СОЛОВЬЕВ Алексей Викторович

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБЛАСТЯХ КОНВЕРГЕНЦИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ МЕТОДАМИ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Специальность 25.00.03 - геотектоника и геодинамика

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

Работа выполнена в Институте литосферы окраинных и внутренних морей и Геологическом институте Российской Академии наук

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук - С.Д.Соколов (Геологический институт РАН, г. Москва)

доктор геолого-минералогических наук - А.К.Худолей (Санкт-Петербургский Государственный Университет, г. Санкт-Петербург)

доктор геолого-минералогических наук - Е.В.Бибикова (Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, г. Москва)

Ведущая организация: Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

Защита состоится 3 марта 2005 г. в 14-30 на заседании Диссертационного Совета Д.002.215.01. по общей и региональной геологии, геотектонике и геодинамике в Геологическом институте РАН по адресу: Москва, Пыжевский пер., 7, Геологический институт РАН, актовый зал

С диссертацией можно ознакомиться в Библиотеке по естественным наукам (отделение геологической литературы) по адресу: Москва, Старомонетный пер., 35

Отзывы на автореферат просьба высылать в двух экземплярах, заверенных печатью, по адресу: Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, 119017 Москва, Россия, ученому секретарю Диссертационного совета.

Автореферат разослан 1 февраля 2005 года.

Ученый секретарь Диссертационного совета, кандидат геолого-минералогических наук

М.В.Лучицкая

Актуальность работы. Изучение тектонических процессов, происходивших в областях конвергенции литосферных плит, является фундаментальной научной проблемой современной геотектоники. Исследования динамики и кинематики тектонических процессов (аккреция, коллизия, эксгумация) путем оценки времени и скорости их развития, направлений перемещений становятся все более актуальными в последние десятилетия. Возможность постановки таких задач связана в первую очередь с развитием методик геохронологических и структурно-кинематических исследований. В настоящей работе приводятся оригинальные примеры решения тектонических задач методами трекового датирования (fission-track dating) циркона и апатита и структурно-кинематического анализа. Методические приемы реконструкций тектонической эволюции показаны на примере юга Корякского нагорья и Камчатки. В качестве дополнительного материала привлекаются данные, полученные по Южно-Анюйской зоне (Западная Чукотка и остров Большой Ляховский).

Количественная характеристика тектонических процессов весьма актуальна и в свете прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Так, например, реконструкция термальной истории терригенных пород методом трекового датирования апатита весьма важна для оценки зрелости органического вещества и прогноза нефтегазоносности.

Цель работы. Цель данной работы заключалась в изучении особенностей тектонических процессов, происходивших в областях конвергенции литосферных плит, на примере Северо-Востока России. Для достижения этой цели решались задачи двух типов: методические и региональные.

Методические задачи сводились к следующим:

- Продемонстрировать возможность датирования "немых" терригенных толщ методом детритовой термохронологии (трековое датирование циркона);
- Подобрать комплекс методов для оценки средних скоростей некоторых тектонических процессов (коллизия, аккреция, эксгумация);
- Рассмотреть возможности и ограничения совместного использования геохронологических и структурно-кинематических методов для изучения тектонических процессов;
- Предложить методику анализа кинематики разрывных нарушений в слоистых толщах;
- Усовершенствовать методику подготовки препаратов трекового анализа применительно к датированию обломочных цирконов;
 - Региональные тектонические задачи были сформулированы следующим образом:
- Получить структурные данные по коллизионно-аккреционным структурам для определения кинематических условий их формирования;

- Провести трековое датирование циркона из терригенных комплексов для определения их возраста, проведения стратиграфических корреляций, реконструкции источников сноса терригенного материала и изучения эволюции питающих провинций;
- Определить апатита трековые возраста ИЗ терригенных И магматических которые комплексов, позволяют судить времени выведения пород на близповерхностные уровни И возможность реконструировать дают постколлизионную или постаккреционную историю;
- Применить комплекс изотопных, биостратиграфических и структурнокинематических методов для ключевых объектов, чтобы оценить время, кинематику и скорости тектонических процессов (аккреция, коллизия, эксгумация).

Для решения вышеупомянутых задач в рамках поставленной цели опорным регионом был выбран юг Корякского нагорья и Камчатка, где в мезозое и кайнозое широко проявились процессы аккреции, коллизии и эксгумации.

Фактический материал. В основу работы положены оригинальные материалы, собранные автором во время полевых работ в 1992-2004 годах на юге Корякского нагорья и Камчатке. Геологический материал представлен в виде схем геологического строения ключевых участков, колонок, разрезов, зарисовок, фотографий. Образцы для геохронологического изучения отобраны автором (около 150 проб, вес от 3 до 10 кг каждая). Автором проведено петрографическое и литологическое изучение пород в прозрачно-полированных шлифах (~ 500). В поле автором измерено более 4000 основании структурных элементов, на которых проводился структурнокинематический анализ. В работе учтены литературные и фондовые материалы по рассматриваемым регионам. Образцы из Южно-Анюйской зоны предоставлены Г.Е.Бондаренко (ГИН РАН) - Западная Чукотка, А.Б.Кузьмичевым (ГИН РАН) - остров Большой Ляховский.

Методом трекового датирования проведено определение возраста цирконов из 80 образцов, получено около 3800 возрастов единичных зерен циркона. Апатит датирован из 70 образцов (около 2300 возрастов отдельных зерен). Получены датировки другими изотопными методами U/Pb (2 образца), Rb/Sr (1 образец), K/Ar (4 образца), (U-Th)/He (5 образцов). Датирование циркона и монацита методом U/Pb SHRIMP (6 образцов - анализ возраста обломочных цирконов, 8 образцов - определение возраста магматогенных или метаморфогенных цирконов, 5 образцов - датирование метаморфогенного монацита) проведено Дж. К. Хоуриганом (Йельский университет) по образцам автора. (U-Th)/Не датирование выполнено для 5 образцов автора (Йельский университет). Биостратиграфические исследования образцам автора проводились Т.Н.Палечек (ГИН РАН - радиолярии), Е.А.Щербининой (ГИН **PAH** нанопланктон), Е.Ю.Барабошкиным (МГУ моллюски),

В.Н.Синельниковой (ГИН РАН - двустворки, гастроподы), С.И.Ступиным (ГИН РАН - фораминиферы), Д.А.Лопатиной (ГИН РАН - споры и пыльца).

Методы исследования. Методы исследований делились на две группы: полевые и лабораторные. Полевые исследования опирались на геологические наблюдения и крупномасштабное картирование ключевых участков, анализ пликативных и дизъюнктивных деформаций для определения ориентировки осей палеонапряжений, изучение кинематических индикаторов в зонах разломов для определения направлений перемещений. При отборе проб для геохронологического изучения в первую очередь уделялось внимание структурной позиции образца, что в ряде случаев имеет огромное значение при интерпретации данных.

Выделение апатита, циркона, монацита, амфибола и биотита из проб проводилось в лаборатории минералогического и трекового анализа под руководством В.В.Ляховича (ГИН РАН). Подготовка препаратов для трекового анализа осуществлялось в лабораториях трекового датирования Юнион Колледжа (Скенектади, США) и Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Препараты облучались в реакторе Университета штата Орегон (США). Подсчет треков проводился на установках в Юнион Колледже (Скенектади, США), в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН, а затем в Геологическом институте РАН. При датировании использован метод внешнего детектора.

Трековое датирование (fission-track dating) - метод определения времени остывания минералов, основанный на подсчете плотности треков спонтанного деления ядер урана (U²³⁸), накапливающихся в природных минералах в ходе геологической истории. Трековый возраст отражает время остывания минерала ниже температуры закрытия трековой системы (например, Fleischer et al., 1964; Шуколюков и др., 1965; Wagner, Van den Haute 1992). В этом смысле, трековые возрасты соответствуют времени формирования для быстро остывших вулканических пород (возраст извержения) или отражают время остывания пород при выведении с глубинных уровней (возраст эксгумации). Детритовая термохронология - это методика, опирающаяся на трековое датирование отдельных зерен минералов из осадков, позволяет проследить связь между тектоническими процессами и седиментацией. Осадочные породы содержат минералы различного трекового возраста, которые поступили в осадок из источников с разной термотектонической историей. Это позволяет реконструировать эволюцию источников сноса во времени. Изучение возраста отдельных зерен циркона, дает возможность: а) проводить стратиграфические возраст отложений, не содержащих корреляции, б) определять фауны; в) реконструировать источники сноса терригенного материала изучать эксгумационную эволюцию пород питающих провинций.

Личный авторский вклад с работу. Постановка задач, примеры решения которых приводятся в работе, осуществлялась автором. В основу диссертации

положены авторские полевые материалы, собранные в 1992-2004 гг. на Камчатке и в Южной Корякии. В работе использованы коллекции, отобранные Г.В.Ледневой, М.Н.Шапиро, Дж.И.Гарвером, Дж.К.Хоуриганом, А.Б.Кирмасовым, Г.Е.Бондаренко, А.Б.Кузьмичевым. 80% трековых датировок, приведенных в работе, получено лично автором.

Научная новизна работы. Трековое датирование циркона и апатита и структурно-кинематический анализ впервые применены для анализа геодинамики южной Корякии и Камчатки, а также Южно-Анюйской зоны. К новым результатам относятся:

- Впервые применение трекового датирования в комплексе с другими методами для изучения южной Корякии и Камчатки позволило дать количественные оценки времени и скорости развития тектонических процессов (аккреция, коллизия, эксгумация) в позднем мезозое кайнозое.
- Трековое датирование циркона может рассматриваться как метод определения возраста терригенных отложений, что подтверждено биостратиграфическими данными. Обоснован возраст немых терригенных толщ Западной Камчатки, Лесновско-Укэлаятской зоны, а также Южно-Анюйской зоны.
- На оригинальном материале показано, что трековое датирование циркона и апатита из комплексов аккреционных призм применимо для изучения возраста аккретированных осадков, времени аккретирования и скоростей выведения комплексов на поверхность.
- Впервые обоснована диахронность коллизии меловой энсиматической дуги с северо-восточной окраиной Азии.
- Расшифрована структура и кинематика зоны Лесновско-Ватынского надвига одного из крупнейших тектонических швов Северо-Восточной Азии. Установлено время и скорость формирования Лесновского надвига.
- Предложена новая геодинамическая модель эволюции метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки.

Основные защищаемые положения:

1. На примере Камчатки, Южной Корякии, Южно-Анюйской зоны, показано, что возраст самой молодой популяции цирконов в песчаниках, определенный трековым методом, близок ко времени седиментации терригенных толщ. При этом источником этих цирконов могут быть не только продукты синхронного осадконакоплению вулканизма (возраст кристаллизации), но и блоки более древних пород фундамента активной окраины, относительно быстро выведенные на поверхность с глубинных уровней (возраст остывания). Продемонстрирована

- возможность определения возраста терригенных толщ областей конвергенции литосферных плит методом трекового датирования циркона.
- 2. На основе трекового датирования, как основного метода расчленения и корреляции флишоидных толщ юга Корякии и Камчатки, реконструирована эволюция Укэлаятско-Западно-Камчатского бассейна в позднем мезозое раннем кайнозое. Этот бассейн длительное время заполнялся сравнительно однородным терригенным материалом на фоне значительных изменений геодинамического режима на северовосточной окраине Азии: субдукционного в альбе-кампане, окраинного моря в кампане раннем палеоцене, коллизионного в позднем палеоцене среднем эоцене.
- 3. Новые геохронологические данные позволили обосновать диахронность коллизии меловой энсиматической островной дуги с северо-восточной окраиной Азии (Камчатка и южная Корякия). Южный сегмент дуги столкнулся с окраиной в раннем эоцене (в интервале 55-52 млн. лет), северный в среднем эоцене (45 млн. лет назад).
- 4. В результате коллизии южного сегмента дуги мощный аллохтонный пакет перекрыл автохтонные терригенные толщи северо-восточной окраины Азии, что привело к глубокому метаморфизму на юге Срединного хребта (52±2 млн. лет назад) как автохтона (колпаковская и камчатская серия), так и нижней части аллохтона (андриановская свита). Расчитанная скорость нагрева отложений в зоне коллизии в результате обдукции дуги составляет около 100°С/млн. лет.
- 5. Коллизия северного сегмента дуги привела к формированию Ватыно-Лесновского надвига. Лесновский надвиг образовался около 45 млн. лет назад за очень короткий промежуток времени (менее 1 млн. лет). Тонкие пластины островодужного аллохтона шарьированы на терригенные толщи Лесновско-Укэлаятского бассейна с амплитудой более 50 км.
- 6. Новые данные по аккреционным призмам Камчатки подтвердили применимость трекового датирования циркона и апатита для изучения возраста аккретированных осадков, времени аккретирования и скоростей выведения комплексов на поверхность. В Восточно-Камчатской аккреционной призме возраст терригенных отложений омолаживается с запада на восток, от континента к океану (на острове Карагинском от среднего эоцена до нижнего миоцена, в хребте Кумроч от среднего эоцена до среднего миоцена).

Практическое значение. Методические разработки, приведенные в работе, могут использоваться при датировании «немых» терригенных толщ и геологическом доизучении территорий. Новые датировки и структурно-кинематические данные позволяют более обоснованно подойти к вопросу прогноза месторождений полезных ископаемых, так как касаются вопросов перемещения комплексов и их становления в современной структуре.

Материалы исследований использовались при поисковых работах на платину, проводимых в 1997 году ЗАО «Корякгеолдобыча». Результаты, приведенные в работе, учитывались при составлении Паланской серии листов в ходе ГДП-200 (1999, 2000 гг.), проводимого ПГО "Камчатгеология". Материал диссертации был использован при составлении «Тектонической карты Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000» (ответственные редакторы Н.А.Богданов, В.Е.Хаин). Автором предложена методика (трековое датирование циркона) прогнозных работ на угольный метан, используемая в ДОАО "Промгаз".

Разделы о трековом датировании были написаны для учебных пособий «Общая геология» Н.В.Короновский и «Основы геотектоники» В.Е.Хаин, М.Г. Ломизе.

Апробация работы и публикации. Результаты работы были представлены и опубликованы в материалах всероссийских и международных совещаний: на научной конференции ИЛ РАН (Москва, 1999); на научных чтениях памяти акад. А.Л.Яншина (Москва, 2000); на I, II и III молодежных конференциях им. акад. А.Л.Яншина (Москва, 2001, 2002, 2003); на XXXI – XXXVIII Тектонических совещаниях МТК (Москва, 1998-2003, 2005); на молодежной школе-конференции XXXVII Тектонического совещания (Москва, 2004); на конференции, посвященной 10-летию РФФИ (Москва, 2002); на 5, 6, 7-ой Международных конференциях по тектонике плит им. Л.П.Зоненшайна (Москва, 1995, 1998, 2001); на І и ІІ Российской конференции по изотопной геохронологии (Москва, 2000; Санкт-Петербург, 2003); на Рабочих Совещаниях по проекту NEMLOR INTAS (Санкт-Петербург, 2002, 2003, 2004); на Международном совещании по трековому анализу (Кадис, Испания, 2002); на Сессиях Американского Геофизического Союза (AGU Fall Meeting, Сан-Франциско, 2000, 2004); на 31^{ом} Международном Геологическом конгрессе (Рио-де-Жанейро, Бразилия, 2000); на сессиях Европейского Геологического Союза (EUG IX, 1997; EUG XI, 2001; Страсбург, Франция); на Объединенной Сессии EUG-AGU-EGS (Ницца, Франция, 2003); на 24 Генеральной Ассамблее Европейского Геофизического Общества (EGS, Гаага, Нидерланды, 1999), на конференции "Геология Арктики, энергетические ресурсы и климатические изменения" (Тромсо, Норвегия, 2004).

Результаты исследований докладывались на заседаниях лаборатории тектоники окраинных морей ИЛ РАН (1999, 2001, 2003), на тектоническом коллоквиуме ГИН РАН (2004). Лекции о методике трекового датирования были прочитаны на кафедре динамической геологии геологического факультета МГУ (Москва, 2000) и для

студентов геологического отделения МГУ (Москва, 2002, 2003, 2004), в ДОАО «Промгаз» (Москва, 2002).

По теме диссертации опубликовано более 80 работ. За цикл работ «Эволюция конвергентных областей по данным структурного анализа и трекового датирования (на примере Камчатки и Корякии)» автор награжден медалью Российской академии наук с премией для молодых ученых.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 2 частей (в первой части 3 главы, во второй - 2), заключения и списка литературы из 408 наименований, она включает 27 таблиц, 140 иллюстраций и занимает 362 страницы.

