

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ: ЭКСПАНСИВНЫЙ (ИДЗУ-БОНИН-МАРИАНСКИЙ), АККРЕЦИОННЫЙ (НЕМУРО-ОЛЮТОРСКИЙ) И СТАЦИОНАРНЫЙ (АЛЕУТСКИЙ) ТИПЫ

© 2023 г. В. Д. Чехович¹, *, А. Н. Сухов¹

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

*e-mail: vadimchekhovich@mail.ru

Поступила в редакцию 17.05.2023 г.

После доработки 30.05.2023 г.

Принята к публикации 23.06.2023 г.

Авторами предложена типизация внутриокеанических островодужных систем по геодинамике их развития в океаническом пространстве. Существующие в настоящее время и реконструируемые (представленные террейнами на окраинах континентов) внутриокеанические островодужные системы позднего мезозоя–кайнозоя подразделяются на экспансивный, аккреционный и стационарный типы. Системы экспансивного типа (Идзу–Бонин–Марианский и Малых Антильских островов), разрастаются как в сторону субдуцирующей океанической плиты, так и в сторону свободного океанического пространства, — их геодинамика определяется процессами в океанических плитах. Мантийные течения под нависающей литосферной плитой направлены на встречу субдуцирующей плите. Аккреционные системы, типа Олюторско–Восточно–Камчатской, Немуро–Мало–Курильской и Талкитна, завершили свое развитие в составе активных окраин континентов. Палеотектоническая реконструкция подобных систем показывает, что эти системы в процессе своего развития уменьшались до реликтовых террейнов, тектонически совмещенных с континентальными окраинами. Геодинамика внутриокеанических систем аккреционного типа также зависит от процессов в океанических плитах, однако приводит к обратному результату по сравнению с экспансивными системами. Это связано с противоположным, по сравнению с экспансивным типом, направлением мантийных течений под нависающей плитой, т.е. совпадающим по направлению с мантийным течением под поглощаемой плитой. Стационарная Алеутская островодужная система является межконтинентальной и ее развитие в пространстве, также как формирование внутренних структур (палеогеновая островная дуга хребта Бауэрс), зависело от различия в относительном перемещении Евразийской и Северо–Американской литосферных плит. Наиболее специфической особенностью этой системы является отсутствие признаков раскрытия тыловодужного бассейна, что неизменно характеризует экспансивные и аккреционные островодужные системы. Предполагается, что эта специфическая особенность системы может быть связана с мантийным течением под нависающей плитой, которое имеет поперечное направление по отношению к направлению субдуцирующей плиты. Алеутская система, от момента своего формирования, была и осталась автохтонной по отношению к Северо–Американскому и Евразийскому континентам.

Ключевые слова: геодинамика, внутриокеанические островодужные системы, субдуцирующая плита, активная окраина континента, мантийное течение, движение литосферных плит, мезозой–кайнозой

DOI: 10.31857/S0016853X23040045, **EDN:** ZZFNDU

ВВЕДЕНИЕ

Понятие “островодужная система”, введенное Каригом [68, 69], включает действующую вулканическую островную дугу, окраинные моря с различными внутренними структурами — остаточные дуги, междуговые бассейны, зоны, связанные с действием плюмов, тектонические сооружения на коре окраинного моря, а также окраины кон-

тинентов различной геодинамической природы. Теоретическим вопросам формирования и развития именно внутриокеанических островодужных систем посвящены работы [62, 79, 96].

Среди существующих в настоящее время и реконструируемых (представленных террейнами на окраинах континентов) внутриокеанических островодужных систем позднего мезозоя–кайнозоя по различному характеру геодинамического раз-

вития в пространстве отчетливо выделяются системы экспансивного, аккреционного и стационарного типов.

Системы экспансивного типа, ярким примером которой является Идзу-Бонин–Марианская, разрастаются либо в сторону субдуцирующей океанической плиты, либо в сторону свободного океанического пространства, с образованием задуговых бассейнов, остаточных и действующих островных дуг [62, 64, 74, 79]. Этот процесс продолжается и в настоящее время, в ходе раскрытия междуговых бассейнов — Огасавара в тылу действующей Идзу-Бонинской дуги и Западно-Марианского в тылу Марианской дуги.

Аккреционные системы, завершившие свое развитие, включены в состав активных окраин континентов. Их геологическое прошлое может быть реконструировано только при геологических, петролого-геохимических, изотопных и палеомагнитных исследованиях, подобно Олюторско-Восточно-Камчатской, Немуро-Мало-Курильской и Кроноцкой системам [14, 15, 25, 26].

К стационарным типам может быть отнесена Алеутская островодужная система, которая является межконтинентальной и ее развитие в пространстве, также как формирование внутренних структур (хребет Бауэрс) зависело от относительного перемещения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Наиболее специфической чертой этой системы является отсутствие признаков раскрытия тыловодужного бассейна, что неизменно характеризует экспансивные и аккреционные островодужные системы [40].

Настоящая работа имеет своей целью, после общей характеристики типов исследуемых островодужных систем, предпринять попытку систематизации их специфических особенностей геодинамики и общих черт эволюции.

ЭКСПАНСИВНЫЙ ТИП

Экспансивный тип островодужных систем представлен Идзу-Бонин–Марианской системой в центральной и северо-западной частях Тихоокеанской окраины и Мало-Антильской системой в центре западной части Атлантической окраины.

Идзу-Бонин–Марианская островодужная система

Идзу-Бонин–Марианская островодужная система входит в состав Филиппинской литосферной плиты [103, 111] (рис. 1). Эта система является наиболее изученной с применением самых различных методов исследований [74, 96, 103, 104]. Филиппинская плита отделена от Тихого океана Идзу-Бонинским и Марианским глубоководными желобами, а от вулканических дуг окраины юго-восточной Азии (Сикоку, Рюкю и Филип-

пинской) глубоководными желобами — Нанкайским и Рюкю на севере и Минданао (или Филиппинским) на юге.

Между конечными районами распространения желобов Рюкю и Филиппинским располагается область (~300 км по простиранию) сложного сочленения Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы с современной вулканической дугой Лусон. Раннемеловой возраст коры получен для бассейна Хуатунг (131–119 млн лет) [47]. Подводный хребет Гауга, отделяет этот бассейн от Западно-Филиппинской котловины Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы (рис. 1).

На севере котловины выделяется область Амами-Оки–Дайто сложного строения с до эоценовыми террейнами типа океанических островов (OIB) [63, 64]. Наиболее древний возраст коры на севере Западно-Филиппинской котловины определен 55 млн лет [64]. Эта кора рассматривается как реликт нависающей плиты при начале формирования Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы.

Зона разлома в центральной части Западно-Филиппинской котловины интерпретируется как след спредингового хребта бассейна, формировавшегося в период 54–33 млн лет [74]. Однако как состав вулканитов, так и скоростные характеристики земной коры к северу и югу от этого спредингового хребта существенно различны и до сих пор мало объяснимы [104].

Хребет Кюсю-Палау, ограничивающий Западно-Филиппинскую котловину с востока, рассматривается как остаточная островная дуга позднеэоцен–раннеолигоценового возраста, на что указывает возраст базальтов, пройденных скважиной 448 глубоководного бурения [95]. Существует мнение, что 25 млн лет назад произошел раскол этой дуги, в результате чего между остаточной дугой, за дугой Западно-Марианского хребта начал формироваться междуговой бассейн Паресе-Вела [95], что полностью соответствует принципиальной модели Д.Карига [68, 69].

Современный анализ всех имеющихся данных позволяет считать, что хребет Кюсю-Палау включает в себя также реликты первоначальной палео-Идзу-Бонин–Марианской системы [104].

Между завершившей свое активное развитие в миоцене дугой Западно-Марианского хребта и современной Идзу-Бонин–Марианской вулканической островной дугой располагаются плиоцен-современные междуговые структуры Марианского бассейна с океаническим типом коры и трога Нисиносима [99].

Геодинамические следствия. Приведенное описание показывает, что заложение и эволюция Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы обязано только постоянной субдукции океанической плиты. Инициация зоны субдукции, связана

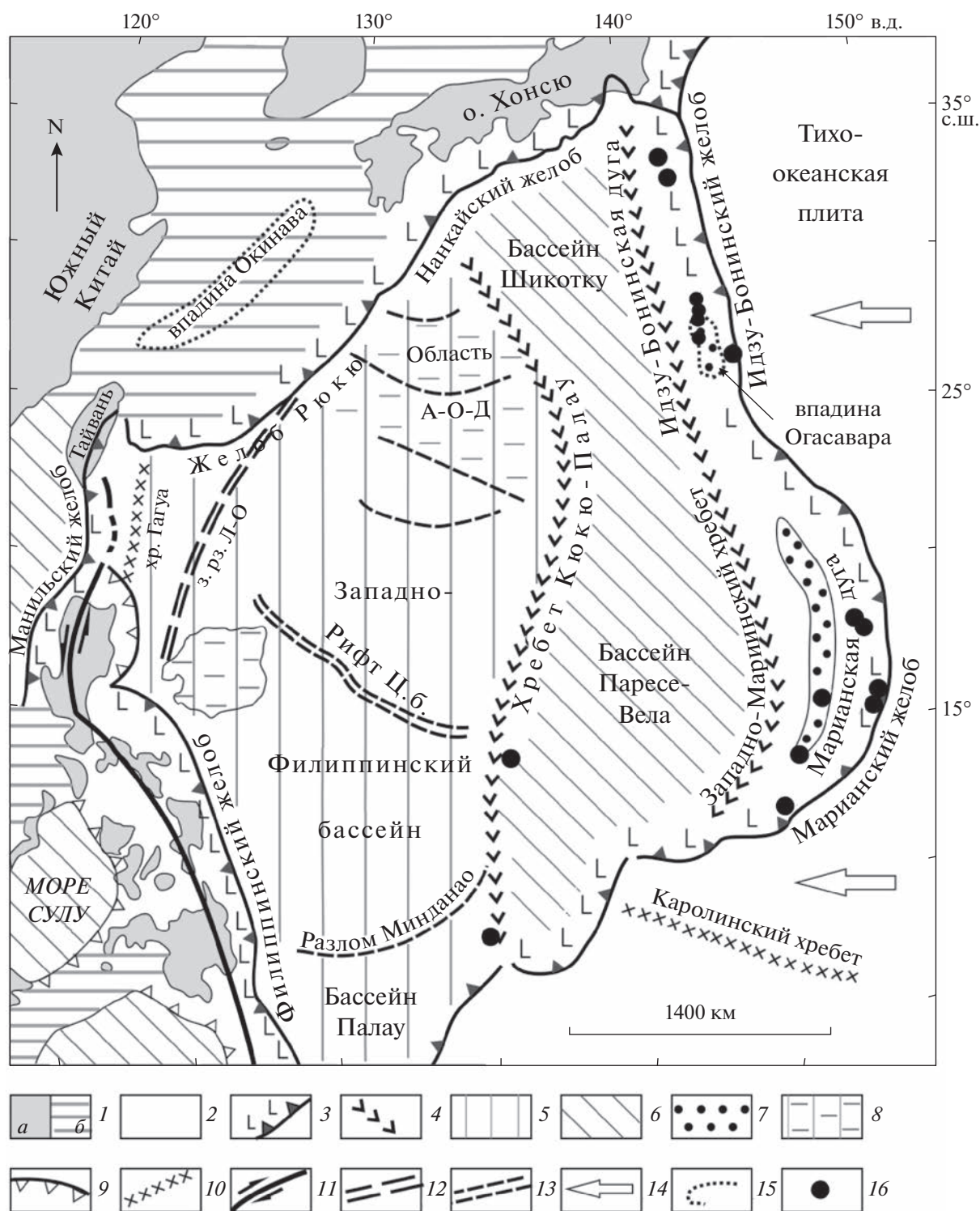


Рис. 1. Обзорная тектоническая схема Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы.

1 – континентальная кора: а – суша, б – шельф; 2 – океаническая кора Тихоокеанской плиты; 3 – современные зоны субдукции и коррелятивно связанные с ними островные дуги; 4 – остаточные островные дуги; 5 – эоценовый окраинный бассейн (Западно-Филиппинский); 6 – олигоцен–миоценовые междуговые (Шикотку, Паресе-Вела) и окраинные (море Сулу) бассейны; 7 – плиоцен–четвертичные междуговые бассейны (Западно-Марианский и Огасавара); 8 – области окраинного бассейна с участками распространения океанических базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками; 9 – остаточные зоны субдукции; 10 – подводные хребты; 11 – сдвиги; 12 – региональный разлом в пределах окраинного бассейна; 13 – рифт Центральной долины Западно-Филиппинского бассейна; 14 – направление перемещения Тихоокеанской плиты; 15 – контуры формирующихся впадин (Окинава, Огасавара); 16 – места обнаружения бонинитов

с глобальной геодинамической перестройкой Пацифики 60–50 млн лет назад [49]. Принципиальной отличительной чертой эволюции Идзу-Бонин–Марианской системы является последовательное приращение областей окраинных бассейнов и островных дуг при отступании глубоководного желоба (зоны субдукции) в сторону Пацифики [96, 104].

Важными элементами строения Филиппинского сегмента, присущими внутриокеаническим дугам в начальной фазе их развития, являются бонинитовые комплексы, залегающие в основании преддуговых разрезов Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы и прослеживаемые вдоль глубоководных желобов, по данным глубоководного бурения на 3000 км [62, 74]. Этот факт также отличает строение Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы от Восточно-Камчатской и Олюторской, Немуро–Мало-Курильской и Алеутской в пределах которых бониниты не были обнаружены, несмотря на проведенные исследования [40].

В соответствии с палеомагнитными данными [108] начальное формирование Филиппинской литосферной плиты происходило южнее экватора с последующим значительным ~3000 км перемещением и вращением таких крупных структур, как Западно-Филиппинский бассейн. Современные реконструкции предполагают, что инициация зоны субдукции Идзу-Бонин–Марианской системы и, собственно, возникновение литосферной плиты Филиппинского моря, произошло в юго-восточной части длительно существовавшего трансформного разлома Кингдао, ограничивавшего океанические плиты Изанаги и Тихоокеанскую.

В пределах современного складчатого сооружения Филиппинского архипелага, ограничивающего с запада Идзу-Бонин–Марианскую островодужную систему, начиная с поздней юры, совмещены офиолитовые комплексы разного возраста (поздняя юра, ранний и поздний мел, ранний кайнозой) и различной геодинамической природы (океанические и надсубдукционные) [48]. Эта ситуация расшифровывается как последовательная аккреция задуговых бассейнов и островных дуг, наращивавших континентальную окраину до приближения Филиппинской литосферной плиты (рис. 2).

Таким образом, Филиппинская литосферная плита вплоть до миоцена не была связана со своим современным западным обрамлением, развитие которого в меловое и палеогеновое время происходило совершенно независимо [50, 108, 110]. Приведенные данные и построения приводят к выводу о том, что Идзу-Бонин–Марианская островодужная система является аллохтонной по от-

ношению к азиатской окраине, в отличие от Японской, Курильской и Алеутской.

