

УДК 551.24:551.7+551.462:551.24(5)

## ЧТО ОПРЕДЕЛЯЕТ РАЗВИТИЕ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА: ГЕОДИНАМИКА ДВИЖЕНИЙ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ ИЛИ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА?

© 2016 г. В. П. Уткин

Представлено академиком РАН Ю.М. Пушаровским 26.02.2014 г.

Поступило 25.11.2014 г.

Главная особенность тектогенеза Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода – формирование в мезозое–кайнозое левых сдвигов, образующих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону с парагенезом составляющих ее разломных систем разной ориентировки. Парагенетическим анализом установлено, что блоки континентальной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, сопровождаемая формированием структур сжатия и растяжения, смещались на сотни километров вдоль систем транзитных левых сдвигов Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны в юго-юго-западном направлении, что объясняется тектонической активностью Азиатского континента, смещавшегося на юго-запад. Напротив, процессы структурирования нависающего края континента трудно объяснить субдукцией океанических плит в северо-северо-западном направлении, как считают, встречном по отношению к смещению континентальной коры.

DOI: 10.7868/S086956521609022X

Формирование континентальной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (АТЗП), ее структурирование и последующая деструкция с развитием наложенных поясов – вулканического и окраинных морей согласно плитной тектонике – следствие нормальной и косой субдукции океанических плит под Азиатский континент, возможное участие геодинамики которого в развитии АТЗП практически