

УДК 551.24

## ГЕОДИНАМИКА АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ–ПАЛЕОГЕНЕ

© 2021 г. В. Д. Чехович<sup>1</sup>, \*, С. А. Паланджян<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, д. 7,  
Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

\*e-mail: vadimchekhovich@mail.ru

Поступила в редакцию 20.09.2020 г.

После доработки 03.03.2021 г.

Принята к публикации 26.05.2021 г.

Рассмотрены позднемеловые–палеогеновые надсубдукционные системы активной окраины Северо-Восточной Азии с целью определения реперных объектов для анализа геодинамического развития обширного пространства от Чукотки до Японии. Показана пространственная непрерывность в течение позднемелового времени Немуро–Олюторской надсубдукционной системы, отделявшей океаническую литосферу Пацифики от области активной окраины Северо-Восточной Азии. Предпринята попытка распространить разработанную ранее модель геодинамического развития Камчатско–Олюторского сегмента активной окраины на Немуро–Малокурильский сегмент. Показано существование торцового ограничения этого сегмента Хидака–Сахалинской трансформной системы, отделявшей в позднем мелу и палеогене область субдукции океанической плиты Изнаги под азиатский континент от области поглощения океанической коры под Немуро–Малокурильской дугой. Установлено различие в геодинамическом развитии Камчатско–Олюторского и Немуро–Малокурильских сегментов активной окраины Северо-Восточной Азии.

*Ключевые слова:* геодинамика, Восточный Сихоте-Алинь, Сахалин, Немуро–Малокурильская островная дуга, Охотоморский континентальный блок, океаническая плита Изнаги, Хидака–Сахалинская трансформная система

**DOI:** 10.31857/S0016853X21040056

### ВВЕДЕНИЕ

Активная окраина Северо-Востока Азии в течение всего фанерозоя представляла собой огромный по размерам сегмент Тихоокеанского подвижного пояса, в пределах которого сосуществовали и сменялись в пространстве и во времени обстановки спрединга, субдукции и латерального скольжения малых плит, образованных как молодой океанической литосферой, так и фрагментами континентов и захваченной (траппированной) коры Пацифики. Уникальная особенность активной окраины – напряженное геодинамическое развитие, контрастирующее с гораздо более устойчивой тектоникой сопредельных литосферных плит окраин Азии и Пацифики.

Тектонические эпохи среднего-позднего мела и кайнозоя сформировали складчатые области мезозой, поздних мезозой и кайнозой Северо-Востока Азии [19, 20, 25, 57], история развития которых даже в крупных обобщающих работах [10, 57] разделена по отдельным складчатым системам или включающим их регионам. По северному сегменту кайнозой Северо-Востока Азии были проведены локальные исследования и раз-

работана модель позднемеловой–кайнозойской геодинамики Южно-Корякского, Камчатского и Охотоморского регионов [4, 5, 28, 34, 35]. Эти работы, однако, имели региональную направленность и не охватывали всей области активной окраины Северо-Восточной Азии от Восточной Чукотки до Японии.

В настоящей работе приведены результаты экстраполяции разработанной ранее модели позднемеловой–кайнозойской геодинамики Южно-Корякского и Камчатско–Охотоморского регионов на продолжающую их к югу обширную область Сахалина, Восточного Сихотэ-Алиня, Хоккайдо и Курильских островов. Основой этой геодинамической модели развития субдукционных систем в позднем мелу и палеогене является следование принципу актуализма при интерпретации восточной вергентности зон субдукции. Для позднемеловых и палеогеновых субдукционных систем Южно-Корякского (Олюторского) и Камчатского регионов именно такая полярность зон субдукции доказывается структурными, петролого-геохимическими и изотопными данными [12, 29, 30, 33, 34].

В нашем исследовании мы провели обзор данных, опубликованных за последние десятилетия, по геологическому изучению и тектоническому анализу наиболее представительных объектов в пределах исследуемого региона, включающего Курильские острова, Хоккайдо, Сахалин и Восточный Сихотэ-Алинь. Целью нашей статьи является региональный анализ особенностей геодинамических обстановок развития активной окраины крайнего северо-востока Азии в поздне-меловое–палеогеновое время, результаты этого анализа могут иметь значение для разработки детальных исследований палеогеодинамики формирования западного складчатого обрамления Пацифики.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### Положение восточной границы

#### Евразийского континента к началу позднего мела

Для реконструкции поздне-меловой–кайнозойской геодинамики северо-восточной активной окраины Евразии необходимо определить положение и конфигурацию северо-восточной окраины континента в начале позднего мела. К концу ранне-мелового времени завершились как процессы закрытия Южно-Анжуйского и Монголо-Охотского океанических бассейнов [10, 20, 57, 71, 77], так и аккреционные процессы в пределах Пенжинско-Анадырской окраины (Удско-Мургальский террейн) и в Приморье (Самаркинский, Таухинский, Киселевский террейны) [31, 50]. Окончательное становление континентальной коры в Охотско-Чукотской области произошло в середине альба, а в Сихотэ-Алине – в альб–ранне-сенманское время [10, 20, 31, 50]. Также в конце раннего мела соединились крупные блоки на востоке Китайского кратона [71], частью континентальной окраины которого была и Япония до закрытия Японского моря в миоцене [73].

О положении границ континентальной коры Евразии уверенно можно судить по картине распространения Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентальных вулканических поясов, разделенных Шантарским континентальным выступом, который является элементом структуры Монголо-Охотского складчатого пояса. Очевидно, что в начале позднего мела была сформирована единая непрерывная континентальная граница от Чукотки до шельфовой области северного Китая.

Не менее важным является и установление границы между литосферными плитами Евразии и Северной Америки. Как показано в работе [13], между современными Евразийской и Североамериканской плитами располагается малая литосферная плита Берингия, формирование которой началось около пяти миллионов лет тому назад. Для настоящего исследования необходимо опре-

делить положение границы между континентами до образования Берингии. Среди ранее представленных моделей были и те, которые включали Охотоморскую область и Камчатку в состав Северо-Американской литосферной плиты [43]. Однако расчеты А.В. Ландера показали, что почти от начала позднего мела (90–85 млн лет тому назад) перемещение к югу Северо-Американского континента происходило ускорено по сравнению с движением Евразийского [13]. С использованием геофизического метода совместного анализа аномалий гравитационного и магнитного полей (определение аномалий D-функции) в фундаменте Берингова моря было определено возможное положение трансформной границы между континентами Евразии и Северной Америки для поздне-мелового-палеогенового времени [35]. Это открытие позволяет существенно упростить определение положения и конфигурации границы Евразийского континента в начале позднего мела, поскольку все его части принадлежали единой литосферной плите. Палеомагнитные данные не противоречат этому заключению [37, 74].

### Реперные надсубдукционные комплексы поздне-мелового-палеогенового этапа развития активной окраины Северо-Восточной Азии

Важную информацию об этапах геодинамического развития складчатых систем представляют данные по обстановкам формирования вулканических дуг, фрагменты которых обильны в Чукотско-Японском пространстве. Среди поздне-меловых–кайнозойских надсубдукционных комплексов в зависимости от их палеотектонической позиции относительно Евразийского континента можно выделить три типа (рис. 1):

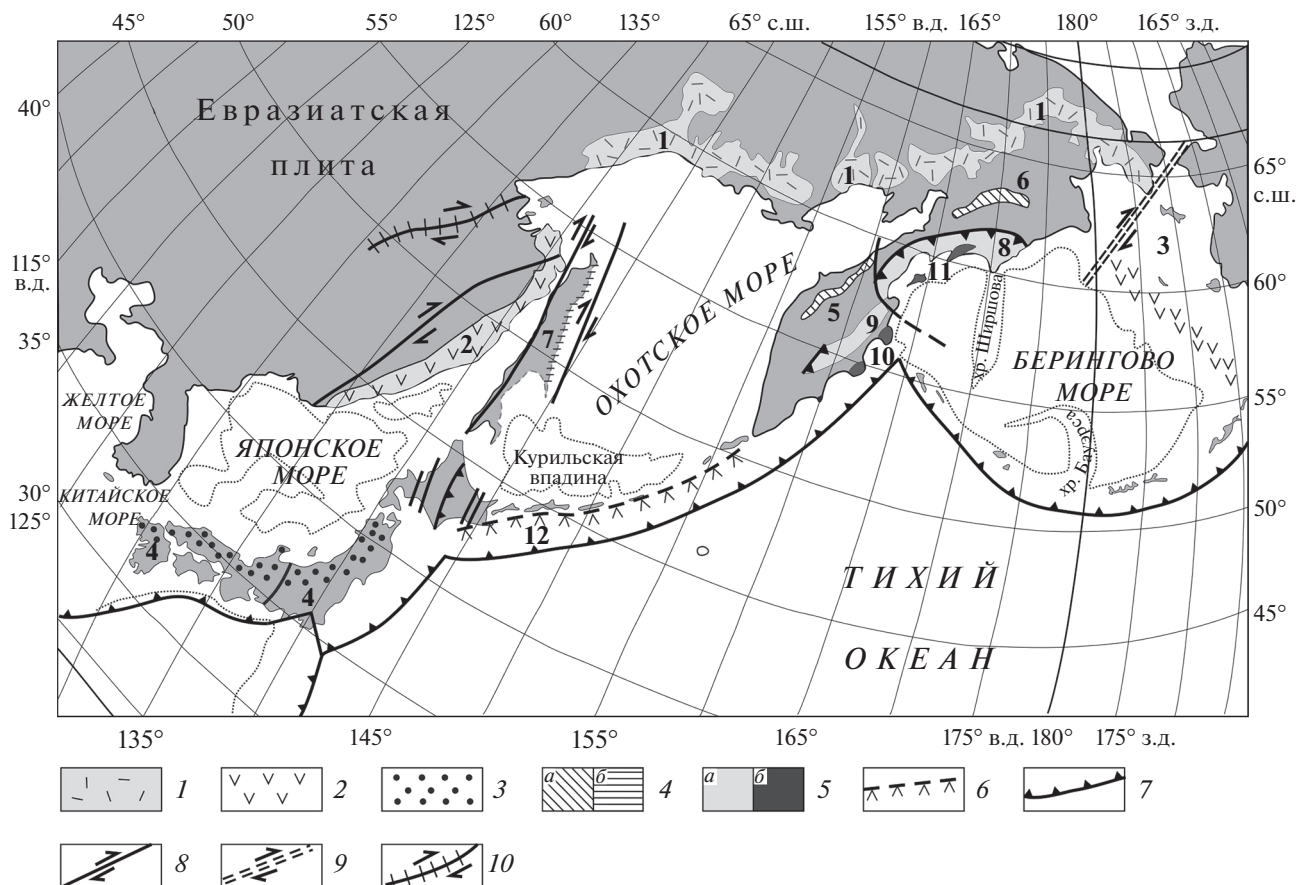
– окраинно-континентальные комплексы, представленные вулканическими поясами непосредственно на Азиатском континенте;