Инициация субдукции привела к последующему непрерывному расширению островодужной системы [50]. Один из вариантов такой экспансии в сторону Тихого океана предложен в работе [95, 96] и может приниматься для времени, которое предшествовало началу субдукции западной части Филиппинской плиты под окраину Азиатского континента. Однако для этого же времени не может быть исключена и возможность расширения плиты в противоположном направлении — в сторону океанического пространства, обрамлявшего восточную окраину Азии.

Индо-Евразийская коллизия, произошедшая 50–45 млн лет назад обусловила появление мощных мантийных потоков широтного и северо-восточного направления, что подтверждается как математическими расчетами напряжений, так и появлением изверженных пород с особыми индо-тихоокеанскими геохимическими характеристиками [62, 87]. По данным мантийной анизотропии в мантии под областью Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы, рассчитанные для глубин 50 и 200 км, мантийные течения ориентированы с запада на восток [67].

Островодужная система Малых Антильских островов

Островодужная система Малых Антильских островов является восточной частью Карибской литосферной плиты, под которую субдуцирует океаническая литосфера Атлантики вдоль глубоководного желоба Пуэрто Рико [33, 35, 54, 82] (рис. 3).

В систему Малых Антильских островов входят Венесуэльская океаническая котловина, подводный хребет Авес, междуговой бассейн Гренада, гряда известняковых и вулканических островов Малых Антильских островов и сложно построенная аккреционная призма вплоть до границы с глубоководным желобом (рис. 4).

Венесуэльская котловина. Данная котловина расположена в восточной части Карибского бассейна и ограничена [47, 54]:

- на западе — поднятием Беата;
- на востоке — подводным хребтом Авес;
- на севере — островными склонами Больших Антильских островов, которые в восточной части осложнены желобом Муэртос;
- на юге — островной грядой Подветренных Малых Антильских островов с Венесуэльским желобом, расположенным к северу от подводного хребта Кюрасао.

Интерпретация симметричных магнитных аномалий показывает возраст коры Венесуэльской

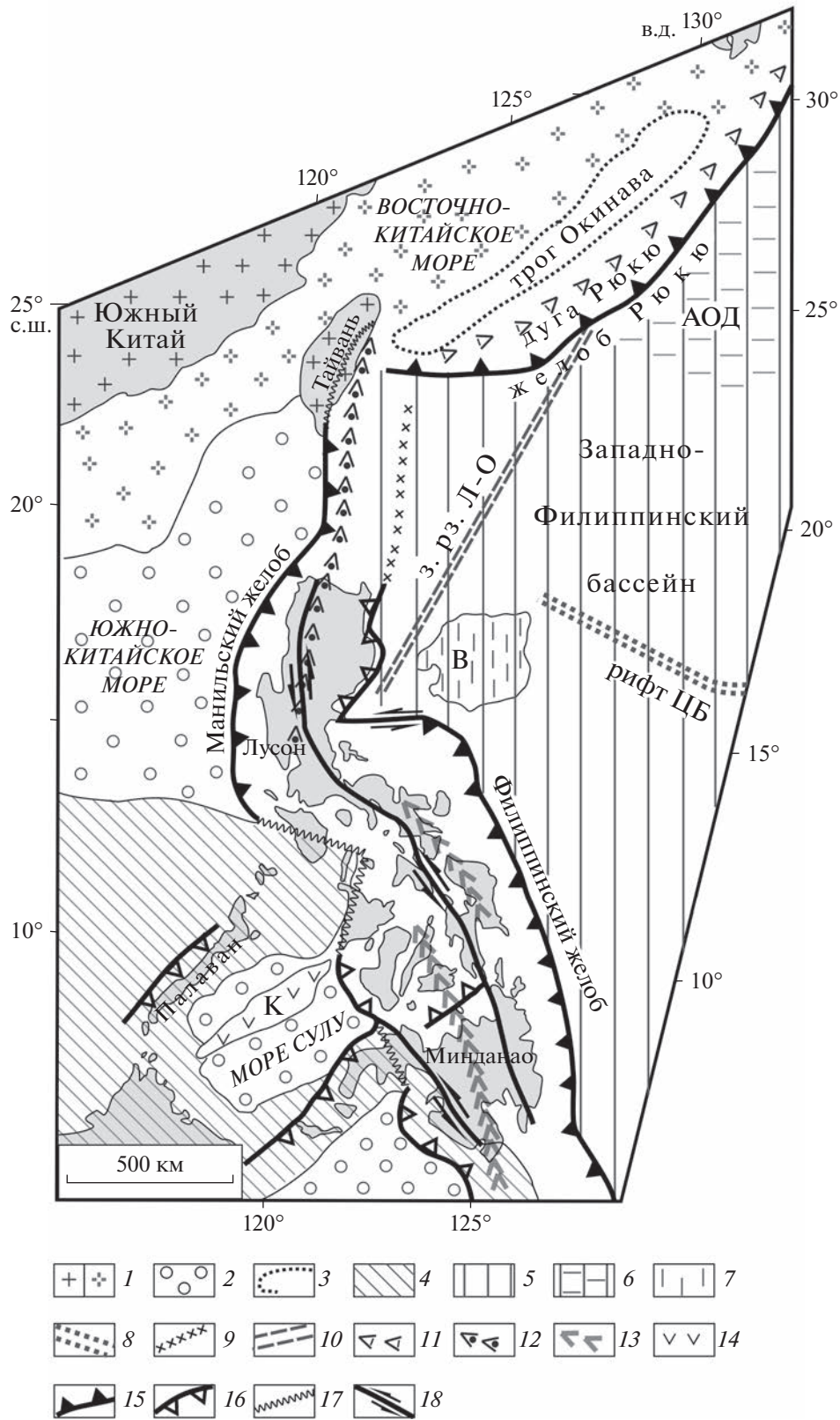


Рис. 2. Тектоническая схема западного обрамления Филиппинской литосферной плиты (с использованием данных [104, 111]).

Евразийская литосферная плита (1–4): 1 – Евразийский континент: а – суша, б – шельф; 2 – задуговой бассейн Южно-Китайского моря с океанической корой; 3 – трог Окинава с утоненной континентальной корой; 4 – микроконтинентальный блок Палаван; Филиппинская литосферная плита (5–10): 5 – Западно-Филиппинский бассейн; 6 – композитная область Амами–Оки–Дайто (А–О–Д); 7 – океаническое вулканическое поднятие Бенхам (Б); 8 – рифт Центрального бассейна (ЦБ); 9 – подводный хребет Гагуа; 10 – зона разломов Лусон – Окинава (з. рз. Л–О); Островные дуги (11–14): 11 – дуга Рюкю; 12 – дуга Лусон; 13 – Филиппинская дуга; 14 – ремнантная дуга (подводный хребет Кайаган в море Сулу); 15 – активные зоны субдукции; 16 – остаточные поверхностные структуры зон субдукции; 17 – коллизионные границы; 18 – сдвиги

котловины 92–108 млн лет, определяемой как восточная часть Карибской крупной магматической провинции [54, 57, 82].

В восточной части Венесуэльской котловины фиксируется северо-восточная ориентировка магнитных аномалий перед поднятием хребта Авес, что заметно отличается от субмеридиональных аномалий запада Венесуэльской котловины [54, 56].

Было выявлено, что мощность консолидированной земной коры восточнее хребта Авес в области северо-восточных магнитных аномалий, почти вдвое меньше мощности подобной коры Карибского вулканического плато в пределах Венесуэльской котловины [90] (рис. 5).

Эти данные позволяют рассматривать эту часть Венесуэльской котловины как тыловую структуру островной дуги хребта Авес.

Ограничение южного борта впадины проходит вдоль северного подножия подводного хребта Кюрасао, сложенного мощной (до 14 км) толщей дислоцированных осадочных пород. Кора котловины погружается под окраину континента с образованием аккреционной призмы хребта Кюрасао. На севере Венесуэльской котловины желоб Муэртос отделяет ее от складчатых структур дуги Больших Антильских остров. Внешний склон желоба характеризуется падающими под островную террасу разрывами.

Это позволяет рассматривать северную границу Венесуэльской котловины как конвергентную. Расчеты по мгновенной кинематике вращения Северной Америки по отношению к Южной дают скорость схождения 0.2 см/год, что подтверждает приведенные соображения [90] (рис. 6).

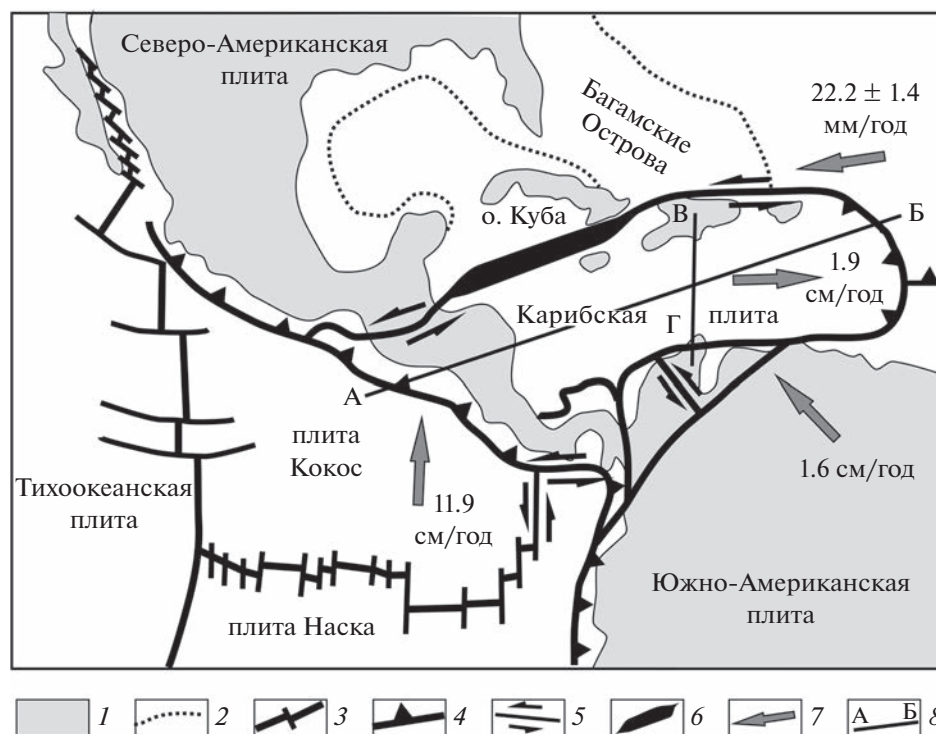


Рис. 3. Принципиальные структуры Мексико-Карибского региона.

1 – суша; 2 – акватории (точки – граница шельфа); 3 – спрединговые хребты; 4 – зона субдукции; 5 – сдвиги; 6 – глубоководная впадина Бартлетт; 7 – направление перемещения океанических и континентальных плит; 8 – линии профилей А–Б и В–Г (см. рис. 5 и рис. 6)

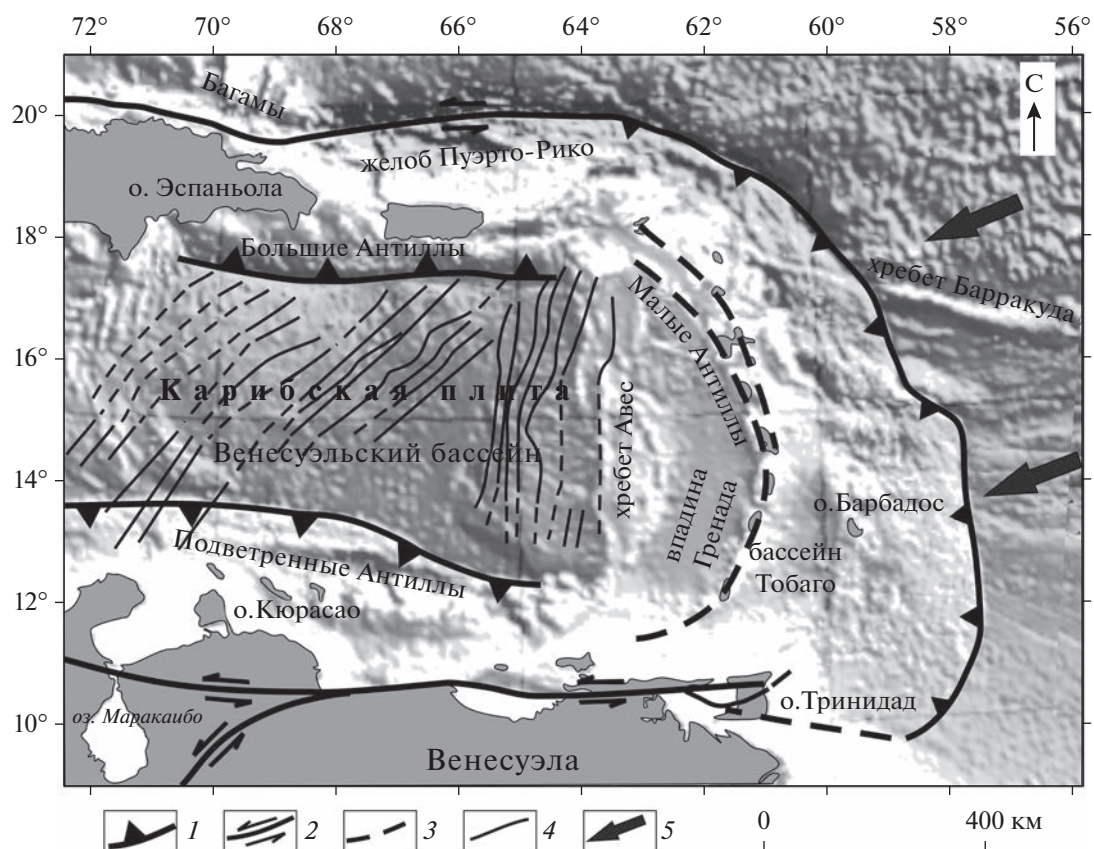


Рис. 4. Схема строения островодужной системы Малых Антильских островов (по данным [37, 54]).

1 – зоны субдукции и поддвига; 2 – сдвиги; 3 – островная дуга Малых Антильских островов, раздвоенная в северной части: восточная – Известняковые Антиллы, западная – Вулканические Антиллы; 4 – полосовые магнитные аномалии в Венесуэльском бассейне и в тыловом прогибе мел-палеоценовой дуги Авес; 5 – направление перемещения океанической коры Атлантики

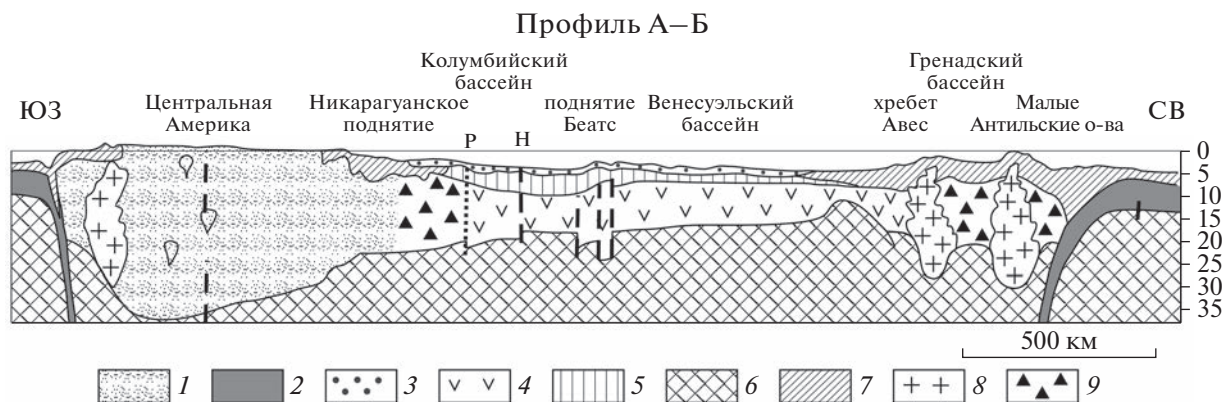


Рис. 5. Продольный профиль через Карибскую литосферную плиту (по [90], с изменениями).

