирконов получены из трех проб грубозернистых вулканомиктовых песчаников Станиславской свиты (см. таблицу, рис. 3,5). Молодая популяция во всех трех образцах (Zh5—Zh7) имеет близкий возраст, соответствующий верхам среднего эоцена. Это означает, что опробованная толща не может быть древнее бартона. Таким образом, сопоставление Станиславской и дроздовской свит неправомерно. Более вероятно корреляция Станиславской свиты хр. Кумроч с тундровской свитой Кроноцкого п-ова. Тундровская свита представлена массивными грубообломочными песчаниками, согласно перекрытыми флишевой пачкой — олигоценовой чажминской свитой, содержащей фауну [12].

Об источнике среднеэоценовых цирконов в Станиславской свите можно высказать несколько предположений. Характер ее осадков исключает далекий перенос обломочного материала. Состав обломков показывает, что главным источником были образования Озерновско-Валагинской дуги, где возраст наиболее молодых вулкаников соответствует середине палеоэоцена. Можно предположить, что основным источником обломков Станиславской свиты (точнее, ее наиболее грубообломочных толщ) являлись испытывавшие быструю эксгумацию тектонические чешуи и клинья относительно глубоких горизонтов дуги, где температуры превышали блокирующую для циркона. С другой стороны, цирконы среднеэоценового возраста в бассейн седиментации мог поставлять Западнокамчатско-Корякский (Кинкильский) вулканический пояс, в пределах которого в это время происходил активный вулканизм [2]. В то же время размывались и более поверхностные горизонты Озерновско-Валагинской дуги, откуда поступал циркон с раннепалеоэоценовым и позднемиоценовым возрастом, характерным для вулкаников хапицкой свиты.

Тюшевская серия. Три пробы песчаников отобраны из верхней, флишевой части разреза тюшевской серии, фаунистически датированной нижним—средним миоценом (20—12 млн лет) [10]. В образцах выделяется от двух до трех возрастных популяций циркона (см. таблицу, рис. 3JB). Возраст молодой популяции соответствует диапазону от середины нижнего до верхов среднего эоцена (35—52 млн лет). В данном случае, возраст накопления песчаников существенно моложе самой молодой популяции циркона, содержащегося в них. Это означает, что синхронно осадконакоплению в осадок не поступали ни тефрогенный циркон, ни материал из быстро поднимающихся „горячих" блоков. Между тем миоцен — время интенсивного и частично эксплозивного вулканизма в Среднем хребте Камчатки [27]. По-видимому, источником терригенного материала тюшевской серии была не Камчатка, а Кроноцкая дуга, которая в первой половине миоцена находилась еще достаточно далеко от Камчатки. Самыми молодыми магматитами этой дуги были эоценовые вулканы и близповерхностные интрузии столбовской и кроноцкой серий. Они и могли быть главным источником цирконов молодой популяции в тюшевских песчаниках. В одном из образцов содержится несколько зерен относительно древнего (позднеюрско-раннемиоценового) циркона. Их вероятным промежуточным коллектором являются пикежские песчаники африканской серии, явно связанные с размывом континентального блока [28].

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

Новые трековые датировки циркона из терригенных пород хр. Кумроч в сочетании с уже известными данными позволяют уточнить историю формирования Восточно-Камчатской аккреционной призмы.

В более или менее непрерывном виде эта история прослеживается с кампана, когда в северной части Пацифики примерно в 2—3 тыс. км к юго-востоку от того края Евразии, где сейчас находится Камчатка, закладываются расположенные кулисообразно Озерновско-Валагинская и Кроноцкая островные дуги [29]. Озерновско-Валагинская дуга, зона субдукции под которую была наклонена в сторону океана, располагалась на краю Тихоокеанской плиты и в течение кампана, Маастрихта и начале палеоцена быстро приближалась к северо-восточной окраине Евразии. Кроноцкая дуга, по крайней мере, до середины палеоцена не смещалась к северу. Здесь зона субдукции была наклонена в сторону материка, а сама дуга