– перемещенные надсубдукционные комплексы, формировавшиеся в пределах шельфовых окраин континентальных блоков, изолированных от Евразии в прошлом и впоследствии перемещенных в пределы основных континентальных пространств в виде островодужных террейнов;

– экзотические комплексы внутриокеанических островных дуг, формировавшиеся вдали от континентальной окраины, но впоследствии акретированные к континенту.

### Окраинно-континентальные вулканические пояса

Поздне-меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) протягивается от Удской губы на юго-западе до Чукотки на северо-востоке и располагается на разнородном фундаменте мезозой [31, 32]. Структуры фундамента перекрыты терригенными толщами, верхние горизонты разре-



**Рис. 1.** Схема размещения реперных надсубдукционных комплексов северо-восточной активной окраины Евразии. Обозначены (цифры) надсубдукционные комплексы: 1 – ОЧВП, 2 – Восточно-Сихоте-Алинский, 3 – Беринговского шельфа, 4 – Японский, 5 – Западно-Камчатский, 6 – Эссоевский, 7 – Восточно-Сахалинский, 8 – Олюторский, 9 – Валагинский, 10 – Кроноцкий, 11 – Говено-Карагинский, 12 – Немуро-Малокурильский хребта Витязь. 1–3 – окраинно-континентальные пояса: 1 – Охотско-Чукотский; 2 – Восточно-Сихоте-Алинский и Беринговского шельфа; 3 – Японский; 4 – перемещенные: а – Западно-Камчатский и Эссоевский, б – Восточно-Сахалинский; 5–6 – экзотические внутриокеанические комплексы: 5 – экзотические: а – Олюторский и Валагинский, б – Кроноцкий и Говено-Карагинский, б – внутриокеанические: Немуро-Малокурильский и подводного хребта Витязь; 7 – зоны субдукции: 8 – разломы, сдвиги; 9 – позднелевовый–палеогеновый трансформный разлом; 10 – Монголо-Охотская сутура

за датируются ранним-средним альбом, маркирующим и нижнюю возрастную границу ОЧВП [32]. Согласно изотопно-геохронологическим и палеоботаническим данным, развитие надсубдукционного этапа завершилось в среднем кампане [1, 32].

Поздне меловой–эоценовый Беринговский вулканический пояс является продолжением Охотско-Чукотского пояса в области Берингоморского шельфа, соединяющего Евразийский и Северо-Американский континенты. В отличие от ОЧВП, формирование этого пояса продолжалось вплоть до заложения новой Алеутской зоны субдукции в среднем эоцене [39, 61]. Границей Беринговского пояса с ОЧВП, вероятно, служил начавший формироваться в позднем мелу трансформный разлом, разделявший континенты Евразии и Северной Америки [35].

Поздне меловой–палеоценовый Сихотэ-Алинский вулканический пояс протягивается с севера на юг от структур Монголо-Охотского складчато-

го пояса до Ханкайского блока Северо-Китайского кратона. Поздне меловые вулканы этого пояса по геохимическим особенностям надсубдукционные [15, 33, 53], они формируют основную площадь пояса и, видимо, часть шельфовой зоны Приморья. Геодинамическая обстановка формирования палеоценового вулканизма Сихотэ-Алинского пояса пока не получила однозначного решения [44, 48, 64, 78].

**Перемещенные надсубдукционные комплексы**

Представлены террейном Западно-Камчатской дуги [3, 29] и сохранившимися в центральной Корякии фрагментами Эссоевской дуги [34]. Эти островные дуги формировались в пределах южного борта Пенжинско-Анадырского малого океанического бассейна пулл-апартного происхождения, субдукция литосферы которого, как предполагается, и привела к образованию Охот-

ско-Чукотского вулканического пояса [18]. Есть основания считать, что рассматриваемые вулканические дуги были заложены на окраинах блоков континентальной коры. Формирование Западно-Камчатской дуги на утолщенной коре обосновано петролого-геохимическими характеристиками вулканитов [29]. В группу перемещенных надсубдукционных комплексов, видимо, следует включить и поздне меловую—палеогеновую Восточно-Сахалинскую дугу [9, 23, 24, 27, 59]. Считается, что зона субдукции Восточно-Сахалинской дуги имела западную полярность [9, 24]. Наиболее полно образования этой дуги развиты на западе Восточно-Сахалинских гор [24]. Недавно опубликованы результаты определения возраста обломочных цирконов из вулканогенных толщ на западе Восточно-Сахалинских гор, которые показали пики датировок в 72–79 млн лет и 50 млн лет (кампан и нижний эоцен) [8]. Повышенная щелочность пород вулканогенного комплекса и другие петролого-геохимические данные свидетельствуют о генерации островной дуги на коре увеличенной мощности, которая, возможно, формировала восточную окраину Поронайского микроконтинентального блока [9]. Существование редко упоминаемого Поронайского микроконтинентального блока подтверждают результаты U–Pb датирования зерен цирконов из современных и миоценовых отложений в пределах Поронайской депрессии [79] — установлен пик докембрийских значений возраста цирконов, существенно превышающий остальные датировки.

#### Экзотические надсубдукционные комплексы внутриокеанических дуг

Представлены террейнами внутриокеанических островных дуг, образующих границу современной активной окраины северо-восточной Азии. В систему этих террейнов входят поздне меловые Олюторский и Валагинский, поздне меловые — палеогеновые Немуро-Малокурильский, Кроноцкий (или Восточных полуостровов Камчатки) и Говенско-Карагинский.

**Олюторский и Валагинский террейны.** Данные террейны являются крупными фрагментами поздне меловой Ачайваам-Валагинской дуги, выделенной М.Н. Шапиро [2, 21, 36]; они обнажены в Олюторской тектонической зоне Корякского нагорья и в зоне Восточных хребтов Камчатки. Верхнемеловые надсубдукционные комплексы формировались в тыловой части островной дуги [30]. Они представлены преимущественно вулканогенными образованиями — толеитовыми и известково-щелочными базальтовыми и андезитобазальтовыми лавами, их туфами и туфобрекчиями, пикритами, а также кремнисто-вулканогенными толщами. В современной структуре надсубдукционные комплексы слагают Олюторский и Валагинский террейны. Граница между ними совпа-

дет с трансформной Озерновско-Паланской зоной. По данным палеомагнитных исследований, в поздне меловое время внутриокеаническая островная дуга находилась на значительном удалении от восточной окраины Азиатского континента [2, 11].

**Говенско-Карагинский террейн.** Террейн сложен поздне меловыми и палеогеновыми кремнисто-вулканогенными и туфо-лавовыми образованиями островодужной природы при существенной роли в составе палеогеновых толщ щелочных пород. Положение в современной структуре этого террейна необычно, поскольку он как бы “вдвинут” в раму окружающих его с севера и востока образований Олюторского террейна. Непосредственной северной его границей служит Корфо-Хаилинская зона нарушений в пределах Ильпинско-Пахачинского прогиба [34]. Восточным ограничением структур террейна служит Апукский разлом, к западу от которого располагаются верхнемеловые вулканогенные толщи Олюторского террейна [35]. Говенско-Карагинский террейн встраивался в уже созданную структуру Олюторской окраины в среднем миоцене, хотя окончательное его размещение завершилось в конце миоцена.

**Террейн Восточных полуостровов Камчатки (Кроноцкий).** Террейн примыкает с востока к поздне меловому Валагинскому террейну Восточных хребтов полуострова Камчатка. Его крупные фрагменты расположены на трех полуостровах — п-ов Камчатский мыс, п-ов Кроноцкий и п-ов Шипунский. Можно предполагать, что шельфовые зоны между полуостровами также составляют части этого террейна. Несмотря на то, что строение каждого из полуостровов своеобразно, они объединены в один террейн, поскольку особенности их геологического развития весьма сходны. Прежде всего, для них характерно непрерывное с поздне го мела по поздний эоцен развитие, свойственное фронтальным частям внутриокеанической островной дуги [12]. Во-вторых, для них характерны два периода тектонической перестройки. Первый приурочен к раннему палеоцену, с чем связаны региональные несогласия между маастрихт—датскими и палеогеновыми образованиями. Второй период проявлен в позднем миоцене, когда произошла аккреция пассивной дуги к Камчатке. С востока террейн Восточных полуостровов Камчатки граничит с океанскими структурами глубоководного Курило-Камчатского желоба и, соответственно, с Тихоокеанской литосферной плитой.