Работа делится на введение, две части и заключение. Первая часть работы посвящена рассмотрению методических основ трекового датирования, возможностей и ограничений метода, и делится на три главы. В первой главе представлены физические основы метода трекового датирования, во второй - описана концепция отжига треков, в третьей - освещены методические принципы решения тектонических задач методом трекового датирования, а также приводятся некоторые конкретные примеры, взятые из литературных источников. Во второй части рассматриваются примеры изучения тектонических процессов методом трекового датирования структурно-И кинематического анализа, в основе которых лежат оригинальные данные автора. Первая глава второй части посвящена изучению тектонических процессов, происходивших на северо-восточной окраине Азии в позднем мезозое - кайнозое. Реконструкции тектонической эволюции приводятся для Западной Камчатки, Лесновско-Укэлаятского прогиба (юг Корякии, Камчатка), Лесновско-Ватынского надвига, Восточно-Камчатской аккреционной призмы, Срединного хребта Камчатки. Во второй главе приводятся примеры применения трекового датирования для комплексов Южно-Анюйской зоны (Западная Чукотка и остров Большой Ляховский).

Благодарности. Работа выполнена в лаборатории тектоники окраинных морей Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН (1992-2004), с 2004 года в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН. Автор выражает глубокую признательность директору ИЛ РАН и учителю Н.А.Богданову за научную и финансовую поддержку.

Исследования финансировались Российским фондом фундаментальных исследований (проекты №97-05-79025, №98-05-79056, № 98-05-64525, №01-05-79112 и № 02-05-64967) и Национальным научным фондом (NSF - США), гранты EAR 94-18990, EAR 94-18989, OPP-9911910. Автор благодарен профессору Дж.И. Гарверу (Юнион Колледж, Скенектади, США) за стажировку в 1998 – 1999 гг. В 1998 – 2000 гг. исследования финансировались по гранту 5-го конкурса-экспертизы Комиссии РАН по работе с молодежью. В 2003-2004 гг. работы были поддержаны в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №7, в 2004 году финансировались Американским фондом гражданских исследований и развития для независимых

государств бывшего Советского Союза (CRDF #RG1-2568-MO-03) и Фондом содействия Отечественной науке.

Автор искренне благодарен Дж.И. Гарверу (Юнион Колледж, США), М.Т. Брэндону (Йельский университет, США) за неоценимую помощь при освоении методов трекового датирования и структурно-кинематического анализа. Знания и полевой опыт М.Н.Шапиро очень помогли автору при сборе полевого материала и осмыслении полученных результатов. Автор благодарит Дж.К. Хоуригана (Йельский университет, США) за U/Pb SHRIMP датирование образцов автора. Автор признателен М.М.Аракелянц, Г.Е.Бондаренко, М.Е.Булену, В.Е.Вержбицкому, А.Е.Голдыреву, Е.С.Григоренко, А.Б.Кирмасову, А.Б.Кузьмичеву, К.А.Крылову, А.В.Ландеру, М.В.Лучицкой, Г.В.Ледневой, Д.А.Лопатиной, Т.Н.Палечек, П.Райнерсу, В.Н.Синельниковой, М.И.Тучковой, Е.А.Щербининой за многолетнюю поддержку и сотрудничество. Данная работа была бы невозможна без помощи сотрудников Н.Я. Щербачевой и И.С. Ипатьевой, работающих в лаборатории минералогического и трекового анализа под руководством В.В.Ляховича. Пользуясь случаем, хотелось бы выразить благодарность М.В.Алексютину, Е.В.Бибиковой, В.С.Буртману, В.С.Вишневской, А.Картеру, Д.В.Коваленко, Ю.О.Егорову, Е.А.Константиновской, Н.В.Короновскому, Б.А.Марковскому, В.С.Милееву, В.М.Моралеву, С.А.Паланджяну, Е.Г.Сидорову, Б.И.Слядневу, С.Д.Соколову, Н.И.Филатовой, О.М.Розену, А.И.Ханчуку, А.К.Худолею, В.Д.Чеховичу, П.А.Чеховичу, С.В.Шипунову за полезные рекомендации и плодотворные дискуссии, которые оказались весьма необходимыми при написании работы. Также я считаю своим долгом выразить признательность всем рецензентам моих статей, чьи замечания очень помогали более стройно и логично представить полученные данные.

ЧАСТЬ І. ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ: МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ, ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ

ГЛАВА 1. ОСНОВЫ МЕТОДА ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ

В начале 60-х годов американскими исследователями был разработан новый метод определения возраста минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (U²³⁸), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории (Price, Walker, 1963). В англоязычной литературе метод получил название - **fission-track dating**. Было показано, что подсчет треков в минералах можно проводить при помощи оптического микроскопа, так как их размер может быть увеличен путем химического травления определенным реагентом (Price, Walker, 1962). В переводе на русский язык метод получил название - **датирование по трекам осколков** деления урана (Шуколюков и др., 1965). Для краткости предлагается использовать термин - **трековое датирование**.

Деление ядер - один из процессов распада тяжелых радиоактивных нуклидов. При делении нестабильное ядро распадается на два дочерних фрагмента приблизительно одинакового размера. При делении ядер высвобождается несколько нейтронов, значительное количество кинетической энергии двух фрагментов ядра, которые разлетаются в противоположном направлении с большой скоростью и несут высокий положительный заряд. При прохождении через твердое вещество быстрая заряженная частица оставляет нарушение на атомном уровне, ориентированное вдоль траектории ее движения. Эти нарушения называются **ядерными треками** (или треками заряженных частиц), а материал, в котором регистрируются треки, - детектором.

Способность спонтанного деления характерна только для нуклидов с атомным номером $Z \ge 90$ и атомной массой $A \ge 230$, это Th, Pa, U, Np, Pu, и др. Но только 232 Th и два изотопа урана (235 U и 238 U) встречаются в природных материалах в концентрациях, которые могут быть измерены. Треки спонтанного деления, наблюдаемые в природных материалах, в основном сформированы за счет деления 238 U. Два других изотопа урана и торий имеют слишком низкое содержание и/или гораздо более длинный период полураспада, чтобы производить количество треков спонтанного деления сравнимое с количеством треков распада 238 U.

Треки, не подвергавшиеся травлению химическим реагентом, обычно называют скрытыми треками, а их наблюдение возможно только с помощью электронного микроскопа при увеличении 50000х (Silk, Barnes, 1959). Для визуального исследования треков при помощи оптического микроскопа были разработаны методики увеличения размера треков или визуализации. Наиболее популярная и широко применяемая методика химического травления, основанная на том, что места радиогенных нарушений (скрытые треки) в первую очередь подвергаются растворению химически агрессивным реагентом (Price, Walker, 1962; Price, Walker, 1963). При химическом травлении минерал погружается в соответствующий химический реагент, который растворяет в первую очередь места дефектов и увеличивает размер треков (рис. 1). Для трекового датирования используют оптический микроскоп (увеличение 1250х и выше), оснащенный проходящим и отраженным светом.

Трековое датирование базируется на классическом уравнении, описывающем скорость распада радионуклида (Фор, 1989):

$$dN_{\rm p}/dt = -\lambda N_{\rm p},\tag{1.1}$$

где $dN_{\rm p}/dt$ — скорость изменения числа атомов родительского нуклида, λ - постоянная распада, характеризующая свойства конкретного нуклида.

Уравнение

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_f)(N_s/N_i)I\sigma\phi + 1]$$
(1.2)

является фундаментальным для трекового метода (Fleischer et al., 1975), где λ_f - постоянная спонтанного распада, λ_α - постоянная распада за счет эмиссии α -частиц.

 N_s/N_i - отношение количества треков спонтанного деления к количеству треков индуцированного деления. Расчет трекового возраста базируется на измеренном количестве треков спонтанного деления (N_s) и числе атомов 238 U в определенном объеме вещества. Определение количества атомов 238 U также основано на подсчете треков. Для этого образец облучается в ядерном реакторе потоком тепловых нейтронов, в результате происходит индуцированное деление 235 U. ϕ – доза тепловых нейтронов (нейтрон/см 2), а σ - сечение индуцированного деления 235 U тепловыми нейтронами (см. пункт 1.2). Отношение 235 U - константа I = 1/137.88.

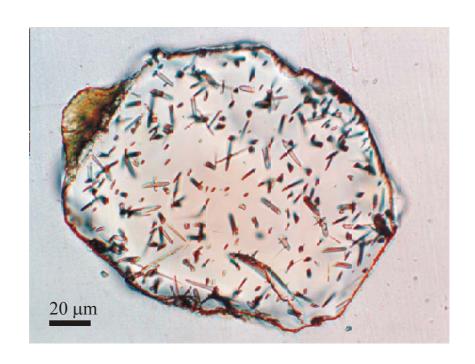


Рис. 1. Треки спонтанного деления урана (²³⁸U) в природном кристалле апатита, увеличенные путем химического травления HNO₃. Фотография любезно предоставлена профессором Дж.И.Гарвером (Юнион Колледж, Скенектади, штат Нью-Йорк, США).

В практике используется уравнение (Wagner, Van den Haute, 1992)

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{f})(\rho_{s}/\rho_{i})QGI\sigma\phi + 1], \tag{1.3}$$

где $G = g_i/g_s$ - геометрический фактор, $Q = \eta_i f(t)_i q_i/\eta_s f(t)_s q_s$. Значения η , f(t), q определяются методиками травления и наблюдения треков спонтанного и индуцированного деления (Fleischer et al., 1975; Wagner, Van den Haute, 1992).

В 70-х годах прошлого века среди ученых, занимавшихся трековым датированием, начались споры о систематических погрешностях метода, связанных с неточностью определения постоянной спонтанного деления 238 U (λ_f) и с трудностями измерения дозы нейтронов (ф) (Fleischer et al., 1975). Для того чтобы избежать этих проблем, при трековом датировании было предложено проводить Z-калибровку с помощью минералов-стандартов (Hurford, Green, 1982; Hurford, 1998). ζ -метод

позволяет получить калибровочный коэффициент, персональный для каждого исследователя (Hurford, Green, 1982; 1983). Для этого производится подсчет треков для минералов-стандартов.

Для определения трекового возраста применяется две аналитические методики: 1. анализ навесок (grain-population method) и 2. анализ отдельных зерен (grain-by-grain method) (Wagner, Van den Haute, 1992; Gallagher et al., 1998). Главное допущение первой методики состоит в том, что распределение урана в кристаллах одинаково. Этот метод не может использоваться, если в образце предполагается наличие гетерогенных минералов с анизотропным распределением урана, имевших различную термальную историю. Вторая методика позволяет датировать отдельные зерна. В современном трековом анализе чаще всего используется метод внешнего детектора (Hurford, Carter, 1991), который применим для датирования кристаллов с анизотропным распределением урана и для образцов, в которых встречаются разновозрастные зерна, например, детритовых.

Для вычисления трековых возрастов отдельных зерен и «среднего» возраста, и разделения разновозрастных популяций использованы программы Zetaage 4.7, BinomFit 1.8 и BinomFit 1.0 for Windows (Brandon, 2002), созданные М.Т.Брэндоном (Йельский университет, США) с использованием алгоритма (Galbraith, 1988). Модификация и улучшение первой версии программы BinomFit 1.8 было проведено И.С.Борейко (ГИН РАН) при участии автора, в результате чего появилась программа BinomFit 1.0 for Windows. Программы доступны для любого анонимного пользователя по http://love.geology.yale.edu/~brandon.

ГЛАВА 2. ОТЖИГ ТРЕКОВ

Развитие методов изотопной геохронологии привело к появлению понятий — истинный возраст, кажущийся возраст и температура закрытия изотопной системы (например, Dobson, 1973; Фор, 1989; Интерпретация...., 2001; Левский и др., 2003). Истинный возраст породы (минерала) соответствует интервалу времени между ее формированием и настоящим временем. Кажущийся возраст — это возраст породы (минерала), полученный каким-либо изотопным методом и отличающийся от истинного возраста. Температура закрытия (или температура блокирования) изотопа за счет диффузии становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления (Фор, 1989). Значение кажущегося возраста, измеренное при датировании, представляет собой промежуток времени с момента, когда исследуемый минерал последний раз остыл ниже температуры закрытия изотопной системы, при условии, что с этого момента изотопная система оставалась закрытой. Разные изотопные системы в различных минералах и породах имеют разные температуры закрытия (например,

Dobson, 1973; Фор, 1989; Harland et al., 1990; Интерпретация..., 2001; Левский и др., 2003).

Различные геологические параметры, такие как температура, время, давление, гидротермальное воздействие, ионизирующая радиация, могут разрушать треки спонтанного деления урана в кристаллах. Главным фактором является температура. Влияние температуры на отжиг треков в зависимости от времени воздействия описывается прямыми Аррениуса. Чем больше времени выдерживается образец, тем при меньшей температуре происходит отжиг треков. Исчезновение треков не происходит моментально, отжиг треков – это градиентный процесс. Температурный интервал, в котором происходит отжиг треков, называют зоной частичного отжига (РАZ). В наиболее общем виде зона частичного отжига для апатита определяется как 60-110°C (±10°C) (Laslett et al., 1987), для циркона 240°±50°C (Hurford, 1986) или 194°±18° (Bernet et al., 2002). Эффективная температура закрытия циркона оценена как 215°-240°С (Brandon, Vance, 1992). Термальная устойчивость треков варьирует от минерала к минералу. Увеличение термальной стабильности треков происходит в следующем порядке: апатит – циркон – сфен. На свойства отжига апатита влияет его химический состав. Например, треки в хлорсодержащем апатите более устойчивы, чем во фторсодержащем апатите (Gleadow, Duddy, 1981). В процессе отжига уменьшается не только плотность треков, но и уменьшается их длина. Изучение длин треков в апатите очень важно для правильной интерпретации данных.

ГЛАВА 3. ПРИМЕНЕНИЕ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Трековый возраст, в физическом значении, - это период времени, в течение которого происходило накопление треков в кристалле. Нужно иметь в виду четкое различие между «физическим измерением» и «геологической интерпретацией» трековых возрастов. Интерпретация трековых возрастов не всегда тривиальна и требует тщательного анализа, как полученного материала, так и учет разнообразных геологических факторов.

Трековое датирование применяется для решения широкого круга задач в геологии. Как традиционный метод тефрохронологии трековое датирование применяется для определения возраста вулканических стекол (например, Кашкаров и др., 1985; Комаров, 1985; Wagner, Van Den Haute, 1992; Gallagher et al., 1998; Кузьмин, Попов, 2000). Также метод активно используется для датирования импактитов (Комаров, Райхлин, 1976; Кашкаров и др., 2000), кимберлитов (Комаров, Илюпин, 1978). Применение метода в четвертичной геологии подробно рассмотрено в (Dumitry, 2000).

Датирование терригенных отложений, корреляция разрезов, реконструкция источников сноса. Современные исследования, использующие трековый анализ, направлены на определение возраста разрезов, лишенных фауны, реконструкцию источников сноса терригенного материала, изучение эксгумации орогенных поясов и установление термальной истории осадочных бассейнов (Wagner, Van Den Haute, 1992; Gallagher et al., 1998; Garver et al., 1999; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2000; Соловьев, 2002). Трековое датирование применимо для изучения динамики тектонических процессов (аккреция, коллизия, эксгумация) путем количественной оценки времени и скорости их развития (Соловьев, 2002). Трековый возраст отражает время остывания минерала ниже определенного порога или температуры закрытия. В этом смысле, трековые возрасты соответствуют времени формирования для быстро остывших вулканических пород (возраст извержения) или отражают время остывания медленно поднимающихся с глубин пород (возраст эксгумации).

Детритовая термохронология - это методика, которая позволяет оценивать возрасты остывания пород в источниках сноса на основании изучения трековых возрастов детритовых минералов из осадочных разрезов. Главное достоинство детритовой термохронологии состоит в том, что эта методика позволяет проследить во времени связь между тектоническими процессами и седиментацией. Треки в апатите устойчивы только в приповерхностных условиях (при температуре ниже 60°C), что ограничивает применение апатита в детритовой термохронологии. Хотя ряд исследований, анализировавших распределения возрастов обломочного апатита, не испытавшего отжига, известен для Гималаев (Rohrmann et al., 1995), Британской Колумбии (Канада) и Новой Зеландии (Garver et al., 1999). **Циркон** чаще применяют для решения задач методом детритовой термохронологии, так как треки сохраняются при больших температурах (до 200°C). Это позволяет применять циркон для изучения обломочных зерен в осадках, не погружавшихся глубже ~ 7 км. Изучение возраста отдельных зерен циркона, дает возможность (например, Hurford et al., 1984; Kowallis et al., 1986; Naeser et al., 1987; Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, Garver et al., 1999; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001; Соловьев и др., 2002; Soloviev et al., 2002; Бондаренко и др., 2003; Богданов и др., 2003; Шапиро и др., 2004; Соловьев и др., 2004): а) определять возраст отложений, не содержащих фауны, б) проводить стратиграфические корреляции, в) реконструировать источники сноса терригенного материала.

