

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.24

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛЮТОРСКО-КАМЧАТСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

М.Н. Шапиро, А.В. Соловьев*

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

**Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Структура Олюторско-Камчатской области сформирована в результате двух последовательных коллизий Ачайваям-Валагинской и Кроноцко-Командорской островных дуг с Евразией, которыми закончился их длительный северо-западный дрейф. Предлагается кинематическая модель этого дрейфа с середины кампана до настоящего времени, основанная на предположении, что дуги перемещались на краях крупных плит (Евразия, Северная Америка, Тихоокеанская и Кула). Параметры вращения крупных плит взяты из опубликованной литературы. Согласно модели, Ачайваям-Валагинская дуга с середины кампана до середины палеоцена маркировала лидирующий край плиты Кула, затем до середины эоцена медленно дрейфовала на Тихоокеанской плите, после чего присоединилась к Евразии. Кроноцкая дуга с середины кампана располагалась на краю Северо-Американской плиты. Затем, в самом конце палеоцена, дуга сменила полярность, присоединилась к Тихоокеанской плите и начала северо-западный дрейф, закончившийся позднемиоценовой коллизией с Евразией. Показано, что большая часть (девять из одиннадцати) формально надежных палеомагнитных определений средних палеоширот в породах Ачайваям-Валагинской и Кроноцко-Командорской палеодуг хорошо совпадают с модельными палеоширотами островодужных блоков в конце мела и палеогене. Дополнительные изменения, вносимые в исходные параметры модели (кинематика крупных плит, соотношения хр. Кула-Пацифик с Императорским хребтом, хронологические соотношения дрейфа дуги с активным вулканизмом в ее пределах), систематически ухудшают конечные реконструкции с точки зрения соответствия их геологическим и палеомагнитным данным. Это указывает на близость предлагаемой модели к оптимальной. Эволюция границ плит Северо-Западной Пацифики с кампана до квартала проиллюстрирована десятью реконструкциями.

Поздний мезозой, кайнозой, кинематика литосферных плит, Северо-Западная Пацифика, Олюторско-Камчатская складчатая область.

FORMATION OF THE OLYUTORSKY—KAMCHATKA FOLDBELT: A KINEMATIC MODEL

M.N. Shapiro and A.V. Solov'ev

The Olyutorsky—Kamchatka foldbelt formed as a result of two successive collisions of the Achaiwayam—Valaginsky and Kronotsky—Commander island arcs with the Eurasian margin, where the two terranes docked after a long NW transport. We model their motion history from the Middle Campanian to Present and illustrate the respective plate margin evolution with ten reconstructions. In this modeling the arcs are assumed to travel on the periphery of the large plates of Eurasia, North America, Pacific, and Kula, for which the velocities and directions of motion are known from published data. The model predicts that the Achaiwayam—Valaginsky arc was the leading edge of the Kula plate from the Middle Campanian to the Middle Paleocene and then moved slowly with the Pacific plate as long as the Middle Eocene, when it accreted to Eurasia. The Kronotsky arc initiated in the Middle Campanian on the margin of North America and was its part till the latest Paleocene, when the terrane changed polarity to move northwestward with the Pacific plate and eventually to collide with Eurasia in the Late Miocene. The predicted paleolatitudes of the Achaiwayam—Valaginsky and Kronotsky—Commander island arcs for the latest Cretaceous and Paleogene are consistent with nine (out of eleven) reliable paleomagnetic determinations for samples from the two arcs. Additional changes imposed on the initial model parameters (kinematics of the large plates, relative position of the Kula—Pacific Ridge and the Emperor seamount chain, or time of active volcanism within the arcs) worsen the fit of the final reconstructions to available geological and paleomagnetic data. Therefore, the suggested model appears to be the most consistent one at this stage of knowledge.

Late Mesozoic—Cenozoic, plate kinematics, northwestern Pacific, Olyutorsky—Kamchatka foldbelt

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время на базе тектоники литосферных плит, изучения динамики активных окраин океана и детальных реконструкций развития разновозрастных складчатых областей сложилась концепция аккреционной тектоники. Согласно этой концепции, большая часть складчатых областей сформирована на активных окраинах континентов в результате двух главных процессов.

Первый из них — это длительная субдукция океанической литосферы под континент, обусловленная постоянным встречным движением океанической и континентальной плит*. Над зонами субдукции при этом формируются аккреционные призмы и магматические пояса. Считается, что аккреционные призмы и надсубдукционные магматические пояса наращивают объем и площадь континента, хотя количественный эффект этих процессов, по-видимому, не слишком велик, поскольку и аккреционные призмы, и вулканические пояса в этом случае являются результатом, прежде всего, рециклинга континентальной литосферы.

Второй процесс — коллизия происходит, когда субдукция прерывается в результате приращения к континенту (или островной дуге) внутриокеанических поднятий слишком легких и крупных, чтобы целиком погрузиться в мантию. Обычным следствием этих событий является деформация приращившегося блока и перескок зоны субдукции в сторону океана. В результате приращившийся блок становится частью континентальной плиты, которая в этот момент заметно увеличивается по площади и по объему.

При таком подходе построение кинематической модели формирования складчатой области сводится к расшифровке траекторий всех крупных составляющих этой области до их объединения в современную сложную конструкцию. При этом предполагается, что большую часть своего пути составляющие складчатой области проделали в составе крупных плит как океанических, так и континентальных. Методика подобных построений на примере запада Северной Америки рассмотрена в [Debiche et al., 1987]. Кинематические модели формирования Олюторско-Камчатской области также опубликованы [Ставский и др., 1988; Кононов, 1989; Селиверстов, 1998; Парфенов и др., 1999; Левашова, 1999; Scotese et al., 2001; Константиновская, 2003; Коваленко, 2003; Савельев, 2004; Вержбицкий и др., 2006]. Все авторы предполагают северо-западный дрейф островодужных террейнов до коллизии с Евразией, но ход и детали этого процесса представлены различным образом. Разногласия в значительной степени определяются неформальным подходом к определению положения границ плит в той части Тихого океана, которая уже погрузилась в зоны субдукции, оставив после себя только отдельные, преимущественно островодужные блоки. Настоящая работа — это попытка формализовать реконструкцию положения этих блоков и, соответственно, границ плит, начиная с конца позднего мела.

В рамках такого подхода аккреционная складчатая область разбивается на конечное число элементов (террейнов), а ее формирование можно описать как результат перемещения этих элементов в составе ограниченного количества крупных плит с известной кинематикой. Последнее из таких перемещений всегда происходит в составе той континентальной плиты, к которой принадлежит изучаемая складчатая область. Модель описывает значительный дрейф некоторых террейнов до коллизии с Евразией. Проверка модели состоит в сравнении модельных палеоширот с опубликованными палеомагнитными широтами, полученными при опробовании верхнемеловых и палеоцен-эоценовых островодужных толщ Камчатки и Южной Корьяки. Нужно заметить, что в работе Н.М. Левашовой [1999] вкратце изложена методика такого моделирования (со ссылкой на [Debiche et al., 1987]), но сама методика ранее использована не была.

ТЕРРЕЙНЫ ФУНДАМЕНТА ОЛЮТОРСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ

В основу районирования фундамента Олюторско-Камчатской области положены принципы террейнового анализа, а именно выделение некоторых геологических тел регионального размера, ограниченных разрывами (тектоническими швами или сутурами), при переходе через которые существенно и резко меняются вещественный состав и структура разновозрастных образований. Такое понимание тектоностратиграфических террейнов (в дальнейшем просто террейнов) сложилось в середине 1980-х годов главным образом на материале Циркумтихоокеанских складчатых областей [Howell et al., 1985; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1999; др.]. Применение термина «террейн» особенно удобно в тех случаях, когда

* Здесь и далее под континентальной плитой понимается не только собственно кратон и вообще литосфера с сиалической корой, но и весь пестрый ансамбль относительно небольших плит, который, как правило, заполняет пространство между приокеаническим глубоководным желобом и континентальным кратоном. Применительно к современной Северо-Восточной Азии это означает, что в континентальную Евразийскую плиту мы будем включать участки с определенно океаническим строением коры, подобные глубоким котловинам Берингова, Охотского и Японского морей. Скорости движения подобных малых плит относительно ближайшего континента, как правило, неизвестны, но для наших целей пренебрежимо малы.

первичная геодинамическая природа крупных составляющих складчатой области и величина проделанного ими пути неизвестны или, по крайней мере, неочевидны.

В качестве грубого обобщения в фундаменте Олюторско-Камчатской области можно выделить четыре террейна: Омгоно-Укэляятский, Ачайваям-Валагинский, Ветловско-Говенский и Кроноцко-Командорский (рис. 1).

В качестве **Омгоно-Укэляятского террейна** выделяется область широкого развития сильно дислоцированных флишеидных песчано-алевропелитовых толщ от верхнего мела до среднего эоцена. Эти терригенные толщи закартированы к югу от Малкинского поднятия на его западных склонах [Ханчук, 1985; Карта..., 1999], в некоторых выступах фундамента Западно-Камчатского прогиба [Гречин, 1979; Соловьев, 2005], на большей части Лесновского поднятия [Шанцер и др., 1985, 1992] и к северу от Ветвейского и Олюторского хребтов (Центрально-Корякский или Укэляятский прогиб) [Ермаков, Супруненко, 1975; Соловьев, 1998]. Как правило, это толщи, лишенные макрофауны и смятые в мелкие складки. В этот же террейн включены протянувшиеся вдоль Охотского побережья небольшие выходы меловых и нижнепалеогеновых терригенных толщ близкого состава, но, вероятно, более мелководных, содержащих макрофауну и даже флору [Гладенков и др., 1997]. Переход от относительно глубоководных флишевых толщ верхнего мела на юге к более мелководным фациям на севере намечается и в Центрально-Корякском прогибе [Соколов, 1992; Чехович и др., 2008].

Предполагается, что основной объем терригенного материала Омгоно-Укэляятского террейна накопился со второй половины кампана после прекращения субдукции под Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, когда этот участок края Азии можно считать относительно пассивным [Филатова, 1979, 1987]. Деформация этих толщ произошла в эоцене (52—46 млн л.) [Соловьев, 2008], и обычно связывается с коллизией Ачайваям-Валагинского террейна с северо-восточной окраиной Азии. Омгоно-Укэляятский террейн считается подводным терригенным шлейфом азиатского континента [Ермаков, Супруненко, 1975; Гречин, 1979; Соколов, 1992; Соловьев, 2005].

На перешейке Камчатки и в Олюторской зоне терригенные породы Омгоно-Укэляятского террейна по Ватыно-Лесновскому надвигу перекрыты осадочно-вулканогенными толщами Ачайваям-Валагинского террейна [Митрофанов, 1977; Богданов и др., 1987; Соловьев, 1998]. Лесновский надвиг сформировался в середине эоцена (~46 млн лет назад [Шапиро и др., 2001]). На юге, в Малкинском поднятии тектонические контакты этих двух террейнов структурно осложнены и замаскированы глубокими метаморфическими преобразованиями пород [Кирмасов и др., 2004; Соловьев, Палечек, 2004]. Здесь главные движения на границе террейнов завершились к концу раннего эоцена (~52—50 млн лет назад [Соловьев и др., 2004а; Hourigan et al., 2008]).