**Немуро-Малокурильский террейн.** Террейн включает также подводный хребет Витязь и, таким образом, протягивается от шельфовой зоны южного края Камчатки к восточной части Хоккайдо (к зоне Немуро) [34, 73]. Террейн сложен островодужными комплексами позднего мела — палеогена [6–8, 46, 56, 60]. Гряда Малых Курил — подводного хребта Витязь отделена от современной дуги Больших Курильских островов между-

говым прогибом, образование которого, видимо, обязано разлому, пересекающему все комплексы земной коры и уходящему в мантию. Последние детальные исследования верхнемеловых–палеогеновых вулканических толщ на полуострове Немуро, также как и ранее опубликованные данные по Малым Курилам, показали, что эти вулканы обладают всеми признаками формирования в пределах внутриокеанической островной дуги [46]. Сейсмические исследования пояса Немуро на Хоккайдо также установили, что по скоростным характеристикам земная кора пояса соответствует коре внутриокеанической дуги [51]. Немуро–Малокурильский островодужный террейн, по данным палеомагнитных исследований, формировался на существенном удалении от Евразийского континента [38]. Для данного островодужного террейна, также как для террейна Восточных полуостровов Камчатки, характерны два этапа тектонических перестроек. Первый этап деформаций проявился в маастрихт–датское время, второй этап как раз связан с аккрецией пассивной дуги к Охотоморскому континентальному блоку.

#### СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПАЛЕОПАЦИФИКИ В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

Поздне меловые внутриокеанические дуги группировались в протяженную Немуро–Олюторскую надсубдукционную зону [34, 70], отгородившую Палеоокеанику от области активной окраины континента. Решающее значение для реконструкции геодинамического развития активной окраины в поздне меловое время имеет датирование комплексов пород надсубдукционной зоны, а именно установление предконьякского возраста нижних горизонтов вулканогенно–кремнистых толщ Олюторского и Кроноцкого террейнов [2, 5], а также габброидов острова Шикотан (Малые Курилы) [6–8]. Эти данные определяют доконьякское время начала субдукционных процессов в Немуро–Олюторской островодужной системе. Главным следствием турон–коньякской датировки нижней возрастной границы террейнов внутриокеанической природы является вывод о синхронном развитии в течение значительного интервала поздне мелового времени субдукционных процессов как на континентальной окраине (Охотско–Чукотский и Сихотэ–Алинский вулкано–плутонические пояса), так и в удаленных от континента внутриокеанических островных дугах [34].

В поздне меловое время удаленная от Евразийского континента внутриокеаническая надсубдукционная зона Немуро–Малокурильской островной дуги не имела продолжение к юго–западу. Остается неясным механизм ее тектонического сопряжения с субдукционной системой окраины

континента, которая до открытия Японского моря в миоцене была представлена континентальными комплексами Японии.

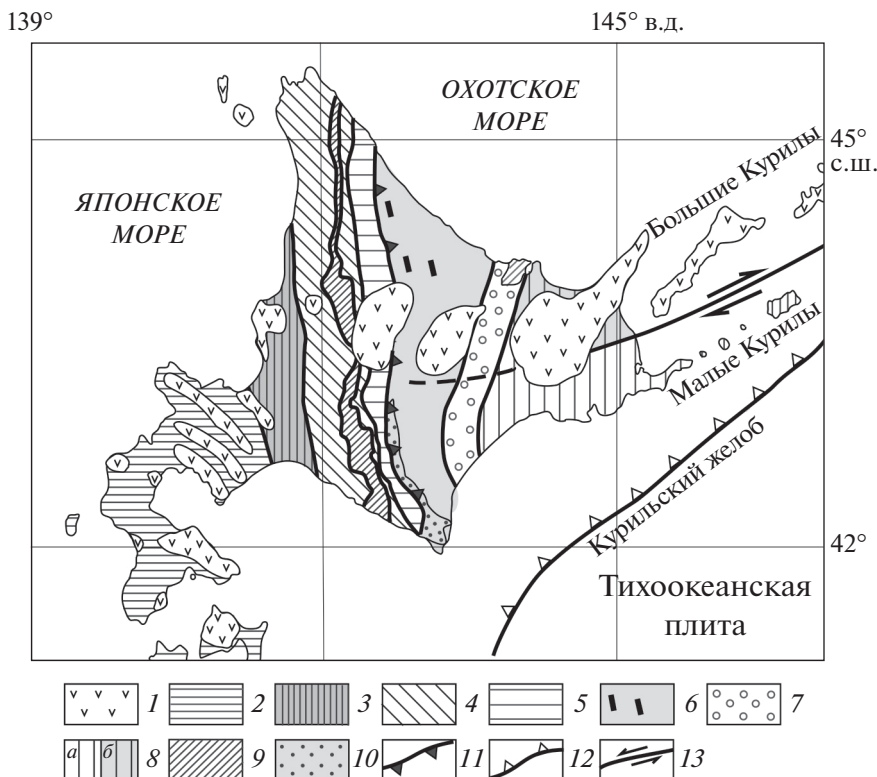
#### Торцовые ограничения Немуро–Олюторской субдукционной системы

Поздне меловая Немуро–Олюторская внутриокеаническая субдукционная зона, будучи удаленной в своей основной части от континентальной окраины Евразии, тем не менее, должна была быть встроена в общую систему геодинамики подвижного пояса, хотя бы в силу синхронности развития субдукционных процессов. Основные сегменты Немуро–Олюторской системы – Олюторская, Восточно–Камчатская и Немуро–Малокурильская островные дуги – разделялись трансформными разломами [26, 34]. На северо–востоке фланговая Олюторская часть этой системы в поздне меловое время торцово ограничивалась трансформным разломом, существовавшим между плитами Изанаги и Кула, который, по всей видимости, соединялся с трансформным разломом, разделявшим Евразийскую и Северо–Американскую литосферные плиты в интервале времени от 80–90 млн лет тому назад до начала формирования малой литосферной плиты Берингия в миоцене [35].

Сложнее обстоит дело на юго–западе Немуро–Олюторской субдукционной зоны. Японскими коллегами установлено, что Японская зона субдукции до раскрытия Японского окраинного бассейна (20–18 млн лет тому назад) на протяжении 100 млн лет не меняла своего положения у окраины Евразийского континента и что к этой окраине не были акретированы террейны внутриокеанических островных дуг [47]. Следовательно, в поздне мелу зона субдукции у окраины континента не могла быть прямым продолжением внутриокеанической Немуро–Малокурильской дуги. Из этого обстоятельства вытекает заключение о трансформном разломе типа дуга–дуга как наиболее вероятном механизме сочленения окраинно–континентальной (Японской) зоны субдукции с юго–западным окончанием Немуро–Олюторской дуги, аналогично геодинамической обстановке на северо–восточном окончании последней. Поскольку западное окончание Немуро–Малокурильского террейна локализовано на востоке о. Хоккайдо [46, 51], геологические данные по механизму сочленения внутриокеанической и окраинно–континентальной дуг следует искать в строении этого острова.

#### Особенности строения о. Хоккайдо и природа тектонического пояса Хидака

На протяжении нескольких десятилетий традиционно в пределах Хоккайдо выделяется семь субмеридионально ориентированных тектониче-



**Рис. 2.** Тектоническая схема о. Хоккайдо (по данным [74, 75]).

1 – плиоцен–современные вулканиды; 2–8 – тектонические пояса: 2 – Кетаме–Ошима, 3 – Ребун–Кобато, 4 – Сорачи–Йесо, 5 – Индонапу, 6 – Хидака, 7 – Токоро, 8 – Немуро от сдвига Кашиюмбитес: а – к северу, б – к югу; 9–10 – тектонические комплексы: 9 – аллохтонный метаморфический комплекс Камуикотан; 10 – метаморфический комплекс пояса Хидака; 11 – главный надвиг Хидака; 12 – зона субдукции Тихоокеанской плиты; 13 – сдвиг Кашиюмбитес

ских поясов, разделенных разломами. Однако позднемеловую–палеогеновую геодинамику определяют, с одной стороны, тектонические пояса Западного Хоккайдо, которые являются частью донеогеновой Японской вулканической дуги, а с другой стороны – самая восточная часть острова (пояс Немуро), представляющий собой западное ограничение Курильской островной дуги. Между упомянутыми поясами западного Хоккайдо и Курильской дуги располагается зона Хидака, не принадлежащая по геологическому строению ни Японской, ни Курильской дугам. В современной структуре образования зоны Хидака характеризуются западной вергентностью складчатых и разрывных нарушений и надвинуты на породные комплексы восточной части донеогеновой Японской вулканической дуги (рис. 2).

Пояс Немуро выделяется на востоке о. Хоккайдо, южная его половина принадлежит западному окончанию Немуро–Малокурильского островодужного террейна. Северная часть пояса Немуро представляет собой непосредственное продолжение современной островной дуги Больших Курильских островов, фундамент которой может считаться фрагментом Охотоморского континентального блока. Здесь развиты только неогеновые осадочные отложения и плиоцен–со-

временные вулканиды Японской вулканической дуги. Западнее к поясу Немуро по неогеновому сдвигу Абашири примыкает пояс Токоро [73], чужеродный как по отношению к Немуро–Малокурильскому островодужному террейну, так и к Курильской современной островной дуге [54]. В пределах пояса Токоро выделяются два комплекса – Никоро и Сарома. Комплекс Никоро сложен гиадокластитами с линзами и горизонтами кремней, яшм, известняков и лавами щелочных базальтов, а также толеитовыми базальтами, датированными поздней юрой–ранним мелом; весь этот комплекс был сформирован непосредственно в спрединговом центре, испытавшем воздействие плюма [73].

Непосредственно на базальтах комплекса Никоро несогласно, с базальными конгломератами в основании, залегает верхнемеловой – палеогеновый комплекс Сарома [54]. Примечательно, что в составе валунных конгломератов комплекса Сарома подавляющим преимуществом (до 80%) пользуются андезиты, до 20% составляют породы повышенной щелочности (трахиты, монцонит-порфиры, монцогаббро). Выше конгломератов залегает толща алевролитов, аргиллитов и песчаников турбидитового характера. Обломочная фракция песчаников преимущественно состоит из



вулканических пород среднего состава известково-щелочной серии. Важно отметить, что среди обломочных цирконов из песчаников отсутствуют цирконы с докембрийскими значениями возраста, тогда как в смежном на западе поясе Хидака в одновозрастных песчаниках установлены докембрийские цирконы [73].

