

УДК55131:551.781.51(571.66)

ВОЗРАСТ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА КАРАГИНСКИЙ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

© 2004 г. М. Н. Шапиро*, А. В. Соловьев**, Дж. И. Гарвер***, Е. А. Щербинина****, Г. В. Леднева**, М. Т. Брэндон*****

* Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

** Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

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

**** Геологический институт РАН, Москва

***** Отделение геологии и геофизики, Йельский университет, Нью-Хевен, США

Поступила в редакцию 18.06.2002 г., получена после доработки 18.02.2003 г.

На о-ве Карагинский (Восточная Камчатка) в его северо-восточной части обнажаются терригенные комплексы кайнозойской аккреционной призмы. Возраст отложений призмы до настоящего времени остается дискуссионным. Изучение нанопланктона из аргиллитов и трековое датирование обломочного циркона из песчаников позволило уточнить возраст развитых здесь терригенных пород. В алевропелитах содержатся два нанопланктонных комплекса. Один, имеющий возраст от ипра - лютета (надхынхлонайская толща) до бартон - олигоцена (комплекс осадочного меланжа), рассматривается нами как инситный, отражающий возраст осадков. Другой, состоящий из верхне-меловых-палеоценовых форм, - результат перемыва более древних осадков в пределах неизвестной питающей провинции. Наиболее молодая популяция обломочных цирконов, согласно данным трекового датирования, в большинстве изученных пород близка к возрасту осадконакопления. На о-ве Карагинский от осевой зоны в юго-восточном направлении наблюдается омоложение терригенных толщ. Образцы из флишевого комплекса относятся к бартону - нижнему олигоцену, а осадочный меланж, судя по трековым датировкам обломочного циркона, охватывает олигоцен-нижнемиоценовый интервал. Омоложение пород в сторону желоба типично для аккреционных призм.

Ключевые слова. Нанопланктон, трековое датирование, обломочный циркон, аккреционная призма, о. Карагинский, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Остров Карагинский - часть северо-западного обрамления Командорской котловины (рис. 1). Расшифровка строения острова и истории его формирования важна для понимания геодинамики наиболее молодых тектонических зон северо-восточной Азии и смежных акваторий. Согласно ряду реконструкций (Чехович и др., 1989; Чехович и др., 1990; Соколов, 1992; Шапиро, 1995; Объяснительная записка..., 2000; Soloviev et al., 2002) структура континентальной окраины образована здесь в результате коллизии меловой островной дуги с северо-восточной Азией. Предполагается что, после коллизии у подножия континента, к востоку от приключенной дуги, возникла новая зона субдукции, где поглощалась вначале Тихоокеанская плита, а затем малые плиты Командорской котловины Берингова моря. Над этой зоной субдукции сформировалась Карагинская аккреционная призма, обнаженная сейчас в восточной части острова (Чехович и др., 1989). Эта призма должна быть парагенетически связана с вулканическими поясами на Камчатке и в

южной части Корякского нагорья: эоцен-олигоценовыми вулканитами в северо-западной части о-ва Говена (Говенская средне-верхнеэоценовыми в побережье Пенжинской губы (Книльский пояс) и мио-плиоценовыми в Средне-ветвейском бтах (Центрально-Камчатский и Дпукско-Вывенский пояса) (Богданов и др., 1987). Объяснительная записка..., 2000). Реконструкция таких связей — не достаток настоящей статьи приводящих призм. В настоящей статье приводятся результаты трекового датирования песчаников этой зоны, которые дополнены определениями нанопланктона из аргиллит (Жкр то приводятся до полного Tejlb Ние данные о возрасте туфо-терригенных венчающих разрез островодужных вулканических осевой части острова.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В структуре о-ва Карагинский выделяются три основные зоны (Чехович и др., 1990; Kravchenko-

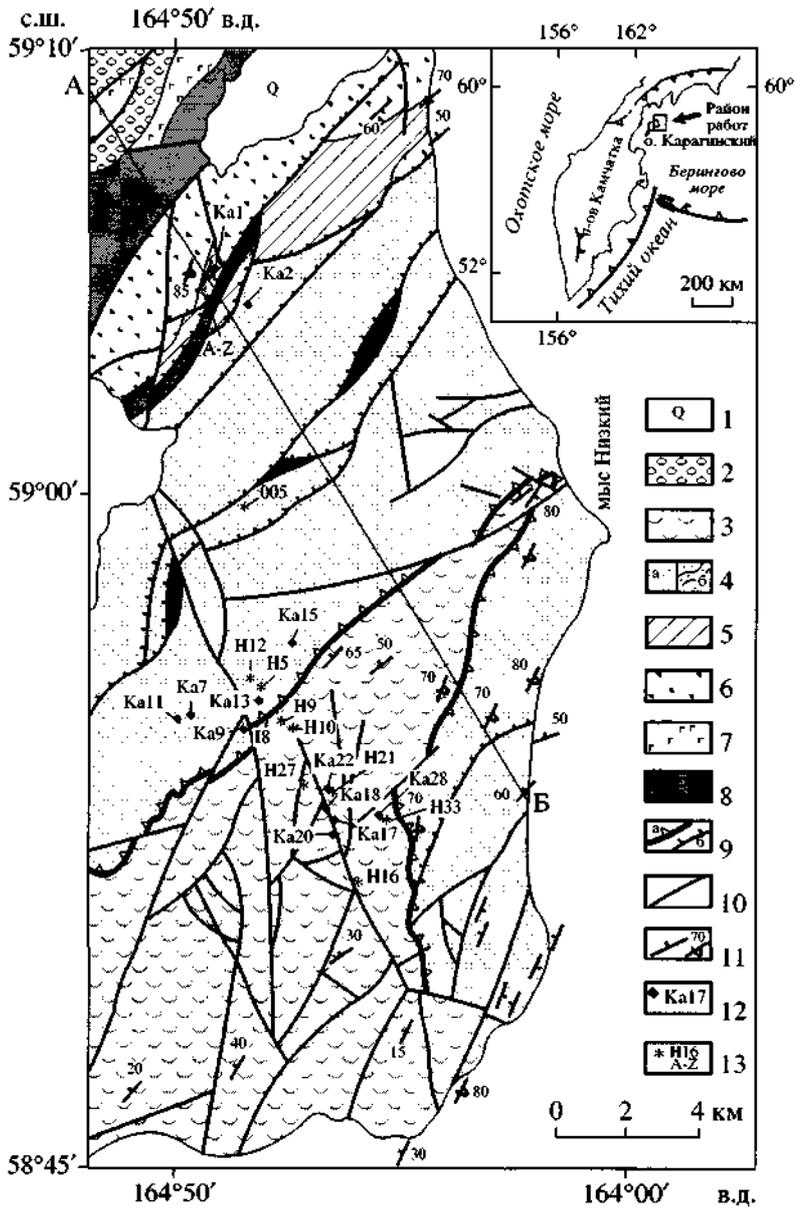


Рис. 1. Схема геологического строения северо-восточной части о-ва Карагинский и геологический профиль по линии АБ (Шапиро, Петрина, 1985 с изменениями и дополнениями).