К **Ачайваям-Валагинскому террейну** отнесены весьма разнообразные по фаціальным условиям накопления, но почти полностью субаквальные осадочно-вулканогенные преимущественно андезибазальтовые, реже более кислые толщи верхнего мела и нижнего палеоэоцена, включающие блоки и чешуи более древних осадочно-вулканогенных разрезов мезозоя и фрагменты офиолитов. Мел-палеоэоценовые осадочно-вулканогенные толщи слагают большую часть поднятий Олюторской зоны [Богданов и др., 1987; Астраханцев и др., 1987; Казимиров и др., 1987], широко развиты в северной и южной частях Среднего хребта [Авдейко и др., 1974; Флеров, Колосков, 1976] и резко преобладают в поднятиях Восточного хребта [Цуканов, 1991; Зинкевич и др., 1993]. Как показали исследования последних лет, ряд метаморфических комплексов Малкинского поднятия (андриановская и, вероятно, химкинская свиты) являются аналогами неметаморфизованных мел-палеоэоценовых толщ обрамления и должны включаться в Ачайваям-Валагинский террейн [Кирмасов и др., 2004; Соловьев, Палечек, 2004]. С большой долей условности к Ачайваям-Валагинскому террейну отнесены метаморфиты Ганальского хребта, генезис и возраст протолита которых не вполне ясны [Герман, 1978; Зинкевич и др., 1993; Bindeman et al., 2002].

Состав вулканитов Ачайваям-Валагинского террейна близок к составу вулканитов современных островных дуг, что позволяет считать их надсубдукционными образованиями и учитывать это при кинематических реконструкциях.

На юго-востоке террейна, в восточных хребтах Камчатки вулканогенно-осадочные мел-палеоэоценовые толщи согласно перекрыты верхнепалеоэоцен-нижнеэоценовым песчано-глинистым флишем (дроздовская и тальниковская свиты) [Очерки..., 1987; Цуканов, 1991]. Песчаники этих свит по составу очень близки к песчаникам Омгоно-Укэляятского террейна и, вероятно, также имеют континентальный источник (северо-восток Азии) [Соловьев и др., 2004б].

В еще один островодужный **Кроноцко-Командорский (Кроноцкий) террейн** объединены восточные полуострова Камчатки (Шипунский, Кроноцкий, Камчатский Мыс) и Командорские острова [Зинкевич и др., 1993; Цуканов, 1991; Vazhenov et al., 1992]. Особенностью этой части региона является широкое развитие верхнепалеоэоценовых и эоценовых субаквальных надсубдукционных вулканитов, отсутствующих в смежных с запада частях Камчатки [Хубуная, 1987].

Ачайваям-Валагинский и Кроноцкий террейны разделены полосой чешуйчатых надвигов и сжатых опрокинутых складок юго-восточной вергентности [Зинкевич и др., 1993; Цуканов, 1991; Очерки...,

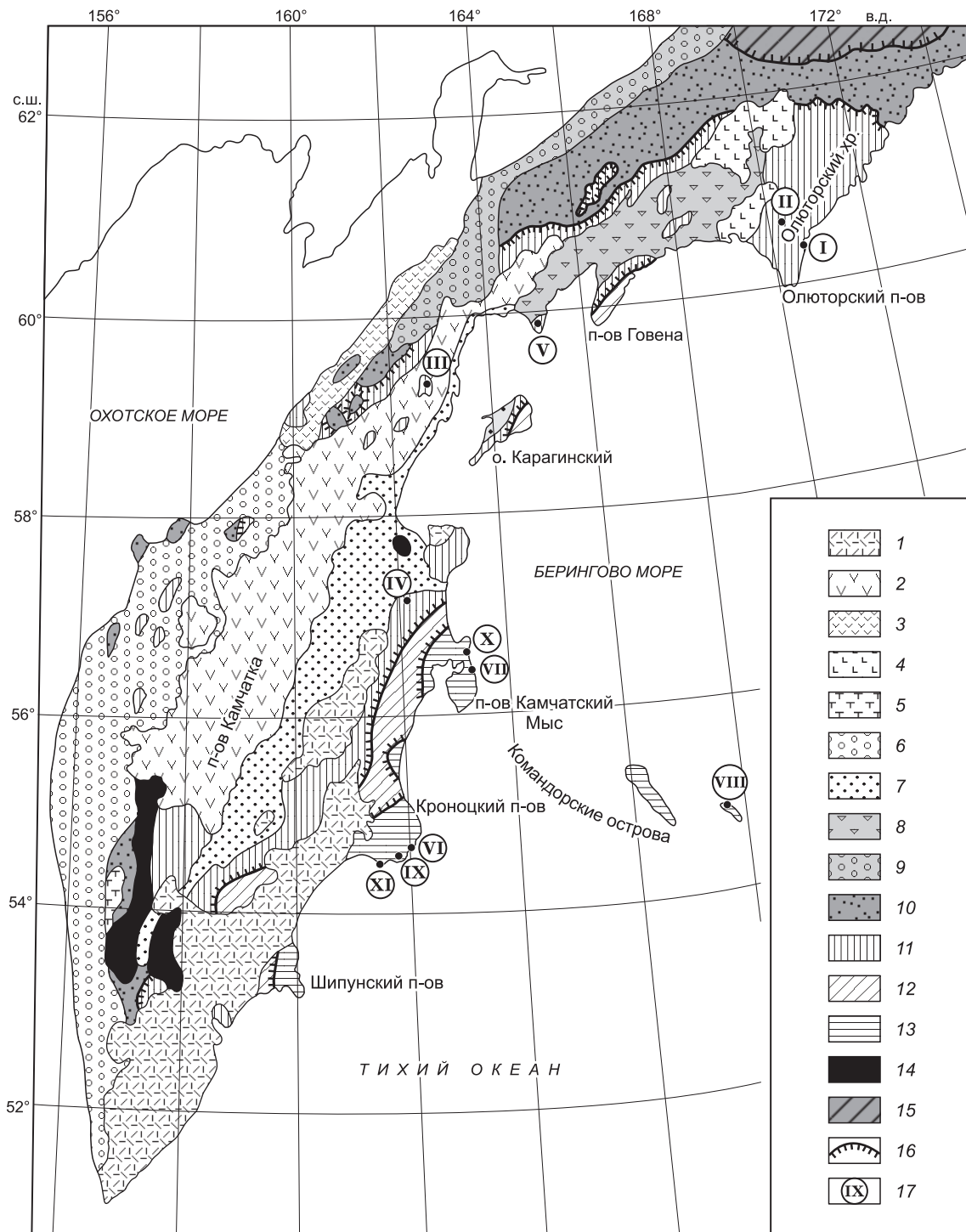


Рис. 1. Схема тектонического районирования Камчатки и Южной Кореи.

1—8 — элементы чехла: 1—5 — субэаральные вулканические пояса и ареалы: 1 — Восточно-Камчатский пояс (N_2 — ныне), 2 — Центрально-Камчатский ($P_3??$ — ныне), 3 — Кинкильский (Западно-Камчатско-Корякский) ($P_{2,3}$), 4 — Апускско-Вывенковский ($N_2—Q$), 5 — Черепановский ($P_{1,2}$); 6—9 — седиментационные прогибы и депрессии: 6 — Западно-Камчатский прогиб ($P_2—N_2$); 7 — Центрально-Камчатская депрессия ($N_2—Q$); 8 — Ильпинско-Пахачинский прогиб ($P_2—N_1$); 9 — Пусторецко-Парапольский прогиб ($N—Q$); 10—15 — террейны фундамента: 10 — Омгоно-Укляятский террейн — терригенные отложения подножия континента ($K_2—P_2$); 11 — Ачайваям-Валагинский террейн — палеоостровная дуга ($K_2—P_1$); 12 — Ветловско-Говенский террейн — аккреционная призма ($P_2—N_1$); 13 — Кронцко-Командорский (Кронцкой) террейн — палеоостровная дуга ($K_2—P_3$); 14 — метаморфиты по породам Омгоно-Укляятского и Ачайваям-Валагинского террейнов; 15 — террейны Северной Кореи; 16 — тектонические сутуры — надвиги; 17 — точки отбора палеомагнитных проб, упомянутых в статье.

1987; Соловьев и др., 2004б; Alexeiev et al., 2006]. Здесь деформациями охвачены преимущественно терригенные, туфогенно-терригенные и кремнисто-терригенные толщи, объединенные в ветловскую серию. Их возраст заключен в широком интервале от верхнего палеоцена до олигоцена, а, возможно, и до среднего миоцена. Ветловская серия часто имеет вид осадочного меланжа с блоками кремней, яшм и пелитоморфных известняков в ассоциации с подушечными низкокальциевыми и высокотитанистыми базальтами [Цуканов, 1991].

На северо-восточном продолжении структур Восточного хребта, на о. Карагинский, к юго-востоку от выходов меловых и нижнепалеогеновых вулканогенных толщ Ачайваям-Валагинского террейна наблюдается система надвигов и складок юго-восточной вергентности в терригенных толщах верхнего эоцена — нижнего миоцена [Чехович и др., 1990; Ledneva et al., 2004]. Эта зона продолжается и вдоль юго-восточного побережья п-ова Говена почти до устья р. Пахача. Всю эту зону мы предлагаем назвать **Ветловско-Говенским террейном** и, вслед за [Чехович и др., 1990; Цуканов, 1991; Соколов, 1992], сопоставляем с аккреционной призмой.