1–2 – кора: 1 – континентальная, 2 – океаническая; 3 – кайнозойский осадочный чехол; 4 – кора Карибского океанического плато; 5 – меловой вулканогенно-осадочный чехол; 6 – мантия; 7 – аккреционные призмы; 8 – субдукционные интрузивные тела; 9 – кора пред-дуговых и междугловых бассейнов

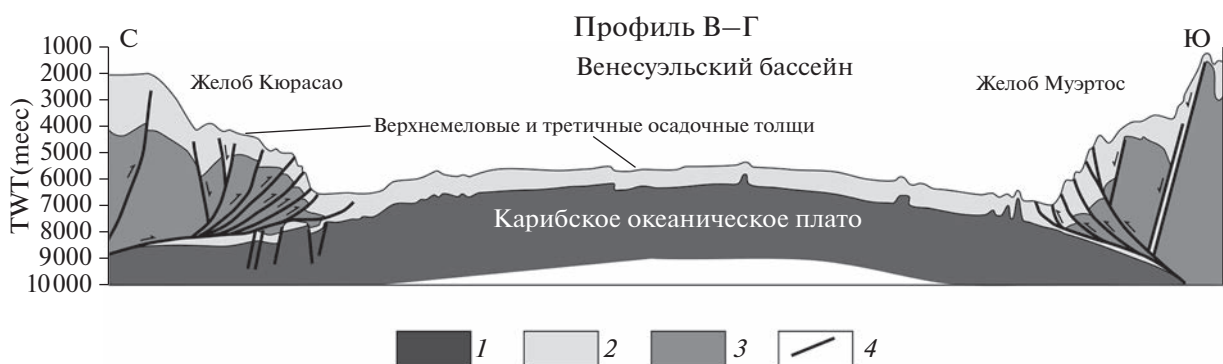


Рис. 6. Поперечный профиль через Карибскую литосферную плиту (по данным [54]).

1 – магматические комплексы Карибского океанического плато; 2 – верхнемеловые и кайнозойские осадочные комплексы чехла Карибского плато; 3 – складчатые комплексы Венесуэльской и Пуэрто-Риканской окраин Венесуэльского бассейна; 4 – разломы

Поднятие Авес. Оно протягивается в меридиональном направлении и разделяет Венесуэльскую и Гренадскую впадины. Мощность земной коры хребта Авес составляет 27 км [31, 41]. При драгировании склонов подводных гор были подняты в основном вулканические породы и гранитоиды [53]. Изотопный возраст гранодиоритов определяется в 75 млн лет, а осадочные породы по микрофауне имеют возраст средний эоцен–средний плейстоцен [90]. Новые данные, полученные по драгировкам последних лет, свидетельствуют о присутствии до-туронских вулканитов [53]. Большинство исследователей рассматривает поднятие Авес как позднемеловую–палеоценовую структуру островодужной природы [41, 56, 90].

Впадина Гренада. Она расположена между поднятием Авес и грядой Малых Антилл. По последним данным многоканальных сейсмических исследований, бассейн Гренада характеризуется корой океанического типа лишь в своей южной наиболее глубокой части [53]. Северная же его часть близка по своему строению подводного поднятия Авес.

Островная дуга Малых Антильских островов. Она образует слабовыпуклую к востоку дугу, протягивающуюся от пролива Анегада, отделяющего их от системы Больших Антильских островов, к континентальному склону Южно-Американского континента в районе 62° з.д. Ширина подводной основной террасы в южной части Малых Антильских островов составляет всего 40–60 км, к северу от острова Доминик — 100–120 км и дуга выражена двумя грядами островов.

На всех островах, входящих в арх. Малых Антильских островов самые древние отложения представлены эоценом. Однако на острове Дезирад обнаружены юрско–меловые образования островодужной природы [38]. Существуют два предположения о развитии этой части гряды [38]:

– гряда в этой части может являться продолжением дуги Больших Антилл, хотя ее развитие началось только в барреме–апте;

– эта часть гряды может быть отражением самостоятельной островной дуги в период раннего развития Карибской плиты с зоной субдукции восточного направления.

В раннем плиоцене начинается плиоцен–современный этап вулканизма Малых Антильских островов. Ось максимального распространения в северной двойной цепи островов сместилась к западу на несколько десятков километров, в южной, одинарной цепи — на первые километры. Коррелятивная связь вулканизма Малых Антильских островов с расположенной к востоку сейсмофокальной зоной не вызывает сомнений. Наклоненное на запад положение сейсмических границ океанической плиты хорошо увязывается с положением и наклоном сейсмофокальной зоны, прослеженной под Малыми Антильскими островами до глубины 200 км [35].

Аккреционная призма Малых Антильских островов (или поднятие Барбадос). Поднятие Барбадос имеет аккреционное происхождение и представляет собой поднятую часть крупной (мощностью ~18 км) более древней, нежели современная, аккреционной призмы во фронте дуги Малых Антилл и протягивается в бассейн Тобаго [35, 36, 42, 58, 60, 106].

Геодинамические следствия

При анализе геодинамической ситуации развития островодужной системы Малых Антилл приходится разделять проблемы геодинамики раннего (юрско–до-аптского) развития Карибского вулканического плато (LIP), перемещенного из Тихого океана, как это считается большинством исследователей Карибско–Мексиканского региона [37, 54, 82, 90], и более поздними событиями, связанными с геодинамикой островодужной системы Малых Антильских островов (поздний мел–настоящее время), как это сделано в работах [56, 106].

Поскольку задачей данной работы является конкретное рассмотрение геодинамики внутриокеанических островодужных систем, то проблемам раннего развития Карибской плиты, несмотря на живой интерес к этому международного геологического сообщества [33, 36, 37, 53, 54, 90], мы можем уделить лишь опосредованное внимание. Тем не менее, проблемный вопрос — существование юрских островодужных образований в пределах северо-восточной окраины дуги Малых Антильских островов (о. Дезтрад) может быть предположительно решен именно с привлечением материалов по раннему развитию Карибской плиты, поскольку начало формирования внутриокеанической дуги Больших Антильских островов произошло позже 130 млн лет назад в апт-альбское время.

При установившемся мнении о хребте Авес, как восточном замыкании дуги Больших Антилл [28, 31, 39, 41], развитие островодужной системы Малых Антильских островов мы рассматриваем как отступление желоба в палеогене, рифтинг островодужной структуры хребта Авес, с последующим образованием междуговой впадины Гренада и дуги Малых Антильских островов.

В связи с этим предпочтительным может считаться мнение [38] о том, что геодинамическая обстановка на острове Дезирад отражает существование самостоятельной юрско-раннемеловой островной дуги в период начального развития Карибской плиты.

Еще одним необычным фактом геодинамического развития островодужной системы Малых Антильских островов служит раздвоение северной части цепи островов на известняковые (без действующих вулканов) и вулканические ветви. Исследование эоценовых и олигоценовых вулканогенных пород известняковых Малых Антильских островов показало, что различия между магматическими источниками действующей и затухшей ветвью островной дуги отсутствуют [36].

Эти факты свидетельствуют, что наиболее приемлемым объяснением разветвления островодужной цепи является поглощение в северной части субдукционной зоны подводных хребтов Тибурон и Барракуда Атлантического океана, приведшее, всего лишь, к выполаживанию этой части зоны субдукции. Таким образом, разветвление северной части дуги Малых Антилл является частным случаем, не меняющим геодинамическую закономерность экспансивного развития островодужной системы [28].

Островодужные системы экспансивного типа имеют следующие особенности их геодинамики.

- Спонтанная инициация субдукции в пределах свободного океанического пространства:

- либо вдоль трансформных разломов с погружением более плотной литосферы под литосферу

мантийного клина, что приводит к растягиванию и магматизму, как это предполагается для Филиппинской плиты [30];

- либо во фронтальной части не океанического плато, под которое при перемещении погружается нормальная океаническая кора, как это рассчитывается для Карибской плиты [36, 54].

- Направление мантийных течений под Филиппинской и Карибской плитами направлено на встречу (в сторону) субдуцирующей океанической плиты [41, 67, 88, 102].

- Аллохтонное формирование Идзу-Бонин-Марианской и Мало-Антильской островодужных систем относительно континентальных окраин.

- Разрастание островодужных систем либо в сторону субдуцирующей океанической плиты, либо в сторону свободного океанического пространства, с образованием задуговых бассейнов, остаточных и действующих островных дуг.

АККРЕЦИОННЫЙ ТИП

Строение внутриокеанических систем аккреционного типа выявляется лишь при анализе состава структурно-вещественных комплексов, слагающих чужеродные террейны в пределах Тихоокеанских континентальных окраин. В качестве исследованных российскими геологами и хорошо известных авторам, будут вкратце охарактеризованы Олюторский, Восточно-Камчатский и Немуро-Мало Курильский сегменты позднемеловой Немуро-Олюторской островодужной системы, представленные в современной структуре соответствующими террейнами [1, 3, 5–8, 10, 17, 18, 25, 34, 61, 94].

Олюторская островодужная система

Олюторский террейн. Олюторский террейн имеет внутриокеаническую природу, он занимает южную часть Корякского нагорья и протягивается на юго-запад по краю Камчатского перешейка, захватывая п-ов Озерный.

Террейны Олюторской островодужной системы формируют тектонический покров на кампан-маастрихтских и палеогеновых флишевых толщах укэлятского континентального склона Азии, с отчетливой границей, которая прослеживается более чем на 800 км [12, 14, 25] (рис. 7).

Величина тектонического перекрытия оценивается ~70–100 км, при мощности покрова не более 10–12 км. Флиш Укэлятской зоны надвинут на верхнемеловые терригенные толщи, перекрывающие Учхичхильский континентальный блок, который по разрывам граничит с обширным полем Северо-Корякских юрско-раннемеловых террейнов океанической природы [15].

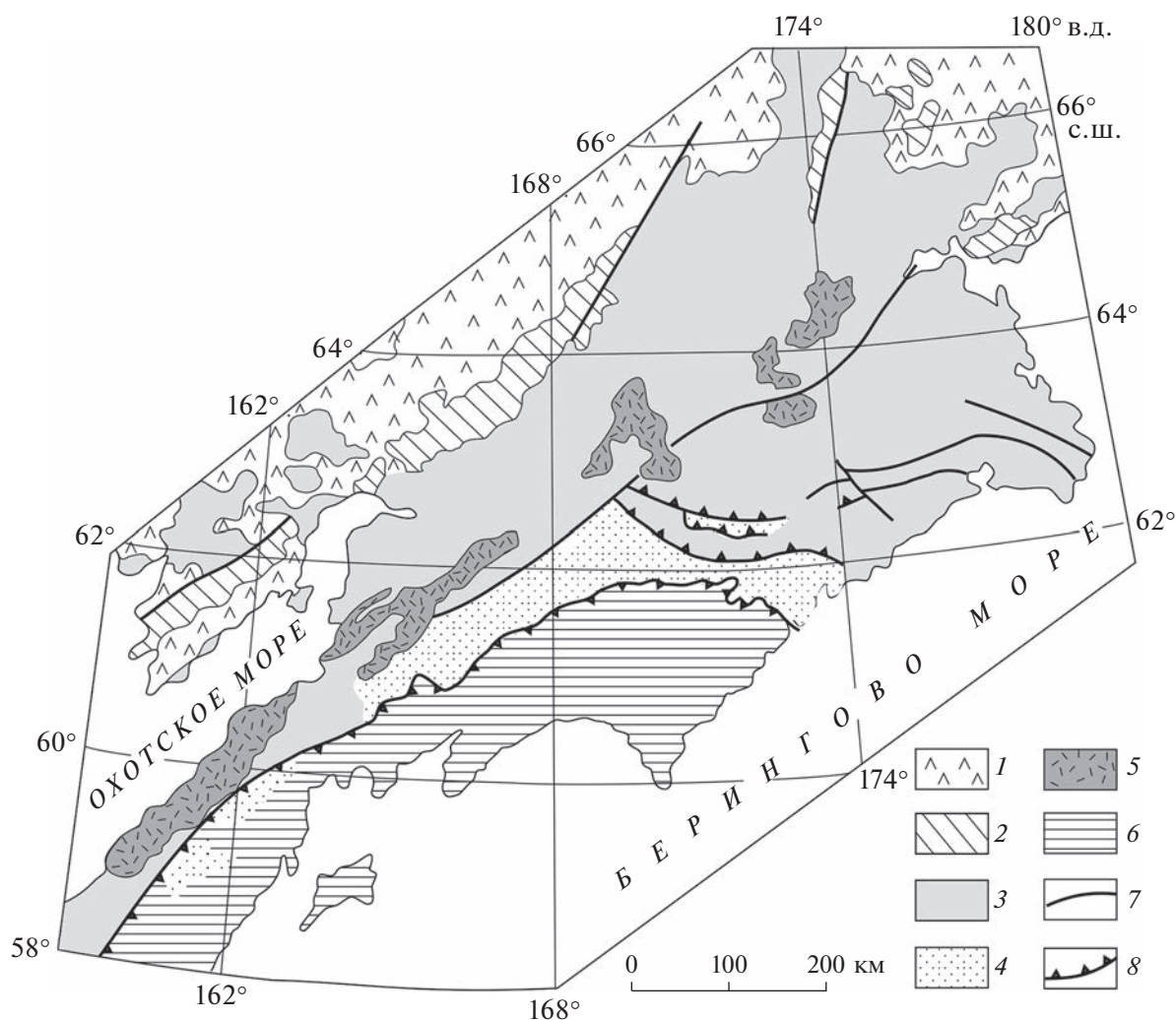


Рис. 7. Принципиальные структуры Корякского региона.

1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (альб–средний кампан); 2 – аккреционные комплексы Удско-Мургальской дуги (верхняя юра–нижний мел); 3 – террейны северной Корьякии океанической и надсубдукционной природы; 4 – терригенные мелководные и шельфовые комплексы Учхичильского поднятия и Укэлайтские флишевые толщи континентального склона (кампан–эоцен); 5 – Западно-Камчатско-Корьякский вулканический пояс (средний эоцен–олигоцен); 6 – аккрецированные образования внутриокеанических островных дуг (позднемеловой Олюторской и позднемеловой–палеогеновой Говенской); 7 – разломы; 8 – надвиги и тектонические покровы

Поле Северо-Корьякских террейнов пересекается выходами палеогеновых вулканитов Западно-Камчатско-Корьякского окраинно континентального вулканогенного пояса, протягивающегося почти на 1000 км [19]. В составе Олюторского террейна выделяется несколько субтеррейнов с различной структурно-вещественной характеристикой, определяемой их геодинамической природой.