исключается, что нельзя признать правильным. Мы изучили инфраструктуру АТЗП и процессов ее формирования независимо от существующих концептуальных моделей внешних геодинамических причин с позиций тектонической активности океанических плит. АТЗП характеризуется достаточно высокой степенью изученности, позволившей расшифровать динамо-кинематические особенности ее развития, в котором важная роль принадлежит геодинамике движений Азиатского континента.

Главная особенность тектогенеза АТЗП – развитие в мезозое–кайнозое транзитных левых сдвигов северо-северо-восточного простирания, образующих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ) [1]. Установленные левосторонние смещения блоков континентальной коры на десятки, а в некоторых случаях (сдвиги

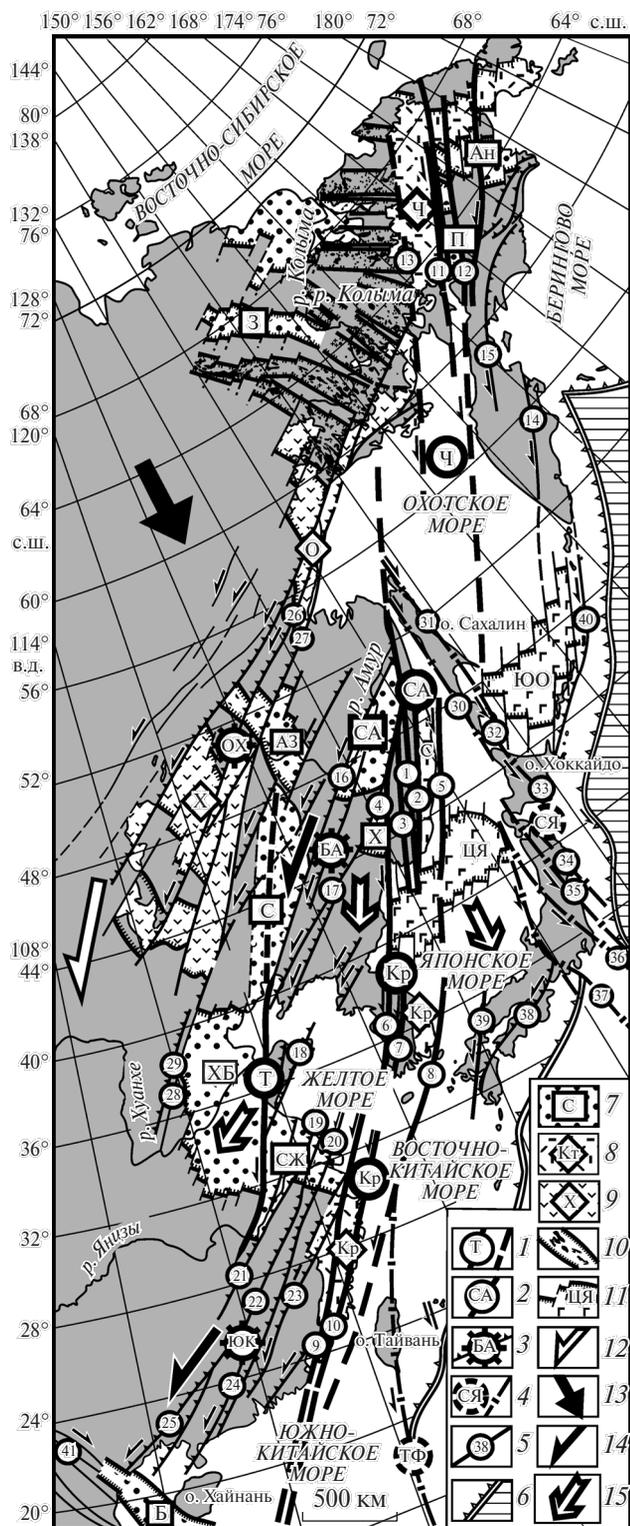
Тан-Лу, Центральный Сихотэ-Алинский) и на сотни километров ([2–4] и др.) нельзя ничем объяснить, кроме как следствием смещения Азиатского континента на юго-запад и (или) Тихоокеанской плиты на северо-восток [5]. Однако проблема оставалась нерешенной, так как левые сдвиги и созданный в левосдвиговом режиме структурный рисунок АТЗП могли формироваться в обоих случаях. Важно установить активность смежных блоков (крыльев) сдвигов: левосдвиговые смещения северо-западных крыльев – следствие смещения Азиатского континента на юго-запад, и, напротив, идентичная кинематика юго-восточных крыльев – свидетельство смещения Тихоокеанской плиты на северо-восток. С этой же целью важно установить направления перемещения континентальных масс в процессах формирования структур растяжения и скупивания. В решении поставленных задач использован парагенетический анализ формирования инфраструктуры ВАГСЗ.

