

УДК 551.24:551.7+551.462:551.24(5)

СТРУКТУРООБРАЗУЮЩЕЕ ТЕЧЕНИЕ КОРОВЫХ МАСС (НА ПРИМЕРЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ)

© 2017 г. В. П. Уткин

Представлено академиком РАН Ю.М. Пушаровским 30.09.2014 г.
Поступило 25.11.2014 г.

В соответствии с учением о тектонической расслоенности литосферы установлено, что формирование Японского и Охотского морей – следствие структурообразующего течения коровых масс. В процессе прерывисто-непрерывного смещения (поздний мел–кайнозой) юго-западной Японии на юг, вдоль Восточно-Японской левосдвиговой зоны, сформировались парные структуры: тыловая – оттока континентальных масс (Центрально-Японский рифт) и фронтального скупивания масс (Южно-Японский чешуйчато-надвиговый пояс). В идентичных условиях сформировалось Охотское море: Южно-Охотский рифт (тыловая структура оттока масс) и Камуикотан-Сусунайский пояс сжатия (фронтальная чешуйчато-надвиговая структура скупивания масс). Синхронное развитие оттока, скупивания масс и сдвиговых смещений свидетельствует о решающей роли структурообразующего течения коровых масс в формировании Японского и Охотского морей.

DOI: 10.7868/S0869565217050243

Во второй половине прошлого века в ГИН РАН (Москва) разработано учение о тектонической расслоенности литосферы формированием сложных и закономерно организованных структурных ансамблей, названных А.В. Пейве структурообразующим течением коровых масс. На основе анализа данных сейсмотомографии Ю.М. Пушаровский [1] разделил мантию на шесть геосфер, проскальзывающих относительно друг друга с развитием латеральной изменчивости, выраженной сейсмонеоднородностями, которые интерпретируются как чередование структур скупивания и оттока мантийных масс. Это открытие позволило расширить тектоносферу, включив в нее и расслоенную на геосферы мантию. В результате обосновано новое видение геодинамики Земли [1, 2], которое принципиально отличается от базовых представлений плитной тектоники, что ориентирует на новые подходы к решению проблем структурирования, прежде всего верхних уровней литосферы. В нашей работе показана решающая роль структурообразующего течения коровых масс в формировании Японского и Охотского морей.

Главные элементы инфраструктуры Япономорского региона (рис. 1): Сихотэ-Алинская (СА) и Восточно-Японская (ВЯ) левосдвиговые зоны, Центрально-Японский (ЦЯ) рифт (тектониче-

ское растяжение), Южно-Японский (ЮЯ) фронтальный пояс сжатия (тектоническое скупивание). Сихотэ-Алинская сдвиговая зона шириной до 300 км – левые сдвиги с суммарной амплитудой смещения не менее 500 км [3]. Позднемеловая–кайнозойская активность сдвигов сопровождалась развитием поперечных к сдвигам структур растяжения (сосдвиговых малых рифтов) с вулканизмом, возраст которого указывает на следующие эпизоды активности сдвигов: поздний мел, палеоцен–олигоцен, ранний–средний миоцен, поздний миоцен [4]. Восточно-Японская сдвиговая зона шириной около 300 км – субмеридиональные левые сдвиги, амплитуды смещений по которым в большинстве – первые десятки километров, по некоторым до первых сотен километров (Танакура – 200–400, Футаба – 130 и др.), а суммарная – около 800 км [5]. Сдвиговые смещения сопровождалась формированием мощных зон милонитов с изотопным возрастом 106–85 млн лет. Эти милониты в кайнозое претерпели сосдвиговое разрушение, превратившись в катаклазиты [5]. Сдвиги активизировались в апт-кампане, эоцен-олигоцене, миоцене ([5–7] и др.). Сихотэ-Алинская, Восточно-Японская сдвиговые зоны формировались, в общем, синхронно, отражая время длительного раскрытия ЦЯ рифта как дуплекса растяжения этих несоосных левосдвиговых зон. Раскрытие происходило в результате смещения юго-западной Японии на юг вдоль ВЯ левосдвиговой зоны.