Островодужные комплексы. Островодужные комплексы в пределах Олюторского террейна распространены наиболее широко. В составе большинства развитых здесь толщ присутствует позднемеловой кремнисто-вулканогенный комплекс. Возраст кремнисто-вулканогенного комплекса

устанавливается как коньяк–датский. Среди вулканитов присутствуют базальты и андезитобазальты как толеитовой островодужной, так и известково-щелочной серий. Анализ петролого-геохимических особенностей дает основание сделать вывод о принадлежности этих вулканических серий как тыловой (остаточной) части островной дуги [6, 18].

Комплекс глубинных магматических камер островной дуги (дунит-клинопироксенит-габбровый) составляет целый ряд массивов, в большинстве своем располагающихся вблизи фронта Ватынско-Вывенского надвига. Эти тела представляют собой бескорневые аллохтонные массы, или пластины. Все массивы дунит-клинопироксе-

нит-габбрового комплекса относятся по возрасту к позднему мелу. Исходная магма для таких расплавов отвечает базальтам островодужного типа, вследствие чего они рассматриваются как остатки промежуточных магматических камер, аналогичных по составу островодужным базальтам [3].

Комплекс N-MORB толеитовых базальтов лова окраинного моря и его осадочного чехла, выделяется в некоторых районах. Этот комплекс изучен в районах оз. Гытгын и оз. Эпильчик, на южном побережье бухты Анастасия и в центральной части Олюторского хребта (бассейн р. Ничакваям), породы этого комплекса в каждом из районов своего проявления характеризуют определенный возрастной интервал [6]:

- альб–туронский;
- сеноман–раннеконьякский;
- сантон–кампанский;
- позднесантонско–раннекампанский.

Вероятно, упомянутая ситуация связана с латеральной сменой возраста окраинноморских базальтов по мере удаления от оси или центров спрединга. Логично считать, что этот комплекс является тыловодужным по отношению к Олюторскому сегменту внутриокеанической дуги. Лавовое основание этого комплекса перекрывается осадочной толщей преимущественно кремнистого состава с весьма незначительной примесью туфогенного материала.

Восточно-Камчатский террейн. Структурно-вещественные комплексы Восточно-Камчатского террейна, в основном слагающие хребты Кумроч, Тумрок, Валагинский и Вахильский, а также восточный склон Срединного хребта, представляют (аналогичный Олюторскому террейну) латеральный ряд субтеррейнов определенной геодинамической природы — это (с запада на восток) [1, 12]:

- комплекс осадочного чехла окраинного моря (верхний мел–палеоцен);
- позднемеловой–раннепалеогеновый островодужный комплекс;
- комплекс глубинных магматических камер островной дуги;
- комплекс преддугового аккреционного меланжа.

Мы приводим основные различия составляющих эти комплексы ассоциаций от идентичных Олюторского террейна. Комплекс осадочного чехла тыловодужного бассейна Восточно-Камчатского террейна характеризуется существенно большим участием в его составе туфогенных пород с простоями кремней и практически отсутствием чисто кремнистых толщ с очень малой примесью туфового материала. Отсутствуют сведения о лавовом основании этого комплекса. Островодужный комплекс, при схожем петро-геохимическом составе базальтоидов, отличается повышенным ще-

лочным, высококалийным составом пород, в том числе пикритового ряда, подчеркивающим их тыловодужное (ремнантное) положение в структуре вулканической дуги [18, 21].

В ряде случаев, как, например, на юго-западе восточного склона Срединного хребта повышенные содержания калия в расплавах приводят к появлению пород шошонитовой серии в составе пород кирганинской свиты маастрихт–палеоценового возраста. Аналогичная по составу и возрасту китильгинская толща отмечается и в Валагинском хребте [20]. В пределах Олюторского террейна подобные щелочные лавы фиксируются лишь спорадически.

Комплекс глубинных магматических камер, имеет два отличия от подобного комплекса в Олюторском террейне — это более молодой, преимущественно маастрихтский возраст дунит-клинопироксенит-габбровых массивов и присутствие пород сиенитового состава как в указанных массивах, так и существование самостоятельных сиенитовых массивов [12].

Немуро-Мало-Курильский террейн. В структуру террейна входят структурно-вещественные комплексы южной части полуострова Немуро (о. Хоккайдо) и островов Малой Курильской гряды (о. Шикотан, о. Полонского, о. Зеленый, о. Танфильева, о. Юрий, о. Анучина, о. Демина). Наибольший материал по геологии этого террейна дает изучение о. Шикотан и п-ова Немуро, [7, 8, 59, 61].

Максимальное распространение и значение для расшифровки строения рассматриваемого террейна имеет островодужный комплекс позднемелового–палеоценового возраста о. Шикотан [8]. В современной структуре он представлен северной и южной ассоциациями, разделенными полосой развития хаотических комплексов. Северная ассоциация, рассматриваемая как тыловая часть островной дуги, в стратиграфически нижних и средних частях представлена толеитового и известково-щелочного состава лавами, лаво-и туфобрекчиями, а также туфами. Часть из этих образований формировалась в субаэральных условиях. Возраст рассматривается как позднемеловой–палеоценовый.

Верхние толщи северной ассоциации сложены вулканогенными породами щелочного состава — шошонитами, которые известны и на других островах Малой Курильской гряды, а также на п-ве Немуро (о. Хоккайдо) [7, 61]. Возраст пояса шошонитов по изотопным определениям соответствует палеоцену. Южная ассоциация по составу слагающих ее вулканогенных пород островодужной природы и по возрасту отличается от северной ассоциации, главным образом, отсутствием щелочных пород и чрезвычайной дислоцированностью. Эта ассоциация рассматривается как фронталь-

ная часть Немуро—Мало-Курильской островной дуги.

Следует отметить, что определения К/Аг возраста вулканогенных толщ дает широкий интервал значений от 105 до 65 млн лет. Хаотический комплекс главного структурного шва, разделяющий структурно-формационные комплексы северной и южной ассоциаций, во фронтальной зоне представлен олистостромой, претерпевшей тектоническую переработку. Блоки и обломки в хаотических комплексах о. Шикотан представлены преимущественно вулканогенными породами, слагающими комплексы северной и южной ассоциаций, а также габброидами. Кроме того, обнаружены инородные блоки кварц-полевошпатовых песчаников и кварцсодержащих кремнистых алевролитов, из которых определены органические остатки, датированные эоценом [8].

Материалы по западной части рассматриваемого террейна (п-ов Немуро) обнаруживают существенно более усеченную картину строения островодужного комплекса, считается, что вулканические толщи представлены [59, 61, 72]:

- нижняя часть (кампан—маастрихт) — толеитовые базальты;

- средняя часть — щелочные породы (шошониты и монзониты, по К—Аг определениям 84—88 млн лет (коньяк—сантон);

- верхняя часть — известково-щелочные лавы (андезиты) палеоцена.

Островодужный комплекс п-ова Немуро, как в работе [61], так и в более ранних, интерпретировался как образование пред-дугового бассейна и сравнивался с подобными комплексами во внутриокеанической Идзу-Бонин—Марианской островодужной системы.

Это мнение не соответствует данным, полученным по Малым Курильским островам [7, 8]. В недавнем исследовании [59], как нам представляется, можно искать решение этого вопроса на основании результатов определения возраста обломочных цирконов из морских осадочных пород верхнемеловой—палеоценовой группы Немуро и континентальной эоценовой группы Урахоро.

В осадочных породах группы Немуро, кроме обломков цирконов мезозойского (75—80%) и палеозойского возраста (~15%), обнаружены цирконы докембрийского возраста (пик 1.8 млрд лет — до 10%). Именно докембрийские значения возраста цирконов считаются свидетельством формирования вулканической дуги на окраине континентального блока (возможно Охотоморского) [7, 8], хотя этому противоречат петролого-геохимические данные о внутриокеанической островодужной природе вулканитов группы Немуро [59].

Противоречия могут быть сняты, если рассматривать образования группы Немуро как склон

тыловой части дуги к тыловому бассейну при тектонической эрозии пред-дуговой фронтальной зоны [43, 44, 109]. Важность результатов обсуждаемого исследования для палеотектонических построений состоит в том, что, судя по всему, в позднемеловое время ширина окраинного бассейна Немуро—Мало-Курильской дуги не была столь значительной, как это трактуется по результатам палеомагнитных исследований [8].

Геодинамика и последствия аккреции внутриокеанических островодужных террейнов

Олюторский террейн. Небольшая мощность тектонического покрова образований верхней коры, чешуйчатое строение, отсутствие как во фронте надвига, так и на границах отдельных тектонических пластин офиолитовых массивов (или серпентинитового меланжа) и полное отсутствие высокометаморфизованных пород из подошвенных частей офиолитов, позволяют считать, что в Олюторском террейне есть проявления аккреционного процесса на верхнекоровом уровне [23] (или чешуйчатой аккреции, по [100]).

При верхнекоровом уровне аккреционного процесса субдукция нижележащих горизонтов океанической литосферы может какое-то время продолжаться, что поддерживает вулканические процессы в коррелятивно связанном с субдукцией вулканическом поясе в пределах окраины континента [100]. Именно этот процесс происходит при аккреции Олюторского островодужного террейна, поскольку начавшееся (47.9 млн лет) формирование Западно-Камчатско—Корякского окраинно континентального вулканического пояса продолжалось еще несколько миллионов лет [19] (рис. 8).

Восточно-Камчатский террейн. Коллизионный тип аккреции Восточно-Камчатского террейна имеет [25, 27, 100]:

- мощность аккреционных толщ Восточно-Камчатского террейна (при участии в их строении более древних образований);

- проявление метаморфизма под надвиговых триггерных пород;

- мощность консолидированного континентального фундамента Западно-Камчатского блока.

В этом случае происходит незначительный подвиг аккреирующего террейна под континентальную окраину и отрыв погружающейся океанической литосферы. В рассматриваемом случае соответствуют условиям модели отрыва погружающейся океанической литосферы:

- незначительная по величине ширина окраинного бассейна с океанической корой;

- крутой угол поглощения вероятно более мощной океанической коры [73].

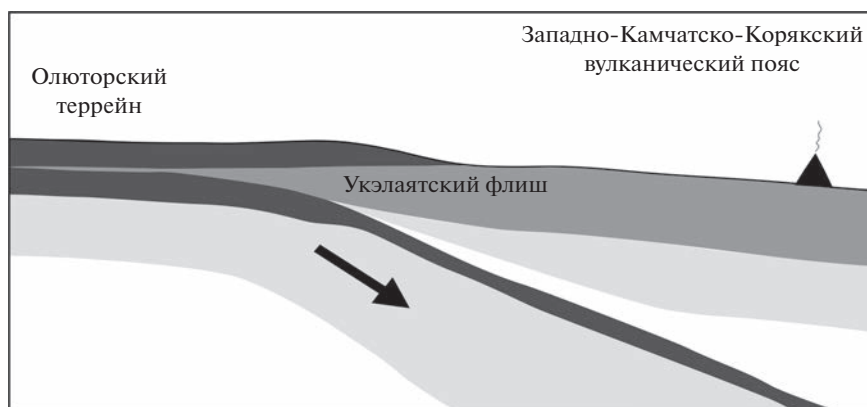


Рис. 8. Чешуйчатый тип аккреции Олюторского террейна (сегмента Немуро—Олюторской внутриокеанической дуги (по данным [100], с изменениями).

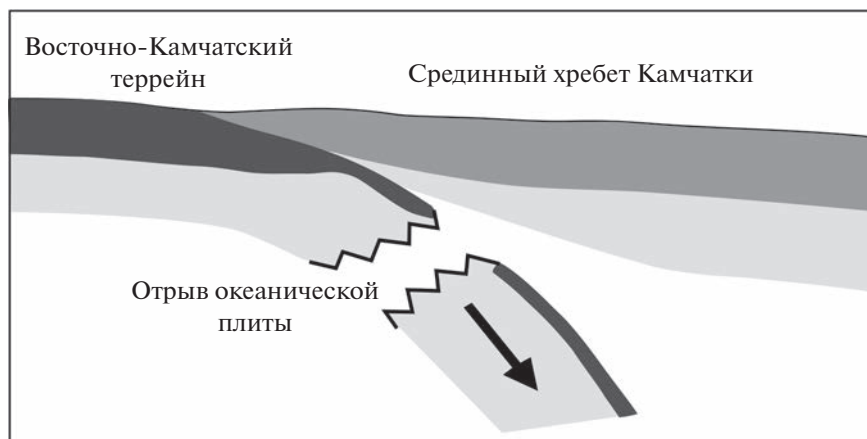


Рис. 9. Коллизионный тип аккреции Восточно-Камчатского террейна (сегмента Немуро—Олюторской внутриокеанической дуги) (по данным [100], с изменениями).

При подобной ситуации возникновение над-субдукционного окраинно-континентального вулканического пояса невозможно, что подтверждают геологические и геофизические данные об отсутствии подобных образований юго-западнее Кинкильского отрезка этого пояса на Камчатском перешейке (рис. 9).

Немуро-Олюторская островодужная система в пределах Пацифики. Палеомагнитные данные определяют положение Немуро—Мало-Курильского, Восточно-Камчатского и Олюторского сегментов на широте порядка 47° — 50° с.ш. [10, 77, 78].

Д.М. Печерским и М.Н. Шапиро [15, 26] была выдвинута идея (для расстояния ~ 1400 км до окраины Азиатского континента) перемещения зоны субдукции и коррелятивно связанной с ней внутриокеанической дуги в процессе накатывания расширяющейся океанической плиты Палеопацифики на океаническую литосферу, пассивно примыкавшую в позднем мелу к окраине

континента [13, 27]. При этом авторы идеи разместили в пространстве Пацифики разновозрастные внутриокеанические позднемеловые образования Ачайваям-Валагинской и Кроноцко-Говенской дуг с очень близкими палеомагнитными определениями их долготного положения на разных, произвольно предлагаемых широтах, что мы полагаем весьма искусственным.