Изучение скоростей эксгумации комплексов питающих провинций. Одно из современных направлений трекового анализа — это датирование апатита и циркона из разрезов с целью изучения эксгумации комплексов-источников терригенного материала (Cerveny et al., 1988; Garver, Brandon, 1994; Rohrmann et al, 1996; Garver et al., 1999; Garver et al., 2000; Bernet et al., 2001). Это направление ставит своей целью изучение временной взаимосвязи между формированием рельефа, эрозией, климатом и

седиментацией в орогенных поясах Земли. Каждая питающая провинция (блок, комплекс) поставляет в прилегающий бассейн обломочные зерна с определенными трековыми возрастами, которые зависят от термальной истории этой провинции. Изучение эволюции комплексов питающей провинции проведено для северо-восточной окраины Азии (Охотско-Чукотский вулканический пояс) для конца мела — эоцена (Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2000). Размывавшийся материал окраины осаждался у подножия континентального склона в Лесновско-Укэлаятском прогибе. В осадках этого прогиба «записана» история эксгумации и эрозии блоков Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Изучение термальной истории осадочных бассейнов. Устойчивость треков в минералах зависит от температуры и времени, это обусловило применение трекового анализа для реконструкции термальной истории осадочных бассейнов. Большое количество исследований посвящено изучению апатита, так как температурный интервал зоны частичного отжига треков в апатите (60°-110° ±10°C) очень близок температурам, при которых происходит генерация жидких углеводородов. Формирование нефти и газа в осадочных бассейнах, как известно, происходит при определенных температурных условиях, так образование жидких углеводородов протекает наиболее интенсивно в интервале от 60° до 130° C, а газообразных углеводородов - в интервале 130° - 220° С при скорости нагрева 1-10°С/млн лет (Quigley, Mackenzie, 1988). Образование метана из угля в ходе углефикации происходит в интервале температур 80° - 230°, а наиболее интенсивная генерация угольного метана характерна для интервала 150°-230° (Хант, 1982; Rightmire, 1984; De Bruin et al., 2000). Трековый анализ апатита и циркона применяется для количественной оценки термальной истории осадочного бассейна, степени зрелости органических веществ (ОВ) при прогнозе нефтегазоносности и поисках нефти и газа. Трековый анализ, в отличие от других методов (например, анализ отражающей способности витринита), дает возможность проследить изменение палеотемператур во времени.

Изучение скоростей воздымания орогенных систем. Изучение скоростей воздымания горных систем во времени является одной из важных и сложных проблем современной геотектоники. Формирование и эволюция рельефа зависит от многих факторов, эта система представляет собой результат интегрального взаимодействия эндогенных (тектонические силы, магматизм) и экзогенных (климат, эрозия, седиментация) факторов. Так как трековый анализ дает количественную информацию о процессах остывания, то он может быть использован для оценок скоростей воздымания, эрозии и тектонической денудации. Остывание пород в геологических условиях может быть связано с абсолютно разными процессами (Wagner, Reimer, 1972; Wagner et al., 1977). Таким образом, при построении кривых остывания геологических объектов необходимо привлечение дополнительной информации, учет геологических

особенностей объекта исследований. Однако, несмотря на некоторые допущения и ограничения (Gallagher et al., 1998), трековый анализ активно используется для оценок скоростей воздымания, эксгумации, эрозии и является одним из немногих методов, позволяющих давать количественные оценки. В работе приводится несколько примеров для мезокайнозойских комплексов Корякии и Камчатки.

Реконструкция структурной эволюции комплексов. Трековое датирование активно применяется для изучения эволюции структурных неоднородностей земной сбросов. например, региональных надвигов, Множество исследований на основе структурного анализа и трекового датирования проведено для расшифровки истории эволюции метаморфических ядер кордильерского типа (Dokka et al., 1986; Foster et al., 1993; Johnson et al., 1997; Miller et al., 1999). Эти исследования позволяют установить связь между деформацией и денудацией, восстановить время и перемещений. Комплексное скорость сбросовых использование структурнокинематического и трекового метода позволило реконструировать эволюцию Лесновско-Ватынского надвига (Южная Корякия, Камчатка) (Соловьев, 1997; Соловьев и др., 1998; Соловьев и др., 2001; Соловьев и др., 2002; Soloviev et al., 2002), метаморфического ядра Срединного хребта Камчатки (Кирмасов и др., 2004; Соловьев и др., 2004; Хоуриган и др., 2004).

Изучение тризм - это процесс, приводящий к наращиванию континентальной коры, и изучение этих структур является одной из фундаментальных проблем современной геодинамики. В этом разделе рассмотрены два наиболее изученных примера - аккреционные призмы Симанто (Япония) и Каскадия (Северная Америка). На примерах аккреционных призм Симанто и Каскадия показано, что трековое датирование циркона и апатита может с успехом применяться для изучения возраста аккретированных осадков, времени аккретирования и скоростей выведения комплексов на поверхность. Оригинальные данные по аккреционным призмам Камчатки приводятся во второй части.

ЧАСТЬ II. ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ МЕТОДАМИ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

ГЛАВА 1. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ (ЮГ КОРЯКИИ, КАМЧАТКА) В КОНЦЕ МЕЗОЗОЯ – КАЙНОЗОЕ

1.1. Тектоническое районирование Северо-Востока Азии

Южная Корякия и Камчатка находятся в зоне взаимодействия трех крупных литосферных плит: Евразиатской, Северо-Американской, Тихоокеанской; и двух малых плит — Охотоморской и Берингии (Ландер и др., 1994; Богданов, 1998; Имаев и др., 2000; Объяснительная записка..., 2000). Регион представляет собой аккреционно-

коллизионную область, в пределах которой совмещены комплексы двух типов: аллохтонные террейны, испытавшие значительные перемещения, и инситные терригенные образования, сформированные у северо-восточной окраины Евразии (Watson, Fujita, 1985; Богданов и др., 1987; Зоненшайн и др., 1990; Bogdanov et al., 1990; Stavsky et al., 1990; Worrall et al., 1991; Соколов, 1992; Тильман, Богданов, 1992; Зинкевич и др., 1993; Парфенов и др., 1993; Чехович, 1993; Соколов, Бялобжеский, 1996; Селиверстов, 1998; Nokleberg et al., 1998; Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002; Константиновская, 2002; Коваленко, 2003). На эти структуры наложены окраинно-континентальные и/или рифтогенные вулканические пояса (например, Белый, 1997, 1994; Филатова, 1988; Hourigan, Akinin, 2003).

К востоку от Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) расположены структуры, вошедшие в состав Евразиатской континентальной окраины в позднем мелу – кайнозое. На севере - это Северо-Корякская аккреционно-коллизионная область (Руженцев и др., 1982; Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992; Nokleberg et al., 1998; Объяснительная записка..., 2000). Северо-Корякская аккреционно-коллизионная область с юга граничит с Укэлаятской зоной. На отложения Укэлаятской зоны по Лесновско-Ватынскому шву (Митрофанов, 1977; Шанцер и др., 1985; Соловьев, 1997; Соловьев и др., 2001) надвинуты образования Южно-Корякской аккреционно-коллизионной области (рис. 2).

Южнее ОЧВП расположена Охотоморская плита (Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002; Богданов, Добрецов, 2002). Отсутствие прямых данных о вещественном составе фундамента Охотоморской плиты приводит к дискуссиям о ее природе и происхождении (Гнибиденко, 1979; Строение дна..., 1981; Ханчук, 1985; Зоненшайн и др., 1990; Харахинов и др., 1996; Объяснительная записка...., 2000; Богданов, Добрецов, 2002). Фундамент Западной Камчатки одни исследователи рассматривают как часть Охотоморской плиты (Ханчук, 1985; Гладенков и др., 1997; Konstantinovskaia, 2001), другие выделяют самостоятельную Западно-Камчатскую микроплиту (Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002), столкнувшуюся с Охотоморской плитой в маастрихте.

К югу от Северо-Корякской аккреционно-коллизионной области и к востоку от Западно-Камчатской микроплиты расположены комплексы, вошедшие в структуру Азиатской окраины в среднем эоцене (рис. 2). В Южной Корякии - это террейны Южно-Корякской аккреционно-коллизионной области: Ватыно-Вывенкский, Олюторского хребта, Олюторского полуострова, Говено-Карагинский (Объяснительная записка..., 2000). На Камчатке — это Озерновско-Валагинский террейн, отделенный комплексами Восточно-Камчатской (Ветловская и Тюшевская зоны) аккреционной призмы от Кроноцкого террейна (Зинкевич и др., 1993; Константиновская, 2002; Соловьев и др., 2004).

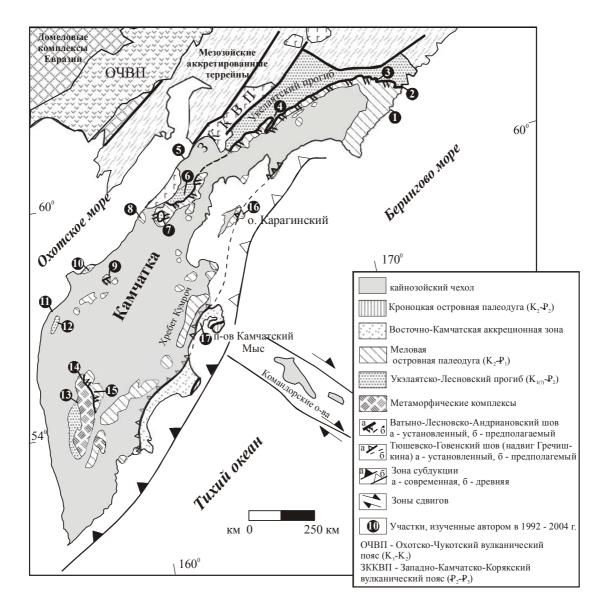


Рис. 2. Схема тектонического строения Камчатки и юга Корякии (по Тильман, Богданов, 1992; Шапиро, 1995; Объяснительная записка..., 2000; с изменениями автора). Цифрами в черных кружках показаны участки, изученные автором: 1 - мыс Витгенштейна, 2 - бухта Анастасия, 3 - реки Ильпи и Матыскен, 4 - река Тапельваям, 5 - мыс Теви, 6 - Шаманкинский купол, 7 - Ватапваямский купол, 8 - устье реки Палана, 9 - река Рассошина, 10 - хребет Омгон, 11 - мыс Хайрюзова, 12 - хребет Морошечный, 13 - река Крутогорова, 14 - река Облуковина, 15 - река Левая Андриановка, 16 - остров Карагинский, 17 - хребет Кумроч.

1.2. Тектоническая эволюция Западной Камчатки в свете данных трекового датирования и структурного анализа

В связи с составлением «Тектонической карты Охотоморского региона (масштаб 1: 2 500 000)» в 1998–2002 годах Институтом литосферы окраинных и внутренних морей РАН было проведено комплексное изучение мезозойских комплексов Западной Камчатки и характера их взаимоотношений с кайнозойскими отложениями.

Исследования автора опираются на геологическое описание комплексов Западной Камчатки (рис. 2) (6 участков), данные структурно-кинематического анализа, трекового датирования циркона и апатита.

В результате проведенных исследований были сделаны следующие выводы о строении домезозойских комплексов Западной Камчатки. Автохтон (или параавтохтон) представлен терригенным, иногда флишоидным, комплексом. По данным трекового датирования обломочного циркона возраст терригенных отложений варьирует в хребте Омгон от 114 до 80 млн. лет, в долине реки Рассошина – 80–77 млн. лет, в хребте Морошечный 82-72 млн. лет (табл. 1). В терригенных породах на мысе Хайрюзова найдена фауна (аммониты, аптихи, двустворки, гастроподы) раннеальбского возраста (Палечек и др., 2001). Таким образом, суммарный интервал накопления терригенного комплекса определяется как альб-кампанский. Во всех изученных районах песчаники терригенного комплекса близки по составу и соответствуют кварц-полевошпатовым Породы терригенного комплекса накапливались грауваккам. окраинноконтинентальной обстановке (Гречин, 1979; Соловьев и др., 2001). Состав комплекса указывает, что главным источником сноса была расчлененная вулканическая дуга (Охотско-Чукотский пояс), заложившаяся на континентальном основании Азиатской палеоокраины (Соловьев и др., 2001; Шапиро и др., 2001).

Среди отложений терригенного комплекса в хребте Омгон и в хребте Морошечный описаны чужеродные тектонические блоки. Тектонические блоки в хребте Омгон представлены кремнисто-вулканогенными образованиями, сформированными в конце юры и раннем мелу в океанической или окраинно-морской обстановке. Базальты сопоставляются с N-MORB спрединговых центров океанического типа (Богданов и др., 2003). Источником блоков вулканогенного комплекса, повидимому, являлась плита (или плиты) палео-Пацифики. Таким образом, в хребте Омгон тектонически совмещены разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках. Это позволяет рассматривать комплексы хребта Омгон как фрагмент палеоаккреционной призмы. Пластины и блоки океанического генезиса, сформированные в конце юры – раннем мелу, были «соскоблены» (offscraping) с субдуцировавших океанических плит и совмещены с терригенными окраинно-континентальными альб-кампанскими отложениями. В хребте Морошечный известны тектонические блоки оливиновых и безоливиновых габбро, образование которых, вероятно, происходило в преддуговом бассейне энсиматической островной дуги (Леднева, 2002).

В середине альба на гетерогенных образованиях северо-восточной окраины Азии закладывается Охотско-Чукотский вулканический пояс, связанный с субдукцией океанических плит Пацифики под эту окраину (Белый, 1977; Филатова, 1988; Зоненшайн и др., 1990; и др.). Аккреционные структуры, в которые вошли меловые терригенные отложения, накопившиеся на окраине Евразии, и чужеродные блоки

различного возраста и генезиса, известны в следующих сегментах: Янранайском (Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992), Омгонском (данное исследование), Тонино-Анивском и Хидака (Жаров, 2003), меловом поясе Симанто (Таіга et al., 1988). Таким образом, можно предполагать, что в альбе-кампане существовала единая конвергентная окраина на востоке и северо-востоке Евразии, вдоль которой формировались аккреционные структуры, их фрагменты указаны выше.

Таблица 1. Трековые возрасты детритовых цирконов из песчаников Западной Камчатки

<u> </u>	KH .								
Nобр. Серия, свита			Nt	Возраст популяций циркона (млн. лет)					лет)
				P1		P2		P3	
Хребет Омгон (участок 11 – см. рис. 2)									
OM3	ОМ3 Омгонская		75	80.0±4	1.1 (95%)	175.7±50.5 (5%)		=	
OM39	Омгонская	1	74	85.3±4.2 (95%)		167.8±33.6 (5%)		-	
OM30	0 Омгонская		46	90.6±9.0 (53%)		151.3±17.3 (47%)			-
OM27	М27 Омгонская		75	99.8±5.8 (83%)		187.0±27.9 (17%)		-	
OM24	ОМ24 Омгонская		75	102.0±18.9 (19%)		142.2±12.0 (68%)		248.2±28.8 (13%)	
OM22	ОМ22 Омгонская		60	114.5±7.2 (70%)		-		237.1±25.3 (30%)	
OM41	Снатольская	42		P1	P2	P3			P4
			45.2±3	3.2 (39%)	68.3±13.0 ((18%)	101.2±9.7 (36%	%)	293.0±60.7 (7%)
Долина реки Рассошина (участок 9 – см. рис. 2)									
OM50	ОМ50 Майначская		65	77.7±6.6 (50%)		96.6±11.4 (46%)			198.3±64.8 (4%)
OM48	ОМ48 Майначская		70	79.5±8.0 (30%)		108.0±12.3 (50%)		179.3±28.0 (20%)	
Хребет Морошечный (участок 12 – см. рис. 2)									
Х28 Кунунская]	50	82.2±1	2.0 (33%)	123.2±12.2 (67%)		-	
Х29 Кунунская		I	40	72.1±4	1.2 (88%)	-		207.9±33.5 (12%)	
Район мыса Теви (участок 5 – см. рис. 2)									
Ш34/99	9 Геткил-		60	58.5±4	1.9 (32%)	98.	1±8.1 (53%)	1	73.6±26.7 (15%)
	нинская								·
Ш22/99 Геткил- нинская			60	59.0±4	1.3 (45%)	107.	0±10.8 (48%)		192.1±73.0 (7%)
	пипская								

Примечание. N обр. – номер образца. Nt - количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3, P4 — возраст популяций циркона, рассчитанный по программе BinomFit v 1.8 (Brandon, 1996; Brandon, 2002). Возрасты приведены в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$, проценты с скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использование метода внешнего детектора (Wagner, Van den Haute, 1992).