Юго-западная Япония характеризуется зональным строением с четко выраженным текто-

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

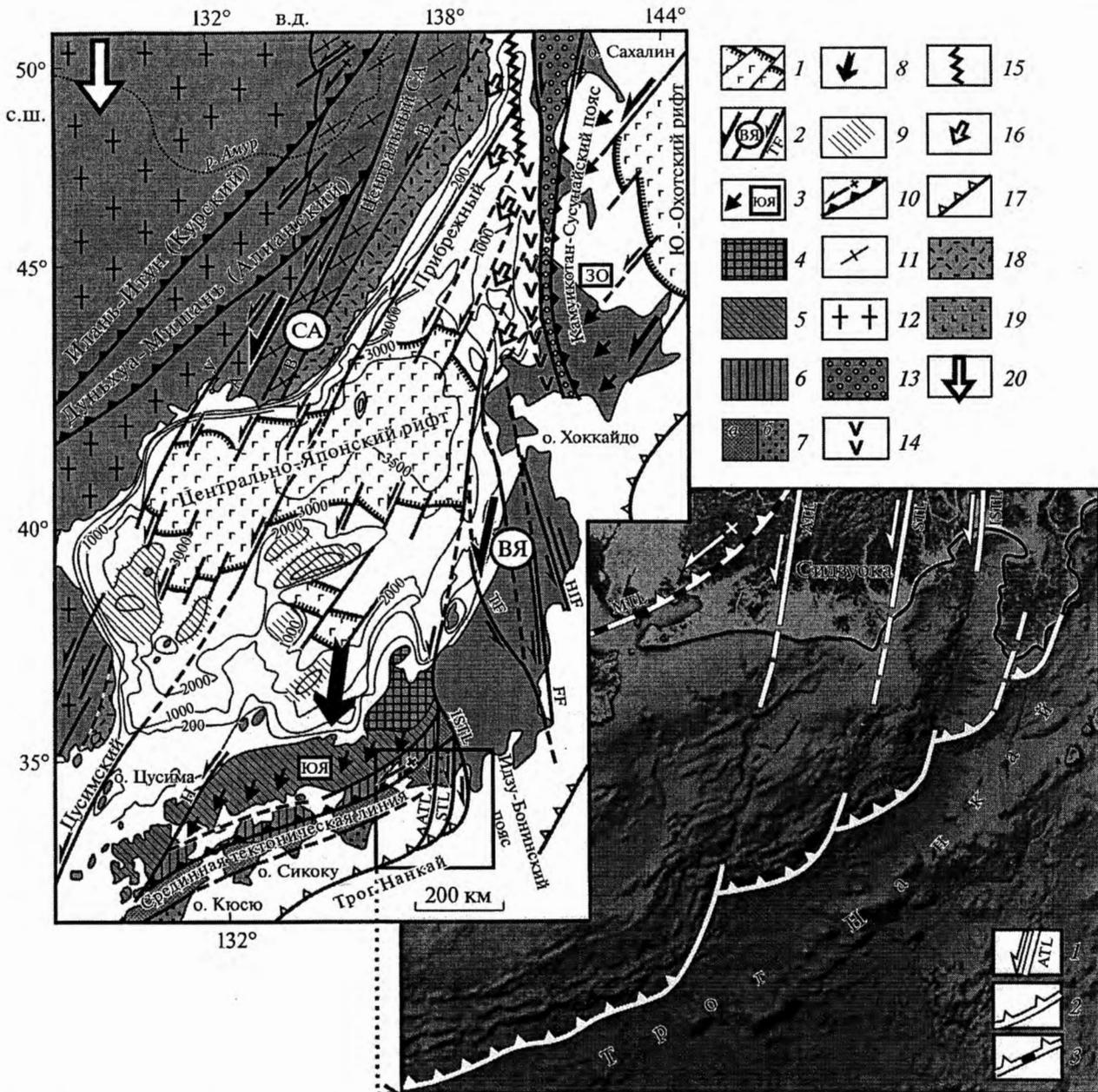


Рис. 1. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Япономорского региона ([3] с дополнениями). 1 – сдвиго-раздвиговые границы рифтогенной глубоководной впадины с океанической корой; 2 – сдвиговые зоны и составляющие их сдвиги (в скобках): СА – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, В – Восточно-Сихотэ-Алинский, А – Арсеньевский, У – Уссурийский, П – Прибрежный), ВЯ – Восточно-Японская (ТФ – Танакура, FF – Футаба, НIF – Хутокабэ-Ирия, ISTL – Итоигава-Шизуока, ATL – Акаиши, STL – Сасауама); 3 – Южно-Японский (ЮЯ), Западно-Охотский (ЗО) пояса фронтального сжатия, динамометаморфизма и чешуйчато-надвигового скучивания масс (стрелки – направление сжатия генерированного смещением литосферных пластин вдоль левых сдвигов); 4–7 – тектоностратиграфическое зональное строение Юго-Западной Японии: древний массив Хида (4), преимущественно каменноугольно-триасовые комплексы (5), юрский–раннемеловой комплекс с наложенным меловым динамометаморфизмом (6), мел-кайнозойский аккреционный пояс Шиманто (7): северный мел-кайнозойский пояс (а), южный палеоген-раннемиоценовый пояс (б); 8 – направление смещения юго-западной Японии; 9 – подводные поднятия с континентальной корой; 10, 11 – структуры сжатия (парагенезы левых сдвигов Сихотэ-Алиния): системы взбросо-надвигов (10), Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система (11); 12 – Восточно-Азиатский краionoген; 13–15 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов: Западно-Сахалинский (13), Ребун-Манеронский (14), Татарский (15); 16 – направление растяжений рифтов; 17 – зоны Бенъофа (предполагаемой субдукции океанических плит); 18 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 19 – пояс базальтоидов Татарского рифта; 20 – направление ротационных сил. Врезка. 1 – сдвиги (FTL, STL, ISTL); 2 – пологая зона срыва литопластины (предполагаемая зона субдукции), над которой сформирована фронтальная чешуйчато-надвиговая структура скучивания масс, слагающая северо-западный борт трого Нанкай; 3 – срединная тектоническая линия (MTL).