Поскольку наша принципиальная позиция заключается в признании первостепенности данных наземной геологии, то, обращаясь к установленным геологическим свидетельствам, подобной трактовке противоречат следующие обстоятельства:

- прекращение вулканизма в островной дуге в дании (65—62 млн лет), тогда как аккреция, с которой должно быть связано прекращение вулканизма, произошла в раннем эоцене (50 млн лет);
- существование в Олюторском сегменте террейнов окраинного бассейна, подтверждающее

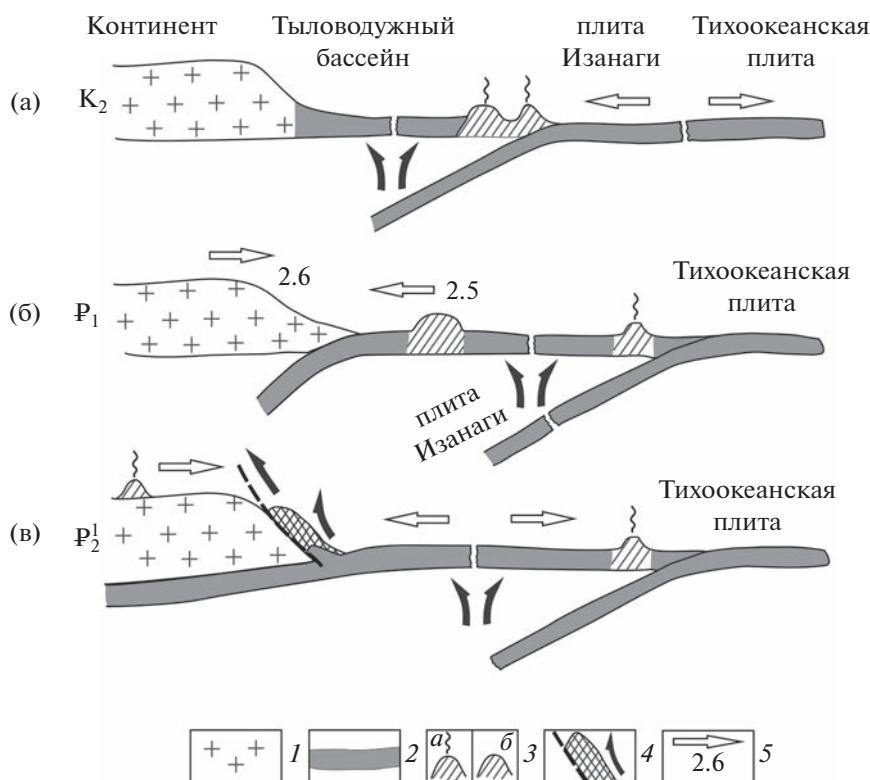


Рис. 10. Палеотектонические профили развития Олюторского сегмента Немуро-Олюторской внутриокеанической островодужной системы аккреционного типа.

1 – континентальная окраина; 2 – океаническая кора, включая окраинноморскую кору тыловых и междугловых бассейнов; 3 – вулканические постройки: а – действующие, б – остаточные; 4 – тектонический покров образований Олюторского островодужного террейна с чешуями океанической коры тылового бассейна в основании; 5 – направления перемещения и скорости в см/год (по [4])

правило латерального ряда – островная дуга–западно-ориентированную зону субдукции под нее океанической плиты Тихоокеанской; – необъяснимость возникновения на окраине континента Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса.

– петролого-геохимические данные о соответствии состава Олюторских и Восточно-Камчатских островодужных вулканитов тыловой части дуги, что указывает на восточную полярность дуги и западно-ориентированную зону субдукции под нее океанической плиты Тихоокеанской, – это противоречит предложенной модели “накатывания” молодой океанической литосферы, при котором формируется фронтальная часть островной дуги [13, 18, 22];

– необъяснимость возникновения на окраине континента Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса.

Нами были представлены соображения о единой в позднем мелу Олюторско-Восточно-Камчатской дуге, претерпевшей раскол в связи субдукцией под дугу спредингового хребта Изанаги–Пацифик, что привело к началу поглощения под дугой Тихоокеанской плиты с резко замедленной скоростью расширения (перемещение плиты Изанаги – 20 см/год, Тихоокеанской – ~7 см/год) [24, 25].

Эта ситуация привела к последовательному отступанию зоны субдукции в сторону океана и расколу единой дуги на пассивную (остаточную) Восточно-Камчатско-Олюторскую и активную в палеогене Кроноцко-Говенскую. Субдукция спредингового хребта привела также к формированию астеносферного окна и мантийным потокам повышенной щелочности, что фиксируется шошонитовым комплексом киргаликской свиты юго-востока Камчатки и китигильского вулканического комплекса Валагинского хребта [19] (рис. 10).

Время раскола определялось следующими процессами:

– завершение вулканизма в Олюторской и Восточно-Камчатской частях дуги в датском веке;

– несогласное соотношение верхнемеловых и палеогеновых толщ в Кроноцкой части Кроноцко-Говенской дуги с тектоническим выводом на поверхность офиолитового меланжа [12].

В последние годы были проведены исследования, в которых реконструируется положение океанических плит западной окраины Тихого океана,

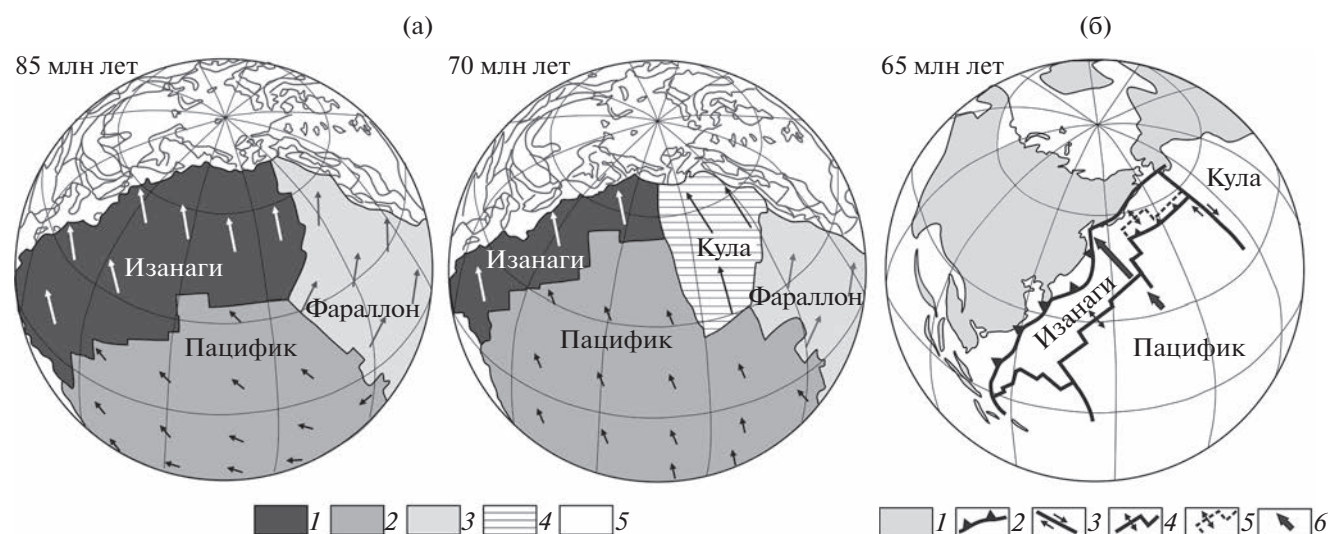


Рис. 11. Идентичные реконструкции конфигурации спредингового хребта Изанаги-Пацифик (Тихоокеанская плита). (а) – 85 и 70 млн лет (по [49]): 1–4 – плита: 1 – Изанаги, 2 – Пацифик (Тихоокеанская), 3 – Фараллон, 4 – Кула; 5 – Евразийский и Северо-Американский континенты; (б) – 65 млн лет (по [108], с изменениями): 1 – Евразийский и Северо-Американский континенты; 2 – зона субдукции; 3 – трансформный разлом; 4 – спрединговый хребет Изанаги–Пацифик; 5 – положение субдуцированного спредингового хребта Изанаги–Пацифик; 6 – направление перемещения океанических плит (длина стрелок указывает на относительную скорость перемещения)

в частности, – конфигурация и положение относительно континентальных окраин спредингового хребта Изанаги–Пацифик (Тихоокеанская) для позднего мела–кайнозоя [49, 79, 93, 101, 107].

Конфигурация и положение перемещавшегося на север спредингового хребта Изанаги–Пацифик относительно континентальных окраин в позднем мелу и кайнозое является идентичным, по крайней мере, от 120 млн лет [49, 79, 93, 101, 107] (рис. 11).

Поскольку приведенные геологические данные обосновывают субдукцию этого спредингового хребта под Олюторско–Восточно-Камчатскую островную дугу в раннем палеоцене (даний – 65 млн лет), то на реконструкции (см. рис. 11, б) северо-восточные части спредингового хребта уже были поглощены в зоне субдукции островной дуги. Таким образом, зона субдукции Олюторско–Восточно-Камчатской островной дуги находилась непосредственно юго-восточнее субдуцированных частей спредингового хребта (см. рис. 11).

Дальнейшее развитие определялось относительно медленным раскрытием междугеового бассейна, обусловившим перемещение ремнантной дуги и океанической коры задугового бассейна в сторону двигавшегося навстречу им Евразийского континента [4]. Поглощение океанической коры привело к формированию Западно-Камчатско–Корякского вулканического пояса.

Геодинамика доаккреционного перемещения внутриокеанических дуг

Для рассмотрения геодинамики доаккреционного перемещения внутриокеанических дуг необходим анализ строения террейнов островодужной природы для определения конкретной модели аккреции и имеющихся материалов и данных по геодинамике океанических плит. Исследование строения аккрецированных островодужных террейнов позволяет выяснить, была дуга ремнантной или действующей, имеются остатки фронтальной или ее тыловой части, возможность участия в структуре аккрецированных террейнов фрагментов океанической коры задуговых бассейнов.

Геодинамика океанических плит определяет формирование внутриокеанической островной дуги и перемещение действующей или пассивной дуги (террейна) до континентальной окраины как места аккреции. Рассматривая три сегмента Немуро–Олюторской островодужной системы, разделенные трансформными разломами, можно считать, что их доаккреционное перемещение связано с различными причинами. Наиболее простой причиной является заклинивание зоны субдукции Немуро–Мао–Курильской дуги с включением последней в состав Тихоокеанской плиты, расширившейся в север–северо-западном направлении.

Для Олюторско–Восточно-Камчатского сегмента после раскола дуги началось раскрытие бассейна между террейном остаточной и активной Кроноцко–Говенской дугой, что и обуслови-

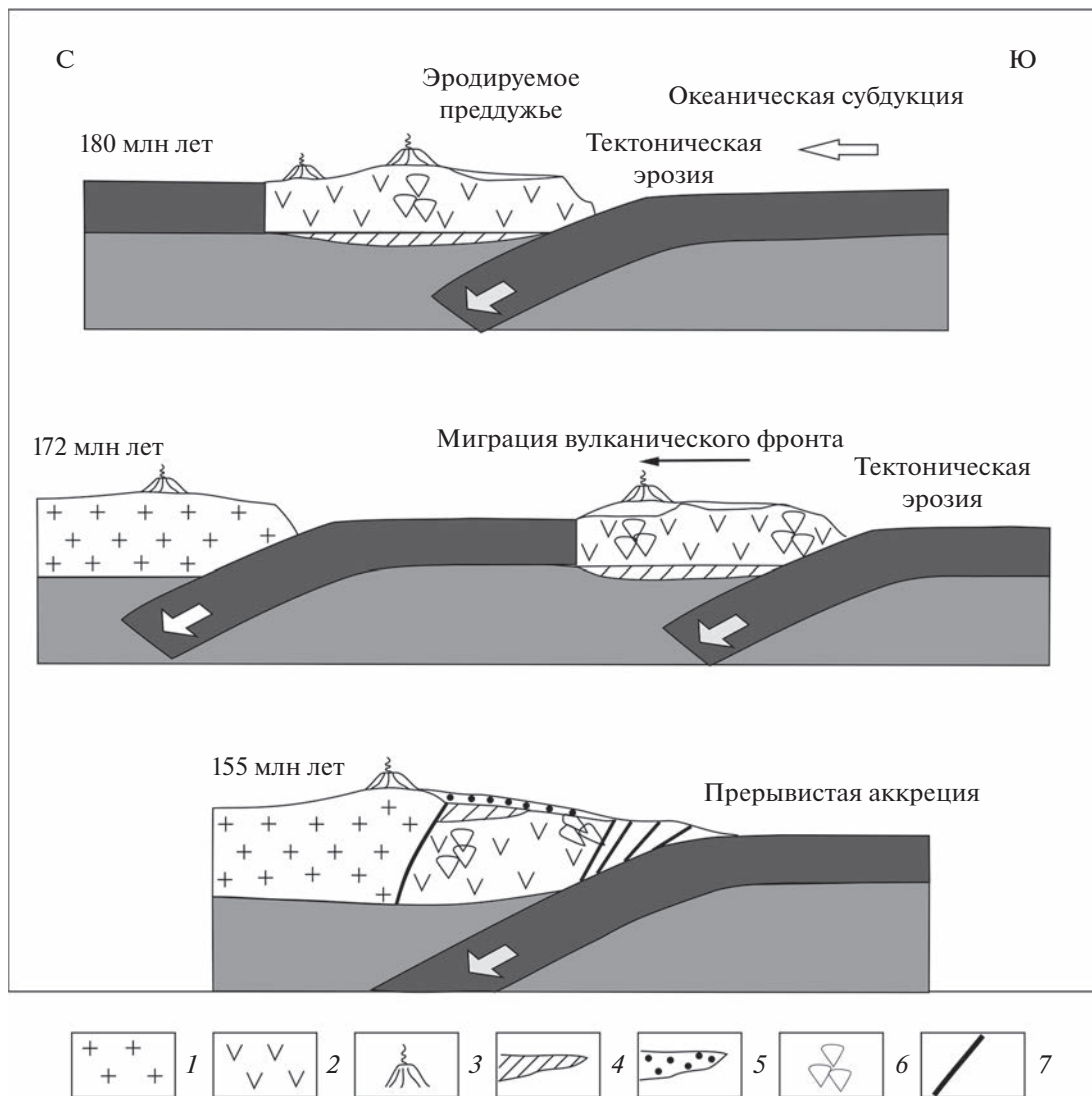


Рис. 12. Палеотектоническая схема аккреции внутриокеанической дуги Талкитна с субдукцией коры тылового бассейна под континентальную окраину Северной Америки при косой субдукции (по данным [44], с изменениями). 1 – кора континентальной окраины; 2 – кора внутриокеанической островной дуги; 3 – действующие вулканы; 4 – нижняя кора островной дуги; 5 – кроющиеся отложения формации Накнек; 6 – магматические расплавы; 7 – разломы

ло перемещение остаточной дуги и океанической коры задугового бассейна в сторону континента. Поглощение океанической коры под континентальной окраиной привело к формированию над-субдукционного Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса.

На северо-восточной стороне Тихоокеанской окраины известен иной пример доаккреционного перемещения юрско-раннемеловой внутриокеанической островодужной системы Талкитна [43, 83, 86]. При косой субдукции океанической плиты,двигающейся под континентальную окраину, внутриокеаническая дуга, включена в состав океанической плиты и перемещается до начала аккреции [89] (рис. 12).

СТАЦИОНАРНЫЙ ТИП

Алеутская островодужная система

В состав Алеутской островодужной системы входят:

- Алеутская островная дуга;
- Алеутская глубоководная котловина с ограничивающим ее на западе подводным хребтом Ширшова и находящимся в ее центральной части дугообразным хребтом Бауэрс;
- котловина Бауэрс, расположенная к югу от одноименного хребта;
- Командорская глубоководная котловина, примыкающая к Азиатской окраине;
- обширный Берингоморский шельф.