Непосредственно западнее пояса Токоро выделяется наиболее сложно построенный пояс Хидака. Северная и южная половины этого пояса отличаются по своему строению. В северной половине распространены только образования супергруппы Хидака, сложенной пелагическими аргиллитами, тонкозернистыми песчаниками и кремнистыми породами верхнего мела и, в основном, палеоцена и раннего эоцена [54]. В аргиллитах встречаются экзотические обломки яшм альба-сеномана. Обращает внимание присутствие протяженных меридионально ориентированных тел зеленокаменных пород, соответствующих по составу базальтам N-MORB, которые, как считается, изливались непосредственно во время осадконакопления (*in situ greenstone*) [54, 76]. В южной части пояса Хидака также распространены осадочные толщи, аналогичные супергруппе Хидака, выделяемые там как группа Наканогава, однако эти толщи не содержат тел базальтов N-MORB. Формирование группы Наканогава по U-Pb определениям возраста цирконов датируется в 60–48.8 млн лет, что, видимо, соответствует возрасту верхней части супергруппы Хидака [55].

В южной половине пояса Хидака восточнее площади, сложенной осадочными толщами группы Наканогава, распространены метаморфический комплекс Хидака [67]. Метаморфический комплекс подразделяется на верхнюю и нижнюю части. Верхняя часть представлена биотит-мусковитовыми гнейсами и сланцами на западе и метасадочными породами на востоке, которые постепенно сменяются неметаморфизованными осадочными отложениями группы Наканогава [73]. Принято считать, что протолитом метаморфических пород верхней части служили породы группы Наканогава [69]. Нижняя (западная) часть метаморфического комплекса сложена амфиболитами и амфибол-биотитовыми гнейсами, протолитом которых были базальты MORB-типа с прослоями граувакк [67]. В амфиболит-гнейсовом комплексе присутствуют в виде ксенолитов гранатомы и ортопироксеновые гранулиты [73]. Возраст гранулитов по U/Pb датировке цирконов определяется в 20–17 млн лет. Цирконы округлой формы имеют мезоархейский, палеопротерозойский, палеозойский, мезозойский и палеогеновый возраст [69]. Амфиболит-гнейсовый комплекс вмещает большое количество S-типа гранит-тоналитовых интрузивных тел, внедрение которых происходило с конца позднего мела до первой половины эоцена [67]. Установлено, что текстуры высокотемпературных милонитов в то-

налитовых телах, а также дуплекс-структуры формировались в режиме меридионально ориентированного сжатия вдоль коровых срывов, которые могли распространяться до границы кора-мантия. Субгоризонтальные движения были переходными к правосторонним сдвигам [67]. Определено время двух этапов метаморфизма пород пояса Хидака, проявившихся 51–41 млн лет и 20–17 млн лет назад [69]. Второй этап метаморфизма связывается с процессами раскрытия Японского и Курильского тыловодужных бассейнов [69].

Образования пояса Хидака по Главному надвигу Хидака надвинуты на смежный с запада тектонический комплекс Индонаппу (северо-восточную окраину Японской вулканической дуги), в зоне надвига расположены маломощные серпентинитовые протрузии [73]. Комплекс Индонаппу рассматривается как фрагмент аккреционной призмы, в составе которой участвуют раннемеловые, позднемеловые и палеоценовые образования [68]. К западу от аккреционной призмы Индонаппу расположен преддуговой бассейн Сорачи-Йесо [63]. Формирование последнего началось в юрское время на океанической коре, а основное накопление осадочных толщ относится к меловому периоду, оно продолжилось и в палеоцене. К западу от бассейна Сорачи-Йесо располагается зона ранне-среднемеловой островной дуги Ребун-Кобато [73]. Ее образования на западе граничат с поясом Кетами-Ошима, различные комплексы которого формируют не только западную прибрежную часть о. Хоккайдо, но и северную часть о. Хонсю. Пояс Кетами-Ошима имеет длительную аккреционную историю, начиная с позднего карбона. Все эти тектонические пояса входят в состав Японской вулканической дуги и формируют последовательный ранне-позднемеловой латеральный ряд, в котором полностью отсутствуют проявления позднемелового вулканизма [73].

Основной целью анализа строения о. Хоккайдо было выяснение природы тектонического пояса Хидака, поскольку в современной структуре он является коллизионным образованием, расположенным между современной Курильской островодужной системой и комплексом структур, составляющих ансамбль северной части Японской окраинно-континентальной вулканической дуги. В структурном отношении в целом пояс Хидака представляется как мощная правосдвиговая зона вдоль серии региональных разломов, обусловивших многократное сдвигание разрезов еще до их смятия. Считается, что серия этих сдвигов продолжается на Сахалине [49]. Осадочные толщи в поясе Хидака (группы Наканогава) настолько сильно деформированы при сдвиговых перемещениях, что в самых последних исследованиях была признана невозможность установления какой-либо стратиграфической последовательности [55]. Представляется, что современные дан-

ные по строению пояса Хидака подтверждают выводы Жюлье [49], согласно которым пояс Хидака в позднем мелу и первой половине палеогена представлял собой протяженную меридионально ориентированную правосдвиговую зону, претерпевшую смятие в раннем миоцене при раскрытии Японского и Курильского окраинных бассейнов.

### Трансформные системы и природа пояса Хидака

Основной причиной возникновения трансформных систем признается изменение направления перемещения океанических плит [52]. Наиболее характерными примерами трансформных систем в океане служат трансформные микроблоки в восточных частях разломов Мендосино и Молокаи [52]. В работах по Тихому океану, в частности, по разломам Бланко, Сикейрос и Ороско, показано, что при развитии трансформных систем могут возникать условия для генерации базальтов MORB-типа [42]. Трансформные системы могут возникать и в краевых частях континентов, наиболее показательной является Калифорнийская система.

Геологические данные по строению тектонического пояса Хидака приводят нас к выводу о том, что в течение поздне мелового и раннепалеогенового времени этот пояс мог представлять собой часть трансформной системы типа дуга-дуга. Заложение трансформной системы Хидака относится к началу позднего мела, когда север-северо-восточное перемещение плиты Изнаги происходило параллельно окраине Азиатского континента. Трансформный разлом, смещавший спрединговый хребет Изнаги-Пацифик, ограничил нормальное развитие ранне-подмеловой субдукционной системы северной Японии (аккреционная зона Индонаппу, преддуговой бассейн Сорачи-Йесо, дуга Ребун-Кобато), чем и объясняется полное отсутствие признаков поздне мелового надсубдукционного вулканизма. Дальнейшим толчком к формированию трансформной системы было изменение направления движения плиты Изнаги на меридиональное (~90 млн лет тому назад), а затем (85–80 млн лет тому назад) на северо-западное, которое сохранялось и в палеогене после поглощения в зоне субдукции спредингового хребта 60–50 млн лет тому назад [62]. Можно предположить, что базальты MORB-типа в супергруппе Хидака, имеющие такой же возраст, как осадочные толщи группы Наканогава (60–48.8 млн лет), были связаны с поглощением спредингового хребта вдоль Хидака-Сахалинской трансформной системы [62, 66]. Возможно, что непосредственным продолжением трансформной системы Хидака является серия кайнозойских продольных сдвигов Сахалина, nasledующих более древние структуры, так же как и разлом вдоль Западного Сахалина, уходящий в

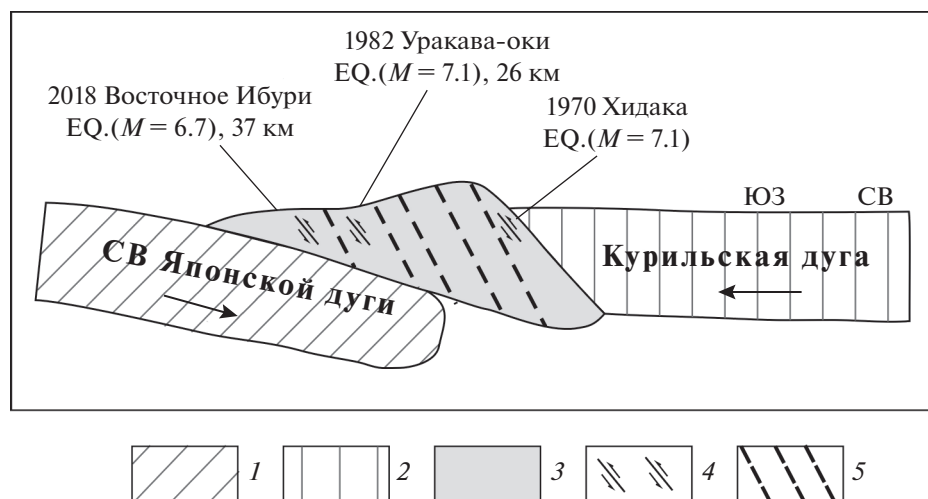
мантию глубже 70 км и прослеженный в океане южнее Хоккайдо [58]. Финальным аккордом превращения трансформной системы Хидака в современную сложно построенную надвиговую структуру явилась торцовая коллизия западной части Немуро-Малокурильской дуги с восточной частью Японской дуги, произошедшая во время практически одновременного раскрытия Японского и Курильского окраинных бассейнов. Принципиальный результат столкновения Японской и Курильской вулканических дуг наиболее отчетливо показан на схеме, отражающей результаты сейсмических исследований после крупного землетрясения в зоне Хидака в 2018 г. [45] (рис. 3).