ностратиграфическим наращиванием в сторону океана. Последовательно примыкающие к массиву Хида с юга зоны триас-палеозойских, а затем и юрских образований (пояса Чичибу, Курасагава и др.), как и срединная тектоническая линия (ее морфо-кинематические аналоги на континенте — разломы Илань-Итун, Дуньхуа-Мишань (рис. 1), формировались до отчленения юго-западной Японии от континента в составе Сихотэ-Алинской системы взбросовых и чешуйчато-складчатых структур — дуплексов сжатия СА левосдвиговой зоны раннего этапа ее активности в юре—раннем мелу. В процессе отрыва и прерывисто-непрерывного перемещения Юго-Западной Японии на юг с конца раннего мела возникало латеральное фронтальное сжатие, результатом которого было наложение на домеловые комплексы Японии мелового динамометаморфизма и последующее развитие чешуйчато-надвиговых фронтальных структур тектонического скупивания и воздымания, что определяло разрастание в южном направлении области седиментации с формированием зонального пояса Шиманто: северный мел-кайнозойский пояс осадков наращивался южным палеоген—раннемиоценовым поясом (рис. 1). На востоке в горах Акайши пояс срезан и растащен по системе левых сдвигов ATL, STL, ISTL (рис. 1), демонстрируя позднемиоценовый этап ([7] и др.), а возможно, и более позднюю активизацию левых сдвигов, что проявлено в новейшей морфологии дна акватории к югу от Японии (рис. 1, врезка). Здесь эти сдвиги морфологически уверенно прослеживаются до края континента, левосторонне смещают его нависающий край и, не проникая ниже базового надвига (предполагаемой зоны субдукции океанической коры), формируют фронтальную чешуйчато-надвиговую структуру скупивания масс с образованием крутого северо-западного борта трога Нанкай, который является структурно-кинематическим аналогом пояса Шиманто с его системой листрических надвигов, с южной вергентностью.

Суммарная амплитуда левого сдвига по ВЯ сдвиговой зоне около 800 км [5]. Если Юго-Западную Японию палинспастически переместить на север, то она, примкнув к континенту, займет положение, близкое ЦЯ рифту. Отсюда вытекает, что ЦЯ рифт — раздвиг континентальной коры, фиксирующий место отрыва Юго-Западной Японии от континента. Смещение крупного фрагмента континента, по-видимому, происходило по системе пологих тектонических срывов разной глубинности, что нашло отражение в развитии разноглубинных фронтальных листрических надвигов с южной вергентностью, в том числе и транспортирующих пластины океанической коры с формированием, например, пояса Курасагава меланжированных серпентинитов.