Четыре интенсивно дислоцированных террейна фундамента Олюторско-Камчатской области и тектонические швы между ними с резким несогласием перекрываются относительно полого залегающими вулканитами, сгруппированными в три вулканических пояса и несколько изометричных ареалов. Вместе с осадками нескольких крупных кайнозойских прогибов они образуют прерывистый и неравномерный по мощности чехол Олюторско-Камчатской складчатой области (см. рис. 1). Наиболее активная из этих структур — Восточно-Камчатский пояс — тесно связана с современной Курило-Камчатской зоной субдукции [Авдейко и др., 2002]. Предполагается, что и более древние пояса и ареалы постскладчатых вулканитов также имеют надсубдукционное происхождение. Поэтому они, хотя и не меняли своего положения относительно континента, важны для построения кинематических моделей как индикаторы древних зон субдукции вблизи границы океан—континент.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МОДЕЛИ

Имеющиеся на сегодня палеомагнитные данные показывают (таблица), что островодужные террейны (Ачайваям-Валагинский и Кроноцко-Командорский) Олюторско-Камчатской области до своего присоединения к Евразии испытали значительный северный дрейф [Bazhenov et al., 1992; Levashova et al., 1998, 2000; Левашова, 1999; Коваленко, 2003]. Убедительные данные о палеоширотах Омгоно-Укэла-

Наиболее надежные определения палеоширот Ачайваям-Валагинской дуги и все определения палеоширот Кроноцко-Командорской дуги

Номер определения (см. рис. 1—5)	Район исследования	Возраст, млн лет	Количество образцов, включенных в анализ	Мощность опробованного разреза, м	Палеомагнитная широта, град. с.ш.	Источник данных
I	Олюторский хребет (АВД)	83—65 (кампан—маастрихт)	68	Нет сведений	51.1 ± 7	[Коваленко 2003]
II	»	83—65 (кампан—маастрихт)	64	»	47 ± 6.5	»
III	Перешеек Камчатки (АВД)	83—71 (кампан)	74	385	48.5 ± 8.4	[Levashova et al., 1998]
IV	хр. Кумроч (АВД)	83—65 (кампан—маастрихт)	71	260	48.7 ± 5	[Levashova et al., 1997]
V	Ильпинский п-ов (АВД)	55—45 (нижний—средний эоцен)	44	Нет сведений	63.5 ± 10	[Коваленко, 2003]
VI	Кроноцкий п-ов (КД)	83—65 (кампан—маастрихт)	78	215	44.8 ± 8	[Levashova et al., 2000]
VII	п-ов Камчатский Мыс (КД)	65—60 (нижний палеоцен)	78	288	38.1 ± 4.1	[Pechersky et al., 1997]
VIII	о. Медный (КД)	65—35 (палеоцен—эоцен)	31	Нет сведений	45 ± 8	[Bazhenov et al., 1992]
IX	Кроноцкий п-ов (КД)	55—50 (нижний эоцен)	24	90	38.6 ± 3.5	[Levashova et al., 2000]
X	п-ов Камчатский Мыс (КД)	49—40 (лутет)	54	194	47 ± 6.5	[Pechersky et al., 1997]
XI	Кроноцкий п-ов (КД)	40—37 (бартон)	76	120	45.1 ± 7	[Levashova et al., 2000]

Примечание. АВД — Ачайваям-Валагинская, КД — Кроноцко-Командорская дуги. Критерии надежности см. в [Шапи-ро, 2005].

ятского и Ветловско-Говенского террейнов пока отсутствуют. Но первый из них принимается нами за часть Евразии и, следовательно, его смещением относительно континента мы можем пренебречь. Если же представление о Ветловско-Говенском террейне как об аккреционной призме справедливо, то толщи этого террейна в его основной части также сформированы на краю Евразийского континента после присоединения к материку Ачайвалям-Валагинской островной дуги.

Таким образом, фундамент Камчатки и Олюторской зоны Корякского нагорья сформировался в результате последовательного присоединения двух островных дуг: Ачайвалям-Валагинской и Кроноцкой к подводной окраине Северо-Восточной Азии. Коллизиям предшествовал длительный дрейф обеих дуг, палеошироты которых достаточно объективно определены при палеомагнитных исследованиях верхнемеловых и нижнепалеогеновых пород. Мы предполагаем, что дуги перемещались в составе крупных плит: Кула, Тихоокеанской, Евразийской и Северо-Американской, а роль малых плит в этом процессе была незначительной. Поэтому дрейф каждого из островодужных террейнов региона может быть сведен к последовательной серии поворотов современных контуров этих террейнов вокруг серии полюсов вращения крупных плит. Нами использованы опубликованные координаты этих полюсов и величины поворотов, определенные при расчетах глобальной картины движения литосферных плит [Engebretson et al., 1985; Kraus, Scotese, 1993; Petronotis, Jurdy, 1990; Norton, 1995]. Внутренние деформации террейнов не учитывались.

Ачайвалям-Валагинский террейн начал формироваться как островная дуга на океаническом основании 90—85 млн лет назад (коньяк—сантон) [Богданов и др., 1987; Соколов, 1992], но наиболее интенсивный островодужный вулканизм происходит в дуге только в кампане, практически одновременно с прекращением надсубдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе [Филатова, 1987]. По палеомагнитным данным, Ачайвалям-Валагинский террейн испытал значительный (порядка 2000 км) северный дрейф относительно современного положения на краю Евразии [Левашова, 1999; Коваленко, 2003]. Средняя скорость этого дрейфа с кампана (75 млн л. н.) до середины эоцена (45—50 млн л. н.) была 7—8 см/год, что в самом первом приближении соответствует скорости северного дрейфа Тихоокеанской плиты. Источником палеоценовых флишевых толщ (дроздовская и тальниковская свиты) Восточного хребта Камчатки была Евразия [Соловьев и др., 2004б], значит, уже 60 млн л. н. Ачайвалям-Валагинская дуга (АВД) располагалась не дальше 500 км от края континента. Это подтверждается и отсутствием значимых различий в палеоширотах туфогенных пород верхнего палеоцена Ильпинского полуострова и палеоширот ожидаемых для этого района как для части Евразии [Коваленко, 2003]. Это значит, что в конце мела и раннем палеоцене (75—60 млн л. н.) скорость дрейфа дуги относительно Евразии составляла около 10 см/год и превышала скорость Тихоокеанской плиты. Поэтому мы полагаем, что Ачайвалям-Валагинская дуга была заложена на плите Кула, чья высокая скорость была обусловлена быстрым спредингом широтного отрезка хр. Кула-Пацифик [Engebretson et al., 1985]. Резкое замедление скорости этой дуги во второй половине палеоцена и в эоцене (до 3.5 см/год) мы связываем с присоединением западной части плиты Кула (вместе с дугой) к Тихоокеанской плите.

Ачайвалям-Валагинская зона субдукции, наклоненная на юго-восток в сторону океана, по-видимому, состояла из двух сегментов: юго-западного и северо-восточного, разделенных трансформным разломом [Левашова, 1999; Коваленко, 2003] с амплитудой 300—500 км, поэтому присоединение к континенту северо-восточной части АВД произошло на 5—7 млн лет позднее, чем на юго-западе [Соловьев, 2008]. С учетом этого обстоятельства перемещение юго-западной части террейна с середины кампана описывается движением на плите Кула (~75—56 млн л. н.), потом на Тихоокеанской плите до коллизии с Евразией (~52 млн л. н.) и затем перемещением в составе Евразии (52—0 млн л. н.). Для реконструкции траектории рассчитывается обратное перемещение Ачайвалям-Валагинского террейна: от 0 до 52 млн л. н. — на Евразийской плите, 52—56 — на Тихоокеанской плите и 56—75 на плите Кула. Кинематика северо-восточного сегмента отличается только менее длительным дрейфом на Евразии (0—45 млн л. н.) и, соответственно, более длительным движением на Тихоокеанской плите (45—56 млн л. н.).

Кроноцко-Командорский террейн подобно Ачайвалям-Валагинскому рассматривается как внутриокеаническая дуга, начавшая формироваться в середине позднего мела [Хубуная, 1987; и др.]. Развитие террейна закончилось в миоцен-плиоцене присоединением к Камчатке и формированием надвига Гречишкина [Шапиро, 1980].

В истории Кроноцкой дуги по геологическим данным можно выделить три основных этапа: активная надсубдукционная структура с кампана до конца среднего эоцена (75—40 млн л. н.); реликтовое внутриплитное подводное поднятие («асейсмичный хребет») на Тихоокеанской плите в позднем эоцене—среднем миоцене (40—10 млн л. н.); террейн в составе Евразии — последние 5—10 млн лет.

Палеомагнитные данные указывают на вероятность южного дрейфа Кроноцко-Командорской дуги с кампана до раннего эоцена [Левашова, 1999]. Это было возможно только на Северо-Американской плите или на малой плите с близкой кинематикой. Исходя из этого, мы предполагаем, что небольшая северная часть Тихого океана к югу от современных Алеутских островов в конце мела принадлежала к Северо-Американской или близкой по кинематике Евразийской плите.

В середине эоцена южный дрейф Кроноцко-Командорской дуги, по палеомагнитным данным, сменился северным. Это может объясняться отмиранием старой зоны субдукции к югу от дуги и одновременным возникновением новой зоны к северу от дуги, хотя геологических свидетельств такой резкой кинематической перестройки явно недостаточно. Возможно, с этим событием связано массовое появление офиолитокластитов в среднеэоценовых толщах Камчатского Мыса [Шапино и др., 1997]. Следующее событие — прекращение надсубдукционного вулканизма около 40 млн лет назад, указывает на остановку субдукции и превращение дуги в реликтовое поднятие в составе Тихоокеанской плиты. Дрейф этой плиты на северо-запад привел к коллизии Кроноцко-Командорского поднятия с Евразией (5—10 млн л. н.). Таким образом, дрейф Кроноцко-Командорской дуги описывается иной последовательностью перемещений. Обратный ход траектории Кроноцко-Командорского террейна: 0—7 млн л. н. — на Евразийской плите, 7—56 — на Тихоокеанской плите и 56—75 — на Северо-Американской плите.

Дополнительную сложность в построение модели вносит неоднозначность допозднеэоценовой кинематики двух основных плит севера Тихого океана: Тихоокеанской и Кула в связи с обоснованными сомнениями в неподвижности Гавайской горячей точки до 43 млн л. н. [Norton, 1995; Tarduno et al., 2003]. Для этого времени можно использовать опубликованные кинематические модели, основанные на замыкании движений крупных плит относительно африканской системы горячих точек. Мы будем опираться именно на такую кинематическую схему [Petronotis, Jurdy, 1990].

Для расчета и графического изображения движения островодужных блоков в составе крупных плит с известной кинематикой использована программа А.В. Ландера «Handrot», а параметры движения крупных плит заимствованы из опубликованных источников (см. таблицу). Программа «Handrot» позволяет также рассчитать векторы абсолютного движения плиты с известной кинематикой в каждой ее точке, а также векторы относительного движения любых двух плит с известной кинематикой в любой точке на их общей границе, что важно для выбора направлений предполагаемых трансформных разломов. Результаты моделирования изображены на рис. 2.

Палеомагнитные данные, использованные для сравнения с результатами моделирования, сведены в таблицу. Точность определения палеоширот в нашем случае невелика, интервал значений обычно в пределах 10—15°. Датировки опробованных пород даны с точностью до отдела, тем не менее в девяти случаях из одиннадцати средние палеомагнитные палеошироты отклоняются от модельных не более чем на 2—3°.