## ГЕОДИНАМИКА АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ–ПАЛЕОГЕНЕ

### Геодинамическая модель эволюции Немуро-Малокурильской дуги

Модель геодинамической эволюции Восточно-Камчатской–Олюторской системы опубликована более 10 лет тому назад [34]. Немуро-Малокурильская поздне меловая островная дуга составляла единую систему с Восточно-Камчатско–Олюторской (Ачайваям–Валагинской) дугой. Как Ачайваям–Валагинская, так и Немуро-Малокурильская дуги испытали раскол в результате субдукции спредингового хребта Изнаги–Пацифик, однако последствия раскола Немуро–Малокурильской дуги [7] оказались иными, нежели для Ачайваям–Валагинской дуги [7, 34]. События раскола и последующего геодинамического развития Немуро–Малокурильской дуги удалось расшифровать, используя фактические данные и выводы из работы Б.Г. Голионко [7] и результаты анализа современного строения юго-восточного склона подводного хребта Витязь [22]. На острове Шикотан восстановление структуры дуги после ее раскола фиксируется мощной продольной надвиговой зоной, по которой структурно-формационные комплексы юго-восточной части острова надвинуты на комплексы северной его части. С этим периодом деформаций связано формирование мощных хаотических комплексов [7], предвзвешенные излияниями шошонитовых лав, проявленных как в центральных частях всех островов Малокурильской гряды, так и в поясе Немуро на о. Хоккайдо [6, 7, 46]. Анализ современной морфоструктуры центральной части подводного хребта Витязь [22] показал, что здесь в желоб погружается океаническое поднятие, возвышающееся более чем на 2000 м над дном океана (рис. 4). Процесс погружения этого поднятия в зону субдукции приводит к частичному разрушению тихоокеанского склона хребта Витязь и сильным землетрясениям [22]. На основании этих данных нами разработана модель геодинамики Немуро–Малокурильской дуги, вплоть до ее аккреции к Охотоморскому континентальному бло-





**Рис. 3.** Схема преобразования трансформного блока Хидака в коллизионную зону дуга-дуга (по данным [46], с изменениями).

1 – северо-восток Японской дуги; 2 – Курильская дуга; 3 – трансформный блок Хидака, преобразованный в коллизионную зону; 4 – местоположение сильных землетрясений в коллизионной зоне Хидака; 5 – предполагаемые разломы Хидака-Сахалинской трансформной системы

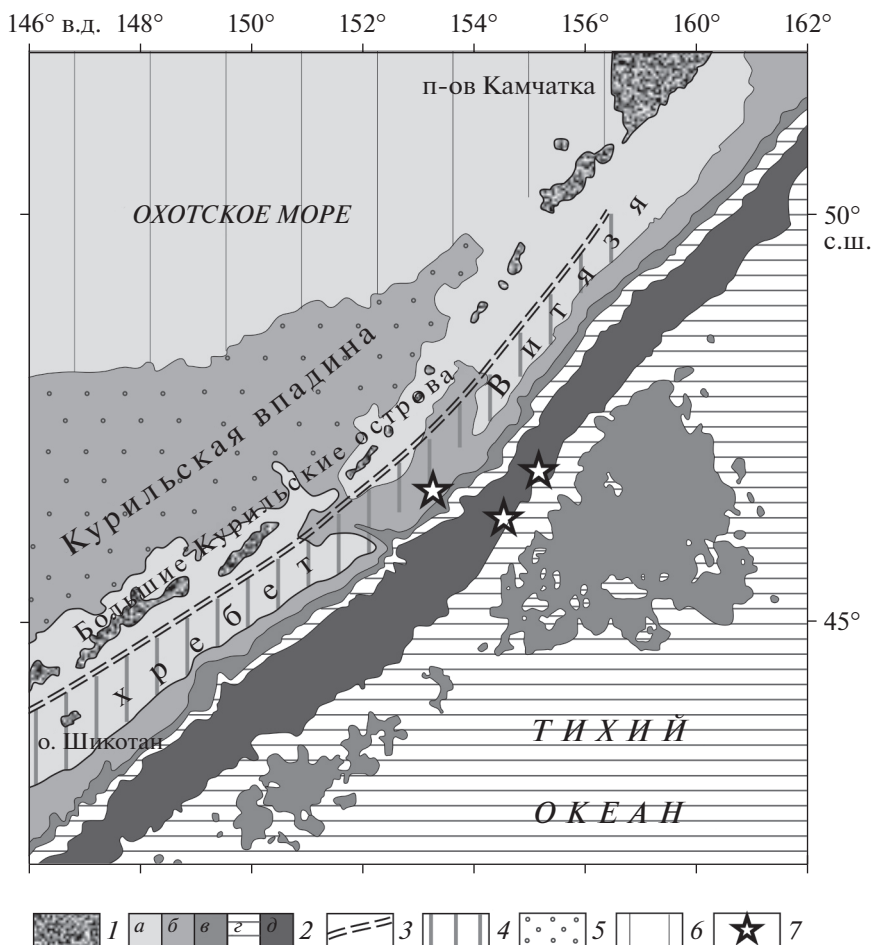
ку (рис. 5). В соответствии с нашей моделью при расколе, индикатором которого является формирование шикотанских офиолитов интрадугового генезиса [6], раскрылся лишь небольшой по размеру бассейн, разделивший ремнантную и фронтальную дуги. Зона субдукции фронтальной дуги была закинена океаническим поднятием, что привело к включению фронтальной дуги в состав Тихоокеанской плиты. В результате этого процесса под бывшую ремнантную дугу стала субдуцировать кора междугового бассейна, полное поглощение которой привело к столкновению разведенных частей дуги с формированием мощной надвиговой зоны и хаотических комплексов. Восстановленный Немуро-Малокурильский ансамбль вошел в состав Тихоокеанской плиты и по мере субдукции океанической коры приближался к Охотоморской континентальной окраине вплоть до столкновения с ней. Вероятно, перемещение в сторону Охотоморского блока началось несколько раньше тридцати одного миллиона лет тому назад, когда в зоне Больших Курил, являвшихся южной окраиной Охотоморского блока, отмечены первые надсубдукционные магматические проявления [40].

#### Геодинамическое развитие области Восточный Сихотэ-Алинь-Сахалин-Малокурильская дуга в позднем мелу-палеогене

Данная тема представляется камнем преткновения для палеотектонических построений, что отразилось в разработке палеогеодинамических реконструкций для указанного времени отдельно для каждого из регионов. Геодинамика Камчатско-Олюторского сегмента рассмотрена во мно-

гих публикациях [16, 26, 28, 30, 34, 35]. В нашей работе предпринята попытка рассмотреть вариант геодинамического развития области от Немуро-Малокурильской позднемеловой внутриокеанической дуги на юго-востоке к надсубдукционным образованиям позднемелового-палеоценового Сихотэ-Алиньского пояса и позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островной дуги на северо-западе.

Субмеридиально ориентированные позднемеловые субдукционные системы Восточного Сихотэ-Алиня и Восточного Сахалина практически ортогональны по отношению к субдукционным системам Охотско-Чукотского пояса, к Западно-Камчатской и Эссеевской островным дугам и, видимо, представляют самостоятельную геодинамическую субпровинцию. Если для пояса Восточного Сихотэ-Алиня доказана возможность субдукции океанической литосферы плиты Изанаги [15, 53, 64], то в случае Восточно-Сахалинской островной дуги, отгороженной в позднем мелу от Пацифики Немуро-Олюторской дугой, субдуцировала, скорее всего, кора раскрывавшегося задугового бассейна. Проанализируем латеральные ряды надсубдукционных структур для основных этапов развития между Охотоморским континентальным блоком, Поронайским микроконтинентальным блоком Сахалина и восточной окраиной Азиатского континента. Не затрагивая дискуссионные темы относительно времени завершения формирования дуги Ребун-Кобато и времени окончательного становления Немуро-Малокурильской зоны субдукции, рассмотрим развитие геодинамической обстановки активной окраины в наиболее показательные интервалы



**Рис. 4.** Коллизия океанического поднятия с подводным хребтом Витязь (по данным [21], с изменениями и дополнениями).

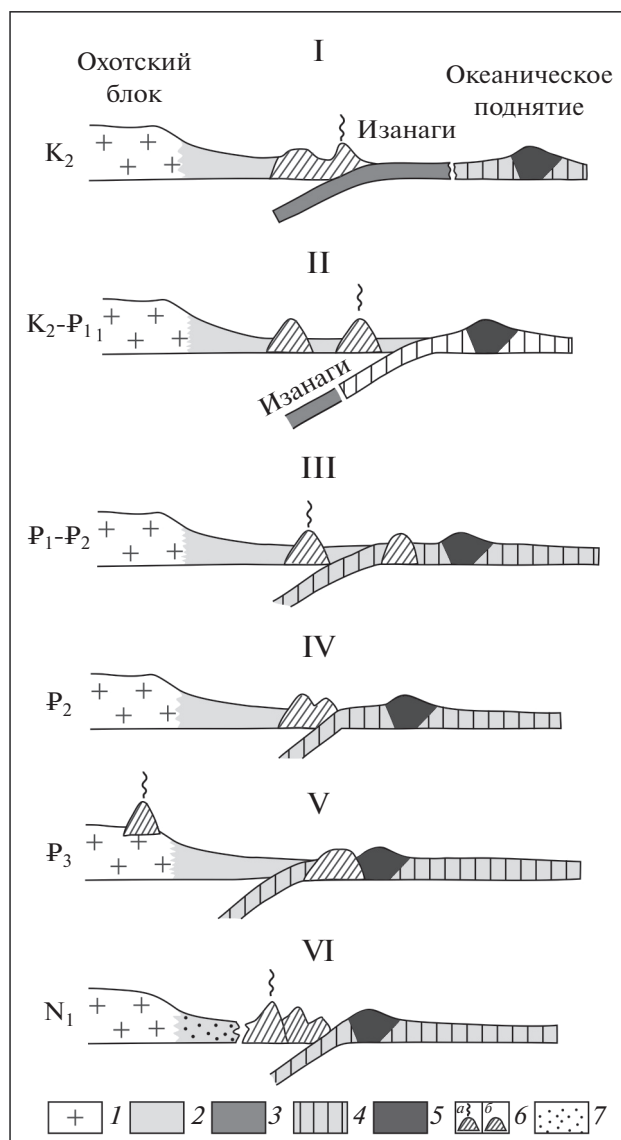
1 – плиоцен современные островодужные комплексы дуги Больших Курильских островов; 2 – глубины в пределах акватории Тихого океана: а – 0.1–2 км, б – 2–4 км, в – 4–5 км, (океаническое поднятие), г – 5–6 км, (ложе Тихого океана), д – больше 6 км (Курильский глубоководный желоб); 3 – ось междуговой впадины вдоль разлома, разделяющего дуги Больших и Малых Курильских островов; 4 – поздне меловая-палеогеновая островная дуга Малых Курильских островов – подводного хребта Витязь; 5 – Курильская новообразованная тыловодужная впадина; 6 – Охотоморский континентальный блок; 7 – эпицентры землетрясений  $M > 7$

времени – коньяк–раннекампанский и палеоценовый (рис. 6, а, б).