Синхронно с формированием ЮЯ фронтального пояса сжатия с тектоническим скупиванием (конец раннего мела—поздний кайнозой) в тылу смещавшейся на юг Юго-Западной Японии континентальная кора дискретно растягивалась, распадалась и проседала (рис. 1). Формировались относительно небольших размеров впадины и рифты (рассеянный рифтинг) с корой океанического типа (например, ЮЯ рифт). Непогруженными оставались лишь отдельные фрагменты литопластины, например, подводная возвышенность Ямато еще в позднем миоцене оставалась островом, размывалась, компенсируя смежные впадины.

Японское море отделяется от Охотского меридиональной Хоккайдо-Сахалинской (ХС) рифтогенной зоной, представленной рифтами: Западно-Сахалинским (ЗС), Ребун-Манеронским (РМ) и Татарским (Т), рис. 2. При ширине 50–100 км рифты прослеживаются до более 1000 км и характеризуются прерывисто-непрерывным раскрытием в позднем мелу—кайнозое. Ребун-Манеронский рифт формировался с конца раннего мела, компенсируясь преимущественно вулканитами, наращиваясь на севере Т рифтом, рассекающим континентальную кору с развитием в плейстоцене базальтоидного магматизма.

Особая роль в расшифровке истории развития ХС рифтовой системы принадлежит ЗС рифту с его инверсией от растяжения к сжатию. Ограниченный меридиональными системами разломов (рис. 2) ЗС рифт, раскрываясь на ширину до 100 км, в течение альба—неогена заполнялся терригенными, в значительно меньшей степени вулканогенными образованиями с суммарной мощностью до 17 тыс. м [8]. Обращает на себя внимание размещение ЗС рифта, как и всей ХС системы рифтов, в тылу Сихотэ-Алинской сдвиговой системы (рис. 1), левосдвиговая активность которой синхронна раскрытию рифтов. Смещение блоков коры на юго-запад вдоль Сихотэ-Алинской системы сдвигов, по-видимому, и определяло раскрытие рифтов как тыловых структур растяжения. Примером может служить раскрытие в позднем кайнозое Т рифта, в тылу смещавшегося на юго-запад блока коры вдоль Цусимско-Прибрежного транзитного левого сдвига (рис. 1).

Трансформация ЗС рифта в структуру сжатия началась в плейстоцене, продолжается до настоящего времени [8] и, по-видимому, — следствие латерального юго-западного сжатия, генерированного смещением блоков коры в этом направлении вдоль транзитных северо-восточных левых сдвигов Чукотско-Камчатской системы, прослеживающихся через Охотское море до Хоккайдо-Сахалинской системы рифтов, но не пересекающих их. В результате рифтогенная система начала трансформироваться в структуру фронтального