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - неогеновые отложения; 3 - комплекс осадочного меланжа (олигоцен — нижний миоцен); 4 - флишевый комплекс (средний эоцен - нижний олигоцен): а — на схеме, б - на профиле; 5 — надхынхлонайская толща (нижний эоцен); 6 - хынхлонайская свита: андезибазальты, туфы (Маастрихт - нижний эоцен); 7 - домаастрихтские меловые образования; 8 - габбро-гипербазиты офиолитового комплекса; 9 - надвиги и взросы; а - надвиг флишевого комплекса на комплекс осадочного меланжа, б - прочие; 10 - крутопадающие разломы; 11 - элементы залегания слоистости; 12 - точки отбора проб для трекового датирования; 13 - точки отбора алевропелитов для изучения нанопланктона.

Berezhnoy, Nazimova, 1991). Осевая зона сложена, главным образом, габбро-гипербазитовыми телами офиолитовой ассоциации и осадочно-вулканогенными островодужными толщами верхнего мела и палеоцена, которые по палеомагнитным данным (Коваленко, 1990; Коваленко и др., 1999; Kovalenko, Kravchenko-Berezhnoy, 1999) формировались много южнее их современного положения. Эти вулканиды, верхняя часть которых выделяется в качестве хынхлонской свиты, по мнению ряда исследователей (Шапиро, 1995; Коваленко и др., 1999), относятся к островной дуге, столкнувшейся с континентом в середине лютета (Soloviev et al., 2002). На своей последней, палеогеновой стадии развития эта дуга известна как Говенская (Чехович и др., 1990).

На северо-востоке острова вулканиды хынхлонской свиты согласно перекрываются пачкой алевропелитов с тонкими пропластками туффитов, возраст которых ранее не был установлен точно. Большинство исследователей относит эту толщу к флишевому комплексу, охарактеризованному ниже (Шапиро, Петрина, 1984; Чехович и др., 1990). Но такое сопоставление не очевидно, так как здесь нет прослоев песчаников, состав которых типичен для флишевого комплекса (плагиооклазы + кварц + риолиты), а присутствует много не характерных для флиша туфов и туффитов. Более того, согласное залегание на островодужных вулканидах не позволяет отнести эту толщу к аккреционной призме. Поэтому мы отделяем ее от флиша и условно называем надхынхлонской толщей. Ее возраст определяет верхний предел активного развития Говенской дуги. Ранее этот возраст оценивался (исходя из сопоставления надхынхлонской и флишевой толщ) от Маастрихта - палеоцена до среднего эоцена (Шапиро, Петрина, 1985; Чехович и др., 1990).

С северо-запада осевая зона преимущественно по разрывам граничит с наклоненной на северо-запад, осложненной пологими складками моноклинально согласно напластованных среднеэоцен-плиоценовых осадочных свит, которая является бортом Литкенского прогиба. Низы разреза осевой части этого прогиба вскрыты на Ильпинском полуострове (Волобуева и др., 1994), где верхнемеловые вулканиды через слабое несогласие сменяются нижнепалеоценовыми туфо-терригенными породами. В вышележащих отложениях следующее несогласие отмечается лишь в середине миоцена (Гладенков, 1972; Гладенков и др., 1998). На о-ве Карагинский разрывы, ограничивающие Литкенский прогиб, имеют небольшую амплитуду. Местами наблюдается несогласное залегание миоценовых и плиоценовых осадочных толщ на породах осевой зоны острова.

Юго-восточная часть острова состоит из двух основных комплексов, которые В.Д. Чеховичем и

др. (1989, 1990) были выделены как "флиш" и "осадочный меланж". **Флишевый комплекс** - это в разной степени упорядоченное переслаивание алевропелитов с песчаниками, по крайней мере, часть которых является достаточно типичными турбидитами. Но многие пачки алевропелитов этого комплекса, мощностью до первых сотен метров, практически не содержат песчаных прослоев. Важная особенность песчаников флиша - преобладание в их составе обломков кислых эффузивов и, в меньшей степени, гранитов над более основными изверженными породами (Шапиро, 1984; Шапиро и др., 2000). Характерный элемент некоторых алевропелитовых пачек флишевого комплекса - хорошо окатанная рассеянная галька, в составе которой преобладают кислые эффузивы (Шапиро, 1984; Шапиро и др., 2000). Флишевые и аргиллитовые пачки часто содержат линзовидные тела подушечных океанических толеитов, которые рассматриваются либо как согласные с напластованием линзы, либо как олистолиты, либо как тектонические отторженцы океанической плиты (Чехович и др., 1990; Kravchenko-Berezhnoy et al., 1990). Слои флишевого комплекса или интенсивно смяты в складки, или образуют наклоненные на северо-запад моноклинали, разделенные чешуйчатыми надвигами в целом согласными с напластованием, но иногда подчеркнутыми протрузиями и линзами серпентинитовых меланжей. Границей флишевого комплекса с вулканидами и офиолитами осевой зоны обычно являются крупные наклоненные на северо-запад разрывы (взбросы, надвиги).

В юго-восточном направлении степень дислоцированности флишевого комплекса растет, пласты теряют свою когерентность, разрываются на крупные и мелкие линзы, часто испытывающие вращения. Появляются крупные линзы галечных алевропелитов - пород содержащих рассеянную гальку и валуны преимущественно риолитов и их туфов. Переход к комплексу **осадочного меланжа** маркируется заметными литологическими изменениями: песчаников в разрезе становится значительно меньше, а их место занимают кремнистые алевролиты, кремни, туффиты и туфы, в том числе и псефитовые. Обнажения нередко выглядят как хаотическая смесь почти изометричных обломков разных пород в глинистом матриксе, но часто встречаются и когерентные пачки туфов и кремней. К туфовым прослоям иногда приурочены линзы подушечных и реже, массивных базальтов, но чаще мелкие базальтовые тела встречаются в хаотических пачках. Большая часть базальтов геохимически близка к океаническим, но наряду с ними встречаются островодужные породы (Чехович и др., 1990). Также, как и во флише, встречается галечные алевропелиты с преобладанием риолитов в обломках. Надвиг между флишем и меланжем прослеживается на северо-вос-

ток почти до берега у мыса Низкого, где разворачивается и трассируется на юг еще на 7 км, описывая замок антиформы, для восточного крыла которой характерны опрокинутые залегания с подошвами песчаников и туфов, обращенными к западу (рис. 1).