Начавшееся в предконьякское время развитие Восточно-Сахалинской островной дуги продолжалось синхронно с формированием Сихотэ-Алинского окраинно-континентального пояса. Эти две надсубдукционные структуры были разделены Хоккайдо–Сахалинской трансформной системой, к западу от которой под Сихотэ-Алинской окраиной поглощалась океаническая кора плиты Изанаги, а к востоку – кора тылового бассейна Немуро–Малокурильской внутриокеанической дуги.

Субдуцировавшая под Восточно-Сахалинскую поздне меловую–палеогеновую островную дугу [8, 24, 59] литосфера может быть представлена отгороженной Немуро–Малокурильской островной дугой частью океанической плиты Палеопа-

цифики, вероятно обрамлявшей Охотоморский блок не только с юга, но и с запада. Это предположение подтверждается фактом присутствия верхнеюрских и нижнемеловых пород океанической природы в хаотических комплексах Восточного Сахалина [23]. Однако имеющиеся данные не противоречат раскрытию в тылу Немуро-Малокурильской островной дуги окраинного бассейна, разделявшего Охотоморский континентальный блок и Поронайский микроконтинент. Для объяснения очень сложно построенной зоны Восточного Сахалина, с нашей точки зрения, гипотеза раскрытия окраинного бассейна более предпочтительна, с учетом длительного существования сдвиговой зоны центрального Хоккайдо и Сахалина, развитие которой и могло обусловить меридиональное раскрытие бассейна с океанической корой по типу пулл-апарт.

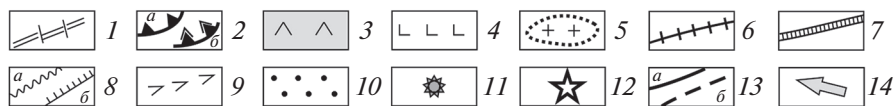
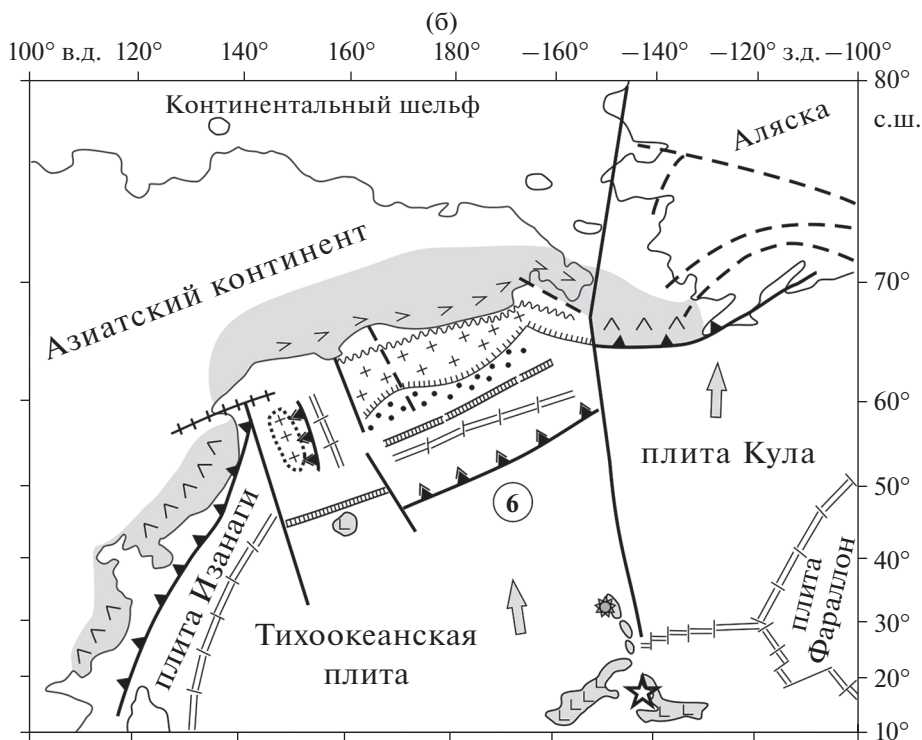


**Рис. 5.** Палеогеодинамическая эволюция Немуро-Малокурильской островной дуги. Обозначено (римские цифры): I – поздний мел, II – поздний мел–палеоцен, III – палеоцен–ранний эоцен, IV – эоцен, V – олигоцен, VI – миоцен.  
1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора Палеоокеана; 3 – плита Иванаги; 4 – Тихоокеанская плита; 5 – океаническое поднятие; 6 – островные дуги: а – активная, б – ремнантная; 7 – новообразованная кора Курильской впадины

Латеральный ряд палеоценовых надсубдукционных структур формировался на заключительном этапе развития активной окраины северо-восточной Евразии, датируемом первой половиной палеогена. В это время сохраняется активность надсубдукционных структур Сихотэ-Алинского вулканического пояса и Восточно-Сахалинской островной дуги. Под восточной окраиной континента в палеоцене, возможно, стала поглощаться не океаническая плита Иванаги, а Тихоокеанская плита. При этом субдукция спредингового хребта Иванаги–Тихоокеанская могла повлиять на возникновение специфических петролого-геохимических характеристик палеоценовых вулканитов восточного Сихотэ-Алия [33, 53]. После завершения надсубдукционного вулканизма Восточного Сихотэ-Алия в раннем эоцене, между окраиной континента (Приморье) и западными структурами Сахалина вдоль Хоккайдо-Западно-Сахалинского разлома начинается формирование базальных эоценовых отложений бассейна Татарского пролива [17]. Активность Восточно-Сахалинской островной дуги сохранялась вплоть до раннего эоцена, о чем свидетельствуют U/Pb датировки цирконов (50 млн лет) на западе Восточно-Сахалинских гор [80]. Вероятно, завершение субдукционных процессов было вызвано резким изменением геодинамической ситуации в связи с заклиниванием зоны субдукции Немуро-Малокурильской дуги океаническим поднятием и ее включением в состав Тихоокеанской плиты. Изменение общей геодинамической обстановки привело к значительной активизации сдвиговых перемещений, охвативших весь Сахалин и продолжающихся поныне [14].

Анализ фактического материала по позднемеловым и позднемеловым–палеогеновым надсубдукционным образованиям активной окраины северо-восточной Евразии позволил распространить общие результаты исследования геодинамики Камчатско-Олюторского сегмента [4, 5, 28, 34] на Охотоморскую область, включая Сахалин и Восточный Сихотэ-Алинь. Позднемеловая Немуро-Олюторская система состояла из Олюторско-Камчатского и Немуро-Малокурильского сегментов, разделенных трансформными разломами, и отделяла северо-восточную активную окраину Евразии от плиты Иванаги [41, 70]. Раз-

**Рис. 6.** Палеогеодинамические реконструкции региона исследования на (а) коньяк–ранний кампан, (б) поздний тапет–ранний ипр (океаническое пространство реконструировано по данным [63, 67, 77]). Показаны (цифры) островные дуги: 1 – Валагинская и Олюторская; 2 – Немуро-Малокурильская; 3 – Восточно-Сахалинская; 4 – Западно-Камчатская; 5 – Эссеевская; 6 – Кроноцко-Говенская.  
1 – спрединговые хребты; 2 – зоны субдукции: а – под окраины континента, б – под островные дуги; 3 – окраинно-континентальные вулканические пояса; 4 – океанические поднятия; 5 – континентальные блоки; 6 – Монголо-Охотская сутура; 7 – ремнантные островные дуги; 8 – окраины континентальных блоков: а – коллизионные, б – пассивные; 9 – завершившие развитие окраинно-континентальные вулканические пояса; 10 – флишевые комплексы шельфов и континентальных склонов; 11 – положение Гавайской горячей точки в реконструируемое время; 12 – современное положение Гавайской горячей точки; 13 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – направление перемещения океанических плит



работанная нами геодинамическая модель для Олюторско–Камчатского сегмента активной окраины исходит из факта синхронности раскрытия Пенжинско–Анадырского малого океанического бассейна пулл-апартной природы и заложения Ачайваям–Валагинской внутриокенической дуги [34]. Завершение развития этой области активной окраины в конце кампана привело к закрытию Пенжинско–Анадырского бассейна, чему способствовал спрединг в тыловом бассейне Ачайваям–Валагинской дуги, с последующей разновременной аккрецией ремнантной и фронтальной частей расколотой Ачайваям–Валагинской внутриокенической дуги.