Аллохтон наиболее полно изучен к северу от устья реки Паланы (см. рис. 2) и представлен вулканогенной и олистостромовой толщами (Палечек и др., 2003) брекчиями базальтов Вулканогенная толша сложена агломератовыми андезибазальтов с маломощными пачками аргиллитов, алевролитов, кремнистых алевролитов, кремней с примесью туфового материала. Олистостромовая толща представляет собой скопление глыб и линз кремней и кремнистых аргиллитов в песчано-брекчиевом матриксе. Накопление кремнистой толщи, послужившей источником большей части олистолитов, началось еще в конце юры и, по-видимому, продолжалось до конца мела (Курилов, 2000; Палечек и др., 2003). Тем не менее,

большинство олистолитов относится к кампан-маастрихтскому интервалу. По палеомагнитным данным кампан-маастрихтские кремнистые породы накапливались на 40-х широтах (среднее значение), то есть южнее современного места олистостромовой толщи в структуре Западной Камчатки (Чернов и др., 2000). Состав кремней, подтверждает этот вывод, так как такие породы могли осаждаться на значительном расстоянии от окраины северо-восточной Азии, поставлявшей огромное количество терригенного материала в смежные бассейны.

Во второй половине кампана начинается формирование вулканогенной толщи. представлены Базальтоиды калиевыми известково-щелочными разностями шошонитами, типичными для островных дуг (Кузьмичев, Сухов, 2000). Ближайший их аналог в регионе - вулканиты кирганикской свиты в южной части Срединного хребта Камчатки (Флеров, Колосков, 1976). Возраст вулканогенной толщи обоснован К/Аг датировками амфибола из андезибазальтов (72.5±3.5 и 72.0±3.5 млн. лет) как Присутствие обломков раннемаастрихтский. пород вулканогенной олистостромовой позволяет нам считать, что возраст олистостромовой толщи постраннемаастрихтский. Таким образом, тектоническое скучивание и связанное с ним олистостромообразование, скорее всего, произошло после раннего маастрихта.

Постаккреционная история. Данные трекового датирования апатита показывают, что палеоаккреционная призма хребта Омгон была выведена на приповерхностный уровень (> 4 км) в маастрихте (около 70 млн. лет назад). Таким образом, к этому моменту завершился процесс аккреции и комплексы хребта Омгон вошли в структуру континентальной окраины. В позднем палеоцене в образования палеоаккреционной призмы внедрились силлы (Леднева, 2001), это произошло на широте, близкой к современному положению хребта Омгон (Чернов и др., 2000). Интенсивные деформации произошли в среднем эоцене, после это начинается формирование Кинкильского вулканического пояса и отложение снатольской молассы. В середине миоцена происходит еще один этап деформаций, наиболее ярко отраженный в постсреднеэоценовых комплексах мыса Хайрюзова и хребте горы Морошечной.

1.3. Эволюция Лесновско-Укэлаятского окраинно-континентального прогиба по данным трекового датирования и структурного анализа

В южной части Корякского нагорья к северу и северо-западу от Олюторской зоны, сложенной верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными толщами (Богданов и др., 1987), расположен Укэлаятский прогиб (или Центрально-Корякская структурнофациальная зона (Ермаков, Супруненко, 1975)). Прогиб выполнен интенсивно дислоцированными вернемеловыми и нижнепалеогеновыми песчано-сланцевыми толщами, часто имеющими флишоидный облик (Ермаков и др., 1974; Казимиров и др., 1987). Близкие по возрасту и составу терригенные толщи развиты на перешейке

Камчатки (лесновская серия) (Шанцер и др., 1985; Соловьев и др., 2001) (рис. 2). Терригенные отложения Лесновско-Укэлаятской зоны большинством исследователей рассматриваются как образования подножия континентального склона Азии (Ермаков, Супруненко, 1975; Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992; Шапиро, 1995; Объяснительная записка..., 2000). Бассейн терригенной седиментации существовал здесь с мела до середины среднего эоцена, когда верхнемеловые и нижнепалеоценовые кремнисто-вулканогенные комплексы островой дуги причленились к Азии (Соловьев и др., 1998; Соловьев и др., 2002).

Терригенные толщи Лесновско-Укэлаятской зоны редко содержат макрофауну, их датировки базировались, главным образом, на ископаемых микрофоссилиях (преимущественно бентосные фораминиферы, реже радиолярии и нанопланктон). Трековое датирование цирконов из терригенных толщ юга Корякии и Камчатки показало, что песчаники содержат несколько популяций обломочного циркона (Соловьев, 1997; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001; Шапиро и др., 2001; Соловьев и др., 2002). 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. Таким образом, трековые датировки наиболее молодой популяции цирконов дают нижний предел 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 питающих провинций.

На шести участках в пределах Лесновско-Укэлаятской зоны (рис. 2) было отобрано 32 образца песчаников (6-10 кг каждый). Из каждого образца датировано от 10 до 90 зерен циркона (табл. 2). Во всех образцах песчаников присутствует от 2 до 4 разновозрастных популяций циркона (табл. 2, рис. 3). Изучение апатита из тех же образцов и вторичных минералов аргиллитов позволяет сделать вывод, что терригенные толщи не нагревались выше температуры 215-240°C после осадконакопления (Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001).

В изученных пробах самая молодая популяция циркона имеет широкий возрастной диапазон: от коньяка до середины эоцена (табл. 2). На ряде примеров показано, что возраст молодой популяции цирконов близок к возрасту отложений определенному независимыми биостратиграфическими методами. Так, например, опробованная часть лесновской серии содержит молодую популяцию циркона с трековыми возрастами 43.7±3.4-58.1±4.2 млн. лет (Соловьев и др., 2002). Это полностью соответствует палеоцен-среднеэоценовому возрасту серии по определениям нанопланктона (Soloviev et al., 2002). Среди обломочных цирконов из образца 95JG-16 (табл. 2), датированных U/Pb SHRIMP методом, имеются зерна с возрастами 56.2±2.2 и

54.2±4.0 млн. лет, которые в пределах ошибок совпадают с возрастом молодой популяции цирконов согласно данным трекового датирования (Hourigan et al., 2001).

Таблица 2. Трековые возрасты детритовых цирконов из песчаников Лесновско-Укэлаятского прогиба (Южная Корякия, Камчатка)

N обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона					
	• •		Р1 (млн. лет)	Р2 (млн. лет)	РЗ (млн. лет)			
Укэлаятская зона (район мыса Витгенштейна - участок 1, см. рис. 2)								
93JG-4	Укэлаятская	40	65.7±7.4 (54%)	83.4±9.6 (46%)	-			
Укэлаятская зона (район бухты Анастасии - участок 2, см. рис. 2)								
JG93-2	Укэлаятская	10	47.8±3.7 (90%)	-	166.0±56.5 (10%)			
	Укэлаятска	ая зона (ра	айон рек Ильпи и Мат	ион рек Ильпи и Матыскен- участок 3, см. рис. 2)				
JG95-7	Укэлаятская	46	43.9±3.6 (42%)	76.4±6.3 (58%)	-			
JG95-41	Укэлаятская	46	49.8±8.0 (38%)	89.3±15.4 (51%)	151.9±57.4 (11%)			
JG95-16	Укэлаятская	43	51.3±6.3 (41%)	85.7±9.4 (54%)	188.2±56.2 (5%)			
JG95-19	Укэлаятская	78	54.5±3.7 (50%)	97.7±7.2 (50%)	-			
JG95-39	Укэлаятская	37	57.8±3.7 (91%)	-	134.5±50.8 (9%)			
JG95-29A	Укэлаятская	50	66.1±6.3 (59%)	112.2±14.7 (41%)	-			
Укэлаятская зона (район реки Тапельваям - участок 4, см. рис. 2)								
96JG-18	Укэлаятская	32	54.8±2.8 (39%)	88.3±6.2 (43%)	155.6±13.4 (18%)			
96JG-21	Укэлаятская	20	58.0±3.2 (53%)	105.6±7.1 (47%)	-			
96JG-7	Укэлаятская	32	59.4±2.3 (29%)	118.3±5.3 (45%)	241.9±15.7 (26%)			
96JG-14	Укэлаятская	15	61.8±3.7 (26%)	104.8±8.0 (12%)	139.4±13.7 (30%)			
96JG-15	Укэлаятская	21	64.8±2.3 (71%)	129.6±9.6 (12%)	189.4±13.7 (17%)			
96JG-4	Укэлаятская (блок)	20	66.2±3.1 (56%)	-	169.0±11.1 (44%)			
96JG-6	Укэлаятская	20	69.1±3.0 (55%)	137.7±7.4 (45%)	-			
96JG-20	Укэлаятская	20	73.3±3.2 (40%)	119.6±5.8 (36%)	189.3±16.1 (24%)			
96JG-13	Укэлаятская	15	78.2±4.1 (47%)	-	173.0±8.9 (53%)			
96JG-3	Укэлаятская	30	83.0±3.3 (61%)	129.0±7.1 (32%)	378.7±54.7 (7%)			
96JG-25	Укэлаятская	30	87.9±4.5 (40%)	124.9±6.1 (40%)	206.9±14.1 (20%)			
Лесновское поднятие (Шаманкинский купол - участок 6, см. рис. 2)								
Ш3/99	Лесновская	60	51.6±5.0 (27%)	86.7±8.9 (55%)	131.4±29.2 (18%)			
Ш2/99	Лесновская	75	54.1±8.9 (16%)	73.9±13.9 (26%)	132.6±9.2 (58%)			
Ш21/99	Лесновская	60	56.1±3.8 (37%)	106.0±11.5 (47%)	150.3±34.2 (16%)			
Ш15/99	Лесновская (блок)	59	86.1±6.1 (44%)	155.3±11.0 (56%)	-			
Лесновское поднятие (Ватапваямский купол - участок 7, см. рис. 2)								
L12	Лесновская	67	43.7±3.4 (17%)	70.6±4.4 (67%)	107.0±12.2 (16%)			
L1	Лесновская	45	46.0±2.7 (49%)	-	107.3±7.0 (51%)			
L9	Лесновская	90	47.0±3.8 (19%)	70.8±5.7 (56%)	104.0±11.9 (25%)			
L2	Лесновская	90	48.1±5.0 (7%)	78.1±5.8 (53%)	116.0±8.6 (40%)			
L11	Лесновская	90	50.4±5.6 (20%)	70.6±6.6 (65%)	109.7±25.0 (15%)			
L10	Лесновская	90	53.9±3.4 (40%)	87.5±6.2 (50%)	176.5±23.8 (10%)			
L17	Лесновская	90	54.5±10.4 (5%)	84.6±6.5 (65%)	134.6±18.9 (30%)			
L13	Лесновская	89	55.5±3.5 (34%)	93.0±4.8 (66%)	-			
L4	Лесновская	90	58.1±4.2 (36%)	83.3±6.3 (51%)	130.5±14.9 (13%)			

Примечание. Участки отбора показаны на рис. 2. Nt - количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3, P4 — популяции циркона, рассчитанные по программе BinomFit v 1.8 (Brandon, 1992; Brandon, 1996). Возраст приведен в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует \pm 1 σ , проценты в скобках - количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt).

В ходе длительного (верхний мел - середина эоцена, примерно 45 млн. лет) накопления мощного терригенного комплекса Лесновско-Укэлаятского прогиба в осадки постоянно поступал циркон, время последнего остывания которого почти совпадает с временем попадания в осадок. Это позволяет использовать возраст молодой популяции циркона в песчаниках как приближенную оценку возраста самих Кроме того, накоплению толщ Лесновско-Укэлаятского песчаников. прогиба седиментация Западно-Камчатском предшествовала терригенная В бассейне, начавшаяся в альбе (пункт 1.2). Таким образом, общий интервал терригенной седиментации на северо-восточной окраине Евразии захватывает альб – средний эоцен, что составляет 60 млн. лет.

Трековое датирование цирконов из песчаников показало, что 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. Таким образом, датирование обломочного циркона из песчаников, не испытавших нагрева выше 215 — 240°C, может рассматриваться как один из методов датирования немых терригенных толщ.



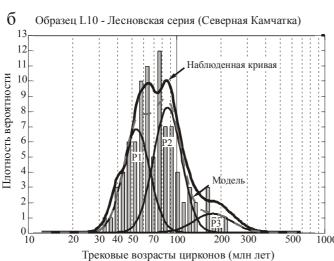


Рис. 3. Графики распределения трековых циркона возрастов зерен некоторых образцов песчаников лесновской серии. Наблюденная кривая - жирная сплошная линия. Модель, рассчитанная программой Zetaage 4.7 (Brandon, 1996). P1, P2, разновозрастных пики таблицу популяции (см. выделенные программой BimonFit 1.8 (Brandon, 1996). Гистограмма показывает количество зерен данного возраста в образце.

Охотско-Чукотский вулканический пояс и фрагменты Удско-Мургальской дуги, по-видимому, являлись питающей провинцией для терригенных толщ Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятской зоны. Синхронность остывания молодой популяции циркона и ее

захоронения в осадке легче всего объяснить туфогенным происхождением этой популяции. Габитус зерен циркона этой популяции согласуется такой интерпретацией. Объяснение синхронности остывания и захоронения цирконов их туфогенным происхождением не может считаться единственно возможным. В качестве рабочей гипотезы предполагается, 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.

1.4. Эксгумация блоков северо-восточной окраины Азии

В терригенных разрезах Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятского прогиба отражается история эволюции северо-восточной окраины Азии. Все процессы, происходившие в пределах континентальной окраины, такие как вулканизм, орогенное воздымание, эксгумация, эрозия, в той или иной степени отражены в разрезах, прилегавшего в окраине бассейна. Таким образом, в терригенных разрезах, накопившихся вдоль Азиатской континентальной окраины, отражена эволюция этой окраины в течение 60 млн. лет.

В данном разделе анализируется информация, которую несут более древние компоненты, выделенные при трековом анализе (табл. 1, 2). Р2 и Р3, Р4 дают материал о времени остывания пород питающей провинции (Garver, Brandon, 1994; Garver et al., 1999). Породы питающей провинции при эксгумации выводятся с глубинных уровней вверх, пересекают изотермы, соответствующие температуре закрытия трековой системы в цирконе, достигают поверхности, эродируются, и обломочные зерна транспортируются в осадочные бассейны. Интервал времени от остывания циркона ниже температуры закрытия (215°-240°С) выведения на поверхность отражает скорость эксгумации комплексов. Если принять, что время от появления минерала на поверхности до осаждения в бассейне мало (первые миллионы лет), то скорость эрозии и эксгумации может быть оценена по формуле (Garver et al., 1999)

$$\varepsilon_{\rm m} = [(T_{\rm c} - T_{\rm s}^0)/G]/dt,$$

где T_c - температура закрытия трековой системы, T_s - поверхностная температура, G - геотермический градиент, $dt=(t_d-t_c)$ - разница между временем закрытия трековой системы в минерале и временем его осаждения в бассейне. При условии, что разница между временем эрозии и осаждения стремится к нулю $(t_d$ - $t_e \sim 0)$.