Представления о возрасте комплексов северо-восточной части о. Карагинский претерпели заметную эволюцию. В первой публикации они были отнесены к мезозою (Харкевич, 1941). Значительно позднее на юго-восточном берегу острова в породах обоих комплексов была обнаружена фауна моллюсков, отнесенных к миоцену (Храмов и др., 1969). В 1967 г. сборы Н.А. Храмова в осадочном меланже были повторены Г.П. Борзуновой, которая определила фауну как олигоценую. Ю.Б. Гладенков (Чехович и др., 1990, ссылка на устное сообщение) оценил возраст этих моллюсков как среднеэоценовый. Дополнительно собранная фауна моллюсков из пород флишевого комплекса была определена В.М. Гладиковой как эоценовая (Мельникова, Долматов, 1973). Позднее агглютинированные фораминиферы из пород флишевого комплекса и комплекса осадочного меланжа были определены как маастрихт-датские, аналогичные комплексам ветловской свиты хребта Кумроч (Шапино, Петрина, 1985). Ныне эта свита относится к палеогену и низам эоцена (Гладенков и др., 1998).

Современные представления о возрасте фоновых терригенных пород Карагинской аккреционной призмы базируются, прежде всего, на определениях радиолярий в линзах кремней осадочного меланжа и нанопланктона из аргиллитов флишевой толщи. Согласно В.Д. Чехович и др. (1990) радиолярии из кремней в осадочном меланже относятся к среднему эоцену. Нанопланктон из флишевой толщи определен как средне-позднеэоценовый, возможно, включающий раннеолигоценые элементы (Щербинина, 1997). Аналоги флишевого комплекса на п-ове Говена относятся к эоцен-олигоцену (Чехович и др., 1990; Чамов, 1996). Таким образом, можно считать, что комплекс осадочного меланжа сложен несколько более древними породами, чем флишевый комплекс. Однако их датировки основаны на относительно немногочисленных комплексах различных планктонных групп и нуждаются в уточнении.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА

Детритовая термохронология, опирающаяся на определение возраста отдельных зерен циркона трековым методом (zircon fission-track dating) (Wagner, Haute, 1992), позволяет датировать "немые" толщи, проводить стратиграфические корреляции, устанавливать источники сноса терри-

генного материала и изучать процессы эксгумации комплексов (Garver et al., 1999; Garver et al., 2000a; Garver et al., 2000b). Так как трековое датирование позволяет определять возраст отдельных минеральных зерен, то становится возможным разделить разновозрастные популяции, связанные с различными источниками сноса. Остывание пород в источниках сноса может быть обусловлено разными геологическими процессами. С одной стороны, вулканические породы и близповерхностные интрузии остывают быстро и разрушаются эрозией, а цирконы, связанные с ними, быстро попадают в бассейн седиментации. Это позволяет использовать их для датирования немых терригенных толщ (Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994; Garver et al., 2000b; Соловьев и др., 2001; Шапино и др., 2001). С другой стороны, при выведении блоков с глубинных уровней в определенный момент происходит их "осTbiBaHne" (Wagner, Haute, 1992; Garver et al., 1999), т. е. породы поднимаются выше уровня температуры закрытия трековой системы в цирконе (215°-240°С (Brandon, Vance, 1992)). С этого момента начинается формирование и накопление треков в минеральных кристаллах и возраст, определенный по этим минералам, будет соответствовать возрасту остывания породы.

Возрасты детритовых цирконов из терригенных отложений обычно распределены в широком возрастном диапазоне. Для наших целей важна наиболее молодая популяция или "минимальный возраст" (Garver et al., 1999), этот возраст определяет нижний предел возраста осадконакопления отложений, так как отложения всегда моложе содержащихся в них обломков. Мы использовали методику детритовой термохронологии для датирования терригенных отложений о-ва Карагинский.

Пробы пород (6-8 кг) были отобраны из отложений надхынхлонской толщи (обр. Ka1 - псаммитовый тefроид), флиша (Ka2, Ka7, Ka11, Ka13, Ka15 - песчаники; Ka9 - мелкогалечные конгломераты), матрикса (Ka17, Ka22, Ka28 - песчаники) и блоков (Ka18, Ka20) осадочного меланжа (рис. 1, табл. 1). Цирконы выделялись по стандартной методике в лаборатории акцессорных минералов Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Датирование цирконов проводилось в лабораториях трекового датирования Юнион Колледжа (Скенектади, Нью-Йорк, США) и ИЛ РАН. Особенности методики изложены в примечании к таблице 1. Из каждого образца было датировано от 5 до 50 зерен циркона. Возраст единичных зерен циркона обычно распределен в широком временном интервале (рис. 2). Это позволяет предполагать, что породы после накопления не нагревались выше температуры закрытия трековой системы в цирконе - 215°-240°С (Brandon, Vance, 1992). В пользу этого гово-

Таблица 1. Трековые возрасты детритовых цирконов из терригенных и туфогенных отложений северо-восточной части о. Карагинский (Восточная Камчатка)

Номер образца	Серия, свита	К	Возраст популяций циркона		
			P1 (Млн. лет)	P2 (Млн. лет)	P3 (Млн. лет)
Ka28	Меланж	30	18.6 ± 3.5 (19%)	39.9 ± 3.1 (60.8)	88.0 ± 9.9 (20%)
Ka17	Меланж	20	23.7 ± 3.9 (10%)	57.3 ± 5.2 (62%)	116.0 ± 23.9 (28%)
Ka22	Меланж	40	26.1 ± 1.5 (57%)	56.0 ± 10.7 (18%)	96.4 ± 14.2 (25%)
Ka13	Флиш	35	29.9 ± 3.6 (47%)	54.7 ± 5.2 (53%)	
Ka15	Флиш	31	30.4 ± 1.6 (87%)		117.6 ± 14.8 (13%)
Ka11	Флиш	40	36.1 ± 2.4 (40%)	66.4 ± 5.9 (24%)	111.0 ± 8.4 (36%)
Ka9	Флиш	50	39.7 ± 2.6 (56%)	62.3 ± 8.9 (35%)	94.6 ± 39.0 (9%)
Ka7	Флиш	35	44.2 ± 2.6 (68%)	95.5 ± 7.3 (32%)	-
Ka2	Флиш	12	45.6 ± 4.6 (66%)	93.4 ± 14.5 (34%)	—
Ka1	Надхлхлонайская толща	30	50.2 ± 3.2 (93%)	-	188.3 ± 52.7 (7%)
Ka20	Блок в меланже (?)	35	70.1 ± 4.4 (80%)	97.5 ± 13.3 (20%)	—
Ka18	Блок в меланже (?)	5	82.1 ± 10.4 (100%)		