Немуро–Малокурильская субдукционная система на своем юго-западном фланге должна была сопрягаться с Японской окраинно-континентальной системой. Геологические данные по Центральному Хоккайдо позволяют считать, что подобное сопряжение было торцовым и происходило по трансформной системе Хидака, продолжающейся на Сахалине. В тылу Немуру–Малокурильской субдукционной системы располагались континентальные блоки – Охотоморский и Поронайский, разделенные, вероятно, как реликтами океанической коры Палеоокеаники, так и новообразованной окраинноморской корой тылового бассейна. Формированию последнего способствовали перемещения по сдвигам, создававшие условия для раскрытия субмеридионально ориентированного бассейна типа пулл-апарт. Субдукция коры окраинного моря вблизи восточной окраины Поронайского микроконтинента привела к образованию Восточно–Сахалинской островной дуги. Трансформная система Хидака разделила северо-восточную область активной окраины Евразии на две геодинамические субпровинции. На востоке Немуру–Малокурильская зона субдукции блокировала перемещение океанических плит Пацифики, создавая условия для тылового развития. Западнее трансформной границы располагалась область свободного перемещения океанической плиты, где в течение 100 млн лет не прекращалось поглощение океанической коры под континентальной окраиной с формированием Японского субдукционного орогена [47], а в позднем мелу и палеоцене привело к формированию Восточно–Сихотэ–Алинского окраинно-континентального вулканического пояса.

## ВЫВОДЫ

1. Внутриокеаническая Немуру–Олюторская надсубдукционная система, отделявшая в позднем мелу и палеоцене океанические плиты Пацифики от активной континентальной окраины северо-восточной Азии, была разделена на Камчатско–Олюторский и Немуру–Малокурильский сегменты. Позднемеловая–палеогеновая геоди-

намика активной окраины Немуру–Малокурильского сегмента (Курильских островов, Хоккайдо, Сахалина и Восточного Сихотэ–Алиня) имеет некоторые региональные отличия от Камчатско–Олюторского сегмента, хотя в целом сохраняется единая структурная направленность развития активной окраины.

2. В Камчатско–Олюторском сегменте в результате расширения тылового бассейна произошло закрытие Пенжинско–Анадырского малого океанического бассейна [17], тогда как в Немуру–Малокурильском сегменте раскрытие тылового бассейна привело к образованию ортогональной по отношению к островной дуге надсубдукционной системы Восточного Сахалина, что контролировалось субмеридиональной Хидака–Сахалинской трансформной системой.

3. Согласно разработанной оригинальной модели геодинамической эволюции позднемеловой Немуру–Малокурильской дуги, ее формирование было прервано заклиниванием зоны субдукции океаническим вулканическим поднятием.

4. Обосновано существование трансформной системы Хидака, отделявшей в позднем мелу и палеоцене зону субдукции Немуру–Малокурильской внутриокеанической дуги от зоны субдукции под азиатскую континентальную окраину. Перемещение прекратившей свою активность внутриокеанической дуги вдоль трансформной системы Хидака обусловило ее коллизию с окраинно-континентальной дугой.

**Благодарности.** Авторы выражают искреннюю признательность Б.Г. Голионко (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за предоставление оригинальных материалов по геологии Малых Курил; большая благодарность Л.Ф. Сергачевой (ГИН РАН, г. Москва, Россия), обеспечившей техническое исполнение рисунков. Авторы благодарны рецензенту чл.-корр. РАН, проф., д. г.-м. н. С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва) и анонимному рецензенту за комментарии, которые позволили улучшить статью.

**Финансирование.** Базовое финансирование сотрудников осуществлялось за счет субсидии по теме № 0135-2019-0078. Поддержка РФФИ по проекту № 19-05-00361.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско–Чукотского вулканического пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–190.
2. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. – Под ред. Ю.М. Пушаровского – М.: Наука, 1993. 272 с.
3. Вишневская В.С., Басов И.А., Курилов Д.В. Первое совместное местонахождение коньяк-сантонских радиолярий и планктонных фораминифер на Западной Камчатке // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 77–81.



4. *Геология западной части Беринговоморья*. — Под ред. С.М. Тильмана — М.: Наука, 1990. 158 с.
5. *Геология юга Корякского нагорья* / Под ред. Н.А. Богданова. М.: Наука, 1987. 168 с
6. *Говоров Г.И.* Геодинамика Малокурильской островодужной системы по геохронологическим и петрохимическим данным // ДАН. 2000. Т. 372. № 4. С. 521–524.
7. *Голионко Б.Г.* Строение и геологическое развитие южной части Курильской островной дуги в позднем мелу—миоцене, в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты. — Автореф. дис. ... к. г. м.-н. — (ИОАН РАН, г. Москва, 1992), 27 с.
8. *Гранник В.М.* Формации и тектоническая природа магматических пород Малой Курильской гряды // ДАН. 1998. Т. 359. № 1. С. 70–73.
9. *Гранник В.М.* Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. — Автореф. дис. ... д. г.-м. н. — (ДГИ, г. Владивосток, 2006), 35 с.
10. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника плит территории СССР. — Под ред. Л.П. Зоненшайна — М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
11. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. — Под ред. Н.А. Богданова — М.: Научный мир, 2003. 255 с.
12. *Коваленко Д.В., Ставрова О.О.* Пространственное распределение и геодинамические типы источников позднемеловых—раннепалеоценовых магматических комплексов Камчатки (палеомагнитные и изотопно-геохимические данные) // ДАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 221–224.
13. *Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В.* Тектоническая позиция и очаговые параметры Ха-Илинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия?. — В кн.: *Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология*. — Гос. прогр. “Исследование изменений природной среды и климата”. — М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103–122.
14. *Ломтев В.Л., Жердева О.А.* К сейсмотектонике Сахалина: новые подходы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 3. С. 56–68.
15. *Мартынов А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Касаткин С.А.* Латеральная зональность Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса в позднем мелу // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 84–101.
16. *Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
17. *Нечаюк А.Е.* Геологическое строение и динамика формирования осадочных бассейнов Татарского пролива и Западного Сахалина. — Автореф. дис. ... к. г.-м. н. — ДГИ РАН г. Владивосток, 2017. 99 с.
18. *Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф.* Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 125–133.
19. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000. — Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина — М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
20. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
21. *Печерский Д.М., Шапиро М.Н.* Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательство абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 31–51.
22. *Прошкина З.Н.* Структура и сейсмичность зоны тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил по геофизическим данным. — Автореф. дис. ... к. г.-м. н. — ДГИ РАН, г. Владивосток, 2018. 132 с.
23. *Разницин Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубокоководные впадины на западе Тихого океана. / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 371).
24. *Рождественский В.С.* Микроплита Сахалин–Хоккайдо. — Объяснительная записка к Тектонической карте Охотского моря масштаба 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: ИЛРАН, 2000. С. 60–71.
25. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
26. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. — Под ред. Н.А. Богданова — М.: Наука, 2008. 318 с. (Тр. ГИН РАН. 2008. Вып. 577).
27. *Степашко А.А., Леснов Ф.П.* Состав, возраст и генезис перидотитов Сахалина // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 488–500.
28. *Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д.* Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // Геотектоника. 2004. № 1. С. 73–86.
29. *Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б.* Верхнемеловые отложения Западной Камчатки. В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Под ред. Ю.Б. Гладенкова, С.А. Паланджяна — М.: Научный Мир, 2005. С. 121–162.
30. *Сухов А.Н., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В., Рукавишников Д.Д.* Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайваям-Валагинской палеодуги в структуре хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. С. 20–34.
31. *Тихомиров П.Л., Правикова Н.В., Бычкова Я.В.* Чукотский сегмент Удско-Мургалянского и Охотско-Чукотского вулканических поясов: геодинамическая природа и вопросы возраста // Геология и геофизика. 2019. Т. 61. № 4. С. 468–488.
32. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. — М. Недра, 1988. 263 с.
33. *Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: Геохимические индикаторы смены геодинамических режимов. — Иркутск: ДВО РАН, 2012. 28 с.
34. *Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А.* Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое—раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37–62.