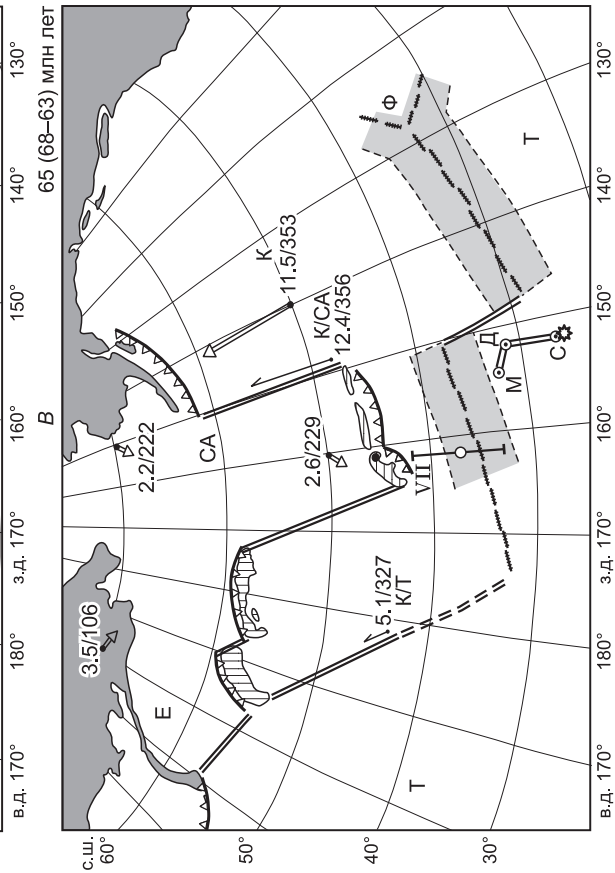
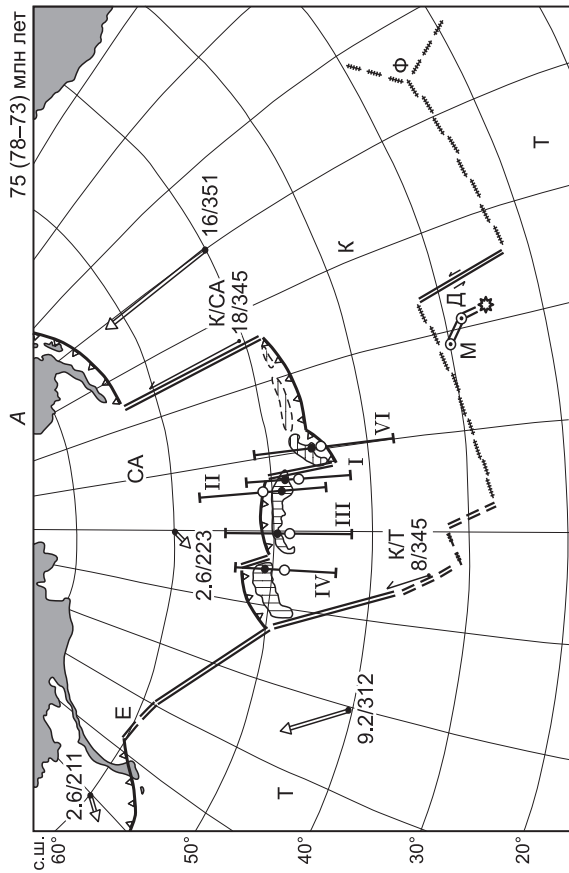
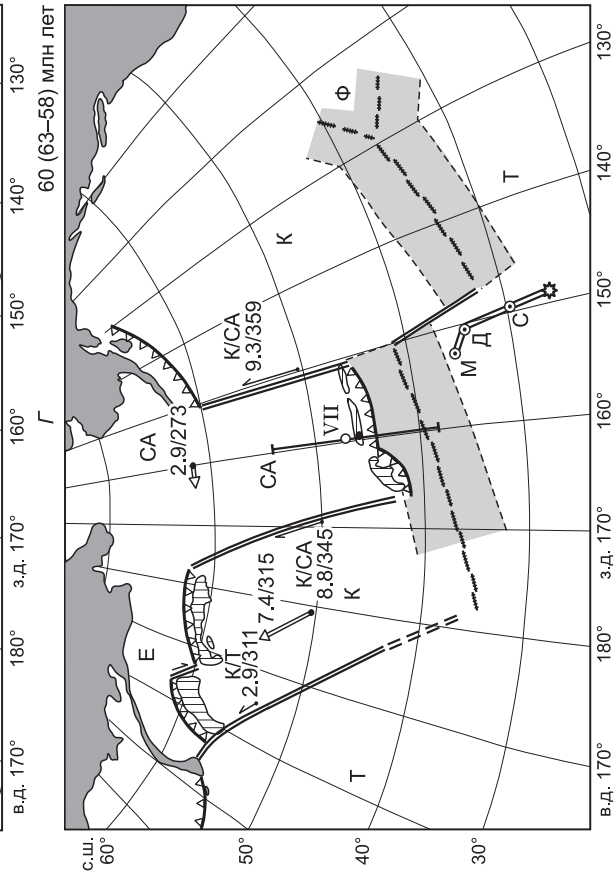
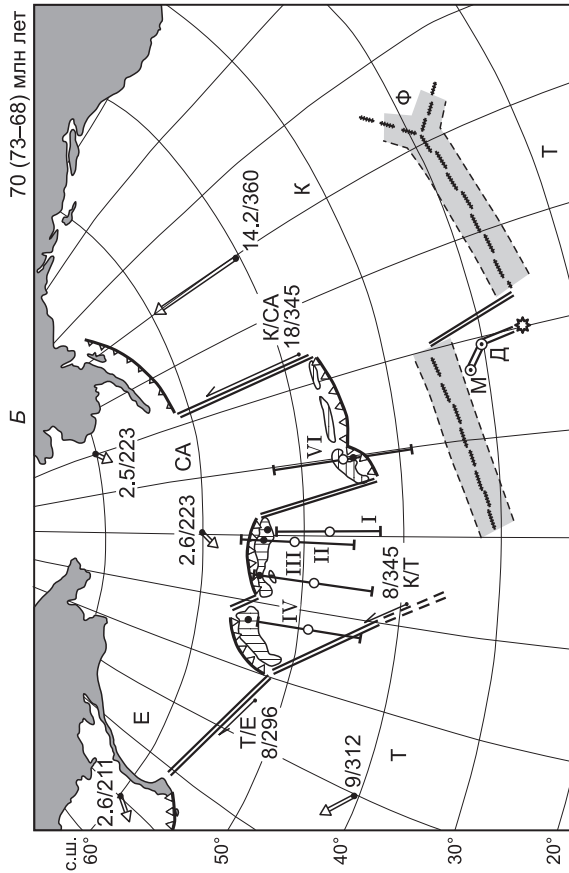
РЕКОНСТРУКЦИИ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ И ТРАЕКТОРИЙ ДРЕЙФА ОСТРОВОДУЖНЫХ ТЕРРЕЙНОВ ОЛЮТОРСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

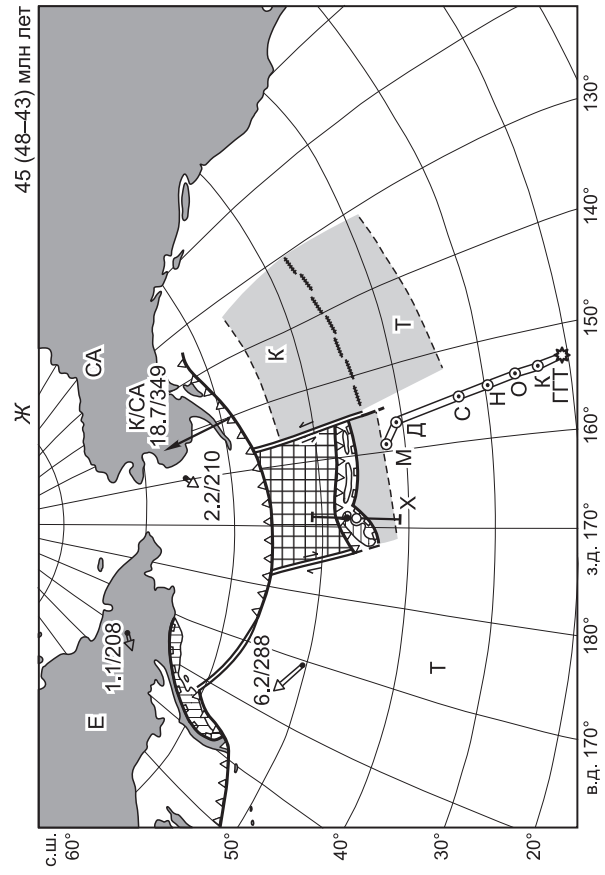
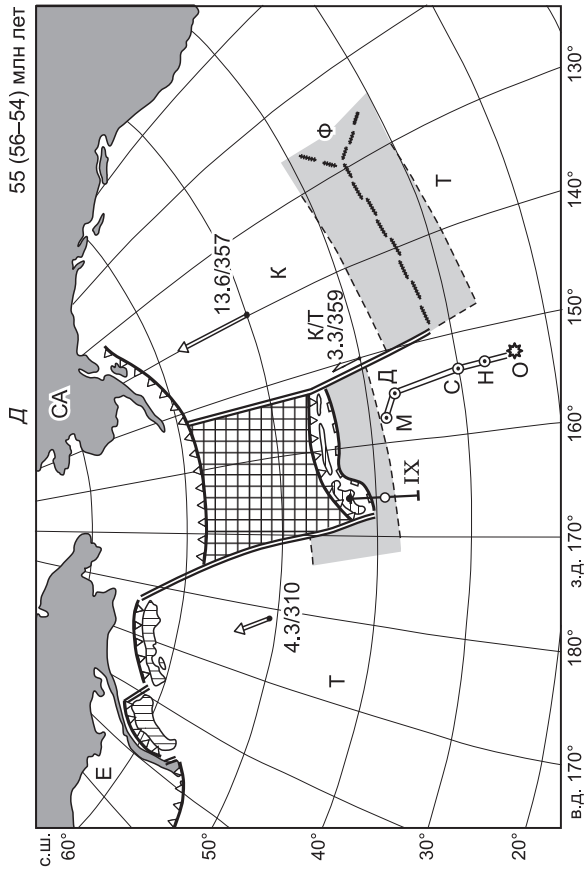
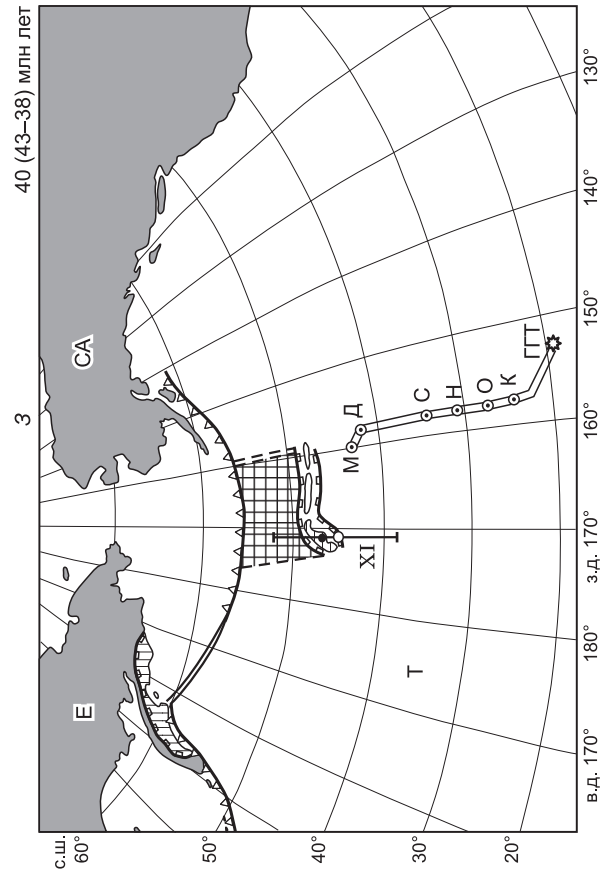
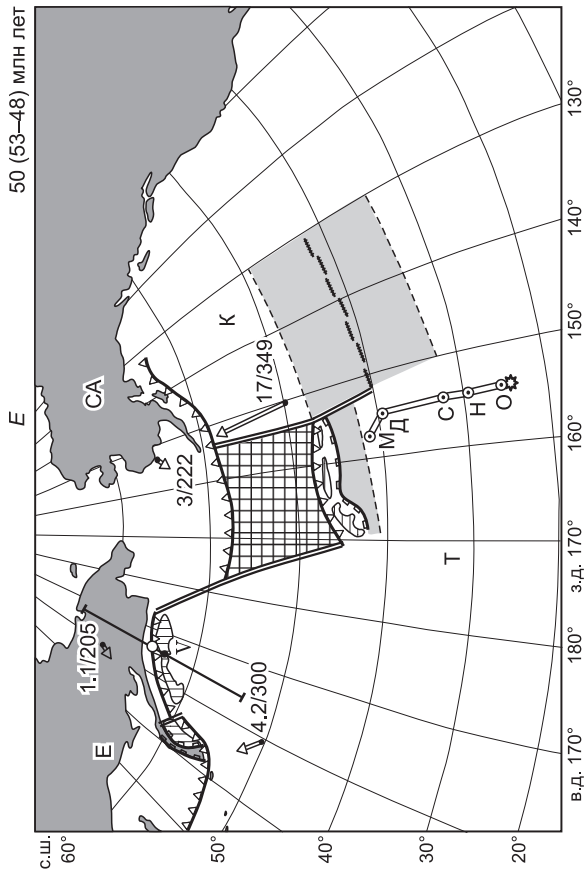
Первая из предлагаемых реконструкций (рис. 2, А) относится ко второй половине кампана (~75 млн л. н.). Это время отмирания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, начала массового надсубдукционного вулканизма в Ачайваям-Валагинской и Кроноцко-Командорской дугах, формирования северной части Императорского хребта и 33-й магнитной аномалии. Положение Ачайваям-Валагинской дуги, состоящей из двух сегментов, рассчитано исходя из принятой для этой дуги последовательности перемещений на разных плитах. Согласно этому расчету 75 млн л. н. дуга имела субширотное простираание и располагалась примерно на широте 50° непосредственно к востоку от 180-го меридиана. Создается впечатление, что в процессе последующего дрейфа сегменты дуги не подвергались существенной деформации в плане, а угловая разница между направлениями склонений в большинстве меловых разрезов и современным меридианом определяется общим поворотом террейна против часовой стрелки примерно на 45°.