В ВАГСЗ доминируют три транзитные разломные системы (рис. 1). Одна из систем (продольная, стержневая в ВАГСЗ) – левые сдвиги, ориентированные параллельно краю Азии (северо-северо-восток  $25^{\circ}$ – $30^{\circ}$ ), а две другие (диагональные) – косо и представлены приконтинентальной (левые взбросо-сдвиги, северо-восток  $50^{\circ}$ – $70^{\circ}$ ) и приокеанической (преимущественно левые сдвиги меридиональные) системами. В анализ вовлечены разломы, имеющие собственные названия, что подчеркивает достаточно высокую степень их

Дальневосточный геологический институт  
Дальневосточного отделения  
Российской Академии наук, Владивосток  
E-mail: stakhor@yandex.ru

морфо-кинематической изученности исследователями России, Китая, Японии, Кореи. Инфраструктура ВАГСЗ идентична строению известных в мире природных сдвиговых зон и зон, воспроизведенных экспериментально, что позволяет рассматривать ВАГСЗ как целостную структуру с па-

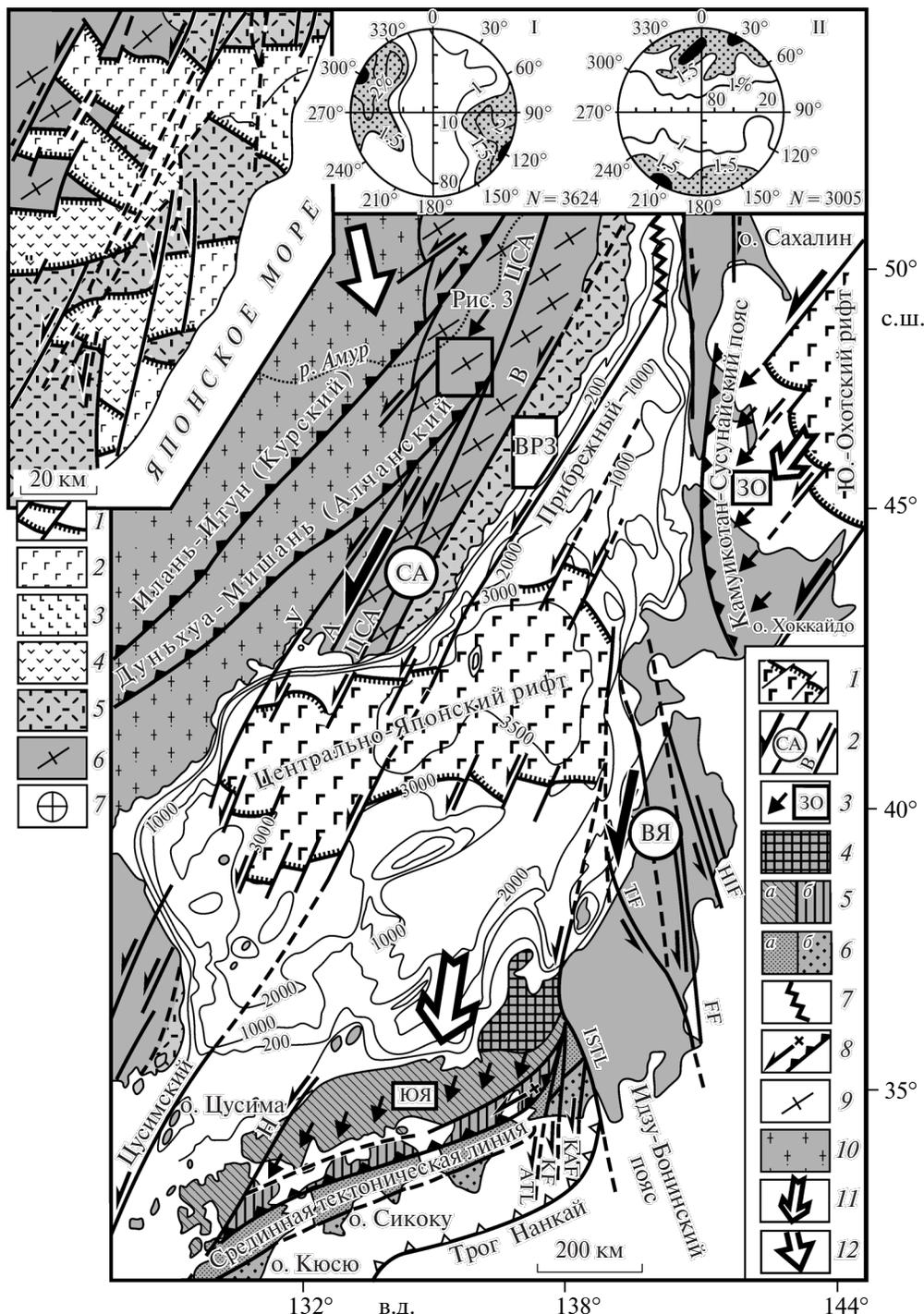
рагенезом составляющих ее разломных систем. Исследован [7] парагенез продольной (левые сдвиги Тан-Лу и Сихотэ-Алинские) и диагональной (левые взбросо-сдвиги Бохай-Амурской зоны) систем (рис. 1). В период от юры (возможно, триаса) до конца раннего мела продольные левые сдвиги формировались синхронно с диагональными взбросами, развивавшимися в одном плане с Сихотэ-Алинской чешуйчато-складчатой системой как дуплексами сжатия левых сдвигов (рис. 2). К позднему мелу сдвиг Тан-Лу (Т) трансформировался в структуру растяжения [8] с крат-