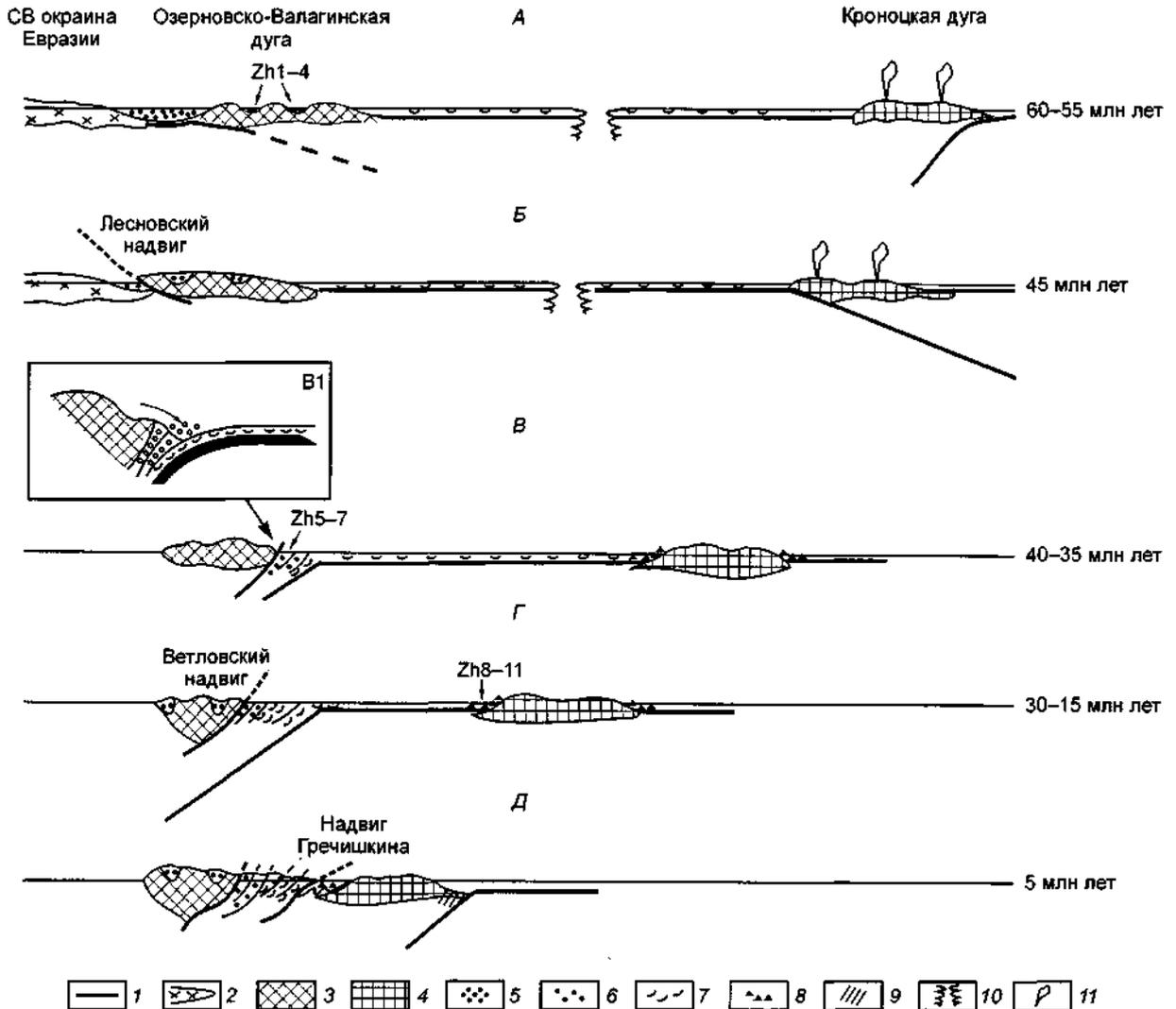


Рис. 4. Внемасштабная схема формирования Восточно-Камчатской аккреционной призмы.