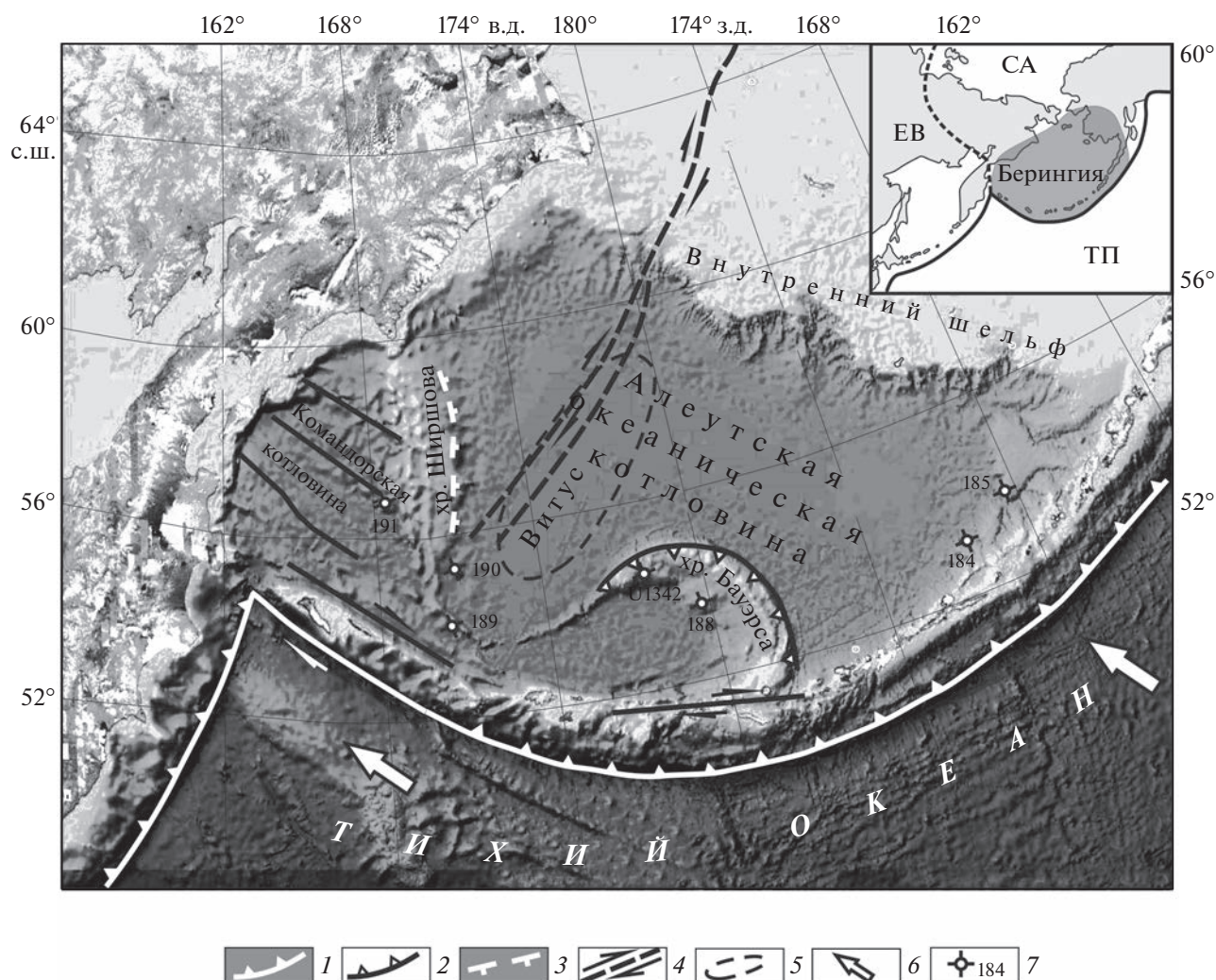


Рис. 13. Тектоническая схема Алеутской внутриокеанической островодужной системы. Затемненная площадь (в правом верхнем углу схемы) соответствует малой литосферной плите Берингия (по [9]). 1–2 – зона субдукции: 1 – современная Алеутской островной дуги, 2 – палеогеновая подводного хребта Бауэрс; 3 – надвиговое сооружение подводного хребта Ширшова; 4 – сдвиги, включая позднемеловую – палеогеновую трансформную границу между Евразийской и Северо-Американской плитами; 5 – условная граница поднятия Витус; 6 – направление перемещения Тихоокеанской плиты; 7 – положение скважин глубоководного бурения

В течение многих лет проводились геологические исследования строения и развития Алеутской островодужной системы, также проводилось глубоководное бурение [55, 98].

Геодинамическая интерпретация полученных данных по природе и развитию структур, входящих в Алеутскую островодужную систему, часто существенно отличается, за исключением Алеутской островной дуги, – большинством исследователей она признана дугой внутриокеанической природы, соединяющей Азиатский и Северо-Американский континенты. Однако по данным сейсмологов в современной структуре Алеутская островодужная система входит в состав самостоятельной малой литосферной плиты Берингия [9, 80] (рис. 13).

Алеутская островная дуга. Отделяющая Берингово море от Тихого океана Алеутская островная дуга морфологически отчетливо разделяется на Алеутскую и Командорскую части, однако обычно она рассматривается как единая внутриокеаническая островодужная структура [55].

Наиболее древние признаки надсубдукционного вулканизма обнаружены в породах из центральной зоны дуги, а также Командорских островов, возраст которых определяется 46.2 млн лет методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [66, 76].

Важнейшей характеристикой вулканических комплексов фронтальной части Алеутской дуги выступает отсутствие в ее составе как пород офиолитовой ассоциации, так и бонинитов, т.е. типичных признаков для преддуговых частей и бас-

сейнов внутриокеанических островодужных систем [68, 96].

Тем не менее, отсутствие типичного преддугового бассейна в Алеутской дуге компенсируется поднятой островной террасой. Особенностью земной коры океанической части Алеутской дуги является также значительная мощность (35–37 км), которая существенно превышает мощность земной коры внутриокеанических дуг на западе Тихоокеана (от 18 до 25 км) [65].

Этот факт показывает пока неразрешенную проблему, которая заключается в необычно высокой магматической активности Алеутской зоны субдукции и утонения коры в результате процессов субдукционной эрозии, особенно интенсивной при косо́й субдукции [44].

Командорский блок Алеутской дуги отделен от Командорской океанической котловины и юго-западной части Алеутской котловины активным вертикальным сдвигом, который имеет протяженность более 400 км и соединяется на юго-востоке со сдвиговой границей Тихоокеанской плиты, что позволяет рассматривать его как отдельную микроплиту [95]. Скорость перемещения Командорского блока (микроплиты) в сторону Камчатки равняется 2/3 скорости перемещения Тихоокеанской плиты [71, 75].

Алеутская глубоководная котловина. Данная котловина характеризуется типичной для океанических бассейнов мощностью консолидированной земной коры (7.6–8.4 км) [46]. В центральных частях котловины осадочный чехол достигает 4–5 км. Вдоль Азиатской континентальной окраины и края Беринговоморского шельфа отмечается увеличение мощности до 7 км. В западной части котловины выделяется поднятие Витус, северо-западный склон которого совпадает с палеогеновой трансформной границей между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами. Определение раннемеловых магнитных аномалий в Алеутской котловине (M1–M13) подвергалось сомнению [97]. Более поздние сейсмические исследования показали, что строение коры котловины аналогично строению коры океанов и не сходно со строением коры расширяющихся задуговых бассейнов [40].

Командорская котловина. Она занимает западную часть Берингова моря, отделена от Алеутской котловины подводным хребтом Ширшова. Средние глубины составляют 3.3–3.4 км. Мощность осадочного чехла составляет 1–2 км.

Скважиной № 191 на глубине 900 м достигнуты толеитовые базальты, изотопный возраст которых определен в 9.8 млн лет. Начало раскрытия Командорской океанической котловины по интерпретации магнитных аномалий соответствует раннему миоцену. Субмеридиональные линейные магнитные аномалии и данные по тепловому

потoku с наибольшими его значениями вдоль относительно узкой зоны, могут отражать положение зон палеоспрединга [2]. В настоящее время разработаны несколько моделей ее раскрытия [25, 32, 45].

Котловина Бауэрса. Она отгораживена от Алеутской дугообразным подводным хребтом Бауэрса, возвышающимся над днищами смежных котловин на 2–2.5 км. Поверхность дна этой котловины почти в три раза меньше Командорской. Мощность осадочного чехла составляет 2–2.5 км, тепловой поток заметно выше, нежели в Алеутской котловине, но существенно ниже, чем в Командорской (до 105 мВт/м²). Мощность земной коры составляет 10–12 км. Природа котловины Бауэрса, вероятно, может рассматриваться как тыловой бассейн олигоценовой островной дуги хребта Бауэрса.

Подводный хребет Бауэрса. Он начинается к северу от островов Алеутской дуги, имеет выпуклую к северу дугообразную форму, понижается и суживается к западу, оставаясь в пределах Северо-Американской плиты. Мощность осадочного чехла в пределах западного склона хребта составляет 0.7–0.9 км. На восточном склоне хребта обнажаются породы фундамента. Структура вдоль восточного и северного склонов, сходна с заполненным осадками желобом, мощностью 12 км.

Мощность земной коры хребта Бауэрса в наиболее поднятой части составляет 21–28 км, в наиболее погруженной части — ~15 км. Поднятие Бауэрса интерпретируется как палеоостроводужная структура, что подтверждают данные глубоководного бурения (скв. U1342 на гребне хребта Бауэрса), установившие под отложениями среднего миоцена разрез вулканитов типичных островодужных серий, датированных 32–26 млн лет методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar [92].

На юго-западном продолжении хребта Бауэрса подняты внутриплитные вулканиты, имеющие возраст 22–24 млн лет [105].

Подводный хребет Ширшова. Он разделяет Алеутскую и Командорскую океанические котловины. Строение хребта выясняется по данным сейсморазведочных, магнитометрических исследований, измерениям теплового потока и результатами драгирования [2, 16].

Амфиболиты акустического фундамента по составу соответствуют океаническим базальтам (N-MORB). Возраст метаморфизма амфиболитов составляет 47±5 млн лет (средний эоцен). Конкордантный возраст цирконов из амфиболизированных габро составляет 73±1.4 млн лет [16].

Триасовые, кампан–маастрихтские и раннепалеоценовые кремни не содержат примеси вулканогенного материала. Нижнеолигоценовые мелководные отложения перекрывают складчатое основание. Структура хребта и акустического

фундамента характеризуется западной вергентностью. Мощность земной коры составляет 18 км [2].

Прямолинейность структур хребта Ширшова, отсутствие фрагментов отложений глубоководного желоба вдоль восточного и западного склонов хребта, океаническая природа кампанских амфиболитов фундамента и время их метаморфизма (47 ± 5 млн лет), близкое к этапу перестройки направления перемещения Тихоокеанской плиты [49], показывают, что природа хребта Ширшова является тектонической, связанной со сгущиванием океанической коры Алеутской котловины.

Геодинамические следствия

Возникновение Алеутской системы связано с инициацией зоны субдукции в океанических плитах Пацифики, занимавших пространство между Евразийской и Североамериканской континентальными плитами, после изменения направления перемещения Тихоокеанской плиты с север–северо-запада на северо–запад. Это обстоятельство, привело к формированию ортогональной субдукции вдоль юго-восточного склона Аляскинского шельфа, косой субдукции в центральных частях дуги и трансформной границе на западе (Командорский блок).

Связь геодинамики островодужной системы с континентальными плитами, с нашей точки зрения, является определяющей для развития ее структур. Это объясняется тем, что, поскольку с кампанского века и в палеогене после инициации субдукции и формирования Алеутской дуги, по нашему мнению, скорость перемещения Североамериканской плиты по сравнению с Евразийской была выше, то несоответствие этого перемещения с величиной отступления желоба привело к поглощению океанической коры Североамериканской плиты с образованием олигоцен–миоценовой островной дуги хребта Бауэрс.

Активность дуги хребта Бауэрс прекратилась с началом формирования малой литосферной плиты Берингия. Процесс алеутской субдукции не вызвал раскрытия молодого окраинного бассейна, как это свойственно развитию других окраинных островодужных систем запада Тихого океана.

По данным [93] изменение направления мантийного потока на соответствующее погружению океанической плиты, возможно, препятствует формированию окраинного бассейна. Кроме этого, обсуждается вопрос о мантийном течении под всей нависающей плитой в Алеутской системе и под малой литосферной плитой Берингия, вращение которой происходит по часовой стрелке [52, 81]. Направление этого мантийного течения (с востока на запад) имеет нормальное (на востоке) или косое соотношение с субдуцирующей океа-

нической плитой, что, возможно, препятствует раскрытию тылового бассейна.

В работе [96] было показано, что только Алеутская островная дуга сформирована на нормальной океанической коре, тогда как все остальные имеют в своем основании либо кору задуговых бассейнов океанического типа, либо кору предшествовавших внутриокеанических дуг или аккреционных комплексов и вулканических плато. Это обстоятельство не позволяет составить типичную характеристику земной коры внутриокеанических дуг в плане их структуры и мощности.

Хребет Ширшова, хребет Бауэрс, входящие в структуру Алеутской островодужной системы, были сформированы в результате различных геодинамических процессов, но не были связаны с процессами поглощения Тихоокеанской плиты, как это характерно для внутренних структур Идзу-Бонин–Марианской системы. Только раскрытие олигоцен–миоценовой Командорской океанической впадины в определенной мере связано с субдукцией Тихоокеанской плиты, поскольку в результате перехода от косой субдукции к трансформному скольжению произошло появление астеносферного окна, приведшего к спредингу и образованию Командорской котловины.

Межконтинентальная Алеутская островодужная система перемещалась в юг–юго-западном направлении на ≥ 350 –400 км, вместе с движением Евразийского и Североамериканского континентов. Формирование и развитие Алеутской системы, таким образом, происходило при геодинамическом взаимодействии океанических и континентальных плит при продвижении системы с востока на запад, обусловленной косой субдукцией. С момента своего появления, Алеутская система была и оставалась автохтонной по отношению к Североамериканскому и Евразийскому континентам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблемы геодинамики внутриокеанических островодужных систем экспансивного, аккреционного и стационарного типов заставляют обратиться к более глобальному подходу – вопросам существования систем этих типов в пределах Панталассы, наследием которой является Пацифика, и закрывшихся океанов – Монголо-Охотского и Индо-Евразийского.

Представляется непереложным, что финальным аккордом геодинамики внутриокеанических систем всех трех типов, как в раннепалеозойском–раннемеловом Монголо-Охотском океане, так и в позднепалеозойском–эоценовом Индо-Евразийском явилось преобразование этих систем в аккреционные в результате закрытия океанов в процессе коллизии континентов [29, 70, 91].

В нашем исследовании мы рассмотрели примеры аккреционных внутриокеанических островодужных систем в пределах Тихоокеанских окраин, финальные этапы развития которых не связаны с коллизией континентов. Эволюция подобных систем зависит от геодинамических событий в океанических плитах.