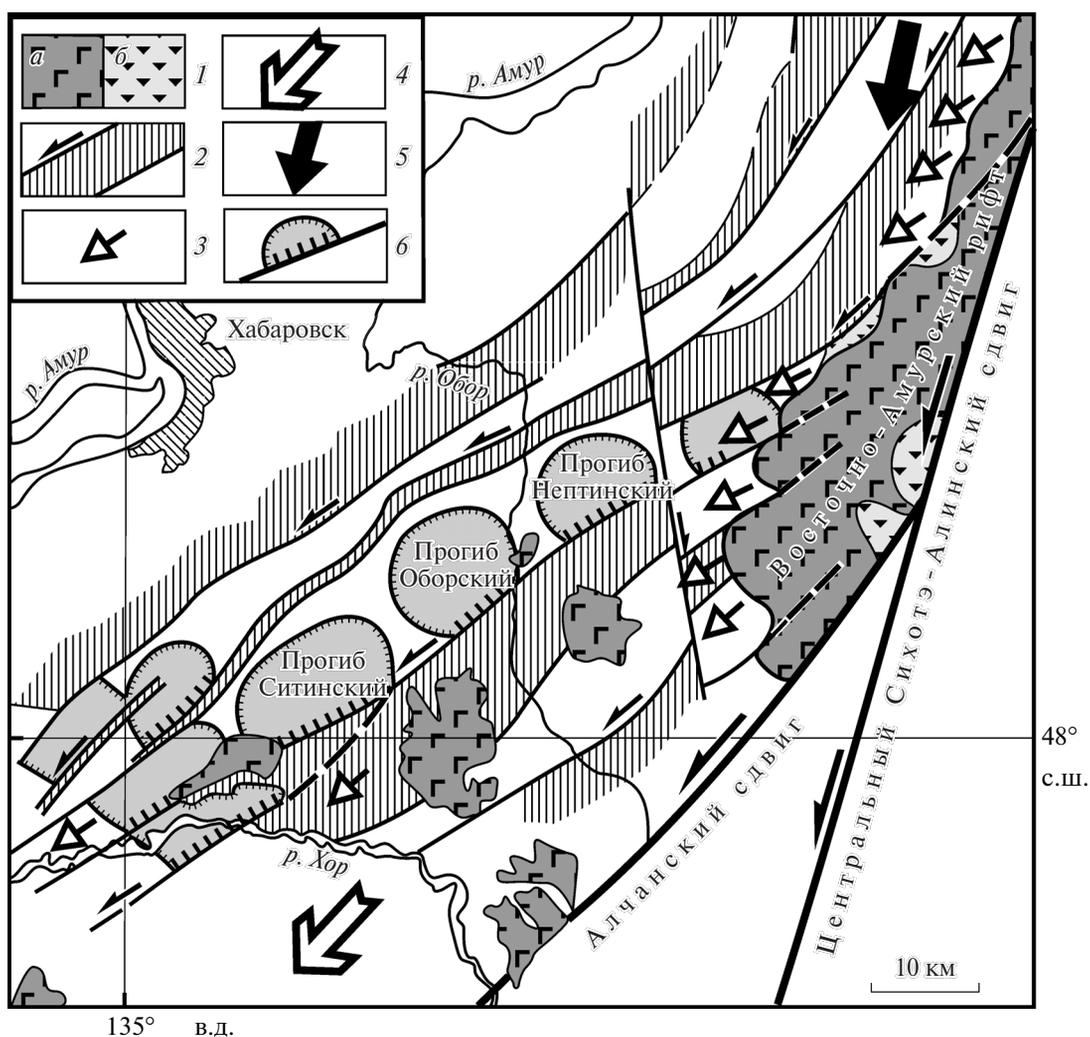
**Рис. 1.** Инфраструктура и динамо-кинематическая схема развития Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ). Составлена с использованием материалов [1–8] и др.: 1, 2 – продольная система левых сдвигов (северо-восток, 25°–30°): 1 – сдвиг Тан-Лу (пунктир – предполагаемое продолжение сдвига), 2 – Чукотско-Вьетнамская, стержневая в ВАГСЗ, и составляющие ее зоны (частные сдвиги зон – кружки с цифрами): СА – Сихотэ-Алинская (1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 3 – Арсеньевский, 4 – Уссурийский, 5 – Прибрежный); Кр – Корейская (6 – Ендонг, 7 – Конджу, 8 – Цусимский); Кт – Китайская (9 – Люшуй-Хайфон, 10 – Чанг-Нанао); Ч – Чукотская (11 – Анадырский, 12 – Пенжинский, 13 – Эвенский, 14 – Восточно-Камчатский, 15 – Центрально-Камчатский); 3 – диагональная приконтинентальная система взбросо-сдвигов и составляющие ее зоны: БА – Бохай-Амурская (16 – Илань-Итун, 17 – Дуньхуа-Мишань, 18 – Ялуцзян-Циндао), ЮК – Южно-Китайская (19 – Сунтао-Душаньский, 20 – Байлу-Хэцзу, 21 – Цзюэцзянский, 22 – Ганьцзянский, 23 – Шаоу-Хэюань, 24 – Сыхуэй-Учунаньский, 25 – Миншань-Дуньсин), ОХ – Охотско-Хинганская (26 – Северо-Удский, 27 – Улигданский, 28 – Тайдун, 29 – Цзычунгуанский); 4 – диагональная приокеаническая система сдвигов: СЯ – Сахалин-Японская (30 – Западно-Сахалинский, 31 – Поронайский, 32 – Мерейский, 33 – Идоннапу, 34 – Хитокабэ-Ирия, 35 – Футаба, 36 – Танакура, 37 – Итоигава-Шизуока), ТФ – Тайвань-Филиппинская; 5 – прочие разломы вне выделенных зон: 38 – Срединная Тектоническая Линия, 39 – Нагато, 40 – Срединно-Курильский, 41 – Красной Реки; 6 – зоны Бенюфа (субдукции) и океаническая кора (штриховка); 7 – осадочные бассейны (СА – Среднеамурский, С – Сунляо, АЗ – Амурсо-Зейский, Х – Ханкайский, Ан – Анадырский, П – Пенжинская группа, ХБ – Хуабей-Бохайваньский, СЖ – Субей-Желтоморский, З – Зырянский, Б – Бак-Бо); 8 – Восточно-Азиатский вулканический пояс и его сегменты: Ч – Чукотский, С – Сихотэ-Алинский, Кр – Корейский, Кт – Китайский; 9 – Охотско-Хинганский вулканический пояс и его сегменты: О – Охотский, Х – Хинганский; 10 – содвиговые структуры растяжения, контролирующие субинтрузивный кислый магматизм; 11 – рифтогенные впадины с океанической корой: ЦЯ – Центрально-Японская, ЮО – Южно-Охотская; 12 – направление смещения континента; 13 – направление ротационных (полособежных) сил; 14 – направления смещений северо-западных крыльев левых сдвигов Бохай-Амурской и Южно-Китайской сдвиговых зон с раскрытием рифта Тан-Лу; 15 – направления смещений континентальных масс вдоль сдвигов продольной и диагональных систем.