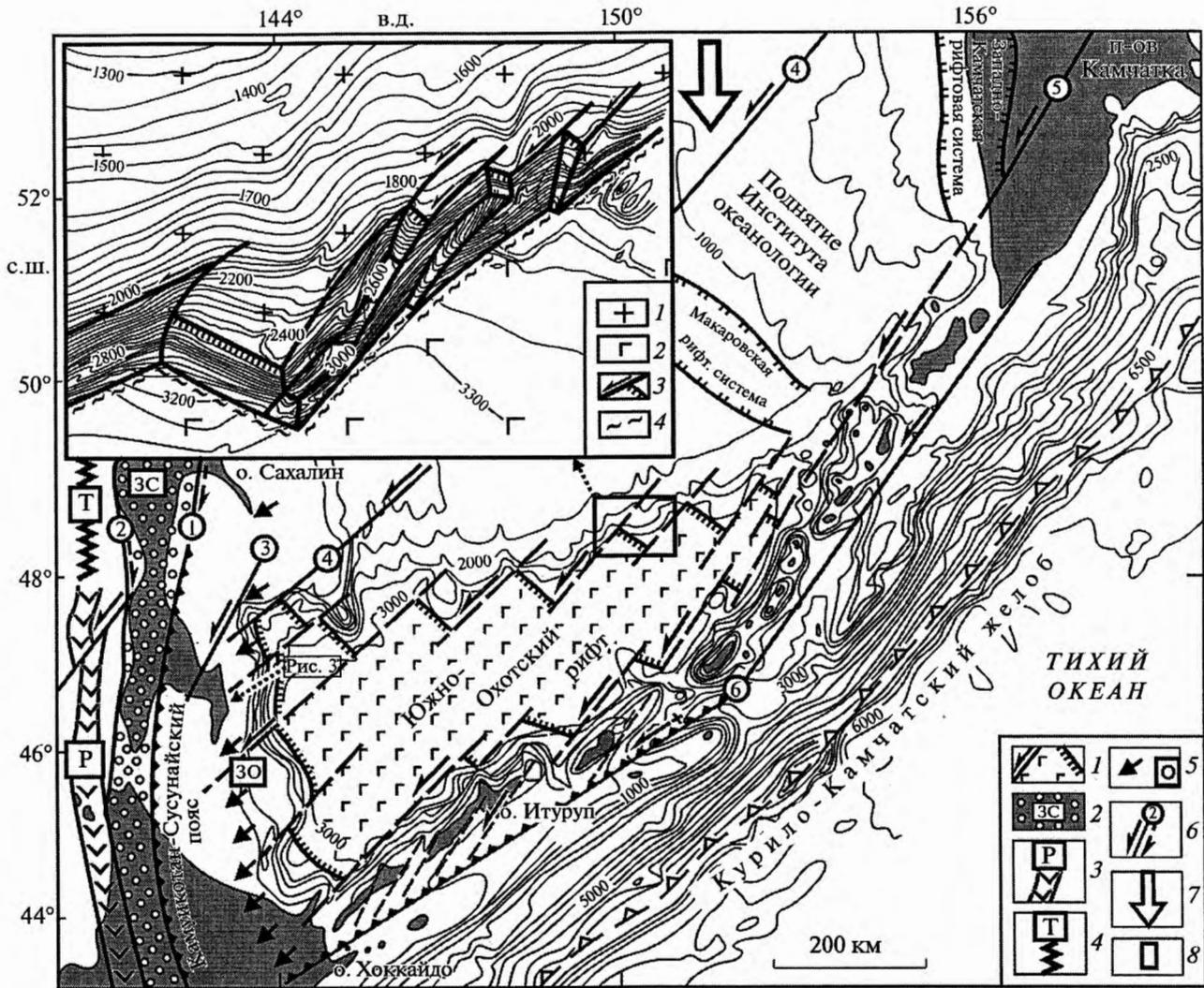


Рис. 2. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Охотоморского региона. 1 – сдвиго-раздвиговые границы Южно-Охотского рифта с корой океанического типа; 2–4 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов: ЗС – Западно-Сахалинский (2), Р – Ребун-Манеронский (3), Т – Татарский (4); 5 – Западно-Охотский пояс фронтального сжатия, динамоморфизма и чешуйчато-надвигового сжатия коровых масс; 6 – сдвиги: Поронайский (1), Западно-Сахалинский (2), Мерейский (3), Пенжинский (4), Восточно-Камчатский (5), Срединно-Курильский с взбросовой составляющей на южном фланге (6); 7 – направление ротационных сил; 8 – положение рис. 3. Врезка. Участок детального топографирования северного склона Южно-Охотского рифта [14]. 1, 2 – кора континентальная (1) и океанического типа (2); 3 – генерализованные контуры блоков континентальной коры, ограниченные сдвигами и разломами отрывного типа; 4 – подошва (срыв) литопластины.

сжатия (ЗС пояс): ограничивающие ЗС рифт меридиональные разломы активизировались как правосторонние сдвиги с формированием синсдвиговой системы северо-западной складчатости [9], Тымь-Поронайская система разломов, ограничивающая ЗС рифт с востока, приобрела морфо-кинематические характеристики чешуйчатых надвигов и взбросов с новейшей орогенией. Особенно яркие события, отражающие формирование ЗС пояса как зоны тектонического сжатия, произошли к юго-западу от Южно-Охотского (ЮО) рифта (рис. 2).

Южно-Охотский рифт формировался в процессе сдвигового растяжения континентальной коры с воздыманием глубинных масс и синхронным формированием глубоководной впадины с крутыми бортами сдвиго-сбросового типа (рис. 2, врезка). Синхронность встречных восходящих и нисходящих перемещений масс, соответственно, мантийных и коровых, по-видимому, обеспечивалась тем, что континентальная кора по мере растяжения утонялась и приобретала форму двояковогнутой линзы, идентичную морфологии известной в тектонофизике шейки растяжения.