Трековое датирование терригенных толщ Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятского прогиба показывает, что вторая популяция цирконов (P2) присутствует практически во всех образцах (табл. 1, 2). В образцах с Западной Камчатки возраст (P2) изменяется от 100 до 190 млн. лет, а содержание - от 5 до 68 %. В пробах из Лесновско-Укэлаятского прогиба возраст (P2) варьирует от 70 до 155 млн. лет, а содержание - от

12 до 66 %. В среднем содержание цирконов второй популяции в пробах около 40-60%, это говорит о значительном влиянии источников сноса с соответствующими возрастами остывания. Как показано в (Garver et al., 1999), закономерное омоложение второй популяции цирконов в зависимости от возраста седиментации (в нашем случае, возраста первой популяции) связано с прогрессивной эксгумацией питающей провинции. Именно такая картина наблюдается для терригенных комплексов Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятского прогиба. Так как возраст первой популяции близок к возрасту седиментации, то разность возрастов второй и первой популяции (lag time) (Garver et al., 1999; Garver et al., 2000) дает нам скорость эксгумации питающей провинции. Разница между возрастом седиментации и возрастом второй популяции для отложений Западной Камчатки составляет ~40-90 млн. лет, для пород Лесновско-Укэлаятского прогиба - ~30-70 млн. лет. В наших расчетах возраст молодой популяции (P1) принят за t_d , возраст второй популяции (P2) - t_c , $G = \sim 25-30$ °C/км, $T_c = 240$ °C, $T_s = 100$ 15°C. Оценка скорости эксгумации блоков окраины Азии для интервала ~90-45 млн. лет равна ~200-400 м/млн. лет (Garver et al., 2000), для интервала ~80-100 млн. лет - ~100-200 м/млн. лет (Соловьев и др., 2000). Отметим, что для отложений моложе ~ 58 млн. лет разница в возрасте между второй и первой популяциями меньше, чем для отложений древнее этого рубежа. Возможно два объяснения этого факта. Первое, в начале позднего палеоцена (58 млн. лет) происходит увеличение скорости эксгумации комплексов окраины с 200 м/млн. лет до 400 м/млн. лет. Второе, в это время происходит изменение палеотемпературного градиента и, как следствие, перестройка палеоизотерм (Garver et al., 2000). При любом из этих вариантов, можно проследить важное событие в эволюции северо-восточной окраины Евразии на рубеже 60 млн. лет.

1.5. Коллизия меловой дуги с северо-восточной окраиной Азии

Одним из главных событий в истории северо-восточной окраины Евразии в кайнозое была коллизия меловой островной дуги с континентом (Шапиро, 1995; Соловьев и др., 1998; Константиновская, 2002; Соловьев и др., 2002), когда меловые отложения окраинного моря и островной дуги были надвинуты на гетерогенные комплексы континентальной окраины. В результате этой коллизии сформировался Лесновско-Ватынский надвиг (Митрофанов, 1977; Алексеев, 1979; Шанцер и др., 1985; Соловьев, 1998). На основании геологических и палеомагнитных данных, предлагались варианты доколлизионной истории дуги и время коллизии (Geist et al., 1994; Шапиро, 1995; Левашова, 1999; Коваленко, 2003). Материалы геодинамического моделирования позволили предложить модель коллизионного процесса (Константиновская, 2003). Авторы описывали различные аспекты процесса, однако, кинематика коллизионного шва и время коллизии оставались не выясненными. Материалы автора позволили разделить доколлизионные и синколлизионные деформации автохтона, расшифровать

кинематику Лесновско-Ватынского надвига, установить время коллизии и оценить скорость коллизионного процесса.

1.5.1. Кинематика Лесновско-Ватынского надвига

При изучении строения зоны Лесновско-Ватынского надвига проводились структурные наблюдения в комплексах автохтона и аллохтона в непосредственной близости от шва, а также исследовались кинематические индикаторы в зоне сместителя надвига. Данные о деформациях автохтона и аллохтона опираются на полевые замеры ориентировок поверхностей слоистости, кливажа, разрывных нарушений, осей и осевых поверхностей складок. Направления относительных перемещений по разрывам (надвигам) определялись по методу анализа внутренних осей вращения (Cowan, Brandon, 1994). Для определения кинематики разрывов во флишоидных слоистых толщах предложен новый метод анализа срезаний слоистости (Соловьев, Брэндон, 2000). Метод анализа структур срезания слоистости разломом при определенных допущениях позволяет определять кинематику разрывных нарушений в слоистых толщах, а массовые замеры структур срезания слоистости и их соответствующая обработка дают возможность оценить направление регионального тектонического транспорта. Опробование метода анализа структур срезания геологических объектах показало, что он дает результаты, сходные с результатами, полученными другими структурно-кинематическими методами.

Аллохтон Лесновско-Ватынского надвига представляет собой сложнодислоцированный пакет покровов (Астраханцев и др., 1987; Богданов и др., 1987; Соловьев и др., 2001). Простирание крупных складок аллохтона, в целом, сместителю Лесновско-Ватынского параллельно надвига повторяет конфигурацию в плане. На изученных участках Лесновско-Ватынский надвиг - это пологая, слабо деформированная поверхность, разделяющая контрастные по составу и строению автохтонный и аллохтонный комплексы. По структурам Риделя в зоне надвига установлено, что наряду с северо-западными чисто надвиговыми движениями аллохтонных масс могли происходить северо-восточные левосдвиговые подвижки (Соловьев, 1997; Соловьев и др., 2001). Непосредственно под сместителем Лесновско-Ватынского надвига практически всегда наблюдаются выходы тектонизированного меланжа (Шанцер и др., 1985; Соколов, 1992; Шапиро, Соловьев, 1999), в котором в песчано-аргиллитовый матрикс (раздробленные породы укэлаятской и лесновской серий) погружены многочисленные глыбы кремней, туфов, базальтов, песчаников. Терригенные толщи ниже зоны меланжа смяты в изоклинальные складки, оси которых параллельны общему простиранию Лесновско-Ватынского надвига и Лесновско-Укэлаятской зоны в целом. Непосредственно под надвигом эти складки, как правило, имеют вергентность, соответствующую предполагаемому направлению движения аллохтонных масс (западную на Лесновском поднятии (см. рис. 2) и северо-северовосточную в поднадвиговой зоне в районе рек Ильпи и Матыскен (см. рис. 2)). Однако на некотором удалении от линии надвига складки Лесновско-Укэлаятской зоны наклонены навстречу надвигу. Это наблюдается в районе бухты Анастасии (юго-юго-западная) и реки Тапельваям (юго-восточная) (см. рис. 2). К юго-западу от Лесновского поднятия на мысе Омгон складки терригенных толщ (омгонская серия), близких по составу к лесновской серии, также характеризуются юго-восточной вергентностью (Соловьев и др., 2001). О южной и юго-восточной вергентности структур северного обрамления Укэлаятского прогиба сообщается в работах (Руженцев и др., 1982; Тильман и др., 1982; Алексеев, 1987; Григорьев и др., 1986; Казимиров и др., 1987; Соколов, 1992). По нашим наблюдениям, вергентность структур зависит не только от их позиции относительно Ватыно-Лесновского надвига, но и от возраста деформированных толщ.

Использование трекового датирования детритового цирконов из песчаников позволило обосновать возраст флиша на четырех участках, расположенных вблизи Лесновско-Ватынского надвига (табл. 2). Анализ данных о структуре и возрасте отложений показывает корреляцию между ними. Меловые - нижнепалеоценовые толщи Лесновско-Укэлаятского прогиба имеют преимущественно встречную вергентность относительно Лесновско-Ватынского надвига; отсюда следует, что деформации этих толщ, скорее всего, связаны с доколлизионной эволюцией флишоидного прогиба. С другой стороны, верхнепалеоценовые - эоценовые отложения деформированы конформно Лесновско-Ватынскому надвигу, что позволяет предполагать синколлизионную историю формирования этой складчатости.

Эволюция структуры Лесновско-Ватынского шва тесно связана с кинематикой движения меловой островодужной системы относительно Северо-Восточной Азии. С кампана ДΟ середины палеоцена дуга была активной надсубдукционной внутриокеанической структурой, быстро дрейфовавшей на северо-запад сближавшейся с континентом (Stavsky e al., 1990; Чехович, 1993; Шапиро, 1995; Левашова, 1999; Коваленко, 2003). В середине палеоцена (около 60 млн. лет назад) вулканизм в дуге прекращается и одновременно в ее южной части формируется флиш, источником которого была окраина Азии (Шапиро, 1995; Соловьев и др., 2001). Лесновско-Укэлаятский бассейн, отделявший дугу от континента, в это время уже не превышал по ширине нескольких сотен километров. Деформации фиксируются в середине эоцена (около 45 млн. лет) и связываются с коллизией (Соловьев и др., 2002). Также эоценовые отложения Северной Корякии опрокинуты к северу, наблюдаются ретрошарьяжи (Соколов, 1992). По всей видимости, в течение 15 млн. лет (с 60 по 45 млн. лет) дуга медленно сближалась с континентом. Это сближение компенсировалось деформациями в самой дуге, но, главным образом, поддвигом дна Лесновско-Укэлаятского бассейна под континент, с чем связано формирование складок встречной к Лесновско-Ватынскому надвигу южной, юго-восточной вергентности в его меловых -

нижнепалеоценовых осадках. С процессом поддвига, вероятно, ассоциируют малообъемные проявления палеоцен-раннеэоценового вулканизма на крайнем западе Камчатки (Шанцер, Федоров, 1999). В середине эоцена реликт этого бассейна окончательно замыкается, происходит формирование Лесновского надвига северозападной вергентности, дискордантно срезающего более ранние структуры дуги и континентальной окраины.

1.5.2. Время и скорость формирования Лесновского надвига

Датировка коллизии позднемеловой дуги с окраиной Азии важна для понимания природы тектонических процессов, происходивших по северной периферии Тихого океана в первой половине кайнозоя. Лесновский надвиг (рис. 2, участки 6, 7) изучен на перешейке Камчатки. Здесь картируется маломощная пластина, сложенная кремнистовулканогенными образованиями верхнего мела, залегающими на интенсивно дислоцированном флише лесновской серии (Шанцер и др., 1985; Шапиро, Соловьев, 1999; Соловьев и др., 2002). Верхний возрастной предел надвигообразования при коллизии дуги с континентом может быть определен по возрасту неоавтохтона, а нижний определяется датировкой наиболее молодых образований автохтона или аллохтона.

Отложения автохтона (лесновская серия) датированы двумя независимыми методами: детритовой термохронологией и изучением нанопланктона (определения Е.А. Щербининой (ГИН РАН)). 13 образцов песчаников были отобраны в пределах (рис. 2) Лесновского поднятия. Из каждого образца было датировано от 45 до 90 зерен циркона (см. табл. 2). При анализе распределения трековых возрастов по 12 образцам выделяется три разновозрастные популяции циркона Р1 - 44-58 млн. лет, Р2 - 71-106 млн. лет и РЗ - 104-176 млн. лет. Изучение апатита из тех же образцов показало, что треки в апатите не испытали отжига или испытали лишь частичный отжиг (Soloviev et al., 1999). Значит, температура нагрева отложений лесновской серии после осадконакопления не превышала 80-120° С (температура закрытия трековой системы в апатите) (Wagner, Van Den Haute, 1992). Таким образом, можно утверждать, что отжиг треков в цирконе не происходил, так как температура закрытия трековой системы в цирконе оценивается в 215-240°C (Brandon, Vance, 1992). Наиболее молодая популяция P1 распределена в интервале от 43.7±3.4 до 58.1±4.2 млн. лет, то есть цирконы этой популяции испытали последнее охлаждение в интервале от конца палеоцена до середины эоцена. Поскольку отложения всегда моложе содержащихся в них обломков, опробованная часть лесновской серии не может быть древнее верхов палеоцена начала эоцена. По совокупности видов нанопланктона, выделенных из аргиллитов лесновской серии в истоках реки Правая Лесная, можно считать, что ее отложения относятся к палеоцен-среднеэоценовому интервалу (Соловьев и др., 2002).

К неоавтохтонным образованиям Лесновского надвига относятся Шаманкинский гранодиоритовый массив и вулканиты кинкильской свиты. Шаманкинская интрузия прорывает зону Лесновского надвига с образованием мощных роговиков по терригенным породам лесновской серии, кремнисто-вулканогенным породам и разделяющей их мощной зоне милонитов (Шапиро, Соловьев, 1999; Соловьев и др., 2002). Возраст гранодиоритов по данным U/Pb датирования циркона - 45.3±1.0 млн. лет. Rb/Sr изохрона построена по 3 точкам (биотит, роговая обманка, плагиоклаз). Параметры изохроны: возраст 44.4±0.1 млн. лет, (87Sr/86Sr)0 = 0.70388±0.00003, СКВО = 23.3. К/Ar методом из той же пробы (Ш1/99) датированы биотит (47.0±1.3 млн. лет) и роговая обманка (44.0±2.5 млн. лет). Возраст риолитов кинкильской свиты, с несогласием перекрывающих интенсивно деформированные отложения лесновской серии, определялся U/Pb (45.5±2.9 млн. лет), К/Ar (биотит - 46.0±1.3 млн. лет) и трековым (циркона – 44.0±2.6 млн. лет, апатит – 44.3±5.7 млн. лет) методами.

Согласно определениям нанопланктона и трековым датировкам обломочного циркона, терригенные толщи автохтона Лесновского надвига накапливались до начала среднего эоцена включительно (Soloviev et al., 2002). Наиболее молодая порция цирконов в опробованных песчаниках лесновской серии остыла и попала в осадок не ранее 46 млн. лет тому назад (см. рис. 4).

Шаманкинский массив гранодиоритов внедрился не позднее 44.4 млн. лет назад (рис. 4). Нижняя, риолитовая, часть кинкильской свиты начала накапливаться не позднее 45.5 млн. лет назад (см. рис. 4). Абсолютные датировки подтверждают комагматичность гранодиоритов Шаманкинского массива и риолитов кинкильской свиты. Окончание накопления терригенных осадков лесновской серии автохтона и начало формирования неоавтохтонных комплексов в пределах ошибки аналитических методов совпадают. Это означает, что деформация лесновской серии, формирование Лесновского надвига, постнадвиговое поднятие и размыв произошли очень быстро, в течение 1 млн. лет, а, возможно и быстрее (рис. 4). Учитывая то, что амплитуда Лесновского надвига более 50 км (Шапиро, Соловьев, 1999; Соловьев и др., 2001), скорость движения аллохтона надвига, по-видимому, превышала 5 см/год. Такие значения скоростей превышают скорость относительного сближения Тихоокеанской плиты с Евразией (Северной Америкой) для начала среднего эоцена (Engebretson et al., 1985). Не исключено, что движение аллохтона на северо-восток не является прямым отражением сближения плит, а связано с гравитационным соскальзыванием тонких пластин с поднятия, возникшего несколько ранее.

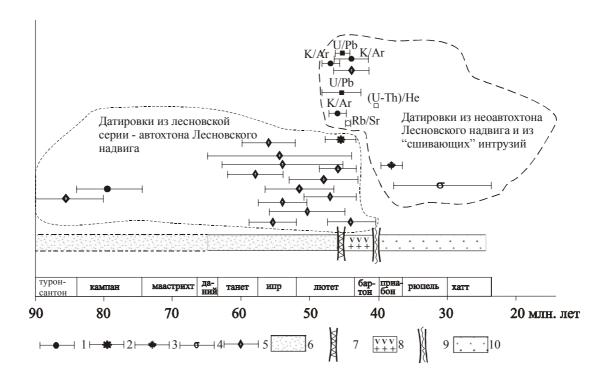


Рис. 4. Хронология геологических событий в центральной части Лесновского поднятия в интервале от кампана до олигоцена (Соловьев и др., 2002). 1-4 - возраст палеонтологических комплексов: 1, 2 — нанопланктон: 1 - из глыбы терригенных пород в поднадвиговом меланже (Soloviev et al., 2002), 2 - из лесновской серии (Soloviev et al., 2002), 3 - флора из нижней части шаманкинской свиты (Шанцер и др., 1985), 4 - фауна моллюсков из верхней части шаманкинской свиты (Шанцер и др., 1985); 5 - возраст молодой популяции цирконов в песчаниках лесновской серии, интервал - ошибка определения, 6 - накопление лесновской серии; 7 - деформация лесновской серии, формирование Лесновского надвига, поднятие и размыв; 8 - накопление кинкильской свиты и внедрение гранитов; 9 - поднятие и глубокий размыва; 10 - трансгрессия и накопление шаманкинской свиты.

1.6. Эволюция Карагинской аккреционной призмы

Остров Карагинский - часть северо-западного обрамления Командорской котловины (рис. 2, участок 16). В восточной части острова выделена Карагинская аккреционная призма (Чехович и др., 1989), формирование которой связано с постсреднеэоценовой субдукцией вначале Тихоокеанской плиты, а затем малых плит Командорской котловины Берингова моря под северо-восточную окраину Евразии. В данном разделе приводятся первые результаты трекового датирования циркона из песчаников аккреционной призмы, дополненные новыми определениями нанопланктона из аргиллитов.