Особую роль играют такие процессы, как:

- субдукция спрединговых хребтов под островные дуги с возникновением астеносферных окон и рифтинг, как самих островных дуг (Олюторский и Восточно-Камчатский сегменты);
- субдукция тыловых бассейнов (сегмент Немуро);
- формирование расширяющихся междуговых бассейнов (Олюторско–Кроноцкий, или Ветловский междуговой бассейн);
- заклинивание субдукционных зон островных дуг вулканическими океаническими поднятиями (Мало-Курильский сегмент);
- косая субдукция под внутриокеаническую островодужную систему и континентальную окраину (островодужная система Талкитна).

Как ни странно, но принципиально важно, – зависимость геодинамики аккреционных внутриокеанических систем от процессов в океанических плитах, также велика, как и для внутриокеанических систем экспансивного типа.

В итоге, в одном случае внутриокеанические островодужные системы сокращаются в пространстве под влиянием процессов в океанических плитах Тихоокеана и затем, приближаясь к континенту, входят в его состав.

В другом случае также внутриокеанические системы, но экспансивного типа, на всем протяжении своего развития расширяются в пространстве, оставляя в нем остаточные дуги, тыловые и междуговые бассейны с океанической корой.

Заметным различием между этими типами внутриокеанических систем является инициация и эволюция экспансивных систем в пределах Тихоокеана, вдали от областей активных окраин континентов. Даже приближение Идзу-Бонин-Марианской системы к сложно построенной континентальной окраине вызвало лишь формирование двойной субдукции, а не сокращение системы в пространстве [51, 104].

Возможно, причины принципиально различного характера геодинамики экспансивного и аккреционного типов развития внутриокеанических островодужных систем следует искать в различии процессов мантийных течений, возникших после закрытия Палеоазиатского и Индо-Азиатского океанов. К сожалению, некоторые факты можно почерпнуть лишь по результатам исследования индо-океанских геохимических ха-

рактеристик океанических комплексов, распространенных вплоть до Камчатки [11, 85].

Однако, как показывают исследования [85] глубинная граница в мантии между Индийским и Тихоокеанским типом могла существовать с начала раннего мела. Тем не менее, мантийные течения под Филиппинской плитой, судя по данным мантийной анизотропии на глубинах 50 и 200 км направлены на встречу субдуцирующей Тихоокеанской плите [67]. Аналогичное встречное по отношению Атлантической субдукции направление мантийных течений отмечено и для Карибской плиты [41].

Восстановление направления мантийных течений для аккреционных, сокращавшихся в пространстве, и лишь реконструируемых, островодужных систем невозможно. Однако, при прямой противоположности геодинамики этих систем, логично предполагать, что направление мантийных течений под нависающей плитой в аккреционной системе должно быть противоположным по отношению к такому же направлению в системе экспансивного типа, то есть согласным с направлением субдуцирующей плиты.

Иной тип геодинамики свойственен стабильной Алеутской островодужной системе, которая непосредственно связана с геодинамикой Евразийского и Северо-Американского континентов. От типичного строения внутриокеанических систем экспансивного и аккреционного типов Алеутскую систему отличает, прежде всего, отсутствие сформированного тылового бассейна.

Предполагается, что эта специфическая черта системы может быть связана с мантийным течением под нависающей плитой, которое имеет поперечное направление по отношению к направлению субдуцирующей плиты.

Формирование существующих внутренних структур Алеутской системы – палеогеновой островной дуги хребта Бауэрс и неогеновой океанической Командорской котловины были обусловлены, в первом случае – компенсацией разной скорости перемещения Северо-Американской и Евразийской континентальных плит, во втором случае, – появлением астеносферного окна вдоль Командорского сдвига.

ВЫВОДЫ

1. Авторами разработана систематизация внутриокеанических островодужных систем по геодинамике их развития в океаническом пространстве.

2. Среди существующих в настоящее время и реконструируемых (представленных террейнами на окраинах континентов) внутриокеанических островодужных систем позднего мезозоя–кайнозоя по различному характеру геодинамического

развития в пространстве отчетливо выделяются системы экспансивного, аккреционного и стационарного типов.

3. Системы экспансивного типа, примерами которых являются Идзу-Бонин—Марианская и Малых Антильских островов, разрастаются либо в сторону субдуцирующей океанической плиты, либо в сторону свободного океанического пространства, с образованием задговых бассейнов, остаточных (ремнантных) и действующих островных дуг. Геодинамика внутриокеанических систем экспансивного типа определяется процессами в океанических плитах. Мантийные течения под нависающей литосферной плитой направлены навстречу субдуцирующей плите.

4. Аккреционные системы, типа Олюторско—Восточно-Камчатской, Немуро—Мало-Курильской, Талкитна, завершили свое развитие, будучи включенными в состав активных окраин континентов. Их геологическое прошлое, реконструированное при геологических, петролого-геохимических, изотопных и палеомагнитных исследованиях, показывает, что эти системы сокращались в пространстве, вплоть до образования реликтовых террейнов, тектонически совмещенных с континентальными окраинами. Геодинамика внутриокеанических систем аккреционного типа также зависит от процессов в океанических плитах. Сделано предположение, что мантийные течения под нависающей литосферной плитой в аккреционных системах, в противоположность такому же направлению в экспансивных системах, совпадали с направлением субдуцирующей плиты.

5. Стационарная Алеутская островодужная система является межконтинентальной и ее развитие в пространстве, также как формирование внутренних структур (хребет Бауэрс) зависело от относительного перемещения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Наиболее специфической чертой этой системы является отсутствие признаков раскрытия тыловодужного бассейна, что неизменно характеризует экспансивные и аккреционные островодужные системы. Предполагается, что эта специфическая черта системы может быть связана с мантийным течением под нависающей плитой, которое имеет поперечное направление по отношению к направлению субдуцирующей плиты. С момента своего возникновения, Алеутская система была и оставалась автохтонной по отношению к Северо-Американскому и Евразийскому континентам.

Благодарности. Авторы искренне признательны д.г.-м.н. А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках бюджетной темы “Фундаментальные проблемы тектонических, литогенетических и магматических процессов в формировании складчатых структур Северо-Востока Азии”, FMMG-2023-0010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аккреционная тектоника Восточной Камчатки.* — Под ред. В.П. Зинкевича, Е.А. Константиновской, Н.В. Цуканова и др. — М.: Наука, 1993. 272 с.
2. *Богданов Н.А., Непрочнов Ю.П.* Геология глубоко-водных впадин Берингова моря. — В кн.: *История происхождения окраинных и внутренних морей.* — Докл. 27-го Симпозиума МГК — М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 2. С. 4—11.
3. *Батанова В.Г.* Интрузивные мафит-ультрамафитовые комплексы Юга Корякии. — Автореф. дис. ... к. г.-м. н. — М.: ГИН РАН, 1991. 25 с.
4. *Вержбицкий Е.В., Кононов М.В.* Генезис литосферы северной части мирового океана. — М.: Научный Мир, 2010. 478 с.
5. Геология западной части Беринговоморья. — М.: Наука, 1990. 158 с.
6. Геология юга Корякского нагорья. — М.: Наука, 1987. 158с.
7. *Говоров Г.И.* Геодинамика Малокурильской островодужной системы по геохронологическим и петрохимическим данным // ДАН. 2000. Т. 372. № 4. С. 521—524.
8. *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. — (М.: ИО РАН, 1992), 27 с.
9. *Гордеев Е.И., Пинегина Т.К., Ландер А.В., Кожурин А.И.* Берингия: сейсмическая опасность и фундаментальные вопросы геотектоники // Физика Земли. 2015. № 4. С. 58—63.
10. *Коваленко, Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Юга Корякии. — Автореф. дис. ... д. г.-м. н. — М.: ИГЕМ РАН, 2000. 48 с.
11. *Мартынов Ю.А., Кимура Ж.-И., Мартынов Ф.Ю., Рыбин А.В., Катакузе М.* Индийский тип мантии под Курильской островной дугой: изотопные исследования основных лав о. Кунашир // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 93—100.
12. *Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона, масштаба 1 : 2500000.* — М.: ИЛ РАН, 2000. 193 с.
13. *Печерский Д.М., Шапиро М.Н.* Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли, 1996. № 2. С. 31—51.
14. *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).
15. Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
 16. Сухов А.Н., Чехович В.Д., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Ландер А.В. Возраст фундамента подводного хребта Ширшова (Берингово море) по результатам исследования цирконов методом U-PB SHRIMP // ДАН. 2011. Т. 439. № 2. С. 233–239.
 17. 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.
 18. 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 Земл., 2016. № 4. С. 20–34.
 19. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813–838.
 20. Федоров П.И., Шанцер А.Е., Флеров Г.Б., Колосков А.В., Ананьев В.В. О соотношении кирганинского и китильгинского вулканоплутонических комплексов Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2013. Т. 21. № 1. С. 44–52.
 21. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие притихоокеанской зоны Камчатки в позднем мезозое—раннем кайнозое. — М.: Наука, 1991. 103 с.
 22. Цуканов Н.В. Позднемезозойская-кайнозойская геодинамика Олюторско-Камчатской аккреционной области. — Мат-лы XXIII Междунар. науч. конф. “Школы по морской геологии. Геология морей и океанов”. — М.: ИО РАН, 2019. Т. V. С. 281–286.
 23. Чехович В.Д. О разных уровнях аккреции энсиматических островных дуг // Геотектоника. 2006. № 2. С. 24–35.
 24. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол позднемеловой Ачайваям-Валагинской вулканической дуги в палеогене (террейны Южной Кореи и Восточной Камчатки) // ДАН, 2006. Т. 409. № 5. С. 658–661.
 25. 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. № 22. С. 1–28.
 26. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
 27. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
 28. Allen R.W., Collier J.S., Stewart A.G., Henstock T., Goes S., Rietbrock A. The role of arc migration in the development of the Lesser Antilles: A new tectonic model for the Cenozoic evolution of the eastern Caribbean // Geology. 2019. Vol. 47. No. 9. P. 891–895.
 29. Aitchison J.C., Ali J.R., Shoshonites in Southern Tibet: Record Late Jurassic rifting of a Tethyan intraoceanic island arc // J. Geol. 2007. Vol. 115. No. 2. P. 197–213.
 30. Arculus R.J., Ishizuka O., Bogus K.A. et al. A record of spontaneous subduction initiation in the IzuBonin-Mariana arc // Nature Geosci. 2015. Vol. 8. P. 728–734.
 31. Arnaiz-Rodriguez M.S., Audemard F. Isostasy of the Aves Ridge and neighbouring basins // Geophys. J. Int. 2018. Vol. 215. P. 2183–2197.
 32. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. P. 237–269.
 33. Barrera-Lopez C.V., Mooney W.D., Mikhail K., Kaban M.K. Regional geophysics of the Caribbean and Northern South America: Implications for tectonics // Geochem. Geophys. Geosyst. 2022. Vol. 23. P. 1–24.
 34. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion oceanic plateau to allochthonous terrain // Science. 1981. Vol. 213. P. 47–54.
 35. Biju-Duval B., Moore J.C., Blackinton G. et al. Premiers resultats des forages IPOD implants lors de la croisiere 78A du Glomar Challenger au nord-est de la ride de la Barbade (arc des Petites Antilles): Tectonique frontale d'un prisme d'accrdtion // C.R. Acad. Sci. D. 1981. Vol. 293. No. 8. P. 621–628.
 36. Bosch D., Zami F., Philippon M., Lebrun J.-F., Münch P., Cornée J.-J. et al. Evolution of the northern part of the Lesser Antilles arc — Geochemical constraints from St. Barthélemy Island lavas // Geochem. Geophys. Geosyst. 2022. Vol. 23. P. 1–29.
 37. Boschman L.M., van Hinsbergen D.J.J., Torsvik T.H., Spakman W., Pindell J.L. Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic // Earth-Sci. Rev. 2014. Vol. 138. P. 102–136.
 38. Bouysse Ph.t Schmidt-Effing R., Westercamp D. La Desirade Island (Lesser Antilles) revisited: Lower Cretaceous radiolarian cherts and arguments against an ophiolitic origin for the basal complex // Geology. 1983. Vol. 11. No. 4. P. 244–247.
 39. Christeson G.L., Pitken T.J. Crustal structure of the Caribbean—northeastern South America arc continent collision zone // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. B08104. P. 1–19.
 40. Christensen G.L., Bath G.A. Aleutian oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 425. P. 167–175.
 41. Chen Y-W., Colli L., Bird D.E., Jonny Wu J., Zhu H. Caribbean plate tilted and actively dragged eastwards by low-viscosity asthenospheric flow // Nature Communications. 2021. Vol. 12. P. 1–9.
 42. Cleary W., Curan H.A., Thayer P.A. Barbados Ridge: Inner trench slope sedimentation. — Northampton,