А. Поздний палеоцен (60—55 млн лет). Прекращение субдукции под Озерновско-Валагинскую дугу, накопление чехла этой дуги (дроздовская свита), формирование отложений ветловской серии в бассейне между дугами, субдукция Тихоокеанской плиты под Кроноцкую дугу. Дуги, вероятнее всего, принадлежат к разным плитам. **Б. Средний эоцен (45 млн лет).** Коллизия Озерновско-Валагинской дуги с Евразией, формирование Лесновского надвига [26], инверсия субдукции под Кроноцкой дугой. **В. Средний—верхний эоцен (40—35 млн лет).** Прекращение субдукции под Кроноцкую дугу и превращение дуги во внутриплитное поднятие на Тихоокеанской плите, начало субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатку, накопление Станиславской свиты. **Г. Оligоцен—средний миоцен (30—15 млн лет).** Накопление терригенного чехла на склонах Кроноцкого поднятия (тюшевская серия), продолжение субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатку и наращивание аккреционной призмы за счет „соскабливания” (offscraping) ветловской серии. **Д. Плиоцен (5 млн лет).** Коллизия Кроноцкой дуги с Камчаткой, сдирание чехла (тюшевская серия) со склона Кроноцкого поднятия и присоединение этого чехла к аккреционной призме.

/ — океаническая кора; 2 — континентальный фундамент Западной Камчатки; 3 — Озерновско-Валагинская дуга и соответствующий рельеф в структуре Камчатки; 4 — Кроноцкая дуга; 5—8 — терригенные комплексы: 5 — лесновский и дроздовский, 6 — Станиславский, 7 — ветловский, 8 — тюшевский; 9 — современная аккреционная призма; 10 — спрединговый центр; 11 — активный вулканизм.

до середины эоцена, вероятнее всего, находилась на краю Евразийской или Северо-Американской плит. Дуги соединялись протяженным трансформным разломом.

Активный вулканизм в Озерновско-Валагинской дуге прекращается в середине палеоцена [9] (рис. 4⁴). Смена хапицкой свиты дроздовской отражает, во-первых, прекращение субдукции под дуги, а во-вторых — приближение дуги к континенту, откуда начинает поступать терригенный материал. Полученные нами датировки цирконов из песчаников дроздовской свиты хр. Кумроч подкрепляют сопоставление этого комплекса с тальниковской свитой Валагинского хребта, палеоцен-нижнеэоценовый возраст которой обоснован находками планктонных фораминифер. Деформация дуги следует за накоплением дроздовской свиты (см. рис. 4,5). В Валагинском хребте первые деформации Озерновско-Валагинской дуги фиксируются предснатольским несогласием в интервале 50—45 млн лет [9].

Кроноцкая дуга начала свой северный дрейф примерно тогда, когда прекратился вулканизм в Озерновско-Валагинской или даже несколько позже, когда Озерновско-Валагинская дуга уже стала частью Евразии. Начало быстрого северного дрейфа Кроноцкой дуги было обусловлено отмиранием желоба к югу от нее и заложением такого желоба к северу (см. рис. 4,5). Но уже к концу эоцена (40—35 млн лет) активный вулканизм в Кроноцкой дуге прекращается, и она продолжает северо-западный дрейф как внутриплитный „асейсмичный“ хребет на Тихоокеанской плите (см. рис. 4Д7~). Начиная с этого времени, сближение Тихоокеанской плиты с Евразией могло компенсироваться только в зоне поглощения, протянувшейся вдоль Камчатки. Развитие этой зоны субдукции закончилось коллизией Кроноцкой дуги с Камчаткой в конце миоцена, что фиксируется региональным предплиоценовым несогласием и становлением протяженного тектонического шва — надвига Гречишкина (см. рис. АД). Система крутых чешуйчатых надвигов и опрокинутых на восток складок, сложенных отложениями Станиславской, ветловской и тюшевской свит, может рассматриваться как аккреционная призма, структурно формировавшаяся между коллизиями Озерновско-Валагинской и Кроноцкой дуг с Евразией, т. е. с середины эоцена до конца миоцена.

Специфика этой призмы в ее трехчленном строении, отражающем три разные обстановки накопления ее пород. Наиболее древние породы ветловской серии слагают центральную структурно-формационную зону и представлены преимущественно гемипелагическими осадками, в меньшей степени пелагическими осадками и океаническими базальтами палеоцена и нижнего эоцена. По-видимому, это осадки того бассейна, который разделял Озерновско-Валагинскую и Кроноцкую дуги (см. рис. 4⁴—В). Субдукция литосферы этого бассейна под Камчатку привела к частичному счешуиванию этих осадков, большая часть которых, вероятно, поглощена в зоне субдукции.