Пробы пород были отобраны из отложений надхынхлонайской толщи, флиша, матрикса и блоков осадочного меланжа (табл. 3). Из каждого образца было датировано от 5 до 50 зерен циркона. Возраст единичных зерен циркона обычно распределен в широком временном интервале. Возраст наиболее молодой популяции обломочных

цирконов, согласно данным трекового датирования, в большинстве изученных пород близок к возрасту осадконакопления. В надхынхлонайской толще она соответствует рубежу ипра и бартона, что совпадает с возрастом инситного нанопланктона. Во флише она варьирует от 46 млн. лет (бартон) до 30 млн. лет (нижний олигоцен), что также соответствует возрасту толщи по нанопланктону (Щербинина, 1997). Возраст алевропелитов из осадочного меланжа по инситному нанопланктону определяется бартоном - низами олигоцена, а возраст молодой популяции цирконов в ближайших туфогенных песчаниках (26.1±1.5 Ма), эти оценки не противоречат друг другу (Соловьев и др., 2004).

Таблица 3. Трековые возрасты детритовых цирконов из терригенных и туфогенных отложений северо-восточной части острова Карагинский (Восточная Камчатка).

Номер	Серия,	Nt	Возраст популяций циркона		
Образца	свита		Р1 (Млн. лет)	Р2 (Млн. лет)	РЗ (Млн. лет)
_	3.6	20			
Ka28	Меланж	30	$18.6 \pm 3.5 (19\%)$	$39.9 \pm 3.1 (60.8)$	$88.0 \pm 9.9 (20\%)$
Ka17	Меланж	20	$23.7 \pm 3.9 (10\%)$	$57.3 \pm 5.2 \ (62\%)$	$116.0 \pm 23.9 \ (28\%$
Ka22	Меланж	40	$26.1 \pm 1.5 (57\%)$	$56.0 \pm 10.7 (18\%)$	$96.4 \pm 14.2 (25\%)$
Ka13	Флиш	35	29.9 ± 3.6 (47%)	$54.7 \pm 5.2 (53\%)$	
Ka15	Флиш	31	$30.4 \pm 1.6 (87\%)$		117.6 ± 14.8 (13%)
Kal1	Флиш	40	$36.1 \pm 2.4 (40\%)$	$66.4 \pm 5.9 (24\%)$	$111.0 \pm 8.4 (36\%)$
Ka9	Флиш	50	$39.7 \pm 2.6 (56\%)$	$62.3 \pm 8.9 (35\%)$	94.6 ± 39.0 (9%)
Ka7	Флиш	35	44.2 ± 2.6 (68%)	$95.5 \pm 7.3 (32\%)$	-
Ka2	Флиш	12	$45.6 \pm 4.6 \ (66\%)$	$93.4 \pm 14.5 \ (34\%)$	-
Kal	Надхыхлона	30	$50.2 \pm 3.2 \ (93\%)$	-	$188.3 \pm 52.7 (7\%)$
	-йская				
	толща				
Ka20	Блок в	35	$70.1 \pm 4.4 (80\%)$	$97.5 \pm 13.3 (20\%)$	-
	меланже (?)		, ,	, ,	
Ka18	Блок в	5	82.1 ± 10.4		
	меланже (?)		(100%)		

Примечание. Nt - количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3 – популяции циркона, рассчитанные по программе BinomFit v 1.8 (Brandon, 1992; Brandon, 1996). Возрасты приведены в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует \pm 1 σ , проценты в скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использование метода внешнего детектора (Wagner, Haute, 1992), особенности методики изложены (Garver et al., 2000).

На северо-востоке острова Карагинского от осевой зоны, сложенной островодужными вулканитами мела и раннего палеогена, в юго-восточном направлении наблюдается омоложение терригенных толщ. Образцы из флишевого комплекса относятся к бартону - нижнему олигоцену, а осадочный меланж охватывает олигоцен-нижнемиоценовый интервал (Соловьев и др., 2004). Омоложение пород в сторону желоба при резком преобладании падений слоев в противоположном направлении типично для аккреционных призм.

1.7. Эволюция Восточно-Камчатской аккреционной призмы

Камчатка - один из классических примеров континентальной окраины, структура которой сформирована относительно медленными процессами надсубдукционной аккреции, прерываемыми короткими эпизодами коллизий островных континентом. В раннем - среднем эоцене происходит коллизия Ачайваям-Валагинской дуги (АВД), в плиоцене - Кроноцкой дуги. Вдоль восточного склона Восточного хребта Камчатки между этими двумя островодужными террейнами протягивается зона развития преимущественно терригенных пород, образующих систему чешуйчатых надвигов юго-восточной вергентности (рис. 2, участок 17). По занимаемой позиции, структуре и составу отложений - это аккреционная призма, формировавшаяся между коллизиями дуг над зоной субдукции, наклоненной под континент. Эта зона прослеживается к северу на остров Карагинский и на полуостров Говена, здесь с востока она ограничена не островодужным террейном, а склоном Командорской котловины. Вся эта зона выделяется нами как Восточно-Камчатская аккреционная призма.

Западные склоны и осевая часть хребта Кумроч сложены вулканитами АВД (хапицкая свита), согласно перекрытыми флишем дроздовской свиты. Вероятно, флиш дроздовской свиты и лесновской серии (перешеек Камчатки) (Соловьев и др., 2002) являются аналогами И сформированы 3a счет размыва окраины Деформированный пакет вулканитов АВД и дроздовского флиша надвинут к востоку на отложения ветловской серии, залегающие с виде крутых чешуй (Шапиро и др., 1984; Цуканов, 1991; Зинкевич и др., 1993). Вблизи надвига отмечаются олистостромы и выделяется станиставская свита, представленная преимущественно песчаниками и гравелитами, состав обломков которых близок составу вулканитов хапицкой свиты. Восточнее отложения ветловской серии сложены интенсивно деформированными кремнистыми аргиллитами с линзами палеоцен-эоценовых кремней и подушечных базальтов (Цуканов, 1991). Породы ветловской серии надвинуты (надвиг Гречишкина) на олигоцен-миоценовый флиш тюшевской серии (Шапиро и др., 1984). В основании тюшевской серии описаны гравелиты и конгломераты, состоящие из риолитов, типичных для тарховской свиты северной части полуострова Камчатский Мыс.

Данные трекового анализа подтвердили палеоценовый (возможно, верхнепалеоценовый) возраст дроздовской свиты (табл. 4). Возраст молодых популяций цирконов в грубообломочной толще станиславской свиты (42.4±1.9; 40.9±3.9; 40.7±3.1 млн. лет) указывает на то, что ее накопление началось не ранее середины бартона. Накопление грубообломочных пород станиславской свиты происходило в преддуговом прогибе и было связано с интенсивными деформациями, охватившими новообразованную окраину материка после причленения АВД. Неожиданными оказались возрасты молодых популяций цирконов в песчаниках

тюшевской серии (от 50.0±2.9 до 38.1±3.4 млн. лет), датированной по моллюскам олигоценом - ранним миоценом (35-15 млн. лет). Возраст молодой популяции цирконов существенно древнее возраста самой толщи. Это означает, что она накапливалась далеко от областей активного вулканизма и орогении. Вероятно, тюшевский флиш накопился на склонах Кроноцкой дуги, которая в олигоцене и миоцене уже была слабо расчлененным внутриплитным поднятием, расположенным на значительном расстоянии от Камчатки, где в это время происходила активная вулканическая деятельность. При коллизии Кроноцкой дуги с континентом ее олигоцен-миоценовый осадочный чехол был частично сорван и образовал чешуйчато-надвиговую зону, нарастившую юго-восточный фланг Восточно-Камчатской аккреционной призмы.

Таблица 4. Трековые возрасты популяций детритовых цирконов из терригенных отложений хребта Кумроч (Восточная Камчатка).

№ обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона				
			Р1 (Млн. лет)	Р2 (Млн. лет)	РЗ (Млн. лет)		
Zh1	Дроздовская свита	55	66.7±5.0 (48.7%)	127.7±9.7 (51.3%)	-		
Zh2	Дроздовская свита	50	57.7±3.5 (65.2%)	128.2±13.0 (34.8%)	-		
Zh3	Дроздовская свита	50	55.9±4.4 (33.9%)	83.8±7.3 (46.6%)	137.2±17.4 (19.6%)		
Zh4	Дроздовская свита	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	Станиславская	45	42.4±1.9 (100.0%)	-	-		
Zh7	Станиславская	45	40.7±3.1 (62.7%)	62.6±6.8 (37.3%)	-		
Zh8	Тюшевская	40	38.1±3.4 (32.5%)	73.2±6.9 (56.4%)	141.5±42.7 (11.1%)		
Zh10	Тюшевская	50	43.3±2.4 (72.1%)	94.4±10.5 (27.9%)	-		
Zh11	Тюшевская	50	50.0±2.9 (68.3%)	108.1±10.5 (31.7%)	-		

Примечание. См. примечание к таблице 3.

Детализация возраста пород Восточно-Камчатской аккреционной призмы показала, что, несмотря на генетическое и структурное единство этого террейна, в развитии его северной и южной частей есть существенные различия. Юго-восточная часть острова Карагинский по структуре близка к современным аккреционным призмам. Эта структура завершила свое развитие после прекращения спрединга в Командорской котловине. В восточных хребтах Камчатки структура призмы осложнена, во-первых, наложенными среднеэоценовыми деформациями, а, во-вторых, коллизией Кроноцкой дуги. Различия в строении аккреционной призмы хребта Кумроч и острова Карагинский также обусловлены тем, что в зоне субдукции, над которой формировалась призма, на юге поглощалась Тихоокеанская плита, а на севере - микроплиты юго-восточной части Берингова моря, отделенные от Тихоокеанской плиты Командорским сдвигом.

1.8. Тектоническая эволюция метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки

Происхождение и возраст метаморфических пород Срединного хребта Камчатки являются предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет (Кузьмин, Чухонин, 1980; Ханчук, 1985; Виноградов и др., 1991; Бондаренко и др., 1993; Виноградов, Григорьев, 1994; Рихтер, 1995; Бондаренко, 1997; Hourigan et al., 2001; Богданов, Чехович, 2002; Bindeman et al., 2002; Кузьмин и др., 2003; Hourigan et al., 2003; Кирмасов и др., 2004). Метаморфические образования Срединного хребта Камчатки традиционно подразделяются на три структурно-вещественных комплекса (Марченко, 1975; Ханчук, 1985): высокометаморфизованные породы ядра (или основания) Срединно-Камчатского массива (колпаковская серия, прорванная гранитами крутогоровского комплекса), метаморфические породы чехла (малкинский комплекс: шихтинская. андриановская, алисторская, хейванская, химкинская слабометаморфизованные отложения аллохтонного Квахонского террейна. В последние годы развиваются представления о Срединном массиве как о деформированном пакете тектонических чешуй различного возраста и происхождения (Савостин и др., 1993; Рихтер, 1995; Бондаренко, 1997). Колпаковский комплекс, прорванный гранитами крутогоровского комплекса, и перекрывающие его отложения камчатской серии (шихтинской свиты) являются автохтоном. Аллохтон представлен образованиями малкинского комплекса. Новые геологические наблюдения, структурные геохронологические данные позволили предложить новую модель тектонической эволюции метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки.

Автохтон. Нижнее структурное положение занимают породы колпаковской биотитовыми биотит-гранатовыми серии, представленные И гнейсами, кристаллическими сланцами, иногда с силлиманитом (Ханчук, 1985). Отмечаются гнейсов, прослои биотит-амфиболовых гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов (Рихтер, 1995). Породы интенсивно мигматизированы. Отложения колпаковской серии прорываются крутогоровским гранитами в кампане (78.5±1.2 млн. лет - U/Pb SHRIMP). Породы камчатской серии, представленные слюдяными сланцами с гранатом, ставролитом, кианитом, биотит-мусковитовыми плагиогнейсами и мигматитами, залегают на крутогоровских гранитах с несогласием, с базальными конгломератами в основании (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995). U/Pb SHRIMP датирование обломочных цирконов показывает, что возраст протолита колпаковской серии соответствует концу раннего позднему мелу, а сланцев камчатской серии - палеоцену. Возможно, протолитом пород колпаковской серии и камчатской свиты являлись мел-палеогеновые осадки, снесенные с северо-восточной окраины Азии. Статистическое сравнение распределений возрастов циркона из сланцев камчатской серии и песчаников хозгонской и укэлаятской свит показало их идентичность (Hourigan et al., 2001).

Аллохтон. Возраст пород андриановской свиты в районе реки Левая Андриановка, согласно определениям радиолярий, соответствует позднему мелу (предположительно сантон - ранний кампан) (Соловьев, Палечек, 2004). Сиениты, прорывающие метавулканиты андриановской свиты, датированы U/Pb SHRIMP методом как 70.4 ± 0.4 и 63.0 ± 0.6 млн. лет (Хоуриган и др., 2004).

Метаморфизм. Метаморфизм пород в Срединном хребте должен быть моложе, чем 55±3 млн. лет, так как это возраст наиболее молодого обломочного зерна циркона из сланца камчатской серии. U/Pb SHRIMP датирование оторочек цирконов из лейкосомы и меланосомы колпаковских мигматитов, а также датирование метаморфогенного монацита (пять образцов), указывает, что пик метаморфизма и анатексис произошли в раннем эоцене (52±2 млн. лет назад). Возраст цирконов из рвущих тел пегматитов и гранитов показывает, что их кристаллизация происходила одновременно с пиком метаморфизма. Синкинематические граниты прорывают Андриановский надвиг 51.5±0.7 млн. лет назад, также синхронно пику метаморфизма. Возраст кристаллизации цирконов из туфа нижнего горизонта барабской свиты определен U/Pb (SHRIMP) методом как 50.5±1.2 млн. лет (Соловьев и др., 2004). Формирование нижних горизонтов барабской свиты началось в конце раннего эоцена.

Модель тектонической эволюции. Камчатская окраина в конце представляла собой аккреционно-коллизионную область, в пределах которой были совмещены аллохтонные террейны (например, Квахонский террейн (Ханчук, 1985; Соколов, 1992; Бондаренко, 1997; Константиновская, 2003), испытавшие значительные перемещения, и терригенные отложения, накопившиеся у северо-восточной окраины Евразии (см. рис. 5, А). Докампанские терригенные отложения (нижние горизонты хозгонской свиты и ее аналоги), по-видимому, входили в состав аккреционной призмы и послужили протолитом для образований колпаковской серии и были прорваны гранитами крутогоровского комплекса 78 млн. лет назад. Около 60 млн. лет назад Озерновско-Валагинская энсиматическая дуга приближается к Камчатской окраине Евразии на расстояние первых сотен километров (Шапиро, 1995; Константиновская, 2003; Соловьев и др., 2004). В реликтовом бассейне между окраиной и дугой продолжается терригенное осадконакопление (верхние горизонты хозгонской свиты) до ~ 55 млн. лет назад, эти отложения явились протолитом для сланцев камчатской серии. После 55 млн. лет назад начинается быстрое надвигание окраинно-морских и островодужных пластин на гетерогенные образования окраины (см. рис. 5 Б), первой надвигается пластина, сложенная породами, затем превращенными в образования андриановской свиты. Сверху были шарьированы пластины ирунейского аллохтона. Гетерогенные образования окраины испытывают быстрое захоронение под пакетом тектонических пластин. Комплексы окраины и нижняя аллохтонная пластина подвергаются метаморфизму, пик (анатексис) которого приходится на 52±2 млн. лет. В

это же время происходит внедрение пегматитов и гранитов (см. рис. 5 Б, 3). Достаточно после быстро этого, a. возможно, И одновременно, вероятно, начинается "развал" постколлизионный орогена, происходит выведение на поверхность метаморфических образований (см. рис. 5, В) (Кирмасов и др., 2004).