Примечание. К - количество датированных зерен циркона в образце. P1. P2. P3 - популяции циркона, рассчитанные по программе *VinomFit v 1.8* (Brandon, 1992; Brandon, 1996). Возрасты приведены в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$, проценты в скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (К). Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора (Wagner[^]Haute, 1992), особенности методики описаны (Garver et al., 2000). Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon размером 2 x 2 см². Для каждого образца готовилось 2 пластинки. Пластинки обдирались на наждачной бумаге (800 grit) и затем полировались с использованием алмазных паст (9 мкм и 1 мкм), и пасты Al₂O₃ 0.3 мкм на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH-KOH при температуре 228°C в течение 20 часов (первая пластинка) и 26 часов (вторая пластинка). После травления, пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2 x 10¹⁵ нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф (Fish Canyon Tuff-FCT) и Булак Туф (Buluk Tuff-BL)) и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-5) (Hurford, 1998). При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1600X, сухой метод, χ^2 -фактор (Hurford, 1998), вычисленный по возрастным стандартам (FCT, BL) равнялся 346.22 ± 9.57 (А.В. Соловьев) и 355.03 ± 8.16 (Дж. Ледерер).

рята также полевые наблюдения литологии и структуры терригенных отложений: в породах не отмечается вторичных минералов, формирующих при температурах выше 200°C, отсутствует кливаж, образующийся при определенных РТ-условиях. Таким образом, в изученных толщах трековые датировки цирконов отражают время их остывания в материнских породах питающей провинции, а возраст осадочной толщи не древнее возраста содержащихся в ней цирконов. Трековые датировки наиболее молодой популяции цирконов дают нижний предел времени осадконакопления вмещающих песчаников.

Возраст наиболее молодой популяции зерен циркона близок к возрасту осадконакопления отложений, если во время седиментации в непосредственной близости имела место синхронная вулканическая активность (Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994; Garver et al., 2000b; Соловьев и др., 2001; Шапиро и др., 2001). В орогенных поясах, испытывающих быстрый подъем и эрозию, выведение на поверхность и размыв близповерхностных интрузий происходит достаточно быстро. Таким образом, время от кристаллиза-

ции зерен циркона в близповерхностной интрузии до их попадания в осадок близлежащего бассейна исчисляется первыми миллионами лет (Шапиро и др., 2001).

Из надхлхлонайской толщи был отобран один образец псаммитового тифроида (Ka1) из прослая мощностью около 40 см. Обломки в этой породе представлены основной массой эффузивов и плагиоклазами с очень небольшой примесью пироксенов и рудного. Вулканиды в обломках однородны по составу, но разнообразны по структуре: от витрофировых до лейстовых с преобладанием светлых микролитовых пород. Большая часть выделенных цирконов образует популяцию со средним возрастом 50 млн. лет, что соответствует границе ипра и лютета (табл. 1).

Из флиша отобраны и проанализированы 5 проб песчаников (Ka2, Ka7, Ka1 I, Ka13, Ka15) и 1 проба мелкогалечных конгломератов (Ka9). Песчаники имеют обычный для флишевого комплекса состав с преобладанием в обломках полевых шпатов, кварца, кислых эффузивов и алевропелитов. Все пробы содержат от 2-х до 3-х популяций обломочного циркона и датировки

молодой популяции заключены в интервале 45-30 млн. лет, что соответствует второй половине лютета, бартону, верхнему эоцену и нижнему олигоцену. Молодая популяция цирконов в мелкогалечном конгломерате, состоящем преимущественно из кислых вулканитов, по возрасту соответствует бартону (40 млн. лет) (табл. 1).

Возраст цирконов в породах осадочного меланжа имеет очень большой разброс значений. Были опробованы песчаники, близкие по составу к песчаникам флиша, где преобладают плагиоклазы и кварц (Ka17 и Ka28). Молодая популяция обломочного циркона здесь немногочисленна (10-20%) и имеет возраст от 18 до 24 млн. лет, что соответствует раннему миоцену. Близкий состав имеют гравелиты Ka20, где также много кварца, «олевых шпатов и их сростков, но преобладают все же кремни. Здесь самая молодая популяция сиюломочного циркона имеет средний возраст 70 млн. лет (Маастрихт). Своеобразные туфогенные песчаники (Ka22), в обломках которых преобладают, с одной стороны, неокатанные крупные плагиоклазы, а с другой - деформированные обломки алевропелитов содержат молодые цирконы с возрастом 26 млн. лет (верхний олигоцен). Наконец, цирконы из лито-кристаллокластических туфов (Ka18) с заметной примесью пироксена образуют единственную популяцию с возрастом >2 млн. лет (начало кампана) (табл. 1).

ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАНОПЛАНКТОНА

Образцы аргиллитов (алевропелитов) из над-хынхлонской толщи, флиша и осадочного меланжа для извлечения нанопланктона отбирались нами попутно с геохимическими пробами, направленными на выяснение источника глинистого вещества. Всего было отобрано четыре коллекции (рис. 1, табл. 2, 3).

Первая коллекция, состоящая из 29 образцов (А-З) была отобрана из аргиллитов, согласно перекрывающих хынхлонскую свиту в верховьях реки Северной. Аргиллиты здесь расслоены тонкими пропластками туфов и туффитов. Из этого же обнажения отобрана проба туффита Ka1 для определения возраста цирконов. Мощность идеально обнаженного и опробованного сверху вниз разреза около 120 м.

Наиболее представительный образец F содержит один экземпляр верхнекампанского - нижнемаастрихтского вида *Reinhardtites levis*, а также мелких *Reticulofenestra* spp., *R. dictyoda*, *Chiasmolithus consuetus*, *Lophodolithus nascens*, *Coccolithus pelagicus*, в совокупности дающих интервал верхний ипр - нижний лютет (52-45 млн. лет) (рис. 3). В связи с преобладанием эоценовых видов верхнемеловая форма рассматривается как переотложенная. Еще шесть проб содержат единичные