Субширотная Кроноцко-Командорская дуга с совершенно иной последовательностью перемещений, согласно этим расчетам, располагалась чуть южнее и восточнее Ачайваям-Валагинской. Ее можно было бы рассматривать как непосредственное продолжение Ачайваям-Валагинской, если бы не противоположная полярность ее зоны субдукции. Блоки Кроноцкой дуги, в отличие от блоков Ачайваям-Валагинской дуги, по-видимому, испытали дифференциальные вращения. Они происходили главным образом на стадии коллизии дуги с Алеутскими островами и Камчаткой. Положение восточного окончания Кроноцко-Командорской дуги весьма проблематично. Наиболее вероятно соединение восточного конца этой дуги с Аляскинской зоной субдукции через протяженный меридиональный трансформный разлом.

Протяженные трансформные разломы, соединяющие Кроноцко-Командорскую и Ачайваям-Валагинскую дуги с окраинно-континентальными зонами субдукции на Аляске и Южной Камчатке, являются существенным, хотя и сугубо гипотетическим элементом реконструкций. Направления этих разломов в первом приближении соответствуют «параллелям» к полюсам вращения плит Тихоокеанской и Кула относительно Северо-Американской и Евразийской плит. Точное проведение этих «параллелей» затруднено по двум причинам. Во-первых, неизвестно, как на самом деле выглядели структуры, разделявшие континентальные плиты (где кончалась Северная Америка и начиналась Евразия), а во-вторых, эйлеровы

Рис. 2. Начало.





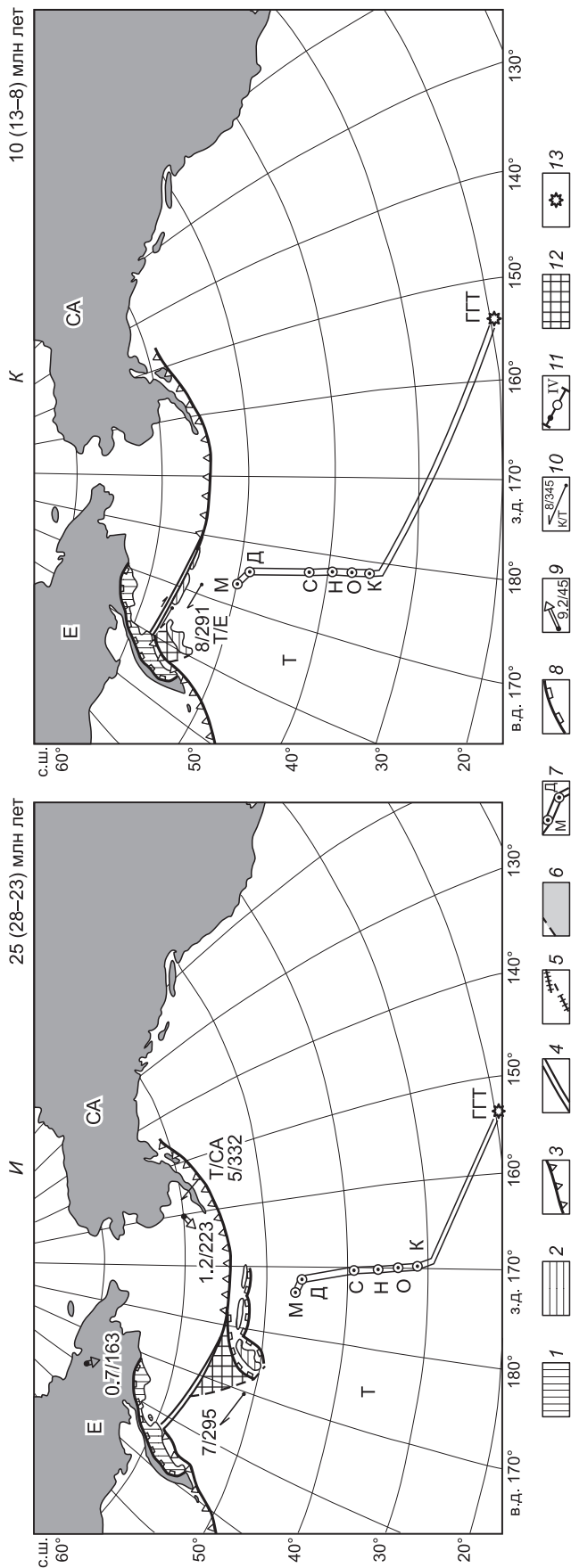


Рис. 2. Литосферные плиты Северной Пацифики и островодужные территории Олюторско-Камчатской складчатой области с кампана по плиоцену.

В правом верхнем углу каждого рисунка — возраст реконструкции и интервал осреднения векторов. Реконструкции выполнены программой «Handob» (автор А.В. Ландер) с использованием опубликованной кинематики континентальных и океанических плит [Engelbreton et al., 1985; Petronotis, Jurdy, 1990]. *A-K* — пояснения см. в тексте.

Литосферные плиты: E — Евразийская; CA — Северо-Американская; T — Тихоокеанская; K — Кула; Ф — Фараллон.

Палеодуги: 1 — Ачайям-Валагинская, 2 — Кроноцко-Командорская; 3 — глубоководные желоба, зоны субдукции; 4 — трансформные разломы; 5 — центры спрединга; 6 — океаническая литосфера моложе 75 млн лет; 7 — Императорско-Гавайский хребет (M, Д, С, Н, О, К — подводные горы Мейджи, Детройт, Суйко, Нинтоку, Оджин и Коку; ГГТ — Гавайская горячая точка); 8 — коллизионные швы; 9 — векторы абсолютного движения плит (числитель — скорость (см/год), знаменатель — азимут в современной системе координат); 10 — направления и скорости относительного движения плит (буквенные обозначения (К/Т); в знаменателе — плита, принятая за неподвижную; числитель — скорость (см/год); знаменатель — азимут движения относительно неподвижной плиты); 11 — палеомагнитные определения (черная точка — положение разреза относительно контуров дуги; кружок — средняя палеоширота; меридиональные отрезки соответствуют погрешности значения палеошироты), римские цифры у определенных соответствующих таблице и рис. 1; 12 — гипотетическая плита, располагавшаяся между Кроноцкой и Алеутской дугами 60—45 млн л. н.; 13 — Гавайская горячая точка.

полюсы вращений также были подвижны, и для адекватного проведения «параллелей» к ним нужно дробить реконструкцию на более узкие интервалы времени. Неопределенность в проведении границы Евразийской и Северо-Американской плит может внести дополнительную ошибку в модель движения Кронцоко-Командорской дуги. Но в конце мела векторы абсолютного движения этих плит были невелики (3.5—2.2 см/год) и близки по своему направлению. Поэтому влияние их различий на движение дуги не может быть слишком велико.

Нет данных о более древних (досреднекампанских) структурах западной части плиты Кула, на которые была наложена Ачайваям-Валагинская дуга и которые впоследствии были погружены в Кронцоко-Командорскую зону субдукции. Тем не менее надо предполагать, что наряду с нормальной океанической литосферой позднеюрско-раннемелового возраста, фрагментом которой можно считать оленегорские офиолиты [Хотин, Шапиро, 2006], можно предполагать существование небольшого океанического плато альб-сеноманского возраста, на котором накапливались пелагические осадки и щелочные базальты смагинской свиты [Савельев, 2004]. Вполне вероятно, что развитие такого плато закончилось его расколом и формированием одного из отрезков хр. Кула-Пацифик. В дальнейшем хребет сместился к северу от горячей точки, продолжавшей наращивать плато на юг, порождая Императорский хребет.

Реконструкции на маастрихт (~70 млн л. н., см. рис. 2, Б) и начало палеоцена (~65 млн л. н., см. рис. 2, В) принципиально не отличаются от предыдущей. Показаны дрейф на север Ачайваям-Валагинской дуги и хр. Кула-Пацифик и небольшое смещение на юг Кронцоко-Командорской дуги.

На три рассмотренные реконструкции (см. рис. 2, А–В) нанесены палеомагнитные широты, определенные в кампан-маастрихтских породах Ачайваям-Валагинской и Кронцоко-Командорской дуг. Сравнение этих экспериментальных данных с модельными палеоширотами Ачайваям-Валагинской дуги показывает, что наилучшее совпадение палеоширот наблюдается на позднекампанской реконструкции. Палеошироты дуги на более поздних реконструкциях значительно выше экспериментальных. Это вполне понятно, так как в модель заложен быстрый северный дрейф дуги на плите Кула. Из этого можно сделать и другой вывод: если наша модель правильна, то палеомагнитные данные, использованные для ее проверки, относятся именно к верхнекампанскому интервалу разреза Ачайваям-Валагинской дуги. Палеомагнитная широта Кронцоцкого блока в конце мела совместима с модельными в широком возрастном интервале из-за малой скорости южного дрейфа Кронцоко-Командорской дуги.