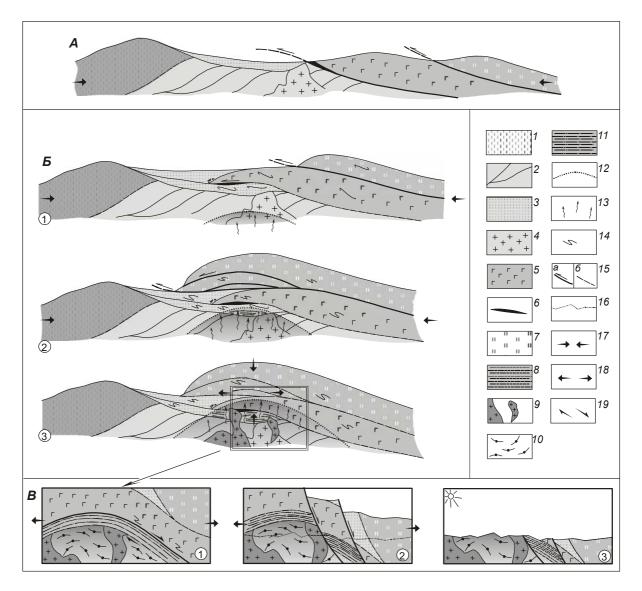


Рис. 5. Схема тектонической эволюции Андриановского шва (вне масштаба, пояснения в тексте) (Кирмасов и др., 2004): A — предколлизионная стадия (\sim 60 млн. лет назад); B — коллизионная стадия (\sim 55 - 52 млн. лет назад); B — постколлизионная стадия (после 52 млн. лет назад). I — гетерогенные комплексы северо-восточной окраины Евразии; 2 — терригенные комплексы аккреционной призмы; 3 — осадочный чехол аккреционной призы; 4 — граниты крутогоровского комплекса; 5 — образования андриановской свиты; 6 — базиты и гипербазиты; 7 — отложения ирунейской свиты; 8 — сланцы камчатской серии; 9 — синкинематические граниты; 10 — гнейсы колпаковской серии (только для схемы B), 11 — милониты по породам камчатской серии в зоне пластичного сброса (только для схемы B); 12 — метаморфический фронт; 13 — мигматизация, гранитизация; 14 — складки; 15 — разрывы (a — активные, 6 — неактивные); 16 — уровень современного эрозионного среза (для схеме B, 2); 17-19 — динамические обстановки: 17 — сжатие, 18 — растяжение, 19 — сдвиг

Около 50 млн. лет назад начинается накопление нижних горизонтов неоавтохтона (барабской свиты) (Соловьев и др., 2004). Несколько позже в область размыва выводятся метаморфические породы Срединного хребта. С конца олигоцена происходит воздымание Срединного хребта Камчатки, скорость которого оценена в интервале от 0.18 км/млн. лет до 0.67 км/млн. лет.

1.9. Особенности тектонической эволюции северо-восточной окраины Азии (юг Корякии, Камчатка) в конце мезозоя - кайнозое по данным трекового датирования и структурного анализа

Альб-кампан. Данные трекового датирования, структурных исследований и анализ литературных данных позволяют выделить синсубдукционный этап (альб кампан, ~ 110-80 млн. лет) в эволюции Укэлаятско-Западно-Камчатского бассейна терригенной седиментации. Во всех изученных районах песчаники этого бассейна близки по составу и соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам (Шапиро и др., 2001), накопившимися в окраинно-континентальной обстановке (Соколов, 1992; Казимиров и др., 1987). Одним из источником терригенного материала была расчлененная вулканическая дуга (Охотско-Чукотский пояс), заложившаяся на континентальной окраине Азии. Для терригенных отложений этого возраста характерна южная, юго-восточная и восточная вергентность, происхождение которой, вероятно, связано с субдукцией океанической плиты (или плит) под окраину Азии (Соловьев и др., 2001). Среди альб-кампанских флишоидных отложений в хребтах Омгон и Морошечный описаны чужеродные тектонические блоки, представленные кремнистовулканогенными образованиями, сформированными в конце юры и раннем мелу в океанической или окраинно-морской обстановке (Богданов и др., 2003). Источником блоков вулканогенного комплекса, по-видимому, являлась плита палео-Пацифики – Изанаги (Bazhenov et al., 1999). Пластины и блоки пород океанического генезиса были «соскоблены» с субдуцировавшей океанической плиты и совмещены с терригенными окраинно-континентальными альб-кампанскими отложениями.

В южной части, рассматриваемой окраины (Камчатка), в альбе-кампане также происходит накопление флишоидных толщ кварц-полевошпатового состава нижневерхнемеловых кихчихской (Сидорчук, Ханчук, 1981) серии и хозгонской свиты (Шапиро и др., 1986). Согласно новым геохронологическим данным формируются и терригенные отложения, которые послужили протолитом пород колпаковской серии. Глубокометаморфизованные образования колпаковской серии первично представляли собой осадочные терригенные породы диорит-тоналитового состава с преобладанием железистых глинистых разностей (Ханчук, 1985). В разрезе колпаковской серии описаны редкие маломощные прослои и линзы метаморфических пород, которые образовались по океаническим базальтам (Рихтер, 1995). Линзовидная форма амфиболитовых тел, соответствующих по составу высокотитанистым океаническим

базальтам, присутствие тел кальцифиров, встречающихся среди метатерригенных пород позволяют считать возможными аналогами колпаковской серии приконтинентальные субдукционно-аккреционные призмы (Ханчук, 1985). Таким метаморфизованные образования колпаковской серии, вероятно, представляют собой фрагмент палеоаккреционной призмы, аналогичный описанному в хребте Омгон.

Анализ литературных и оригинальных данных позволяет предполагать, что в альбе-кампане существовала единая конвергентная окраина на северо-востоке Азии. Вдоль этой окраины формировались аккреционные призмы, а в современной структуре их фрагменты наблюдаются в Янранайском (Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992), Омгонском (Соловьев и др., 2001), Тонино-Анивском и Хидака (Жаров, 2003) сегментах, а также в меловом поясе Симанто (Таіга et al., 1988).

В середине кампана прекращается субдукционный вулканизм в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (Филатова, 1988; Hourigan, Akinin, 2004). Прекращение субдукции большинством авторов связывается со столкновением Охотоморской плиты, характеризующейся корой субконтинентального типа (Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002). Таким образом, достаточно резко меняется геодинамический режим на северо-восточной окраине Азии.

До заложения позднемеловой энсиматической дуги (Олюторской, Ачайваям-Валагинской, Озерновско-Валагинской) в кампане, на некотором удалении от северовосточной окраины Азии, где терригенный снос был уже незначительным, накапливаются кремнисто-вулканогенные отложения ватынской серии (гытгынский, нижневатынский комплексы (Богданов и др., 1987; Соловьев и др., 2000)) и нижняя часть ирунейской свиты (Шапиро, 1995; Константиновская, 1997). В кампане в северозападной части Тихого океана закладывается энсиматическая островная дуга к юговостоку от ее современного положения, что подтверждено палеомагнитными данными (Коваленко, 2003; Левашова, 1999). В результате заложения Ачайваям-Валагинской дуги формируется Ватынско-Ирунейское окраинное море (Богданов и др., 1987; Соколов, 1992; Константиновская, 1997; Соловьев и др., 1998). В пределах Ачайваям-Валагинской островной дуги и ее шлейфа начинается накопление кремнистопород ачайваямской, терригенно-вулканогенных верхней ирунейской, кирганикской свит. Начиная с позднего кампана, активная дуга мигрировала на северовосток в направлении окраины Евразии, при этом в зоне субдукции, наклоненной на юго-восток под дугу, поглощалась океаническая литосфера Ватынско-Ирунейского бассейна (Шапиро, 1995). К востоку от Ачайваям-Валагинской дуги и немного южнее в кампане уже существует Кроноцкая дуга, а зона субдукции под нее была наклонена на северо-запад (Левашова, 1999; Константиновская, 2003).

Кампан - Ранний Палеоцен. В Охотско-Чукотском вулканическом поясе с середины кампана изливаются базальты с внутриплитными геохимическими

характеристиками, происхождение которых связано с процессами растяжения на континентальной окраине (Филатова, 1988; Hourigan, Akinin, 2004). К востоку и юговостоку от Охотско-Чукотского пояса в зоне транзита терригенного материала с суши в глубоководный прогиб продолжает накапливаться моласса (Зинкевич, 1981; Копорулин, 1992; Тучкова и др., 2003). На уступах и у подножия континентального склона, на ранее сформированной аккреционной призме осаждаются флишоидные терригенные отложения Лесновско-Укэлаятского бассейна, уже в обстановке окраинного моря. Вергентность, встречная Лесновско-Ватынскому надвигу, характерна для мел - нижнепалеоценовых толщ Лесновско-Укэлаятского прогиба. Эти деформации, скорее всего, связаны с доколлизионной эволюцией флишоидного прогиба (Соловьев и др., 2001).

В южной части, рассматриваемого региона (юг Камчатки), в образования аккреционной призмы, послужившие протолитом пород колпаковской серии, около 78 млн. лет назад внедряются крутогоровские граниты. Природа и связь этих гранитов с каким-либо тектоническим процессом не вполне ясна. С одной стороны, они принадлежат известково-щелочной серии (Рихтер, 1995), с другой, в пределах Камчатки нигде не известны проявления мелового субдукционного магматизма. На образования колпаковской серии, прорванные крутогоровскими гранитами, с несогласием (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995) налегают терригенные отложения, явившиеся протолитом сланцев камчатской серии.

С кампана до середины палеоцена Ачайваям-Валагинская дуга была активной надсубдукционной внутриокеанической структурой, быстро дрейфовавшей на северозапад и сближавшейся с континентом (Шапиро, 1995; Engebretson et al., 1985; Коваленко, 2003; Константиновская, 2003). Площадь Ватынско-Ирунейского бассейна резко сокращалась.

Поздний палеоцен - средний эоцен. В середине палеоцена (около 60 млн. лет назад) вулканизм в Ачайваям-Валагинской дуге прекращается, и дуга приближается к северо-восточной окраине Азии на расстояние первых сотен километров (Шапиро, 1995; Константиновская, 2003; Соловьев и др., 2004). С этого момента можно проследить четкие различия в дальнейшей эволюции южного и северного сегментов дуги. По-видимому, южный сегмент дуги был отделен от северного трансформным разломом и располагался несколько ближе к Азии. Определенную роль играла также ориентировка дуги относительно окраины (Коваленко, 2003). Южный сегмент дуги в середине палеоцена приблизился к континентальной окраине значительно ближе, чем северный. В реликтовом бассейне между окраиной и южным сегментом дуги продолжается терригенное осадконакопление. После 55 млн. лет назад начинается быстрое надвигание аллохтона на образования окраины Азии, которые испытывают быстрое захоронение под мощным пакетом тектонических пластин. Комплексы окраины и нижняя аллохтонная пластина подвергаются метаморфизму, пик (анатексис)

которого приходится на 52±2 млн. лет. В это же время происходит внедрение пегматитов и гранитов. Достаточно быстро после этого, а, возможно, и одновременно начинается постколлизионный "развал" орогена, происходит выведение на поверхность метаморфических образований посредством растяжения. На постколлизионной стадии формируется зона пластичного сброса (Кирмасов и др., 2004), таким образом, выведение метаморфических образований Срединного хребта Камчатки может соответствовать эволюционному сценарию формирования метаморфических ядер кордильерского типа. Около 50 млн. лет назад начинается накопление нижних горизонтов неоавтохтона (барабской свиты) (Соловьев и др., 2004).

Между южным и северным сегментами Ачайваям-Валагинской дуги существовал пролив, по которому терригенный материал азиатской окраины переносился через реликтовый Лесновско-Укэлаятский бассейн на восточную сторону южного сегмента дуги (отложения дроздовской серии).

Северный сегмент Ачайваям-Валагинской дуги в середине палеоцена находился дальше от окраины Азии, чем южный. Лесновско-Укэлаятский бассейн, отделявший северный сегмент дуги от континента, в это время уже не превышал по ширине нескольких сотен километров. По всей видимости, в течение 15 млн. лет (с 60 по 45 млн. лет) дуга медленно сближалась с континентом. Это сближение компенсировалось деформациями в самой дуге и поддвигом коры Лесновско-Укэлаятского бассейна под континент, с чем связано формирование складок встречной к Лесновско-Ватынскому надвигу южной, юго-восточной вергентности в его меловых - нижнепалеоценовых осадках (Соловьев и др., 2001). С процессом поддвига, вероятно, ассоциируют малообъемные проявления палеоцен-раннеэоценового вулканизма (Шанцер, Федоров, 1999) на Западной Камчатке. В середине эоцена реликт этого бассейна окончательно замыкается, и происходит формирование Лесновского надвига северо-западной Верхнепалеоцен-эоценовые Лесновско-Укэлаятского вергентности. отложения бассейна имеют вергентность конформную надвигу (Соловьев и др., 2001).

Средний эоцен - миоцен. После коллизии Ачайваям-Валагинской дуги и формирования Лесновско-Ватынского надвига и Андриановского шва зарождается новая зона субдукции под новообразованную окраину Азии (Константиновская, 2003). В результате этой субдукции в среднем эоцене начинает формироваться Западно-Камчатско-Корякский (Филатова, 1988) или Кинкильский вулканический пояс (Гладенков и др., 1997). На восточной Камчатке начинается формирование аккреционных призм, связанных с субдукцией под этот пояс. Одновременно в конце эоцена и самом начале олигоцена в северном сегменте продолжался вулканизм в Говенской дуге (Чехович, 1993).

Кроноцкая дуга начала свой северный дрейф примерно тогда, когда прекратился вулканизм в Ачайваям-Валагинской или даже несколько позже, когда Ачайваям-Валагинская дуга уже стала частью Евразии. Начало быстрого северного дрейфа

Кроноцкой дуги было обусловлено отмиранием желоба к югу от нее заложением такого желоба к северу (Левашова, 1999). 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. 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 (Соловьев и др., 2004), что фиксируется региональным предплиоценовым несогласием и становлением протяженного тектонического шва - надвига Гречишкина (Шапиро и др., 1984).

Таким образом, применение методов трекового датирования и структурного анализа позволило изучить особенности тектонических процессов, происходивших на северо-восточной окраине Азии, а также в северо-западной Пацифике.

ГЛАВА 2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНО-АНЮЙСКОГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕЙ ЮРЕ - РАННЕМ МЕЛУ

2.1. Тектоническое положение Южно-Анюйской зоны

Южно-Анюйская складчатая зона в последние десятилетия большинством исследователей рассматривается как коллизионная сутура, возникшая в результате столкновения в раннем мелу Евразии и микроконтинента Чукотка - Арктическая Аляска и закрытия Южно-Анюйского океанического бассейна (Сеславинский, 1979; Парфенов, 1984; Noklenberg et al., 1998; Natal'in et al., 1999; Соколов и др., 2001). В последние годы в Южно-Анюйской сутуре на западной Чукотке были закартированы тектонические покровы северной вергентности (Бондаренко и др., 2001; Соколов и др., 2001). В пределах Южно-Анюйской зоны терригенные толщи опробовались в бассейне реки Уямканда (Западная Чукотка, отбор проб Г.Е. Бондаренко) и на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова, отбор проб А.Б. Кузьмичев).

2.2. Датирование флишевых отложений Западной Чукотки (район реки Уямканда)

В бассейне реки Уямканда опробован дистальный флиш предположительно верхнеюрского возраста и проксимальный флиш, ранее условно относимый к верхнему триасу (см. табл. 5). Возраст зерен во всех образцах распределен в широком интервале, в песчаниках присутствуют две разновозрастные популяции циркона, это позволяет предполагать, что после накопления цирконы не испытали вторичного отжига. Однако в научной литературе известны примеры, когда в образце присутствуют несколько популяций циркона, но треки в одних зернах циркона подверглись отжигу (т.е. их возраст «омоложен»), а в других нет (т.е. возраст соответствует времени их остывания в источниках сноса) (Наѕеbе et al., 1993; Garver, Bartholomew, 2001). Обычно это происходит, в случае достаточно длительного времени нахождения породы в зоне температур, близких к температуре закрытия трековой системы в цирконе, а цирконы, содержащиеся в породе, имеют различные свойства и в разной степени подвержены

отжигу треков. Свойства циркона, которые влияют на отжиг треков, на сегодняшний день изучены слабо (Rahn et al., 2002). В первую очередь исследователи обращают внимание на нарушенность структуры циркона треками сраспада, аномальное содержание урана, отношение урана и тория и другие параметры. Как было показано в работе (Garver, Bartholomew, 2001), отжиг треков при пониженных температурах (около 200°C) происходит в зернах циркона со структурой, сильно нарушенной треками а-распада, и повышенным содержанием урана. На графике возраст зерен содержание урана перегретые зерна образуют отдельный кластер, нарушающий линейную зависимость, характерную для неперегретых образцов (Garver, Bartholomew, 2001). Такие графики были построены для датированных образцов из Южно-Анюйской сутуры. На графиках не наблюдается четко обособленных кластеров и значительного отклонения от линейной зависимости. Таким образом, цирконы в образцах из Южно-Анюйской зоны, по-видимому, не подвергались частичному отжигу и их возраста отражают время остывания цирконов в источниках сноса. Значит, возраст молодых популяций цирконов определяет нижний предел возраста накопления содержащих их отложений. Если же синхронно с накоплением толщ в непосредственной близости происходили вулканические извержения, то возраст цирконов молодой популяции будет близок к возрасту осадконакопления терригенных толщ.