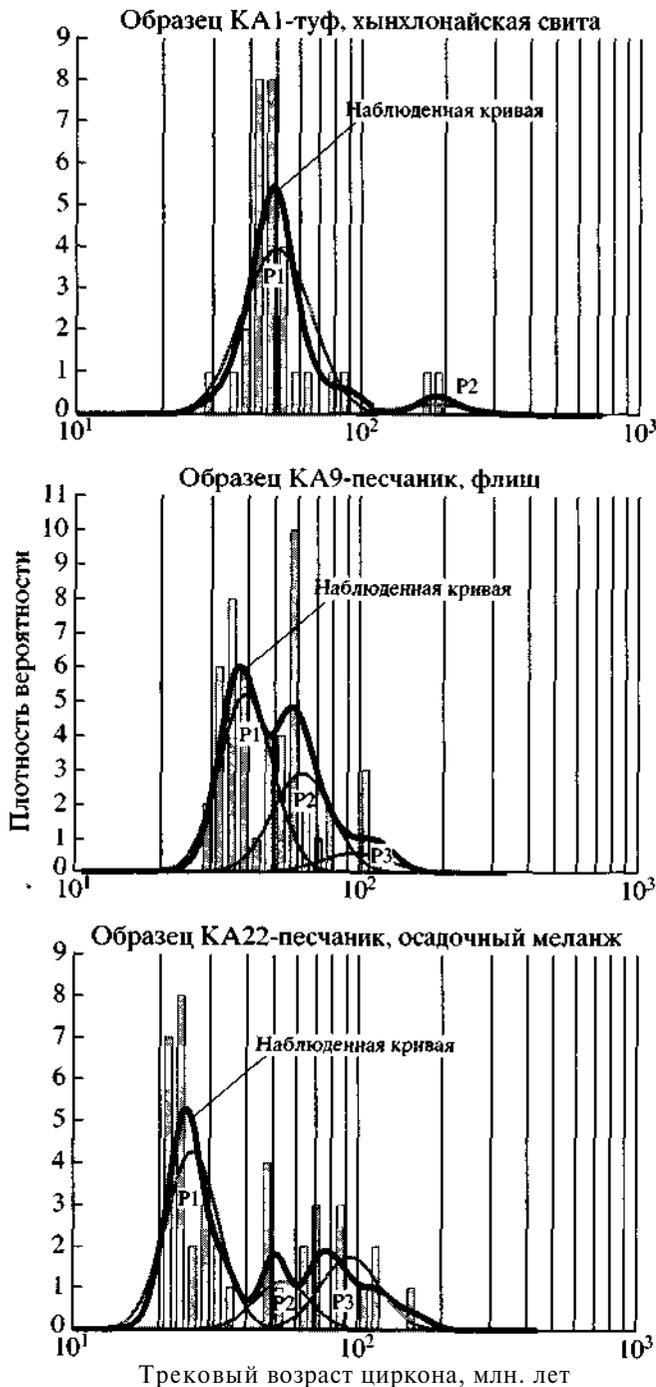


Рис. 2. Графики распределения трековых возрастов зерен циркона из туфо-терригенных отложения о-ва Карагинский (Восточная Камчатка). P1, P2, P3 - пики разновозрастных популяций циркона (см. табл. 1), выделенных программой BinomFitl.8 (Brandson, 1996).

формы нанопланктона. В образце С встречена *Reticulofenestra* cf. *minuta* (бартон - ранний олигоцен), в образце J - *Chiasmolithus* sp. (палеоцен - ранний олигоцен), в образце K - *Chiasmolithus solitus* и *Reticulofenestra dictyoda* (поздний ипр - бар-

Таблица 2. Инситные формы нанопланктона из терригенных отложений северо-восточной части о-ва Карагинский (Восточная Камчатка) с использованием данных (Щербинина, 1997) (см. рис. 3)

Инситные формы	Хынхло- найская свита	Флишевый комплекс	Комплекс осадочного меланжа
<i>Lophodolitus nascens</i>	+	-	-
<i>Chiasmolithus consuetus</i>	+	-	-
<i>C. solitus</i> (CP13, 14, Кроноцкий п-ов)	+	-	-
<i>Chiasmolithus</i> sp.	+	-	-
<i>Reticulofenestra dictyoda</i>	+	-	-
<i>Reticulofenestra</i> cf. <i>minuta</i>	+	-	-
<i>R. umblicus</i> (CP14, баклановская свита)	-	+	+
<i>R. hillae</i> (CP14, Кроноцкий п-ов)	-	+	-
<i>R. oamaruensis</i>	-	+/-	-
<i>R. coenura</i> (CP13,14, Кроноцкий п-ов, баклановская свита)	-	+	-
<i>Dictyococcites bisectus</i> (CP14 Кроноцкий п-ов, CP14-16 Говенского п-ова, баклановская свита)	+/-	+	+
<i>D. scrippsae</i> (CP14, С3 Говенского п-ова, баклановская свита)	-	+	-
<i>D. daviesii</i> (CP14, Кроноцкий п-ов)	-	+	-
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (CP13,14 Кроноцкого п-ова, баклановская свита)	-	+	+
<i>C. abisectus</i> (CP14, С3 Говенского п-ова)	-	+?	-
<i>Discoaster deflandrei</i> (CP14-16, С3 Говенского п-ова, баклановская свита)	-	+	-
<i>D. saipanensis</i> (индекс-вид зоны CP14Б)	-	+	-
<i>Isthmolithus recurvus</i> (индекс-вид зоны CP15Б)	-	+	-
<i>Sphenolithus moriformis</i> (CP1 1,13 Кроноцкого п-ва, CP14 С3 Говенского п-ова)	-	+	+
<i>S. predistentus</i>	-	-	+
<i>Coccolithus pelagicus</i>			
<i>C. floridanus</i>	-	+	-
<i>Cribrocentrum reticulatum</i>	-	+	-

Таблица 3. Переотложенные формы нанопланктона из терригенных отложений северо-восточной части о-ва Карагинский (Восточная Камчатка) с использованием данных (Щербинина, 1997)

Переотложенные формы	Хынхлонайская свита	Флишевый комплекс	Комплекс осадочного меланжа
<i>Reinhardtites anthophorus</i>	-	+	-
<i>R. levis</i>	+	-	-
<i>Micula staurophora</i>	+	+	+
<i>Watznaueria barnesae</i>	-	+	+
<i>Broinsonia parca constricta</i>	-	+	+
<i>Ahmuelerella regularis</i>	-	+	-
<i>Eprolithus floralis</i>	-	+	+
<i>Eiffellithus turriseiffeli</i>	-	+	+
<i>E. eximius</i>	-	+	+
<i>Retecapsa ficula</i>	-	+	-
<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>	-	-	+

тон) и в образце S - *Coccolithus pelagicus* - (палеоцен - ныне). В то же время, образец I содержит озин экземпляр *Micula staurophora*, встречающийся в интервале коньяк-маастрихт. Эта форма, по-видимому, переотложена. Палеогеновые виды из этой серии образцов соответствуют раннеипрско-раннелютетскому интервалу, определенному в образце F.