На раннепалеоценовую реконструкцию (см. рис. 2, В) нанесена также палеомагнитная широта (среднее значение и доверительный интервал), определенная в туфах тарховской свиты (п-ов Камчатский Мыс) датского возраста. Экспериментальная палеоширота оказалась здесь на 8° ниже, чем расчетная. Это самое значительное отклонение имеющихся палеомагнитных данных от модели. Может ли оно объясняться несовершенством кинематической схемы, которая должна предусматривать этап особенно быстрого южного дрейфа в интервале от 75 до 65 млн лет? Очевидно, что в этом случае Кронцоко-Командорская дуга не могла быть частью Северо-Американской плиты, а в ее тылу должна была существовать зона интенсивного спрединга. Такая гипотеза в дальнейшем будет рассмотрена. А пока следует обратить внимание на одну особенность этого определения палеошироты. Образцы туфов отбирались из интенсивно дробленных массивов, поэтому направления намагниченности в этих образцах, вычисленные в современных координатах, варьировали в весьма широких пределах, что не позволило определить палеосклонение. В то же время палеонаклонения в этих хорошо расслоенных породах определялись достаточно надежно. Но тест складки в его классическом виде здесь не мог быть использован, так же как тесты галек и обращения, и не исключено, что в этом определении есть какая-то ошибка.

На реконструкции для середины палеоцена (~60 млн л. н., см. рис. 5, Г) можно отметить, что вся древняя (досреднекампанская) литосфера плиты Кула, отделявшая Кронцоко-Командорскую дугу от хр. Кула-Пацифик в это время была погружена в зону субдукции, т. е. коллизия дуги и хребта уже началась. На севере Ачайваям-Валагинская дуга приблизилась к континенту, и в пролив между ее сегментами поступал терригенный материал дроздовской и тальниковской свит [Соловьев, 2008]. Подчеркнем, что, хотя дрейф дуги еще явно не закончился, вулканизм в ее пределах если и не прекратился, то был ограничен южной частью северного сегмента (Говенская дуга).

На реконструкцию (см. рис. 2, Г) нанесено палеомагнитное определение широты для о. Медный, хорошо соответствующее модели. Отметим, что оно относится к разрезу с очень широким диапазоном определения возраста (палеоцен—эоцен) и к тому же опирается на ограниченное количество образцов.

Реконструкция на рубеж палеоцен—эоцен (~55 млн л. н., см. рис. 2, Д) заметно отличается от предыдущих. Коллизия Кронцоко-Командорской дуги с хр. Кула-Пацифик, вызвавшая отмирание центра спрединга и зоны субдукции к югу от этой дуги, обусловила присоединение дуги к Тихоокеанской плите и начало ее северного дрейфа, кинематически аналогичного дрейфу Ачайваям-Валагинской дуги, путь которой был близок к завершению. Часть плиты Кула, находящаяся в тылу Ачайваям-Валагинской дуги, и сама эта дуга также присоединяются к Тихоокеанской плите.

Согласно наиболее распространенному мнению [Creager et al., 1973; Scholl et al., 1989; Geist et al., 1994], примерно в это же время закладывается центральная часть Алеутской дуги. Между новообразо-

ванными зонами субдукции (Алеутской на севере и Кроноцко-Командорской на юге) обособляется малая плита, которая должна была испытывать растяжение, погружаясь в две разнонаправленные зоны субдукции. Ее кинематика остается неизвестной, но наиболее вероятен ее северный дрейф со скоростью, меньшей чем 4 см/год, благодаря чему она могла погружаться и под медленную Евразийскую плиту и под быструю Тихоокеанскую. Незнание точных параметров этого движения не мешает реконструкции положения островных дуг, привязанных к крупным плитам.

На рис. 2, *Д* показано палеомагнитное определение для ипрских базальтов и туфов Кроноцкого полуострова. Оно, подобно определению палеошироты из пород датского возраста (см. рис. 2, *В*), существенно ниже модельного. Это может объясняться тем, что большая часть образцов этого разреза взята из подушечных базальтов при отсутствии хорошего контроля палеогоризонта. К тому же это определение основано на обработке менее 30 образцов.

Реконструкция на рубеж раннего и среднего эоцена (~50 млн л. н., см. рис. 2, *Е*) соответствует моменту, когда южный сегмент Ачайваам-Валагинской дуги уже присоединился к Евразии, а северный — еще продолжает дрейф на Тихоокеанской плите, закрывая реликтовый Лесновско-Укэляятский бассейн [Левашова, 1999; Коваленко, 2003; Соловьев, 2008]. По-видимому, начинает формироваться южная часть Ветловско-Говенской аккреционной призмы над зоной субдукции, возникшей после коллизии, но, как это ни парадоксально, вулканического пояса, соответствующего этой зоне нет ни в эоцене, ни в олигоцене (50—25 млн л. н.). На этой реконструкции показано близкое к модельному палеомагнитное определение широты из нижнесреднеэоценовых пород Ильпинского полуострова.

Около 45 млн л. н. (лютетский век, см. рис. 2, *Ж*) полностью заканчивается дрейф Ачайваам-Валагинской дуги, и в основных чертах оформляется Алеутская дуга. Начиная с этого времени, активность Северной Камчатки, в том числе и формирование северной части Ветловско-Говенской аккреционной призмы, не связана прямо с процессами в океане, а, скорее, определяется событиями в Беринговом море и взаимодействием континентальных плит Евразии и Северной Америки. Заканчивается формирование Императорского хребта. На реконструкции показано также палеомагнитное определение, относящееся к лютетской баклановской свите на п-ове Камчатский мыс. Оно полностью соответствует модельной широте Камчатского Мыса в это время.

Реконструкция на ~40 млн л. н. (бартонский век, см. рис. 2, *З*) относится к тому времени, когда границы плит приобрели рисунок, близкий к современному. Остаток плиты Кула полностью присоединяется к Тихоокеанской. Кроноцко-Командорская зона субдукции уже неактивна, но слабый вулканизм в дуге еще продолжается. Западная часть Алеутской дуги в результате изменения направления дрейфа Тихоокеанской плиты превращается в трансформный разлом. Тихоокеанская плита погружается под Южную Камчатку, но активный вулканизм в этой части полуострова проявлен очень слабо. Показано одно палеомагнитное определение, относящееся к бартону Кроноцкого полуострова и хорошо соответствующее модели.

На двух последующих реконструкциях (~25 млн л. н. — поздний олигоцен, см. рис. 2, *И* и ~10 млн л. н. — средний миоцен, см. рис. 2, *К*) схематично отображены последние стадии дрейфа уже отмершей Кроноцко-Командорской дуги и начало ее коллизии с Евразией. Подробнее этот процесс рассмотрен ранее [Shapiro, Lander, 2001], когда было показано, что в том случае, если Кроноцкая часть дуги до присоединения к континенту имела субширотное простирание, то коллизия началась в районе Шипунского блока и распространялась на северо-восток до Камчатского Мыса. Блоки Кроноцкой части дуги испытали вращение против часовой стрелки, а в Командорской части дуги преобладали правые сдвиги и вращения по часовой стрелке.

ОБСУЖДЕНИЕ МОДЕЛИ

Оказалось возможным построение более или менее непротиворечивой схемы движения островодужных террейнов Олюторско-Камчатской области в составе крупных плит с известной кинематикой. Эта схема основана в первую очередь на геологических датировках надсубдукционного вулканизма и коллизионных событий, а также на оценках направления и скорости дрейфа островных дуг, позволяющих осуществить выбор плиты, транспортирующей дугу, в любой отрезок времени, начиная с середины кампана. Нанесение наиболее надежных палеомагнитных определений на реконструкции соответствующего возрастного интервала показало хорошее совпадение большинства средних палеомагнитных широт с модельными значениями. Из одиннадцати использованных определений палеошироты (см. таблицу) только два существенно отклоняются от модельных*.

* В опубликованной литературе приводится значительно больше палеомагнитных определений, прежде всего для Ачайваам-Валагинской палеодуги. Мы ограничились теми, которые подтверждены каким-либо тестом (складки, галек или обращения) и опираются на достаточное количество проанализированных образцов (~50 и более). О последнем критерии см. [Шапиро, 2005]. Для Кроноцкой дуги использованы все имеющиеся определения.

Попробуем оценить «устойчивость» этой модели к изменению тех или иных исходных параметров и понять, является ли схема, положенная в основу реконструкций, оптимальной или существуют принципиально иные, но в той же мере отвечающие геологическим и палеомагнитным данным. С этой точки зрения рассмотрим некоторые стороны нашей модели:

1. Предлагаемая кинематическая модель основана на предположении, что островодужные территории Олюторско-Камчатской области перемещались исключительно в составе крупных плит, кинематика которых для позднего мела и кайнозоя достаточно хорошо известна. Но современная западная часть Тихоокеанской плиты сравнительно редко взаимодействует непосредственно с крупными континентальными плитами обрамления, так как отделена от них малыми плитами как с океаническим, так и континентальным строением литосферы. В интересующем нас регионе такими современными малыми плитами являются Охотоморская и Берингийская. Однако отличия параметров вращения этих малых плит от параметров Евразии или Северной Америки сравнительно невелики, и на стадии построения региональных кинематических моделей этой разницей можно пренебречь.

2. Важнейшей составляющей реконструкций, показанных на рис. 2—5, является кинематика двух крупных плит Северной Пацифики: Тихоокеанской и Кула. Опубликовано несколько кинематических схем их абсолютного перемещения, из которых одни основаны на представлении о неподвижности Гавайской горячей точки [Engebretson et al., 1985 (основной вариант); Кононов, 1989], а другие [Engebretson et al., 1985 (второй вариант); Petronotis, Jurdy, 1990; Norton, 1995] рассчитаны путем глобального замыкания движений крупных плит относительно Атлантических (Африканских) горячих точек, принятых за неподвижные. Мы использовали схему [Petronotis, Jurdy, 1990]. На основе схем [Engebretson et al., 1985; Norton, 1995] также можно создать реконструкции на 75 млн л. н., аналогичные показанной на рис. 2 (с той же хронологической последовательностью перемещений на тех же плитах) (см. рис. 3). Видно, что эти реконструкции далеки от реальности. Согласно кинематике [Norton, 1995], 75 млн л. н. Кроноцко-Командорская дуга пространственно совпадала с Ачайваям-Валагинской, а согласно кинематике [Engebretson et al., 1985], Кроноцкая дуга располагалась западнее Ачайваям-Валагинской. Это несовместимо с геологическими данными, указывающими на существенно более раннюю коллизию Ачайваям-Валагинской дуги по сравнению с Кроноцко-Командорской, чем и определяется выбор в пользу кинематики [Petronotis, Jurdy, 1990].