35. Чехович В.Д., Шеремет О.Г., Кононов М.В. Сдвиговая система в земной коре Берингова моря – реликт границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит // Геотектоника. 2014. № 4. С. 3–22.
36. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайвалям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
37. Abrajevitch A., Zyabrev S., Didenko A., Kodama K. Palaeomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophys. J. Int. 2012. Vol. 190. P. 1439–1454.
38. Bazhenov M.L., Burtman V.S. Upper Cretaceous paleomagnetic data from Shikotan Island, Kuril Arc: implications for plate kinematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 122. № 1–2. P. 19–28.
39. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geologic framework of the Bering Sea crust. – In: *Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins: Beaufort Sea to Baja California* – Ed. by D.W. Scholl, A. Grantz, J.D. Vedder, (Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX. 1987. Vol. 6). P. 73–102.
40. De Grave J., Zhimulev F.I., Glorie S., Kuznetsov G.V., Evans N., Vanhaecke F., Mc Innes B. Late Palaeogene emplacement and late Neogene Quaternary exhumation of the Kuril island-arc root (Kunashir Island) constrained by multi-method thermochronometry // Geoscience Frontiers. 2016. Vol. 7. P. 211–220.
41. Domeier I., Shephard G.E., Jakob J., Gaina C., Doubrovine V., Torsvik T.H. Intraoceanic subduction spanned the Pacific in the Late Cretaceous–Paleocene // Science Advances. 2017. Vol. 3. № 11. P. 23–38.
42. Embley R., Wilson D.S. Morphology of the Blanco Transform Fault Zone–NE Pacific: Implications for its tectonic evolution // Mar. Geophys. Res. 1992. Vol. 14. P. 25–45.
43. Gaina C., Roest W., Müller R. Late Cretaceous–Cenozoic deformation of northeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 197. № 3–4. P. 273–286.
44. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. Vol. 261. P. 250–261.
45. Hua Y., Zhao D., Xu Y., Xu L. Arc-arc collision caused the 2018 Eastern Iwate earthquake ( $M 6.7$ ) in Hokkaido, Japan // Sci. Rep. 2019. № 9(13914). P. 1–31.
46. Ikeda Y., Goto M. Late Cretaceous to early Paleogene fore-arc magmatism and subduction initiation in the Paleo-Kuril arc-trench system, eastern Hokkaido, Japan // J. Geodynam. 2018. Vol. 122. P. 41–53.
47. Isozaki Y., Aoki K., Nakama T., Yanai S. Corrigendum to “New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands” // Gondwana Research. 2010. Vol. 18. № 4. P. 709–737.
48. Jahn B., Valui G., Kruk N., V. Gonevchuk V., Usuki M., Wu T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin orogenic belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 111. P. 872–918.
49. Jolivet L., Houchon P. Crustal-scale strike-slip deformation in Hokkaido, Northern Japan // J. Struct. Geol. 1989. Vol. 11. № 5. P. 509–522.
50. Khanchuk A.I., Kemkin U.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. Vol. 120. P. 117–138.
51. Kurashimo E., Iwasaki T., Hirata N., Ito T., Kaneda Y. Crustal structure of the southwestern margin of the Kuril arc sited in the Eastern part of Hokkaido, Japan, inferred from seismic refraction/reflection experiments // Earth Planets Space. 2007. Vol. 59. P. 375–380.
52. Li S., Suo Y., Li X., Liu B., Xu L. Microplate tectonics: New insights from micro-blocks in the global oceans, continental margins and deep mantle // Earth-Sci. Rev. 2018. Vol. 185. P. 1029–1064.
53. Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Grebennikova A.V., Chazhin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 358–371.
54. Nara K., Ueda H., Acutsu Y. Cretaceous tectonic setting of the Okhotsk sea floor inferred from the age and composition of sedimentary crust in the Tokoro Belt, Hokkaido, Japan, – AGU Fall Meeting (Sci. Conf.) 9–13 Dec. 2019, San Francisco, California, USA.
55. Nanayama F., Yamasaki F., Iwano H., Danhara T., Hiraya T. Zircon U–Pb ages of sedimentary complexes in the Hidaka Belt: New age data of the northern and southern areas of the Paleogene Nakanogawa Group, Central Hokkaido, Northern Japan // J. Geol. Soc. Japan. 2020. Vol. 125. № 6. P. 421–438.
56. Naruse H. Cretaceous to Paleocene depositional history of North-Pacific subduction zone: Reconstruction from the Nemuro Group, Eastern Hokkaido, Northern Japan // Cretaceous Research. 2003. Vol. 24. № 1. P. 55–71.
57. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic Terrane Map. – (U.S. Department of Interior. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. No. 94 94-714. 1994). pp. 127.
58. Pavlenkova N.I., Kashubin S., Sakoulina T.S., Pavlenkova G.A. Geodynamic nature of the Okhotsk Sea lithosphere. An overview of seismic constraints // Tectonophysics. 2020. Vol. 777. P. 228–320.
59. Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Ancient subduction zone in Sakhalin Island // Tectonophysics. 2013. Vol. 600. P. 217–225.
60. Shibata K. Isotopic ages of alkali rocks from the Nemuro Group in Hokkaido, Japan: Late Cretaceous time-scale points // Chem. Geol. 1986. Vol. 59. P. 163–169.
61. Sdrolias M., Muller D. Controls on back-arc basin formation // Geochem. Geophys. Geosystem. 2006. Vol. 7. № 4. P. 1–40.
62. Seton M., Flament N., Whitteiker J., Muller D., Gurnis M., Bower D.J. Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60–50 years ago // Geophys. Res. Lett. 2015. Vol. 42. № 6. P. 1732–1740.
63. Takashima R., Kawabe F., Nishi H., Moriya K., Wani R., Ando H. Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin // Cretaceous Research. 2004. Vol. 25. P. 365–390.

64. Tang J., Xu W., Niu Y., Wang F., Ge W., Sorokin A.A., Chekryzhov I.Y. Geochronology and geochemistry of Late Cretaceous–Paleocene granitoids in the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Petrogenesis and implications for the oblique subduction of the paleo-Pacific plate // *Lithos*. 2016. Vol. 266–267. P. 292–2012.
65. Tarduno J.A., Bunge H.P., Sleep N., Hansen U. The bend Hawaiian–Emperor hotspot track: Inheriting-mantle wind // *Science*. 2009. Vol. 324. № 6. P. 50–53.
66. Thorkelson D.J. Subduction of diverging plate and the principles of slab window formation // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 255. P. 47–63.
67. Toyoshima T., Komatsu M., Shimura T. Tectonic evolution of lower crustal rock in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, North Japan // *Island Arc*. 1994. Vol. 3. P. 182–198.
68. Ueda H., Kawamura M., Niida K. Accretion and tectonic erosion processes revealed by the mode of occurrence and geochemistry of greenstones in the Cretaceous accretionary complexes of the Idonnappu Zone, southern central Hokkaido, Japan // *Island Arc*. 2000. Vol. 9. P. 237–257.
69. Usuki T., Kaiden H., Misawa K., Shirashi K. Sensitive high-resolution ion microprobe U–Pb ages of the Latest Oligocene–Early Miocene rift-related Hidaka high-temperature metamorphism in Hokkaido, Northern Japan // *Island Arc*. 2006. Vol. 15. № 5. P. 503–516.
70. Vaes B., Van Hisbergen D.J.J., Boshman L.M. Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian basin: Clues to causes of Cretaceous and Eocene plates reorganization // *Tectonics*. 2019. Vol. 38. P. 1367–1413.
71. Van der Voo R., van Hisbergen D.J.J., Domeier M., Spakman W., Torsvik T.H. Latest Jurassic–earliest Cretaceous closure of the Mongolo–Okhotsk Ocean: A paleomagnetic and seismological and tomographic analysis // *Am. Geol. Space Pap.* 2015. Vol. 513. P. 589–606.
72. Watanabe Y. Pull-apart vein system of the Toyoha deposit: The most productive Ag–Pb–Zn vein-type deposit in Japan // *Mining Geology*. 1990. Vol. 40. № 4. P. 269–278.
73. Wallis S.R., Yamaoka K., Mori H., Ishiwatari A., Miyazaki K., Ueda H. The basement geology of Japan from A to Z // *Island Arc*. 2020. Vol. 2. P. 3–31.
74. Weaver R., Roberts A., Flecker R., Macdonald D.I.M., Fot'yanova L.M. Geodynamic implication of paleomagnetic data from Tertiary sediments from Sakhalin (Russia) // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 108. № B2. P. 20–66.
75. Wright N.M., Seton M., Williams S.E., Muller R.D. The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin // *Earth Sci. Rev.* 2016. Vol. 154. P. 138–173.
76. Yamasaki T., Nanayama F. Three types greenstone from the Hidaka belt, Hokkaido, Japan: Insight into geodynamic setting of northeastern margin of the Eurasian plate in the Paleogene // *J. Mineral. Petrol. Sci. J-STAGE Adv. Publ.* 2020. Vol. 29. P. 1–15.
77. Zhang L., Wang T., Guo L., Yang Q., Zhang J., Tong Y. Timing and evolution of Jurassic–Cretaceous granitoid magmatism on the Mongol–Okhotsk belt and adjacent areas, NE Asia: Implication for transition from contractional crustal thickening and geodynamic setting // *J. Asian Earth Sci.* 2015. Vol. 97. Part B. P. 365–392.
78. Zhao P., Jahn B.M., Xu B. Elemental and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cretaceous to early Paleogene granites and volcanic rocks in the Sikhote–Alin orogenic belt (Russian Far East): Implications for the regional tectonic evolution // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 146. P. 383–401.
79. Zhao P., Li J., Alexandrov I., Ivin V., Jahn B. Involvement of old crust materials during formation of the Sakhalin island (Russian Far East) and its paleogeographic implication: Constraints from detrital zircon ages of modern river sand and Miocene sandstone // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 146. P. 412–430.
80. Zhao P., Li J., Alexandrov I., Jahn B., Ivin V. Timing of Okhotsk sea plate collision with Eurasia plate: Zircon U–Pb age constraints from Sakhalin island, Russia Far East // *J. Geophys. Res. Ser.: Solid Earth*. 2018. Vol. 123. P. 8279–8293.

## Geodynamics of the Active Margin of Northeastern Asia in the Late Cretaceous–Paleogene

V. D. Chekhovich<sup>a, \*</sup>, S. A. Palandzhyan<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute of Russian Academy of Sciences, bld. 7 Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

\*e-mail: vadimchekhovich@mail.ru

Late Cretaceous to Paleogene supra-subduction systems of the active margin of the Northeastern Asia are considered in order to determine key objects for the analysis of the geodynamic evolution of vast territory from Chukotka Peninsula (Russia) to the northeastern islands of Japan. The Nemuro–Olyutorsky supra-subduction system separating the Pacific oceanic lithosphere from the active margin of Northeastern Asia is shown to be continuous during the Late Cretaceous. The previously developed model of the geodynamic evolution of the Kamchatka–Olyutorsky segment was applied for the Nemuro–Lesser Kuril segment of the active margin. The latter is assumed to be terminated at an end joint along the Hidaka–Sakhalin transform system separating subduction areas of the Izanagi oceanic plate beneath Asia and another oceanic plate beneath the Nemuro–Lesser Kuril arc in the Late Cretaceous–Paleogene. The difference in the geodynamic evolution of the Kamchatka–Olyutorsky and Nemuro–Lesser Kuril segments of the active margin of northeastern Asia is shown.

**Keywords:** geodynamics, East Sikhote–Alin, Sakhalin isl., Nemuro–Malokuril'skaya island arc, Sea of Okhotsk continental block, Izanagi oceanic plate, Hidaka–Sakhalin transform system