Вторая коллекция (Н1-12, 005 - 1/3,4, 5) отобрана из алевропелитов флишевой толщи. Этот ряд образцов характеризует профильное пересечение флиша. Из 15 образцов нанофоссилии найдены в семи. Это исключительно мезозойские формы (005-1/5 - *Watznaueria barnesae*, байос - маастрихт; Н5, 12 - *Micula staurophora*, коньяк - маастрихт; Н8 - *Broinsonia parca constricta*, *Ahmuelerella regularis*, кампан; Н9 - *Reinhardtites anthophorus*, турон - кампан; НЮ - *Micula staurophora*, *Eprolithus floralis*, *Eiffellithus turriseiffeli*, *E. eximius*, *Watznaueria barnesae*, *Retecapsa ficula*, турон - сантон). Общий интервал распространения этих видов - сантон - кампан.

Хотя наши образцы из флишевой толщи содержат только меловые формы, ранее в этой же толще был найден верхнеэоценовый нанопланктон (Щербина, 1997). Кроме того, трековый возраст самых молодых неперегретых цирконов из песчаников и гравелитов этой толщи соответствует среднему эоцену - раннему олигоцену (46-50 млн. лет), что исключает досреднеэоценовый возраст самой толщи. Исходя из этого, мы считаем, что меловые нанофоссилии из образцов флишевой толщи, вероятнее всего, также переотложены.

Третья коллекция (Н13 - 33) взята при профильном пересечении осадочного меланжа, характеризует его алевропелитовый матрикс и включает только три наполненных образца (16, 27 и 33). Они содержат *Watznaueria barnesae*, *Micula staurophora* и *Eiffellithus turriseiffeli* соответствующие коньяк - маастрихтскому интервалу.

Наконец, четвертая коллекция (На21/А-Л) характеризует матрикс линзы галечных алевролитов в толще осадочного меланжа и отобрана из различных частей небольшого плоского водораздельного обнажения размером 20 x 30 м. Из 11 образцов три содержат только мезозойские нанофоссилии: И - *Micula staurophora*, *Arkhangelskiella CYTnbiformis*, *Broinsonia parca constricta*, кампан; К - *Watznaueria barnesae*, байос - Маастрихт, 3 - меловые формы не определенные до вида. Один образец (В) содержит палеогеновые (эоцен - олигоцен) *Cyclicargolithus floridanus* и *Sphenolithus moriformis* (рис. 3). Но наиболее интересен образец А, где обнаружены слипшиеся в пеллете меловые *Eiffellithus eximus* и *Eprolithus floralis* (турон-сантон), а в основном глинистом матриксе найдены *Reticulofenestra umbilicus*, *Coccolithus pelagicus*,

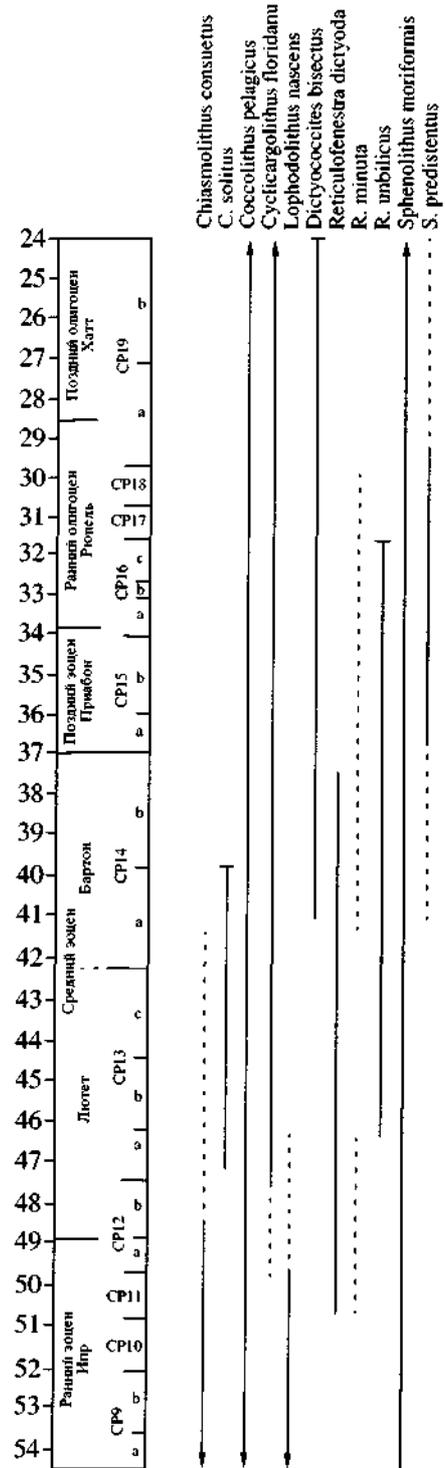


Рис. 3. Стратиграфический интервал распространения видов нанопланктона, обнаруженных в терригенных отложениях северо-восточной части о. Карагинский (Восточная Камчатка).

Dictyococcites bisectus, *Sphenolithus predistentus*, сонахождение которых указывает на интервал бартон - низы олигоцена (41-28 млн. лет) (рис. 3). Очевидно, что именно молодой комплекс опреде-

ляет возраст галечных алевролитов и тем самым значительной части осадочного меланжа.

ОБСУЖДЕНИЕ

Проблема переотложения нанопланктона. Наименее прогнозируемый результат проведенных исследований - выявление в изученных толщах двух комплексов нанопланктона: переотложенного верхнемелового и находящегося в породах *in situ* эоцен-олигоценового. При этом в количественном отношении и по степени сохранности форм переотложенный комплекс не уступает инситу, а по частоте встречаемости даже превосходит его. В частности, в образцах алевропелитов, отобранных нами из флиша, были найдены исключительно меловые формы. Только трековые определения цирконов из песчаников этой толщи, а также более ранние находки в ней эоцен-олигоценового нанопланктона (Щербинина, 1997) заставляют считать верхнемеловые формы переотложенными.

В алевропелитах надхынхлонской толщи наряду с преобладающими эоценовыми также найдены верхнемеловые формы. В одном из образцов (F) верхнемеловой вид встречен вместе с кайнозойскими. В образце (Ha21A) из матрикса галечных алевропелитов в осадочном меланже также наблюдалось сонахождение верхнемеловых (турон - сантонских) видов и бартон - нижнеолигоценовых форм. В последнем случае меловые формы встречены внутри пеллета биогенного происхождения.

Инситуальный комплекс нанопланктона в надхынхлонской толще указывает на ее раннеэоценовый возраст и заметно отличается от верхнеэоцен-нижнеолигоценового комплекса, ранее описанного во флишевой толще (Щербинина, 1997). Инситуальный нанопланктон из осадочного меланжа, найденный в двух образцах из одного обнажения, практически не содержит форм, отличающихся от нанопланктона во флише и соответствует верхнему эоцену - нижнему олигоцену.