Грубообломочные терригенные породы низов Станиславской свиты сформированы практически целиком за счет размыва Озерновско-Валагинского островодужного террейна и отражают контрастный рельеф, образованный либо в результате коллизии Озерновско-Валагинской дуги с Евразией, либо при заложении новой зоны субдукции в тылу этого островодужного террейна. Новые датировки грубообломочных пород Станиславской свиты (моложе 40 млн лет) позволяют исключить их непосредственную связь с коллизией Озерновско-Валагинской дуги, которая произошла существенно раньше (не позднее 45 млн лет). Поэтому мы предполагаем, что грубообломочные толщи Станиславской свиты фиксируют этап заложения новой зоны субдукции на северо-восточной окраине Евразийского континента. До этого (~с 45 до 40 млн лет) сближение Тихоокеанской плиты с Евразией могло компенсироваться субдукцией под Кроноцкую дугу. На начальной стадии образования аккреционной призмы ее основной объем формировался за счет обломочного материала Озерновско-Валагинской дуги (Станиславская свита), поступавшего в желоб со стороны высоко поднятой окраины континента (см. рис. 4,5*, 57). Позднее призма наращивалась главным образом за счет чехла субдуцируемой плиты (ветловская серия) (см. рис. 4Д Г).

Одновременно с формированием аккреционной призмы на краю континента на склонах Кроноцкого поднятия накапливался шлейф терригенных осадков, образующих тюшевскую серию (см. рис. 4Д Г). Судя по возрасту наиболее молодых цирконов (древнее 38 млн лет) из песчаников тюшевской серии, терригенный и тифрогенный материал с континента не поступал сюда вплоть до середины миоцена. Это хорошо согласуется с другими данными, указывающими на плиоценовую датировку коллизии Кроноцкого поднятия с Камчаткой. В начале этой коллизии часть олигоцен-миоценового чехла Кроноцкого поднятия была содрана со своего основания и присоединена к Восточно-Камчатской аккреционной призме (см. рис. 4Д), как ее третья составная часть — восточная, Тюшевская структурно-формационная зона.

ВЫВОДЫ

1. Возраст молодой популяции цирконов в песчаниках дроздовской свиты (хр. Кумроч) соответствует концу позднего палеоцена ($55,9 \pm 4,4$; $57,7 \pm 3,5$ млн лет). Формирование дроздовской свиты началось в конце палеоцена и продолжалось в раннем эоцене. Полученные датировки не противоречат сопоставлению (по возрасту) дроздовской свиты с верхнепалеоцен-нижнеэоценовой тальниковской свитой Валагинского хребта.

2. Возраст молодых популяций цирконов в грубообломочной толще Станиславской свиты ($40,7 \pm 3,1$; $40,9 \pm 3,9$; $42,4 \pm 1,9$ млн лет) указывает на то, что ее накопление началось не ранее середины бартона. Поэтому возрастное сопоставление Станиславской и дроздовской свит неправомерно. Значительно более вероятно сопоставление Станиславской свиты хр. Кумроч с тундровской свитой Кроноцкого полуострова.

3. Возраст молодых популяций цирконов в песчаниках тюшевской серии (от $50,0 \pm 2,9$ до $38,1 \pm 3,4$ млн лет) значительно древнее возраста самих песчаников (нижний—средний миоцен, 24—11 млн лет). Это означает, что в пределах питающей провинции тюшевских песчаников не было пост-эоценовых источников циркона, связанных с вулканической деятельностью. Следовательно, Камчатка с интенсивным вулканизмом в Срединном хребте такой провинцией быть не могла и тюшевская серия формировалась за счет размыва Кроноцкого поднятия (внутриплитного „асейсмичного“ хребта), где вулканизм закончился в эоцене.

4. Специфическое деление Восточно-Камчатской аккреционной призмы на три продольные структурно-формационные зоны (Станиславскую, Ветловскую и Тюшевскую) отражает три стадии ее образования. Станиславская зона формировалась в момент максимально контрастного рельефа при заложении новой зоны субдукции вдоль Камчатки после отмирания Кроноцкой дуги, ветловская — несколько позднее в результате растянутого во времени сдирания (и счешуивания) чехла океанического бассейна, разделявшего Озерновско-Валагинскую и Кроноцкую дуги с середины палеоцена до конца миоцена. Тюшевская зона — это частично содранный со своего основания олигоцен-миоценовый чехол Кроноцкого „асейсмичного“ хребта, возникшего на месте утратившей свою активность Кроноцкой дуги и столкнувшегося с Камчаткой в конце миоцена.