современными эпизодами незначительных левых и правых сдвигов ([9] и др.). Сихотэ-Алинские левые сдвиги продолжали быть активными с изменением кинематики разломов Бохай-Амурской системы с преимущественно взбросовой на преимущественно левосдвиговую, что привело к левосдвиговому разобщению восточной границы архей-протерозойского кратоногена на амплитуды от десятков до первых сотен километров (рис. 2)

с развитием вдоль этих разломов позднемеловых-кайнозойских осадочных бассейнов типа пулл-апарт, в которых левосдвиговая компонента растяжения играла определяющую роль [7]. Синхронно раскрывался разлом Т, S-образная форма которого (рис. 1) отвечает морфологии дуплекса растяжения несоосных левых сдвигов Бохай-Амурской (БА) и Южно-Китайской (ЮК) зон диагональной системы с развитием рифтовой до-



**Рис. 2.** Динамо-кинематическая схема формирования Япономорского региона. Составлена с использованием материалов [2, 5–7, 10, 12] и др.: 1 – рифты с корой океанического типа (дуплексы растяжения несоосных левосдвиговых зон); 2 – сдвиговые зоны и составляющие их левые сдвиги: СА – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, В – Восточно-Сихотэ-Алинский, А – Арсеньевский, У – Уссурийский), ВЯ – Восточно-Японская (ТФ – Танакура, FF – Футаба, HIF – Хитокабэ-Ирия, ISTL – Итоигава-Шизуока, АТЛ – Акаиши, КАФ – Касаюма, КФ – Коумо, STL – Сасаюма); 3 – фронтальные пояса сжатия и скучивания масс: ЗО – Западно-Охотский, ЮЯ – Южно-Японский; 4–6 – зональное строение юго-западной Японии: 4 – массив Хида, 5а – преимущественно среднетриасовые–каменноугольные комплексы, 5б – юрский аккреционный комплекс (пояса Самбагава, Чичибу, Курасегава), 6 – мел-кайнозойский аккреционный пояс Шиманто; а – северный позднемеловой пояс, б – южный палеоген-раннемиоценовый пояс; 7 – рифт Татарского пролива; 8, 9 – взросо-сдвиги (8), формировавшиеся в раннем мезозое как взбросы в одном плане с Сихотэ-Алинской чешуйчато-складчатой системой (9); 10 – архей-протерозойский кратоноген, включающий Буреинский, Цзямусы, Ханкайский массивы и Сино-Корейский кратон; 11 – направления смещения коровых масс с формированием тыловых структур растяжения и фронтального сжатия; 12 – направление ротационных (полюсообразных) сил. Врезка. 1–4 – сосдвиговые структуры растяжения (1), контролируемые базальтоиды: позднемиоценовые (2), ранне-среднемиоценовые (3), палеоцен-олигоценные (4); 5 – позднемиоценовые вулканоплутонические комплексы первого этапа сосдвигового растяжения коры с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 6 – раннемеловой складчатый фундамент вулканического чехла; 7 – диаграммы (верхняя полусфера) массовых замеров тектонических сместителей (I) и погружений тектонических штрихов (II), отражающие формирование структур растяжения в сдвиговом поле; N – количество замеров; ВРЗ – врезка.



**Рис. 3.** Динамо-кинематическая схема раскрытия Восточно-Амурского рифта (месторасположение на рис. 2). 1 – позднекайнозойские базальтоиды (а) и позднемеловые вулканогенно-осадочные комплексы (б), компенсирующие рифт; 2 – блоки складчатого фундамента Среднеамурского осадочного бассейна (по геофизическим данным), ограниченные сдвигами; 3 – направление растяжений в ограниченных сдвигами блоках коры; 4 – направление смещения северо-западного крыла Алчанского левого сдвига с формированием тылового Восточно-Амурского рифта; 5 – сосдвиговое сжатие, генерированное смещением масс по ЦСА левому сдвигу в этом направлении; 6 – кайнозойские впадины, связанные с растяжением блоков, ограниченных сдвигами, синхронными материнскому Алчанскому сдвигу.

лины шириной до 80 км и примыкающих к ней осадочных бассейнов Хуабей-Бохайваньского и Субей-Желтоморского с характерными для них ступенчатыми сбросами в сторону Т – материнской структуры растяжения. Формирование рифта Т происходило в условиях левых смещений северо-западных крыльев БА и ЮК несоосных левосдвиговых зон на юго-запад, что подтверждается синхронным раскрытием Восточно-Амурского (ВА) рифта, сформированного на сочленении левого сдвига ДМ (Дуньхуа-Мишаньский, в России Алчанский) с Центральным Сихотэ-Алинским (ЦСА) левым сдвигом (рис. 3). ВА-рифт формировался как тыловая структура растяжения, смещавшегося на юго-западе северо-западного крыла разлома ДМ, вследствие юго-юго-западного сжатия, которое генерировалось в процессе значительного (60–200 км) смещения в этом направлении северо-западного крыла ЦСА сдвига. Смещения северо-западных крыльев левых сдвигов диагональной и продольной систем на юго-запад – прямое свидетельство смещений Азиатского континента в этом направлении, что, по-видимому, и определяло развитие левосдвиговой инфраструктуры ВАГСЗ.