Вопрос об источнике переотложенного нанопланктона и способах его переотложения остается открытым. Очевидно, что источником была какая-то верхнемеловая преимущественно сантон-кампанская, вероятно всего, слаболитифицированная толща, где значительная часть нанопланктона захоронялась в пеллетах, при размыве способных к дальнейшей транспортировке. На Камчатке и в южной части Корякского нагорья в ближайших окрестностях о-ва Карагинского преимущественно сантон-кампанский возраст имеют ватынская и ирунейская кремнисто-вулканогенные толщи, которые во второй половине эоцена и в олигоцене после коллизии дуги с континентом, безусловно, подвергались интенсивному раз-

мыву. Однако в самих этих сериях нанопланктон не описан. Источник песчаников и галек во флише и меланже, базальтовых олистолитов во флише и туфово-базальтовых линз в меланже на юго-востоке о-ва Карагинского до сих пор не известен. По-видимому, источник переотложенного позднемелового нанопланктона в аргиллитах эоцен-олигоценовых терригенных толщ острова был связан с еще не выявленной питающей провинцией.

Таким образом, пример эоцен-олигоценовых отложений о-ва Карагинского показывает, что переотложение нанопланктона из более древних осадков в существенно более молодые - не только возможен теоретически, но может иметь большие масштабы. Если содержание нанопланктона в породах низкое и количество отобранных проб ограничено, такое переотложение может служить источником серьезных ошибок в датировках терригенных толщ.

Трековое датирование обломочных цирконов. Проведенные исследования в целом подтвердили ранее сформулированный вывод о том, что в песчаниках, накопившихся в тектонически активных зонах, возраст наиболее молодой популяции обломочных цирконов, как правило, очень близок к возрасту самих песчаников (Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994; Соловьев и др., 2001; Шапиро и др., 2001). В частности датировка цирконов в тефроидах из надхынхлонской толщи (50.2 ± 3.2 млн. лет) совпадает с датировкой этой толщи по нанопланктону (верхний ипр - нижний лютет). Датировка туфогенных песчаников в меланже (Ka22 - 26.1 ± 1.5 млн. лет) очень близка к нанопланктонной датировке матрикса соседних галечных алевропелитов (Ha21 - бартон - начало олигоцена). Возраст большей части цирконов из песчаников флиша заключен в том же интервале (46-30 млн. лет), что и возраст самого флиша по нанопланктону (Щербинина, 1997). С другой стороны интервал датировок молодой популяции цирконов в меланже (26-18 млн. лет) моложе предполагаемого по радиоляриям возраста этого комплекса (Чехович и др., 1990). Возможно, это связано с тем, что большая часть кремней в меланже - это олистолиты более древние, чем матрикс.

Близость возрастов молодых популяций цирконов и вмещающих их песчаников можно объяснить тем, что эти цирконы связаны либо с синхронным вулканизмом, либо с очень быстрой экзугумацией и остыванием интрузий в питающей провинции. Некоторые песчаники из осадочного меланжа (Ka22) действительно содержат заметную туфогенную примесь. Но в своем большинстве песчаники флишевого комплекса Карагинской аккреционной призмы не несут явных признаков туфогенного происхождения. Более чем наполо-

вит они СОСТОЯТ из кислых вулканитов и гранитоидов и их производных (кварца и плагиоклазов) • Шапиро, 1984; Шапиро и др., 2000). Следовательно, можно предполагать, что источником цирконов были кислые магматические породы питающей провинции. Есть и возможность проверки таких предположений, так как определен трековый возраст цирконов не только в песчаниках, но и в гравелитах флиша, сложенных кислыми эффузивами, а также в гальках и валунах риолитов и гранитов из галечных алевролитов во флише и осадочном меланже (Ledneva et al, in press). Выяснилось, что цирконы в гравелитах имеют тот же возраст, что и в песчаниках, в гранитах галек имеют палеоценовый возраст, а в риолитах, из тех же галечных скоплений - маастрихтский. Разница в возрастах гранитов и риолитов легко объясняется необходимостью некоторого интервала времени для эксгумации гранитов. Можно было бы ожидать, что совместный размыв этих пород даст две популяции циркона: одну, соответствующую вулканизму в конце мела, а вторую, соответствующую выведению на поверхность неглубоких интрузий. Возможно и объединение этих популяций в одну с модой около 65 млн. лет. В некоторых песчаниках и гравелитах (Ka9, Kail) популяция цирконов примерно этого возраста действительно выделяется. Но таких цирконов значительно меньше, чем цирконов, субсинхронных осадконакоплению.

Вместе с тем в осадочном меланже есть линзовидные тела песчаников и гравелитов (Ka20), где первая популяция цирконов имеет возраст 70 млн. лет. Это либо олистолиты меловых песчаников, либо фрагменты песчаных слоев, близких по возрасту к другим песчаникам, но лишенных циркона, образующего молодую популяцию.

Единственная трековая датировка туфа из осадочного меланжа (Ka18) соответствует началу кампана (82 млн. лет). Наиболее вероятное объяснение такого возраста - залегание туфов в виде олистолитов или олистоплак.

Полученные данные подтверждают заключение <Чехович и др., 1990), что терригенные породы, образующие основной объем флишевого комплекса и комплекса осадочного меланжа в юго-восточной части о-ва Карагинский накопились со второй половины среднего эоцена до начала миоцена. Также наблюдается некоторое омоложение осадков в этих комплексах с северо-запада на юго-восток, т.е. от континента к палеожелобу. Наиболее молодые трековые датировки песчаников получены из осадочного меланжа.

Формирование аккреционной призмы. Начало и завершение формирования тектонической структуры Карагинской аккреционной призмы не отражено в каких-либо геологических соотношениях. Исходя из модели формирования аккре-

ционных призм, можно предполагать, что чешуйчатые надвиги и складки во флишевом комплексе, также как и хаотические комплексы осадочного меланжа формировались субсинхронно осадконакоплению. В этом случае обнаженная на острове верхняя часть аккреционной призмы соответствует среднеэоцен - раннеолигоценовой субдукции под Камчатку. В это время формируется Кинкильский (Западно-Камчатско-Корякский) вулканический пояс на перешейке п-ва Камчатки (Гладенков и др., 1997; Объяснительная записка..., 2000). Одновременно в конце эоцена и самом начале олигоцена, по-видимому, продолжался вулканизм в Говенской дуге. Но взаимосвязь Карагинской призмы с Говенской дугой менее вероятна, так как, во-первых, начиная с олигоцена сомнительно продолжение Говенской дуги на Карагинский остров, где этот интервал разреза представлен осадочными терригенными толщами, а, во-вторых, Карагинская призма расположена слишком близко к осевой зоне острова, куда предполагается продолжение Говенской дуги. В современных дугах между аккреционной призой и вулканической дугой расположены преддуговые структуры общей шириной свыше ста километров.