- MA. Smith College, Geosciences: Faculty Publ. 1984. P. 527–540.
43. *Clift P.D., Pavlis T., DeBari S.M., Draut A.E., Rioux M., B. Kelemen P.B.* Subduction erosion of the Jurassic Talkeetna-Bonanza arc and the Mesozoic accretionary tectonics of western North America // *Geology*. 2005. Vol. 33. No. 11. P. 881–884.
 44. *Clift P., Vannucchi P.* Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust // *Rev. Geophys.* 2004. Vol. 42. P. 1–31. RG2001.
 45. *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: Beauford Sea to Baja California*. — Ed.by D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder — Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX. 1987. Vol. 6. P. 73–102.
 46. *Deschamps A., Lallemand S.* Geodynamic setting of Izu-Bonin-Mariana boninites. — In: *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. — Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2003. Vol. 219. P. 163–185.
 47. *Diebold J.B., Stoffa P.L., Buhl P., Truchan M.* Venezuela Basin crustal structure // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. No 9. P. 7901–7923.
 48. *Dimalanta D., Faustino-Eslava D., Gabo-Ratio J., Marquez E.C., Padrones J. et al.* Characterization of the proto-Philippine Sea Plate: Evidence from the emplaced oceanic lithospheric fragments along Eastern Philippines // *Geosci. Frontiers*. 2020. Vol. 11. P. 3–11.
 49. *Domeier M., Shepard G.V., Jacob J., Gaina C., Torsvik T.H.* Intraoceanic subduction spanned the Pacific in the Late Cretaceous–Paleogene // *Sci. Advance*. 2017. Vol. 3. No. 11. P. 1–5.
 50. *Faccena C., Di Giuseppe E., Funiciello F., Lallemand S., Hunen van J.* Control of seafloor aging on the migration of the Izu-Bonin-Mariana trench // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 288. No. 3. P. 386–398.
 51. *Faccena C., Holt A., Becker Th., Lallemand S.* Dynamics of the Ryuku-Izu-Bonin-Mariana double subduction system // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 746. P. 229–238.
 52. *Finzel E.S., Flesch L.M., Ridgway K.D., Holt W.E., Ghosh A.* Surface motions and intraplate continental deformation in Alaska driven by mantle flow // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. P. 4350–4358. <https://doi.org/10.1002/2015GL063987>
 53. *Garroq C., Lalltmand S., Marcaillou B., Lebrun J-F., Padron C., Kingelhoefer F., Laigle M.* Genetic relation between the Aves Ridge and the Grenada back-arc basin, East Caribbean sea // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2021. Vol. 126. P. 1–29.
 54. *García-Reyes A., Dymen J.* Structure, age, and origin of the Caribbean Plate unraveled // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021. Vol. 571. P. 117100.
 55. *Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins: Beauford Sea to Baja California*. — Ed.by D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder — Houston, (eds. TX. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. 1987. Vol. 6.
 56. *Giunta G., Oliverri E.* Some remarks on the Caribbean Plate kinematics: Facts and remaining problems. — *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. — Ed.by K.H. James, M.A. Lorente, J.L. Pindell — Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2009. Vol. 328. P. 57–75.
 57. *Ghosh N., Hall S.A., Casey J.P.* Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin. — In: *Caribbean–South America plate boundary and regional tectonics*. — Boulder. Colorado. USA 1984. P. 65–80.
 58. *Gomez S., Bird D., Mann P.* Deep crustal structure and tectonic origin of the Tobago-Barbados ridge // *Interpretation*. 2018. Vol. 6. No. 2. P. T471–T484.
 59. *Harisma H., Naruse H., Asanuma H., Hirata H.* The origin of the Paleo-Kuril Arc, NE Japan: Sediment provenance change and its implications for plate configuration in the NW Pacific egeion Since the Late Cretaceous // *Tectonics*. 2022. Vol. 41. P.1–30.
 60. *Huyghe P., Foata M., Deville E., Mascle G.* Channel profiles through the active thrust front of the southern Barbados prism // *Geology*. 2004. Vol. 32. No. 5. P. 429–432.
 61. *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.
 62. *Ishizuka O., Tani K., Reagan M.K., Kanayama K., Umino S., Harigane Y., Sakamoto I., Miyajima Y., Yuasa M., Dunkley D.J.* The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc//*Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 306. P. 220–240.
 63. *Ishizuka O., Yuasa M., Tamura T., Shukuno H., Stern R.J., Naka J., Joshima M., Taylor N.* Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu–Bonin–Mariana intra-oceanic arc rift propagation // *Earth Planetary Sci. Lett.* 2010. Vol. 294. P. 111–122.
 64. *Ishizuka O., Hickey-Vargas R., Arculus R.J., Yogodzinski G.M., Savov I.P., Kusano Y., McCarty A., Brandl Ph.A., Sudo M.* Age of Izu-Bonin-Mariana arc basement // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 481. No. 2. P. 80–90.
 65. *Janiszewski H.A., Abers G.A., Shillington D.J., Calkins J.A.* Crustal structure along the Aleutian island arc: constrained by active source data // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. No. 8. P. 2977–2992.
 66. *Jicha B.R., Scholl D.W., Singer B.S., Yogodzinski G.M., Kay S.M.* Revised age of Aleutian Island arc formation implies high rate of magma production // *Geology*. 2006. Vol. 34. No. 3. P. 661–664.
 67. *Jolivet L., Faccenna C., Becker Th., Tesauro M., Sternai P., Bouilho P.* Mantle Flow and Deforming Continents: From India-Asia Convergence to Pacific Subduction // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. P. 2887–2914.

68. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in Western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. № 2. P. 2542–2561.
69. *Karig D.E.* Remnant arcs // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1972. Vol. 83. P. 1037–1068.
70. *Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volozh Yu.A.* The Vendian-Early Paleozoic History of the Continental Margin of Eastern Paleogondwana, Paleasian Ocean, and Central Asian Foldbelt // *Russian Journal of Earth Sciences*, 2003. Vol. 5. № 3. P. 165–184.
71. *Kogan M.G., Frolov D.I., Vasilenko N.F., Fraymuller J.T., Steblou G.M., Ekstom G., Tikov N.N.* Plate coupling and strain in far western Aleutian arc modeled from GPS data // *Geophys. Res. Lett.*, 2017. Vol. 44. № 7. P. 3176–3183.
72. *Kusunoki K., Kimura G.* Collision and extrusion at the Kuril-Japan arc junction // *Tectonics*. 1998. Vol. 17. No. 6. P. 843–858.
73. *Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S., Park J-W., Maas R., Demonterova E.I. and et al.* Primitive high-K intraoceanic arc magmas of Eastern Kamchatka: Implications for Paleo-Pacific tectonics and magmatism in the Cretaceous // *Earth-Sci. Rev.* 2021. Vol. 220. Art. 103703.
74. *Lallemant S.* Philippine Sea Plate inception, evolution, and consumption with special emphasis on the early stages of Izu-Bonin–Mariana subduction // *Progr. Earth Planet. Sci.* 2016. Vol. 4. P. 3–15.
75. *Lay T., Ye L., Cheung K.F., Kamamori H., Freymuller J., Steblou G.M., Kogan M.G.* Rupture along 400 km of the Bering fracture zone in the Komandorski island earthquake ($M_w = 7.8$) of 17 July 2017 // *Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 44. No. 24. P. 12161–12169.
76. *Layer P.W., Scholl D.W., Newberry R.J.* Ages of igneous basement from the Komandorski Islands, Far Western Aleutian Ridge // *Eos Trans. AGU.* 2007. Vol. 88. No. 52. P. 49–56.
77. *Levashova N.M., Bazhenov M.L., Shapiro M.N.* Late Cretaceous paleomagnetism of the East Ranges island arc complex, Kamchatka: implications for terrane movements and kinematics of the North–West Pacific // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 24843–24857.
78. *Levashova N.M., Shapiro M.N., Beyiamovsky V.N., Bazhenov M.L.* Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous–Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka: Kinematic implications // *Tectonics*. 2000. Vol. 19. P. 834–851.
79. *Lin Y-A., Colli L., Wu J.* NW Pacific–Panthalassa intra-oceanic subduction during Mesozoic times from mantle convection and geoid models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2022 Vol. 23. No. 11. P. 1–24.
80. *Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaseva L.P.* Seismicity of the Bering Strait region; evidence for a Bering Block // *Geology*. 1997. Vol. 25. No 11. P. 979–982.
81. *McConeghy J., Flesch L., Elliott J.* Investigating the effect of mantle flow and viscosity structure on surface velocities in Alaska using 3D geodynamic models // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2022. Vol. 127. P. 1–24. e2022JB024704. <https://doi.org/10.1029/2022JB024704>
82. *Malfait B.T., Dinkelman M.* Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate // *GSA Bull.* 1972. Vol. 83. No. 2. P. 251–271.
83. *Manselle P., Brueseke M.E., Trop J.M., Benowitz J.A., Darin C. Snyder D.C., Hart W.K.* Geochemical and stratigraphic analysis of the Chisana Formation, Wrangellia Terrane, Eastern Alaska: Insights into Early Cretaceous magmatism and tectonics along the Northern Cordilleran Margin // *Tectonics*. 2020. Vol. 39. No 8. P. 1–23.
84. *Mattison J.M., Pessagno E.A. JR., Montgomery H., Hopson C.A.* Late Jurassic age of oceanic basement at La Désirade Island, Lesser Antilles arc. – In: *Ophiolites, Arcs and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson*, – Ed. by J. Wright, J. Shervais – *GSA Spec. Pap.* 2008. Vol. 438. P. 175–190.
85. *Miyazaki T., Kimura J-I., Senda R., Vaglarov B.S., Chang Q., Takahashi T. and et al.* Missing western half of the Pacific Plate: Geochemical nature of the Izanagi–Pacific Ridge interaction with a stationary boundary between the Indian and Pacific mantles // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2015. Vol. 16. P. 3309–3332.
86. *Mohammadzadeh A., Johnston S.T., Muller D.A.* Quantitative Tectonic Plate Reconstruction of Western North America and the Eastern Pacific basin // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2020. Vol. 12. P. 1–25.
87. *Nebel O., C. Münker C., Nebel-Jacobsen Y.J., Kleine T., Mezger K., Mortimer N.* Hf–Nd–Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian–Pacific mantle boundary in the SW Pacific // *Earth Planetary Sci. Lett.* 2007. Vol. 254. P. 377–392.
88. *Negredo A.M., Jimenez-Munt I., Villasenor W.* Evidence for eastward mantle flow beneath the Caribbean plate from neotectonic modeling // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. P. 1–4.
89. *Pavlis T.L., Amato J.M., Trop J.M., Ridgway K.D., Roeske S.M., Gehrels G.E.* Subduction Polarity in Ancient Arcs: A Call to Integrate Geology and Geophysics to Decipher the Mesozoic Tectonic History of the Northern Cordillera of North America: REPLY//*GSA Today*, 2020. Vol. 30. P. 51–67.
90. *Pindell J.L., Kennan L.* Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. – In: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. – E. by K.H. James, M.A. Lorente, J.L. Pindell – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2009. Vol. 328. P. 1–55.
91. *Safonova I.A., Kotlyarov A., Krivonogov S.* Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian ocean // *Geodynam. Tectonophys.* 2017. Vol. 8. No. 3. P. 547–55.
92. *Sato K., Kawabata H., Scholl D.W., Hyodo H., Takahashi H., Suzuki K., Kamagai H.* ⁴⁰Ar–³⁹Ar dating and tectonic implication of volcanic rocks recovered at IODP Hole U1342 on Bowers Ridge, Bering Sea. –

- In: *Deep Sea Research. — Part II — Tropical Study in Oceanography*. — (Japan, 23 March, 2015).
93. *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. No 6. P. 1732–1740.
 94. *Sokolov S.D., Tuchkova M.I.* Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region // *GSA Spec. Pap.* 2015. Vol. 513. P. 461–481.
 95. *Stern R.J., Fouch M.J., Klemperer S.L.* An Overview of the Izu-Bonin–Mariana Subduction Factory // *Geophys. J. Monograph* 2003. Vol. 138. P. 175–222.
 96. *Stern R.J.* The anatomy and ontogeny of modern intra-oceanic arc systems. — In: *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*. — Ed. by T.M. Kusky, M.-G. Zhai, W. Xiao — *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2010. Vol. 338. P. 7–34.
 97. *Stern R.J., Barth G.A., Scheirer D.S., Scholl D.W.* Did the Bering Sea form as a Cenozoic Back Arc Basin? — T34S The Geodynamics of Tectonics. AGU Fall Meeting. 2012.
 98. *Stern R., Scholl D., Barth G., Scheirer D. et al.* Drilling to determine the origin of the Aleutian Arc–Basin System and the climate, oceanographic, diagenetic and deep biospheric record in its sedimentary fill // *IODP Proposal Cover Sheet*. 2015.
 99. *Takahashi N., Kodaira S., Klemperer S.L., Tatsumi Y., Kaneda Y., Suyehiro K.* Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc // *Geology*. 2007. Vol. 35. No. 3. P. 203–206.
 100. *Tetreault J.L., Buiter J.H.* Future accreted terranes: a compilation of island arcs, oceanic plateaus, submarine ridges, seamounts, and continental fragments // *EGU Solid Earth*. 2014. Vol. 5. P. 1243–1275.
 101. *Torsvik T.H., Steinberger B., Shephard G.E., Doubrovine P.V., Gaina C., Domeier M., Conrad C.P., Sager W.* Pacific–Panthalassic reconstructions: Overview, errata and the way forward // *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2019. Vol. 20. P. 3659–3689.
 102. *Van Benthem S., Govers R.* The Caribbean plate: Pulled, pushed, or dragged // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2010. Vol. 115. Is. B10. B10409.
 103. *Uyeda S., Ben Avraham Z.* Origin and development of the Philippine Sea // *Nature*. 1972. Vol. 40. P. 176–178.
 104. *Zhang T.-Y., Lia P.-F., Shanga L.-N., Conga J.-Y., Lia X., Yaoc Y.-J., Zhanga Y.* Identification and evolution of tectonic units in the Philippine Sea Plate // *China Geology*. 2022. Vol. 5. P. 96–109.
 105. *Wanke M., Portnyagin M., Hoernle K., Werner R., Hauff F., van den Bogaard P., Garbe-Schönberg B.* Bowers Ridge (Bering Sea): An Oligocene–Early Miocene island arc // *Geology*. 2012. Vol. 40. No. 2. P. 687–690.
 106. *Westbrook G.K., Ladd J.W.* Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 631–635.
 107. *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.
 108. *Wu J., Lin Y.-A., Flamen N., Liu Y.* Northwest Pacific–Izanagi plate tectonics since Cretaceous times from western Pacific mantle structure // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2022. Vol. 583. P. 1–17.
 109. *Yutani T., Hirano., Tanaka H., Sumino H., Machida S., Sekimoto S. et al.* An intraoceanic juvenile arc of shoshonite and adakitic andesite in the Nemuro Belt, the Lesser Kuril Arc, across the K/Pg boundary // *Cretaceous Research*. 2023. Vol. 147. Pages?.
 110. *Yana Q., Shi X., Yuana L., Yana S., Liua Z.* Tectono-magmatic evolution of the Philippine Sea Plate: A review // *Geosystems and Geoenvironment*. 2022. Vol. 1. 10018.
 111. *Yumul G.P., Dimalanta C.B., Maglambayan V., Marquez E.J.* Tectonic setting of a composite terrane: A review of the Philippine island arc system // *Geosciences Journal*. 2008. Vol. 12. № 1. P. 7–17.

Geodynamic Evolution of Intra-Oceanic Island–Arc Systems: Expansive (Izu-Bonin–Marian), Accretionary (Nemuro–Olyutor) and Stationary (Aleutian) Types

V. D. Chekhovich^a, *, A. N. Sukhov^a

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per. bld. 7, 119017 Moscow, Russia

*e-mail: vadimchekhovich@mail.ru

The authors propose a typification of intra-oceanic island–arc systems according to the geodynamics of their development in the oceanic space. The currently existing and reconstructed (represented by terranes on the margins of the continents) intraoceanic island–arc systems of the late Mesozoic–Cenozoic are subdivided into expansive, accretionary, and stationary types. Systems of the expansive type (Izu-Bonin–Marian and Lesser Antilles) grow both towards the subducting oceanic plate and towards the free oceanic space — their geodynamics is determined by processes in the oceanic plates. The mantle currents under the overhanging lithospheric plate are directed towards the subducting plate. Accretionary systems such as the Olyutor–East Kamchatka, Nemuro–Lesser Kuril, and Talkitna systems have completed their development as part of active continental margins. The paleotectonic reconstruction of such systems shows that these systems in the course of their development were reduced to relict terranes, tectonically aligned with continental margins. The geo-

dynamics of intra-ocean systems of the accretion type also depends on processes in oceanic plates, but leads to the opposite result compared to expansive systems. This is due to the direction of mantle flows under the overhanging plate, which is opposite to the expansion type, i.e. coinciding in direction with the mantle flow under the absorbed plate. The stationary Aleutian island-arc system is intercontinental and its development in space, as well as the formation of internal structures (the Paleogene island arc of the Bowers Ridge), depended on the difference in the relative movement of the Eurasian and North American lithospheric plates. The most specific feature of this system is the absence of signs of back-arc basin opening, which invariably characterizes expansive and accretionary island-arc systems. It is assumed that this specific feature of the system may be related to the mantle flow under the overhanging slab, which has a transverse direction with respect to the direction of the subducting slab. The Aleutian system, from the moment of its formation, was and remained autochthonous in relation to the North American and Eurasian continents.

Keywords: geodynamics, intraoceanic island-arc systems, subducting plate, active continental margin, mantle current, lithospheric plate movement, Mesozoic–Cenozoic