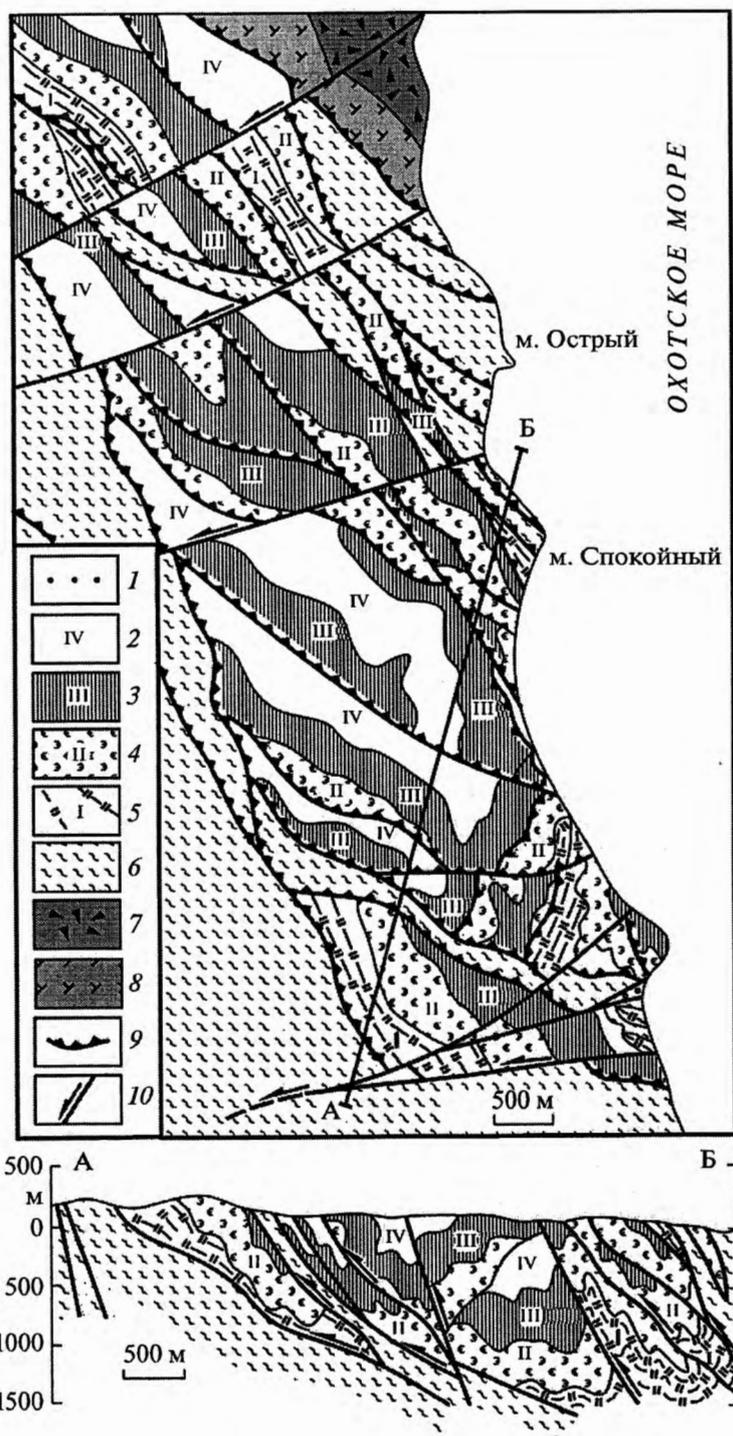


Рис. 3. Морфология и кинематика чешуйчато-надвигового скупивания масс в Западно-Охотском поясе фронтального сжатия, Чайкинский аллохтон [12] (местоположение на рис. 2). 1 – миоценовые конгломераты; 2–5 – чешуи аллохтона (кампан–ранний палеоцен): 2 – флишево-пеллитовая, 3 – туфопесчаная, 4 – пестроцветная туфогенная, 5 – кремнисто-глинистая; 6–8 – меланж (середина среднего эоцена): 6 – терригенный и полимиктовый, 7 – пластина олистострома (ранний–поздний мел), 8 – перидотиты, серпентениты (ранний мел); 9 – надвиги, взбросы; 10 – сдвиги.