Наиболее молодые датировки песчаников в осадочном меланже, соответствующие началу миоцена не позволяют исключить и того, что Карагинская аккреционная призма продолжала формироваться до начала миоцена, а в своей подводной части и позднее.

ВЫВОДЫ

1. В изученных алевропелитах северо-восточной части о-ва Карагинский содержатся два обедненных в видовом и количественном отношении нанопланктонных комплекса. Один имеющий возраст от ипра - лютета (алевропелиты, перекрывающие вулканиты хынхлонской свиты) до бартона - олигоцена (комплекс осадочного меланжа) рассматривается нами как инситный, отражающий возраст осадков. Другой, состоящий из верхнемеловых-палеоценовых форм, - результат перемыва более древних осадков в пределах неизвестной питающей провинции. При этом по количеству, разнообразию форм и по степени их сохранности переотложенный нанопланктонный комплекс не уступает инситному.

2. Возраст наиболее молодой популяции обломочных цирконов, согласно данным трекового датирования, в большинстве изученных пород близок к возрасту осадконакопления. В надхынхлонской толще она соответствует рубежу ипра и бартона, что совпадает с возрастом инситного нанопланктона в образце F. Во флише она варьирует от 46 млн. лет (бартон) до 30 млн. лет (нижний олигоцен), что также соответствует возраст-

ту толщи по нанопланктону (Щербинина, 1997). Данные по осадочному меланжу менее очевидны, но там, где можно одновременно оценить и возраст алевропелитов по инситу нанопланктону (Na21 - бартон - низы олигоцена), и возраст молодой популяции цирконов в ближайших туфогенных песчаниках (Ka22 - 26.1 ± 1.5 Ma), эти оценки не противоречат друг другу.

На северо-востоке о-ва Карагинский 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, судя по трековым датировкам обломочного циркона, охватывает олигоцен-нижнемиоценовый интервал. Омоложение пород в сторону желоба при резком преобладании падений слоев в противоположном направлении типично для аккреционных призм.

Авторы признательны Н.А. Богданову и В.Д. Чеховичу за ценные рекомендации, В.Е. Вержбицкому, А.Е. Голдыреву, Дж. Ледереру за помощь в полевых работах. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64967, 01-05-64019), Национального научного фонда (США) - проект № OPP-9911910.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Волубева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251с.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К. и др. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России — Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Камчатки. М.: ГЕОС, 1997. 367 с.

Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, о. Карагинского и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С. 92-101.

Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. Палеомагнетизм и тектоника о. Карагинский (юг Корякского нагорья) // Геотектоника. 1999. № 5. С. 58-77.

Мельникова С.А., Долматов Б.К. К вопросу о возрасте метаморфических пород острова Карагинский // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: Дальневосточное кн. изд-во, 1973. С. 42-56.

Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000 // Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Институт литосферы) окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 56-74.

Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 89-100.

Харкевич Д.С. Геолого-петрографический очерк острова Карагинского. Тр. Камчатской комплексной экспедиции СОПС АН СССР, Вып. 3, 1941. 63 с.

Храмов Н.А., Флоренский И.В., Салин Ю.С. К методике картирования геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций // Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969. С. 129-135.

Чамов Н.П. Вещественный состав меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных пород Говено-Карагинского блока (юг Корякского нагорья) // Литология и полезные ископаемые. 1996. №4. С. 393-405.

Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.

Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. // К тектонике острова Карагинский // Геотектоника. 1989. № 1. С. 121-123.

Шапиро М.Н. Обломки липаритов и гранитов в мел-палеогеновых толщах острова Карагинского (состав и проблема источников) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып.5. С. 23-33.

Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваам-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58-70.

Шапиро М.Н., Петрина Н.М. Новые данные о геологическом строении острова Карагинский (Берингово море) // Тихоокеанская геология. 1985. № 1. С. 108-110.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена Западно-Камчатско-Укэлатской зоны // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374-389.

Шапиро М.Н., Ландер А.В., Чамов Н.П. Происхождение сиалического обломочного материала в эоцено-олигоценных толщах северо-востока Камчатки и геодинамика Командорской котловины // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 4. С. 66-82.

Щербинина Е.А. Нанопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 60-70.

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

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

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

Hurford A.J. Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Academic Publisher. 1998. P. 19-32.

Garver J.I., Brandon M.T. Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-Tyauhaugton basin, southern Canadian Cordillera // *Tectonics*. 1994. V. 13 № 2. P. 401-420.

Gairer J.I., Brandon M. T., Bernet M. et al. Practical considerations for using detrital zircon fission-track thermochronology for provenance, exhumation studies, and dating sediments // *Eds Noble W.P., O'Sullivan P.B., Brown R.W.* 9th international conference on fission track dating, Lome, 2000a. *Geol. Soc. of Australia Abstracts* № 58. P. 109-111.

Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J. Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology // *Eds Ring U., Brandon M.T., Lister G.S., Willett S.D.* *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geol. Soc, London. Special Publications, 154. 1999. P. 283-304.

Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T. Towards a more complete records of magmatism and exhumation

in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // *Phys. Chemistry of Earth. Part A*. 2000b. V. 25. № 6-7. P. 565-570.

Kovalenko D.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Paleomagnetism and tectonics of Karaginsky Island, Bering Sea // *The Island Arc*. 1999. V. 8. № 3. P. 426-439.

Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chamov N.P., Shcherbini-na E.A. MORB-like tholeiites in a Late Eocene turbidite sequence on Karaginsky Island (the western Bering Sea) // *Ofioliti*. V. 15. № 2. 1990. P. 231-251.

Kravchenko-Berezhnoy I.R., Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (the Western Bering Sea) // *Ofioliti*. 1991. V. 16. № 2. P. 79-110.

Ledneva G.V., Garver J.I., Lederer J. et al. Provenance and tectonic setting of sediments on northeastern Karaginsky Island (Kamchatka, Russian Far East) // *Sediment. Petrology*. In press.

Soloviev A.V., Shapiro M.N., Garver J.I. et al. New age data from the Lesnaya Group: A key to understanding the timing of arc-continent collision, Kamchatka, Russia // *The Island Arc*. 2002. V. 11 (1). P. 79-90.

Wagner, G. A., Van Den Haute, P. *Fission-Track Dating*: Kluwer Academic Publishers. 1992. 285 p.

Рецензенты С.Д. Соколов, Ю.Б. Гладенков