Авторы признательны Н.А. Богданову за ценные рекомендации, Г. Базаркину (ТИНРО), Д.М. Ольшанецкому, О.В. Родионову за помощь в полевых работах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 02-05-64967), Национального научного фонда (США) — проект OPP-9911910.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геологическая карта СССР**. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-57, (58) — Палана: Объясн. зап. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1989, 105 с.
2. **Объяснительная записка** к тектонической карте Охотоморского региона м-ба 1:2 500 000 /Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М., Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000, 193 с.
3. **Шапиро М.Н.** Позднемиоценовая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника, 1995, № 1, с. 58—70.
4. **Хотин М.Ю.** Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М., Наука, 1976, 196 с.
5. **Шапиро М.Н., Сляднев Б.И., Ландер А.В.** Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника, 1984, № 1, с. 84—98.
6. **Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др.** Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М., Наука, 1993, 272 с.
7. **Шапиро М.Н., Печерский Д.М., Ландер А.В.** Скорости и направления абсолютного перемещения субдукционных зон в геологическом прошлом // Геотектоника, 1997, № 2, с. 3—13.
8. **Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А.** Верхнемиоценовые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблемы источников // Литология и полезные ископаемые, 1992, № 6, с. 94—106.
9. **Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю. и др.** Новые данные по стратиграфии мезозоя—кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994, т. 2, № 6, с. 77—84.
10. **Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных регионов России — Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов:** Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. М., ГЕОС, 1997, 114 с.
11. **Цуканов Н.В.** Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое—раннем кайнозое. М., Наука, 1991, 104 с.
12. **Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова СР.** Строение безофиолитового коллизионного шва Восточной Камчатки — зоны надвига Гречишкина // Геотектоника, 1997, № 3, с. 74—85.
13. **Фор Г.** Методы датирования, основанные на исследовании треков осколков деления и других радиационных нарушений // Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, с. 353—375.
14. **Wagner G.A., Van Den Haute P.** Fission-Track Dating. Kluwer Academic Publishers, 1992, 285 p.
15. **Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J.** Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology // Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile

- Flow and Erosion. Geological Society / U. Ring, M.T. Brandon, G.S. Lister & S.D. Willett(eds). London, 1999, Special Publications, 154, p. 283—304.
16. **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 // *Phys. Chem. Earth, Part A*, 2000, v. 25, № 6—7, p. 565—570.
 17. **Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н.** Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2001, т. 9, № 3, с. 89—100.
 18. **Соловьев А.В.** Решение тектонических задач методом трекового датирования обломочных минералов // *Материалы всероссийской научной конференции „Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков”*, Т. 1: Тектоника, стратиграфия, литология. М., ООО „Связь-принт”, 2002, с. 95—97.
 19. **Fleisher R.L., Price P.B., Walker R.M.** Nuclear tracks in solids. University of California Press, Berkeley, CA, 1975, 605 p.
 20. **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.
 21. **Garver J.I., Brandon M.T.** Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-Tyughton basin, southern Canadian Cordillera // *Tectonics*, 1994, v. 13, № 2, p. 401—420.
 22. **Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т.** Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена Западнокамчатско-Укэляятской зоны // *Литология и полезные ископаемые*, 2001, № 4, с. 374—389.
 23. **Brandon M.T.** Decomposition of fission-track grain-age distributions // *Amer. J. Sci.*, 1992, v. 292, p. 535—564.
 24. **Brandon M.T.** Probability density plot for fission-track grain-age samples // *Radiation Measurements*, 1996, v. 26, № 5, p. 663—676.
 25. **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.
 26. **Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И.** Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // *Геотектоника*, 2002, № 6, с. 45—59.
 27. **Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.** Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // *Геотектоника*, 2002, № 4, с. 64—80.
 28. **Шапиро М.Н., Хотин М.Ю.** Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // *Литология и полезные ископаемые*, 1973, № 5, с. 67—74.
 29. **Левашова Н.М.** Кинематика позднемеловых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., ГИН, 1999, 22 с.

*Рекомендована к печати 31 октября 2003 г.
В.А. Берниковским*

*Поступила в редакцию
5 июня 2003 г.*