Сдвиговая активность несоосных сдвигов, ограничивающих рифт с флангов (рис. 2), отражает время раскрытия рифта: транзитный Пенжинский левый сдвиг активизировался в позднем ме-

лу и кайнозойе, смещение по Восточно-Камчатскому левому сдвигу за последние 5 млн лет – 10–20 км [10], Срединно-Курильский левый сдвиг был активным в позднем кайнозойе [11]. Синхрон-

но с тыловым оттоком масс, на юго-западе формировался ЗО фронтальный пояс ссучивания масс с развитием вдоль восточного побережья Тоино-Анивского п-ова системы чешуйчато-надвиговых структур, ограниченных с флангов левыми сдвигами и вергентных на юго-запад [12] (рис. 3). Чешуи разного состава свидетельствуют о вовлечении в ссучивание широкого спектра образований от терригенно-туфогенных, кремнистоглинистых до океанических комплексов (перидотиты, серпентиниты), от раннемеловых до палеогеновых. Широкое развитие получили зоны меланжей, доминирующий возраст которых (середина среднего эоцена) указывает на главный эпизод тектонического ссучивания. Важный структурный элемент строения ЗО пояса тектонического ссучивания – Камуикотан-Сусунайский пояс чешуирования и динамометаморфизма, который, прослеживаясь через о. Хоккайдо (рис. 2), продолжается на юге о. Сахалин в хребте Сусунай ([12, 13] и др.). В чешуирование вовлечены образования от раннемезозойских до позднемеловых и раннепалеогеновых, представленных комплексами океанической и континентальной коры, указывающими на тектонические срывы литопластин разной глубинности. В чешуировании доминирует юго-западная вергентность, фиксирующая латеральное смещение литопластин в этом направлении. Чешуирование сопровождалось развитием мощных толщ тектонического меланжа, возраст которого (ранний палеоцен–средний эоцен), по-видимому, отражает время главного эпизода ссучивания масс в поясе динамометаморфизма, который характеризуется интенсивным зональным тектоническим рассланцеванием пород с метаморфическими преобразованиями разной степени: от зеленосланцевых, голубосланцевых до эпидот-амфиболитовых фаций. Возможно, при латеральном сжатии тектоническое рассланцевание генерировало тепловую энергию с температурами, достаточными для метаморфических преобразований пород, особенно, если динаморассланцевание протекало скоротечно (импульсно).

В формировании Японского, Охотского морей проявлен весь комплекс структурообразующего течения коровых масс. Крупные фрагменты тектонически расслоенной континентальной коры смещались на юго-юго-запад, что согласуется с действием ротационных (полюсобежных) сил в

направлении экватора. Литопластины, удаленные на разные расстояния от оси вращения Земли, обладают разной скоростью смещений, что вызывает их проскальзывание относительно друг друга. В свою очередь, блоки литопластин с разными массами и удаленностью от полюса разнятся энергетикой полюсобежных смещений, что объясняет дифференцированное смещение коры в плане с развитием сдвигов и парных структур фронтального ссучивания и тылового оттока масс. Ротационным механизмом, по-видимому, можно объяснить и проскальзывание геосфер, составляющих мантийную тектоносферу, прежде всего, в условиях меняющейся угловой скорости вращения Земли, когда вступают в действие инерционные силы геосфер, с разными массами и удаленностью от оси вращения планеты, и, следовательно, с разной энергетикой инерционных смещений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пушаровский Ю.М. // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 1. С. 63–69.
2. Пушаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т. 1. Тектоника и геодинамика. М.: Наука, 2005. 350 с.
3. Уткин В.П. // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73–87.
4. Уткин В.П. // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 21–43.
5. Otsuki K. // The Island Arc. 1992. V. 1. P. 51–63.
6. Kano K., Matsushima N. // Modern Geol. 1988. V. 12. P. 97–126.
7. Tanabe H., Kano K. // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 56–68.
8. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Гранник В.М., Нечаяк А.Е. // Геотектоника. 2012. № 5. С. 22–44.
9. Рождественский В.С. // ДАН. 1969. Т. 187. № 1. С. 156–159.
10. Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М., Врублевский А.А. и др. Главные системы разломов Дальнего Востока и их природа. В сб.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 54–65.
11. Стрельцов М.И. // Геотектоника. 1970. № 1. С. 198–215.
12. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Сахалин: Сахалин. кн. изд-во, 2004. 192 с.
13. Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., et al. // The Island Arc. 1992. № 1. P. 166–175.
14. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.