Рифтогенные осадочные бассейны весьма обширны, идентичны размерам рифтогенных глубоководных впадин окраинных морей. Роднит их и сокращенная мощность континентальной коры – на 10–15 км в осадочных бассейнах до минимальной в глубоководных впадинах, а также близсинхронное развитие в общем сдвиговом поле, что предполагает и идентичность геодинамических режимов их развития. Центральнo-Япономорский (ЦЯ) рифт с корой океанического типа размещен между несоосными Сихотэ-Алинской (СА) и Восточно-Японской (ВЯ) левосдвиговыми зонами (рис. 2). Зона СА при ширине до 300 км – левые сдвиги с суммарной амплитудой смещения не менее 500 км [6]. Сдвиги сопровождалась развитием сосдвиговых структур растяжения (малых рифтов), контролирующих преимущественно базитовый вулканизм (рис. 2, врезка), возраст которого указывает на следующие эпизоды активности сдвигов: поздний мел, палеоцен–олигоцен, ранний–средний миоцен, поздний миоцен. Зона ВЯ при ширине около 300 км – субмеридиональные левые сдвиги, амплитуды смещений по которым в большинстве первые десятки, по некоторым – первые сотни километров (Танакура 200–400, Футаба 130 км и др.), а суммарная – около 800 км [10]. Сдвиги активизировались в апт-кампане, эоцен-олигоцене, миоцене, [10–12] и др. Миоценовые смещения детально изучены в горах Акайши [12] (рис. 2). Здесь аккреционный пояс Шиманто, сформированный в мелу–миоцене к югу от Срединной Тектонической Линии (МТЛ), как и МТЛ, срезан и растащен по системе субме-

ридиональных левых сдвигов на суммарную амплитуду не менее 150 км.

Сдвиговые зоны СА и ВЯ формировались, в общем, синхронно, отражая время эпизодов раскрытия ЦЯ рифта, если его рассматривать как дуплекс растяжения (раздвиг) этих несоосных левосдвиговых зон (рис. 2). Подтверждением такого подхода служит факт начала ВЯ левосдвиговой зоны у восточного борта ЦЯ рифта, с дальнейшим ее прослеживанием на юг, где она ограничивает с востока юго-западную Японию, которая характеризуется развитием структур фронтального сжатия (скупивания коровых масс). Отсюда вытекает, что ВЯ зона – фланговый левый сдвиг, сформированный в результате смещения юго-западной Японии в южном направлении вследствие длительного сосдвигового раскрытия ЦЯ рифта в течение позднего мела–кайнозоя с максимальным в миоцене. Если юго-западную Японию палинспастически переместить на север на 800 км, то она, примкнув к континенту, займет положение, близкое ЦЯ рифту, первичная субширотная ориентировка которого, как дуплекса растяжения несоосных сдвигов, по-видимому, изменилась в позднем кайнозое в результате значительного левостороннего смещения по транзитному Цусимско-Прибрежному левому сдвигу (рис. 2).

В отличие от северо-восточной Японии с ее интенсивными левосдвиговыми дислокациями юго-западная Япония характеризуется субширотным зональным строением, не нарушенным сдвигами, с четко выраженным тектоно-стратиграфическим наращиванием в сторону океана, рис. 2 ([13, 14] и др.). Зональное строение юго-западной Японии традиционно рассматривается как следствие субдукции океанических плит под Азиатский континент с последовательным аккрецированием масс к древнему массиву Хида ([10, 13, 14] и др.), который присоединялся к континентальному Сино-Корейскому кратону до раскрытия Японского моря в миоцене ([10] и др.). Однако приведенные доказательства смещения юго-западной Японии на юг в результате сосдвигового раскрытия ЦЯ рифта (тылового оттока масс) с парагенезом Южно-Японского фронтального пояса сжатия (скупивания масс) позволяют выдвинуть другую версию природы этой зональности.

Считают доказанным, что доюрские и юрские аккреционные комплексы, размещенные к югу от массива Хида, формировались в составе континента ([10] и др.) и, следовательно, как часть чешуйчато-складчатой системы Сихотэ-Алиня. Отсюда вытекает, что при решении проблем развития аккреционных поясов юго-западной Японии необходимо учитывать особенности развития Сихотэ-Алинских структур как системы дуплексов сжатия левых сдвигов раннего этапа их активности в юре–раннем мелу. Здесь установлены горстооб-