Таблица 5. Трековый возраст детритовых цирконов из песчаников Южно- Анюйской зоны

N обр.	Тип толщи	Nt	Возраст популяций циркона	
			Р1 (млн. лет)	Р2 (млн. лет)
9986	Проксимальные	50	131.1±7.5	344.5±70.3
	турбидиты		88.5%	11.5%
9947	Дистальные	47	155.4±9.0	354.2±90.3
	турбидиты		94.4%	5.6%
9947/1	Дистальные	38	149.6±10.2	293.8±59.9
	турбидиты		79.5%	20.5%

Примечание. см. примечание к таблице 3.

2.3. Датирование флишевых отложений острова Большой Ляховский

Остров Большой Ляховский расположен на южной окраине Новосибирской платформы. Палеозойский карбонатный чехол этой платформы выходит севернее Ляховских островов - на островах Котельный и Бельковский. Южнее Ляховских островов на материке выходят позднеюрские вулканиты и граувакки, которые обычно включают в состав Анюйско-Святоносской островной дуги. Общепризнанным является то, что террейн, соответствующий Анюйско-Святоносской дуге отделяется от Новосибирской платформы Южно-Анюйской сутурой. Терригенный флиш (бурустасская свита) слагает большую часть острова Большой Ляховский, данные о возрасте флиша достаточно протоворечивы (Войцеховский, Сороков, 1957; Виноградов

и др., 1974; Геологическая карта, 1999). Согласно последним сводкам, его возраст считался пермо-триасовым. Анализ состава песчаников указывает на то, что отложения бурустасской свиты накапливалась одновременно с коллизией Анюйско-Святоносской дуги и Новосибирской платформы (Kuzmichev, Soloviev, 2004). В Южно-Анюйском районе возраст синколлизионных терригенных отложений соответствует концу юры неокому (Бондаренко и др., 2003). Эти данные заставили нас предположить, что установленный ранее пермо-триасовый возраст бурустасской свиты является неверным.

Тяжелая фракция содержит цирконы разнообразного цвета, габитуса и степени окатанности, что свидетельствует о нескольких источниках сноса. Из двух образцов датировано по 40 зерен циркона (табл. 6). Трековое датирование показало, что оба образца содержат популяцию циркона, возраст которой около 160 млн. лет (163.7±9.3 и 159.0±23.8 млн. лет). Мы предполагаем, что источником этих цирконов могла быть Анюйско-Святоносская дуга, в которой широко проявлена средне-позднеюрская вулканическая активность. Кроме того, образец 146/1 содержит популяцию циркона с возрастом 119.6±14.5 (1 σ) млн. лет. Возможны два варианта интерпретации данного возраста. Во-первых, источником цирконов этой популяции могли являться комплексы горных пород быстро выведенные с глубинных уровней (глубина изотермы ~ 200°C). Мы не можем полностью исключить вариант частичного вторичного отжига, так как возраст популяции близок к возрасту гранитного массива - 114.4±0.5 млн. лет (Layer et al., 2001), прорывающего флиш бурустасской свиты.

Таблица 6. Трековый возраст детритовых цирконов из песчаников бурустасской свиты

№ образца	Свита	Nt	Возраст популяций циркона	
			Р1 млн. лет	Р2 млн. лет
L145-8	Бурустасская	40	163.7±9.2 (100%)	-
L146-1	Бурустасская	40	119.6±14.5 (57.5%)	159.0±23.8 (42.5%)

Примечание. см. примечание к таблице 3.

2.4. Эволюция Южно-Анюйского бассейна в поздней юре и раннем мелу

Данные трекового датирования показали, что верхнеюрско-нижнемеловые терригенные образования распространены в пределах Южно-Анюйской зоны значительно шире, чем это предполагалось ранее (Бондаренко и др., 2003; Kuzmichev, Soloviev, 2003).

В бассейне реки Уямканда (Западная Чукотка) опробован дистальный флиш предположительно верхнеюрского возраста и проксимальный флиш, ранее условно относимый к верхнему триасу. Трековое датирование показало, что песчаники из флишевых разрезов содержат детритовый циркон двух разновозрастных популяций.

Молодые популяции циркона из песчаников дистальных турбидитов имеют возраста 149.6±10.2 и 155.4±9.0 млн. лет (верхняя юра), а из грубозернистых песчаников проксимальных турбидитов — 131.1±7.5 млн. лет (нижний мел). Полученные данные свидетельствуют, что верхнемезозойские складчатые деформации в Южно-Анюйской сутуре сопровождались формированием краевого осадочного бассейна (Бондаренко и др., 2003).

Возраст терригенных отложений острова Большой Ляховский - конец юры - начало мела (Киzmichev, Soloviev, 2004). Нижний предел возраста определяют доколлизионные вулканиты Анюйско-Святоносской дуги, участвовавшей в коллизии и поставлявшей кластику в бассейн форланда. Присутствие средне-позднеюрской (около 160 млн. лет) популяции детритовых цирконов в песчаниках подтверждено данными трекового датирования. Верхний предел возраста соответствует апту (114.4±0.5 млн. лет), возрасту постколлизионных гранитов, прорывающих терригенные породы. Терригенные отложения острова Большой Ляховский накапливались в бассейне на южной окраине Новосибирской платформы одновременно с ее коллизией с Анюйско-Святоносской дугой.

Таким образом, аналогичный по возрасту и тектоническому положению комплекс терригенных пород присутствует в пределах Западной Чукотки (Бондаренко и др., 2003) и на островах Большой Ляховский (Кигміснеч, Soloviev, 2004), Столбовой, Малый Ляховский (Геологическая карта, 1999). Все эти комплексы расположены севернее Южно-Анюйской сутуры и накапливались в пределах единого краевого бассейна. Эти новые данные позволяют в общих чертах реконструировать обширный осадочный палеобассейн, который сформировался перед фронтом покровноскладчатого сооружения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- 1). На примере южной Корякии, Камчатки, Южно-Анюйской зоны показано, что трековое датирование циркона и апатита позволяет решать разнообразные тектонические задачи. Применение трекового датирования в комплексе с другими методами для изучения тектонических процессов (аккреция, коллизия, эксгумация) дает возможность количественной оценки времени и скорости их развития.
- 2). Новые данные по терригенным комплексам Камчатки, юга Корякии, Южно-Анюйской зоны показали, что трековый возраст самой молодой популяции цирконов в песчаниках близок к возрасту самих песчаников, установленному микропалеонтологическими методами. Источником этих цирконов помимо продуктов синхронного осадконакоплению вулканизма в питающей провинции могут быть блоки глубинных пород, быстро выводящиеся на поверхность. Это позволяет считать трековое датирования цирконов одним из важных методов определения возраста немых

терригенных толщ, широко распространенных в областях конвергенции литосферных плит.

3). Анализ формирования флишоидных толщ юга Корякии и Камчатки, включающий трековое датирование как основной метод расчленения и корреляции, позволил реконструировать историю Укэлаятско-Западно-Камчатского бассейна. Этот бассейн длительное время заполнялся сравнительно однородным терригенным материалом на фоне значительных изменений геодинамического режима края континента. Изучена эволюция этого бассейна от заложения субдукции под Охотско-Чукотский вулканический пояс до причленения меловой островной дуги. В пространстве (с запада на восток) и во времени (от альба до эоцена) происходит переход от комплексов аккреционной призмы (Западная Камчатка) к образованиям преддугового бассейна (Лесновско-Укэлаятский прогиб). В позднемезойской - раннекайнозойской истории формирования Укэлаятско-Западно-Камчатского бассейна три этапа, соответствующих смене геодинамических режимов: синсубдукционный (альб - кампан, ~ 110 - 80 млн. лет), окраинного моря (кампан - ранний палеоцен, ~ 80 - 60 млн. лет), коллизионный (поздний палеоцен - средний эоцен, ~ 60 - 45 млн. лет).

Терригенные отложения Западной Камчатки (хребет Омгон), сформированные на окраине Азии в альбе по кампане, содержат пластины и блоки океанического генезиса, образовавшиеся в конце юры — раннем мелу и "соскобленные" с субдуцировавшей океанической плиты. Тектонически совмещенные разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках, представляют собой фрагмент палеоаккреционной призмы. Отложения Лесновско-Укэлаятского прогиба формировались с коньяка до среднего эоцена. Для верхнемеловых - нижнепалеоценовых отложений Лесновского-Укэлаятского прогиба характерна южная, юго-восточная вергентность, связанная с поддвигом океанической коры под азиатскую окраину. Верхнепалеоцен-эоценовые отложения смяты в складки северной и северозападной вергентности, совпадающей с направлением шарьирования по Лесновско-Ватынскому надвигу.

4). Новые геохронологические данные позволили обосновать диахронность коллизии меловой энсиматической островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. Южный сегмент дуги столкнулся с окраиной в раннем эоцене, в результате чего мощный аллохтонный пакет перекрыл автохтонные терригенные толщи. Это привело к глубокому метаморфизму (52±2 млн. лет назад) как автохтона (колпаковская и камчатская серия), так и нижней части аллохтона (андриановская свита). Коллизия северного сегмента дуги произошла в среднем эоцене (45 млн. лет назад) за очень короткий промежуток времени (менее 1 млн. лет). Тонкие пластины аллохтона шарьированы на терригенные толщи Лесновско-Укэлаятского бассейна с амплитудой более 50 км.

5). Сравнение данных по аккреционным призмам Восточной Камчатки, зоны Симанто и Каскадии показало применимость трекового датирования циркона и апатита не только для датировки осадков, но для оценки времени аккретирования и скорости выведения призмы на поверхность. В восточно-Камчатской аккреционной призме возраст терригенных отложений омолаживается от континента к океану (на острове Карагинском - от среднего эоцена до нижнего миоцена, в хребте Кумроч - от среднего эоцена до среднего миоцена).

Основные публиковации по теме диссертации

- 1. Богданов Н.А., Гарвер Дж.И., Чехович В.Д., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., **Соловьев А.В.**, Коваленко Д.В. Обстановки формирования флишоидно-олистостромового комплекса западного побережья Алеутской глубоководной впадины // Геотектоника. 1999. №5. с. 52-66.
- 2. Богданов Н.А., **Соловьев А.В.**, Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64-76.
- 3. Бондаренко Г.Е., **Соловьев А.В.,** Тучкова М.И., Гарвер Дж.И., Подгорный И.И. Первые результаты трекового датирования детритовых цирконов из мезозойских флишевых отложений Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка, северо-восток Азии) // ДАН. 2002. Т. 387. №5. С. 662-667.
- 4. Бондаренко Г.Е., **Соловьев А.В.,** Тучкова М.И., Гарвер Дж.И., Подгорный И.И. Возраст детритовых цирконов в песчаниках верхнемезозойского флиша Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Литология и полезные ископаемые. 2003. Т. 38. № 2. С. 192-208.
- 5. Кирмасов А.Б., **Соловьев А.В.,** Хоуриган Дж.К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64-90.
- 6. Леднева Г.В., **Соловьев А.В.** Геологическое строение и тектоническая эволюция центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 3. с. 12 22.
- 7. Леднева Г.В., **Соловьев А.В**., Гарвер Дж.И. Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология. 2000. т. 8. №5. с. 477-505.
- 8. Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., **Соловьев А.В.** Новые данные о нижнемеловых отложениях Западной Камчатки (мыс Хайрюзово) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. с. 159-161.
- 9. Палечек Т.Н., **Соловьев А.В.**, Шапиро М.Н. Строение и возраст осадочновулканогенных мезозойских отложений паланского разреза (западная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 74-91.
- 10. **Соловьев А.В.** Особенности тектонической эволюции флишоидно-олистостромового комплекса западного побережья Алеутской впадины // ДАН. 1996. т.351. №4. с. 513 516.
- 11. **Соловьев А.В.** Применение термохронологического анализа для оценки скоростей эксгумации комплексов // Современные вопросы геологии. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2003. С. 51-54.

- 12. **Соловьев А.В.** Решение геологических задач методом трекового датирования на примере Берингоморского региона // Исследования литосферы. Институт литосферы окраинных и внутренних морей, 1999. с. 20 21.
- 13. **Соловьев А.В.** Структура северной части области сочленения Олюторской и Укэлаятской зон (Корякское нагорье). Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. №3. с. 23 31.
- 14. **Соловьев А.В.** Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. 2005. (в печати).
- 15. **Соловьев А.В.,** Богданов Н.А. Термальная история нефтегазоносных бассейнов: метод трекового датирования детритового апатита // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГГН РАН». № 2(12)'2000 т.1 М.: ОИФЗ РАН, 2000.
 - URL:http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h dgggms/2-2000/lithosphere.htm#begin
- 16. **Соловьев А.В.**, Брэндон М.Т. Кинематика разрывных нарушений в слоистых толщах: метод анализа структур срезания слоистости // Геотектоника. 2000. №4. с. 85 96.
- 17. **Соловьев А.В.**, Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразиатской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты. ДАН. 1998. Т.360. №5. с. 666 668.
- 18. **Соловьев А.В.**, Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 56-74.
- 19. **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.
- 20. **Соловьев А.В.,** Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В., Гарвер Дж.И. Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. с. 35-40.
- 21. **Соловьев А.В.**, Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. №2. с.88-96.
- 22. **Соловьев А.В.**, Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. №4. с. 92 105.
- 23. **Соловьев А.В.**, Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Григоренко Е.С. Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 110-117.
- 24. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. № 6. 2002. С. 45-59.
- 25. **Соловьев А.В.**, Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. О скоростях формирования коллизионных надвигов (Лесновский надвиг, Северная Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. № 5. С. 29-32.
- 26. **Соловьев А.В.,** Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В. Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и Геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1292 1302.
- 27. Хоуриган Дж.К., **Соловьев А.В.**, Леднева Г.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т., Райнер П.В. Датирование сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки (скорость выведения аккреционных структур на поверхность) // Геохимия. 2004. №2. С. 131-140.

- 28. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. №6. С. 71-82.
- 29. Шапиро М.Н., **Соловьев А.В.**, Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корякии и Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2001. №4. С. 374-389.
- 30. Шапиро М.Н., **Соловьев А.В.**, Гарвер Дж.И., Щербинина Е.А., Леднева Г.В., Брэндон М.Т. Возраст терригенных пород северо-восточной части острова Карагинский (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 90-101.
- 31. Шапиро М.Н., **Соловьев А.В**., Щербинина Е.А., Кравченко-Бережной И.Р., Гарвер Дж.И. Новые данные о времени коллизии островной дуги с континентом на Камчатке // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. №5. С. 841-851.
- 32. Garver J.I., **Soloviev A.V.**, Kamp P.J.J., Brandon M.T. Detrital zircon fission-track thermochronology: practical considerations and examples // In S.Martin & R.Polino (Eds). Fission track analysis: theory and application. Memorie di Scienze Geologiche (In English). PAVODA. 1999. v. 51/2. p. 454-456.
- 33. Garver J.I., **Soloviev A.V.**, Bullen M.E., Brandon M.T. Towards a More Complete Record of Magmatism and Exhumation in Continental Arcs, Using Detrital Fission-Track Thermochrometry // Physics And Chemistry Of The Earth, Part A: Solid Earth And Geodesy (25). 6-7. 2000. pp. 565-570.
- 34. Kuzmichev A.B., **Soloviev A.V.** Mesozoic flysch on the Big Lyakhov Island (New Siberian Islands): age, provenance and tectonic setting // Arctic Geology, Energy Resources and Environmental Challenges. NGF Abstract and Proceedings. 2004. № 2. pp. 80-82.
- 35. **Soloviev A.V.**, Garver J.I. Fission-track study of the Omgon accretionary complex, Western Kamchatka (Russian Far East): possible northern continuation of the Shimanto belt (Japan) // International Workshop on "Fission-track Analysis: theory and application". Cadiz, Spain. Geotemas. 2002. V. 4. p. 143-146.
- 36. **Soloviev A.V.,** Garver J.I., Ledneva G.V. Accretionary complex related to Okhotsk-Chukotka Subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East // Journal of Asian Earth Science. 2005. (in press).
- 37. **Soloviev A.V.,** Shapiro M.N., Garver J.I., Shcherbinina E.A., and Kravchenko-Berezhnoy I.R. New age data from the Lesnaya Group: A key to understanding the timing of arccontinent collision, Kamchatka, Russia // The Island Arc. 2002. Vol. 11 (1). pp. 79-90.