Если пренебречь данными о подвижности Гавайской горячей точки до 43 млн л. н., то можно попытаться использовать кинематику [Engebretson et al., 1985 (основной вариант)]. Реконструкция для позднего кампана на этой основе показана на рис. 4. Она выглядит правдоподобно и не слишком отличается от той, что изображена на рис. 2. Однако модельные палеошироты Ачайваям-Валагинской и особенно Кроноцко-Командорской дуги здесь намного ниже наблюдаемых.

3. Один из важных вопросов геодинамики Северной Пацифики — проведение границы плит Тихоокеанской и Кула в конце мела и начале палеогена (см. рис. 2, А—Г). 33-я магнитная аномалия, самая древняя в субширотной последовательности аномалий северной части Тихоокеанской плиты, образована

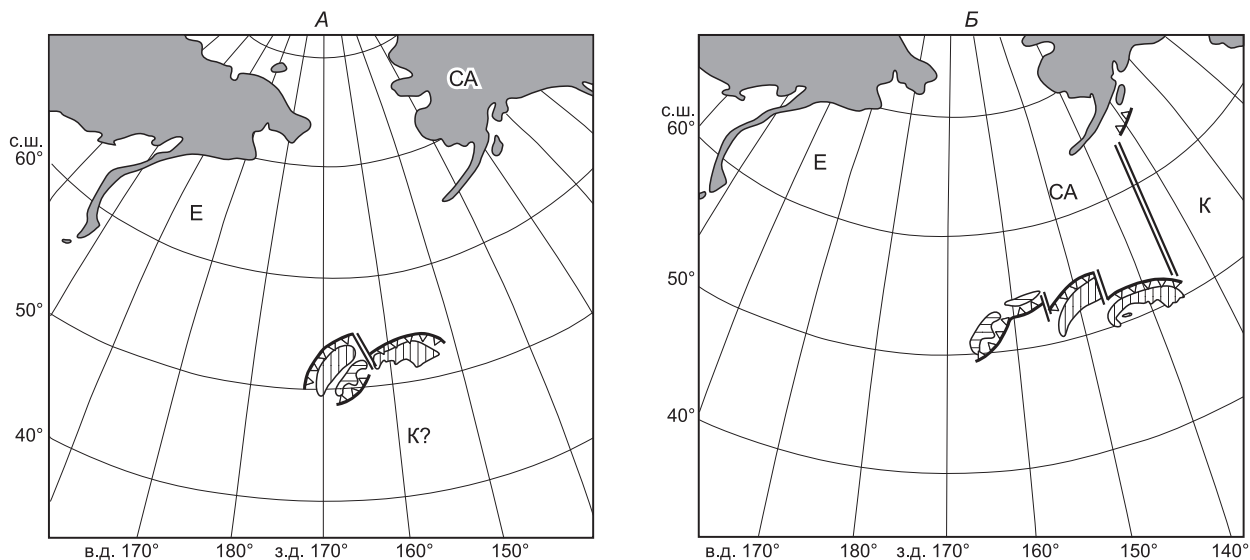


Рис. 3. Реконструкция кинематики океанических плит (А: по [Norton, 1995], Б: по [Engebretson et al., 1985 (второй вариант)]) на 75 млн л. н.

Последовательность плит, перемещающих дуги, и хронология смены плит та же, что и на рис. 2. Реконструкция противоречит геологическим данным и палеомагнитным определениям.

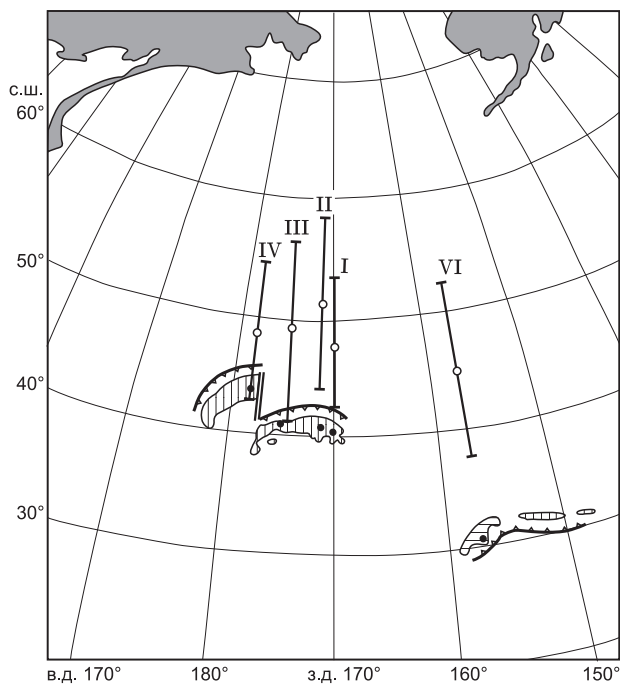


Рис. 4. Реконструкция кинематики океанических плит на 75 млн л. н. по [Engebretson et al., 1985] без учета подвижности Гавайской горячей точки.

Реконструкция противоречит геологическим данным и палеомагнитным определениям.

сугубо гипотетическими. Можно, например, предположить, что конструктивная граница Тихоокеанской плиты с плитой Кула не продолжалась к северу от Императорского хребта, а западное окончание рифтового хребта соединялось субмеридиональным трансформным разломом с восточным окончанием Кроноцко-Командорской дуги. Это означало бы другую кинематику дрейфа Ачайваям-Валагинской дуги, которая в этом случае могла двигаться на север только на краю более медленной Тихоокеанской плиты. Тогда дуга должна была формироваться на более высоких широтах по сравнению с нашей реконструкцией и палеомагнитными данными. Кроме того, имеются свидетельства досреднеэоценового продолжения плиты Кула и хр. Кула-Пацифик на юго-запад до района современного Филиппинского моря [Lewis et al., 2002].

Следовательно, существование западного субширотного продолжения хр. Кула-Пацифик представляется вполне вероятным. Это важный элемент реконструкции, так как в этом случае движение хребта на север неизбежно приводит к его коллизии с Кроноцко-Командорской дугой, которая на краю Северо-Американской плиты медленно движется на юг. Взаимодействие этих двух структур приводит к важным изменениям в кинематике дуг на рубеже палеоцена и эоцена.

4. Существенной составляющей модели является представление о северном дрейфе активной Ачайваям-Валагинской дуги в конце мела и первой половине палеоцена, когда субдукция, направленная от континента к океану, обуславливала как быстрый северный дрейф дуги, так и интенсивный вулканизм [Шапиро, 1995]. Рассмотрим это положение чуть подробнее.

В северо-западном обрамлении Пацифики с середины мела и до середины кампана наиболее интенсивно развивающийся надсубдукционный вулканический пояс — Охотско-Чукотский протягивался непосредственно вдоль тихоокеанского края Северо-Восточной Азии. В середине кампана надсубдукционный вулканизм в Охотско-Чукотском вулканическом поясе прекратился [Филатова, 1979, 1987], и одновременно начались интенсивные извержения в Ачайваям-Валагинской дуге. Это означает, что продолжающееся сближение тихоокеанских плит с Северо-Восточной Азией компенсировалось главным образом Ачайваям-Валагинской зоной субдукции, возникшей на некотором расстоянии от континента. Интенсивный надсубдукционный вулканизм продолжался здесь, по крайней мере, до середины палеоцена, т.е. 15 млн лет. В середине палеоцена этот вулканизм резко ослабевает и в эоцене с Азией сталкивается практически неактивная дуга. Возникает вопрос: когда Ачайваям-Валагинская дуга испытала северный дрейф на 12—15°? Либо этот дрейф в большей своей части по времени совпадал с вулканизмом (~75—60 млн л. н.), либо он произошел в основном по окончании этого вулканизма (~60—45 млн л. н.).

В первом случае Ачайваям-Валагинская дуга располагалась на краю океанической плиты, глубоководный желоб находился к северу от нее, зона субдукции была наклонена в сторону океана и вместе с дугой быстро смещалась на север, поглощая океаническую литосферу, отделявшую дугу от континента. Надсубдукционный вулканизм (поздний кампан—ранний палеоцен) и коллизия дуга—континент были естественными результатами такой кинематики. Геологические и палеомагнитные признаки сближения дуги с континентом уже в позднем палеоцене подтверждают это.

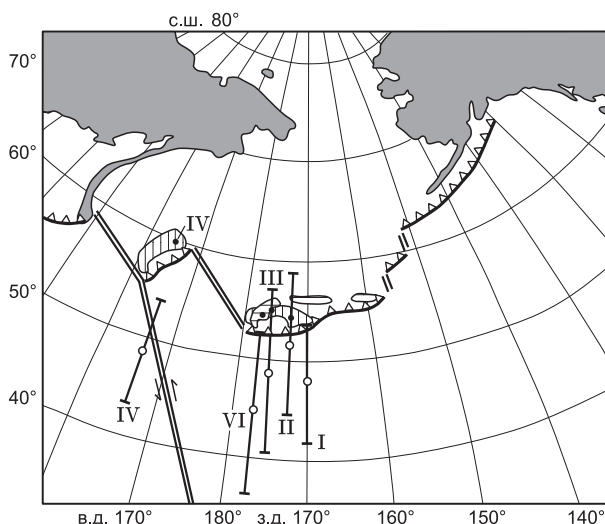
Рис. 5. Реконструкция кинематики плит на 75 млн л. н.,

построенная исходя из предположения, что быстрое движение Ачайваемской дуги началось только 60 млн л. н., когда кончился интенсивный вулканизм, а северный дрейф Кроноцкой дуги начался только в бартоне. Реконструкция противоречит геологическим данным и палеомагнитным определениям.

Во втором случае Ачайваем-Валагинская дуга (подобно Кроноцко-Командорской) в кампане, маастрихте и раннем палеоцене должна была располагаться на краю одной из крупных континентальных плит (Евразийской или Северо-Американской), включавших в конце мела и начале кайнозоя часть литосферы Тихого океана. Глубоководный желоб находился к югу от дуги, зона субдукции была наклонена в сторону континента и вместе с дугой медленно смещалась на юг. В ней поглощалась литосфера Тихоокеанской плиты или плиты Кула. Однако этот процесс не приводил к сближению дуги и континента и последующей коллизии. Приходится поэтому предполагать, что в середине палеоцена Ачайваем-Валагинская зона субдукции отмерла, а на краю континента возникла новая зона субдукции, наклоненная на северо-запад, куда была погружена литосфера, разделявшая в конце мела дугу и континент.

Поскольку мы не располагаем прямыми геологическими данными о полярности Ачайваем-Валагинской дуги и хорошо датированными палеомагнитными определениями, позволившими бы отследить изменения ее палеоширот более детально, выбор между этими гипотезами может быть основан только на косвенных признаках. В частности, палеоцен-эоценовая зона субдукции на краю континента, куда, согласно второй гипотезе, погрузилась вся океаническая литосфера, отделявшая Ачайваем-Валагинскую дугу от континента, должна была сопровождаться вулканизмом с возрастом от 60 (прекращение интенсивного вулканизма в Ачайваем-Валагинской дуге) до 45 млн л. н. (время формирования коллизионного шва на перешейке Камчатки). Проявления палеоцен-раннеэоценовых вулканитов, близких по составу к островодужным, на Западной Камчатке известны [Гладенков и др., 1997], но объемы их крайне незначительны.