разные антиформы, которые в условиях содвигового сжатия разрастались по латерали наращиванием их бортов конседиментационными взбросо-надвиговыми структурами (тектоно-стратиграфическое наращивание), которые по своим морфо-кинематическим характеристикам сходны с аккрециями субдукционной природы [15]. Горст-аккреционные синсдвиговые системы формировались в условиях разноглубинных коровых и подкоровых синсдвиговых субгоризонтальных срывов, выходы которых на земную поверхность в виде листрического чешуирования обеспечивали развитие меланжированных образований разного состава, включающих и фрагменты субокеанической коры. Следовательно, пояс доюрских образований и юрскую аккрецию, включающую узкую зону серпентинитового меланжа (пояс Курасегава) с фрагментами континентальной коры (пояс Чичибу), можно рассматривать как аккреционную систему, сформированную в процессе воздымания и аккреционного разрастания горста Хида как дуплекса сжатия Сихотэ-Алинских левых сдвигов. В дальнейшем, в позднем мелу—кайнозое, тектоно-стратиграфическое наращивание юго-западной Японии происходило в условиях ее отторжения от континента в результате содвигового раскрытия ЦЯ рифта. Смещение юго-западной Японии в направлении океана сопровождала генерация фронтального сжатия, результатом которого было наложение на юрскую аккрецию мелового динамометаморфизма и формирование фронтального пояса чешуйчато-надвиговых структур скупивания масс. Последовательное наращивание фронтальных структур сжатия с воздыманием определяло разрастание в южном направлении области седиментации с формированием пояса Шиманто, зональность которого выражена сменой преимущественно позднемеловых осадков на севере на раннемиоценовые на юге (рис. 2). Время раскрытия ЦЯ рифта (тыловая структура растяжения) и формирование пояса Шиманто (структура фронтального скупивания масс) синхронны развитию Восточно-Японской левосдвиговой зоны, что подтверждает их парагенез.

Структурообразующее течение коровых масс с развитием парных структур оттока и скупивания масс проявлено и в формировании Южно-Охотского рифта (рис. 2). Синхронно с раскрытием рифта (кайнозой) на юго-западе, отражая смещение коровых масс в этом направлении, формировался Западно-Охотский пояс чешуйчато-надвигового их скупивания. Здесь, прослеживаясь через о. Хоккайдо и продолжаясь на юге о. Сахалин, сформирован Камуикотан-Сусунайский пояс че-

шуирования коры с вергентностью на юго-западе и наложенным динамометаморфизмом. Возможно, при латеральном сжатии тектоническое рассланцевание генерировало тепловую энергию с температурами, достаточными для метаморфических преобразований пород и, прежде всего, если динаморассланцевание протекало скоротечно (импульсно).

Таким образом, блоки континентальной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, сопровождаясь формированием структур сжатия и растяжения, смещались на сотни километров вдоль систем транзитных левых сдвигов в юго-юго-западном направлении, что объясняется тектонической активностью Азиатского континента, смещавшегося на юго-запад. Напротив, процессы структурирования нависающего края континента трудно объяснить субдукцией океанических плит в северо-северо-западном направлении, как считают, встречном по отношению к смещениям континентальной коры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уткин В.П. // ДАН. 1978. Т. 240. № 2. С. 400–403.
2. Xu J.W., Zhy G., Tong W., et al. // Tectonophysics. 1987. V. 134. № 4. P. 273–310.
3. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
4. Уткин В.П. // ДАН. 1976. Т. 229. № 4. С. 955–958.
5. Уткин В.П. // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73–87.
6. Utkin V.P. Wrench Faults of Sikhote-Alin and Accretionary and Destructive Types of Fault Dislocation in the Asia-Pacific Transition Zone. P. 225–237. The Tancheng-Lujuang Wrench Fault System. Chichester: Wiley, 1993. 279 p.
7. Уткин В.П. // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 21–43.
8. The Tancheng-Lujing Wrench Fault System / Xu J. W. Ed. Chichester: Wiley, 1993. 279 p.
9. Aiming L., Tokao M., Tianfeng W. // Tectonophysics. 1998. V. 293. P. 85–104.
10. Otsuki K. // The Island Arc. 1992. V. 1. P. 51–63.
11. Kano K., Matsushima N. // Modern Geol. 1988. V. 12. P. 97–126.
12. Tanabe H., Kano K. // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 56–68.
13. Maruyama S., Seno T. // Tectonophysics. 1986. V. 127. P. 305–329.
14. Ichikawa K., Mizutani S., Hara J., et al. Pre-Cretaceous Terranes of Japan. Osaka: Nippon Insatsu Shuppan, 1990. 413 p.
15. Utkin V.P. // Sci. China. 2009. V. 52. № 12. P. 1978–1992.