Другая сложность, стоящая перед этой гипотезой, — объяснение происхождения дроздовской и тальниковской свит, которые перекрыли островодужные вулканиты тогда, когда, согласно этой гипотезе, Ачайваем-Валагинская дуга располагалась на максимальном удалении от континента. Поэтому первая гипотеза кажется нам предпочтительнее. Тем не менее реконструкции, основанные на второй гипотезе, также были рассчитаны (рис. 5). Их несоответствие большей части палеомагнитных данных очевидно, что заставляет вернуться к представлениям о синхронности надсубдукционного вулканизма и северного дрейфа Ачайваем-Валагинской дуги.



ВЫВОДЫ

Использование датировок важнейших региональных геологических событий и данных о направлениях дрейфа четырех крупнейших плит Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Пацифики позволило построить кинематические реконструкции развития двух палеодуг и сопряженных с ним тектонических структур Олоторско-Камчатской складчатой области в конце мела и в кайнозое (интервал от 75 до 0 млн л. н.). Этот результат отражает ведущую роль крупных плит в кинематике континентальных окраин.

Показано, что большая часть (девять из одиннадцати) формально надежных палеомагнитных определений средних палеоширот в породах Ачайваем-Валагинской и Кроноцко-Командорской палеодуг хорошо совпадают с модельными палеоширотами островодужных блоков в конце мела и палеогене. Это позволяет еще раз подчеркнуть роль палеомагнитных исследований в определении масштаба горизонтальных перемещений отдельных блоков при формировании складчатых областей.

Дополнительные изменения, вносимые в исходные параметры модели (кинематика крупных плит, соотношения хр. Кула-Пацифик с Императорским хребтом, хронологические соотношения дрейфа дуги с активным вулканизмом в ее пределах), систематически ухудшают конечные реконструкции с точки зрения геологии и палеомагнетизма. Это указывает на близость предложенной модели к оптимальной.

Авторы благодарят А.В. Ландера за предоставление программы «Handrot» для расчета и отображения кинематики палеодуг, а также за плодотворное обсуждение принципиальных проблем этой кинематики.

Настоящая работа выполнена при поддержке грантов МД-2721.2008.5, программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 и 8 и Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В., Дмитриенко Н.К., Пономарев Г.П., Флоренский И.В.** Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, Наука, 1974, 115 с.
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.** Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002, № 4, с. 84—80.
- Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М.** Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М., Наука, 1987, с. 161—183
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кебезинская П.К., Сухов А.Н., Федорчук А.В.** Геология юга Корякского нагорья. М., Наука, 1987, 168 с.
- Вержицкий Е.В., Кононов М.В., Бяков А.Ф., Дулуб В.П.** Особенности эволюции литосферы Гавайско-Императорской системы хребтов (Тихий океан) по геофизическим данным // Геотектоника, 2006, № 6, с. 73—89.
- Герман Л.Л.** Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М., Недра, 1978, 128 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И.** Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М., ГЕОС, 1997, 367 с.
- Гречин В.И.** Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М., Наука, 1979, с. 130—149.
- Ермаков Б.Н., Супруненко О.И.** Строение и условия формирования позднемиоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Советская геология, 1975, № 12, с. 53—65.
- Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В.** Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М., Наука, 1993, 272 с.
- Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И.** Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М., Наука, 1987, с. 200—225.
- Карта** полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:500 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского. СПб., ВСЕГЕИ, 1999.
- Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К.** Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника, 2004, № 4, с. 64—91.
- Коваленко Д.В.** Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М., Научный мир, 2003, 256 с.
- Кононов М.В.** Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М., Наука, 1989, 169 с.
- Константиновская Е.А.** Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М., Научный мир, 2003, 224 с.
- Левашова Н.М.** Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., ГИН РАН, 1999, 28 с.
- Митрофанов Н.П.** Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика, 1977 (4), с. 144—149.
- Очерки** тектонического развития Камчатки. М., Наука, 1987, 247 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х., Нортон И.О., Стоун Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У.** Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1563—1574.
- Савельев Д.П.** Внутриплитные вулканические образования в составе меловых океанических комплексов Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2004, 23 с.
- Селиверстов Н.И.** Строение дна Прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М., Научный мир, 1998, 164 с.
- Соколов С.Д.** Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М., Наука, 1992, 182 с.
- Соловьев А.В.** Структура северной части области сочленения Олюторской и Укэлятской зон (Корякское нагорье) // Изв. вузов. Геология и разведка, 1998, № 3, с. 23—31.
- Соловьев А.В.** Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. Научный мир, 2005, с. 163—194.
- Соловьев А.В.** Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа (Тр. ГИН, вып. 577). М., Наука, 2008, 319 с.

Соловьев А.В., Палечек Т.Н. Новые данные о возрасте андриановской свиты (Срединный хребет, Камчатка): к проблеме строения метаморфических комплексов в зоне аккреции // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. (Материалы молодежной школы-конференции XXXVII тектонического совещания). М., ГЕОС, 2004, с. 86—89.

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, 2004а, т. 12, № 4, с. 110—117.

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, 2004б, т. 45 (11), с. 1292—1302.

Ставский Л.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника, 1988, № 6, с. 32—42.

Филатова Н.И. Меловой—палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника, 1979, № 5, с. 98—115.

Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника, 1987, № 4, с. 85—101.

Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М., Наука, 1976, 147 с.

Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1985, 138 с.

Хогин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника, 2006, № 4, с. 61—89.

Хубуня С.А. Высокоглиноземистая плагиотолеитовая формация островных дуг. М., Наука, 1987, 167 с.

Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое—раннем кайнозое. М., Наука, 1991, 103 с.

Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман О.М. Геология западной части Беринговоморья. М., Наука, 1990, 159 с.

Чехович В.Д., Паланджян С.А., Сухов А.Н., Егоркин А.В., Беньямовский В.Н. Геодинамическая обстановка формирования бассейнов терригенного осадконакопления поздне меловой—палеогеновой активной окраины северо-востока Азии // Геотектоника, 2008, № 1, с. 58—76.

Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология, 1985, № 4, с. 66—74.

Шапиро М.Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива // Геотектоника, 1980, № 3, с. 85—102.

Шапиро М.Н. Верхнемеловая Ачайваам-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника, 1995, № 4, с. 58—70.

Шапиро М.Н. О кинематике кампан-маастрихтских островных дуг Северо-Восточной Азии в свете результатов бурения на Императорском хребте // Геотектоника, 2005, № 5, с. 83—90.

Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые, 1992, № 6, с. 94—106.

Шапиро М.Н., Гречин В.И., Ростовцева Ю.В. Состав и генезис псаммитовых пород палеоцено-эоценовой столбовской серии на полуострове Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Литология и полезные ископаемые, 1997, № 5, с. 518—529.

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.

Alexeiev D.V., Gaedicke Ch., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka—Aleutian junction // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsh.), 2006, v. 95, p. 977—993.

Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of the Paleogene rocks of the Central-East Kamchatka and Komandorsky Islands: tectonic implications // Tectonophysics, 1992, v. 201, p. 157—173.

Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A. Archean Protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // *J. Geol.*, 2002, v. 110, p. 271—289.

Creager J.S., Scholl D.W. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Washington (US Government Printing Office), 1973, v. 19, 913 p.

Debiche M.G., Cox F., Engebretson D. The motion of allochthonous terranes across the North Pacific basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1987, v. 207, 49 p.

Engebretson D.G., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1985, v. 206, 59 p.

Geist E.L., Vallier T.I., Scholl D.W. Origin, transport and emplacement of an exotic island arc terrane in eastern Kamchatka, Russia // *Geol. Soc. Amer. Bul.*, 1994, v. 106, p. 1182—1194.

Hourigan, J.K., Brandon, M.T., Soloviev, A.V., Kirmasov, A.B., Garver, J.I., Reiners, P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // *Amer. J. Sci.*, 2009, v. 309, № 5, p. 333—397.

Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region / Ed. D.G. Howell // Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, № 1. Houston, 1985, p. 3—30.

Kraus J.U., Scotese C.R. Global polygon and suture map: paleomap progress report N 19-0293. University of Texas at Arlington, Texas, 1993, 12 p.

Ledneva G.V., Garver J.I., Shapiro M.N., Lederer J., Brandon M.T., Hollocher K.T. Provenance and tectonic settings of accretionary wedge sediments on northeastern Karaginski Island (Kamchatka, Russian Far East) // *Russian J. Earth Sci.*, 2004, v. 6, № 2, p. 1—28.

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Shapiro M.N. Late Cretaceous of the East Ranges island arc complex, Kamchatka: implications for terrane movements and kinematics of the northwest Pacific // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, № B11, p. 24,843—24,857.

Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L. Late Cretaceous paleomagnetic data from the Median Range of Kamchatka, Russia: tectonic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 163, p. 235—246.

Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L. Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia: kinematic implications // *Tectonics*, 2000, v. 19, № 5, p. 834—853.

Lewis J.C., Birn T.B., Tang Xianmei. A geological test of the Kula-Pacific Ridge capture mechanism for the formation of the West Philippine Basin // *GSA Bull.*, 2002, v. 114, № 6, p. 656—664.

Norton I.O. Plate motion in the North Pacific: the 43 Ma Nonevent // *Tectonics*, 1995, v. 14, p. 1080—1094.

Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharonova Z.V. Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: the motion of an active island arc // *Tectonophysics*, 1997, v. 273, p. 219—237.

Petronotis K.E., Jurdy D.M. Pacific plate reconstructions and uncertainties // *Tectonophysics*, 1990, v. 192, p. 383—391.

Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Geologic evolution and petroleum geology of the Aleutian Ridge / Eds. D.W. Scholl, A. Grantz, and J.G. Vedder // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins*; Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 1989, v. 6, p. 122—155.

Scotese C.R., Nokleberg W.J., Monger J.W.H., Norton I.O., Parfenov L.M., Bundtzen T.K., Dawson K.M., Eremin R.A., Frolov Y.F., Fujita K., Goryachev N.A., Khanchuk A.I., Pozdeev A.I., Ratkin V.V., Rodinov S.M., Rozenblum I.S., Scholl D.W., Shpikerman V.I., Sidorov A.A., Stone D.B. Dynamic computer model for the metallogenesis and tectonics of the Circum-North Pacific. USGS Open-File Report, 2001, № 01—261, 7 p.

Shapiro M.N., Lander A.V. Collisional and postcollisional tectonics of the east peninsulas zone of Kamchatka. 7th Zonenshain International Conference on Plate Tectonics // *Abstracts. Moscow, Nauchnyi Mir*, 2001, p. 513—514.

Tarduno J.A., Duncan R.A., Scholl D.W. The Emperor Seamounts: southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle // *Science*, 2003, v. 301, p. 1064—1069.