

УДК 551.242.23.001.57

А.Л. Грохольский<sup>1</sup>, Е.П. Дубинин<sup>2</sup>, И.В. Шаповалова<sup>3</sup>

## СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТЯХ НЕТРАНСФОРМНЫХ СМЕЩЕНИЙ ОСЕВЫХ ЗОН СПРЕДИНГА (АНАЛОГОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

Представлены результаты экспериментального моделирования особенностей структурообразования в зонах нетрансформных смещений (НТС) осей спрединга. Опыты проводились с учетом условий подобия на материалах, представляющих собой коллоидные системы на основе жидких и твердых углеводородов.

В экспериментах изменялись следующие параметры: 1) толщина модельной литосферы рифтовой зоны, литосферы в зоне нетрансформного смещения и окружающей литосферы; 2) величина смещения между рифтовыми сегментами; 3) скорость спрединга. Установлены критические размеры величины смещения осей спрединга, при которых меняется характер структурообразования в зонах НТС.

*Ключевые слова:* нетрансформные смещения, трансформные разломы, спрединговые хребты, экспериментальное моделирование, структурообразование.

Methods of experimental modeling of structure forming peculiarities in zones of non-transform offsets (NTOs) of spreading axes are presented in this paper. Experiments were conducted according to similarity criteria. The model material used in modeling is a specially developed colloidal system composed of liquid and solid hydrocarbons.

Thickness of a model lithosphere in a rift zone, thickness of lithosphere in a zone of non-transform offset, thickness of surrounding oceanic lithosphere, length of offset between rift zones and spreading rate varied in experimental sets. The critical length of offset between rift zones is established. Under it style of structure-forming in zones of NTO abruptly changes.

*Key words:* non-transform offsets, transform faults, spreading ridges, experimental modeling, structureformation.

**Введение.** В пределах спрединговых хребтов присутствует множество разнообразных типов морфотектонических структур, разбивающих ось спрединга на отдельные сегменты разного масштабного уровня [Дубинин и др., 1992; Macdonald et al., 1992; Sempere et al., 1993]. К их числу относятся тройные соединения (ТС), трансформные разломы (ТР), крупные и небольшие перекрытия центров спрединга (ПЦС), нетрансформные смещения (НТС) оси, изгибы оси, тектонические узлы и т.д. Такое разнообразие структур обусловлено различной скоростью спрединга, особенностями процессов аккреции и глубинного строения коры, термическим и реологическим состоянием литосферы рифтовых зон, кинематической нестабильностью и перестройками оси спредингового хребта [Дубинин, Ушаков, 2001].

Нетрансформные смещения — структурные нарушения непрерывности и линейности оси спрединга на межтрансформных участках, которые смещают ось спрединга в пределах рифтовой зоны на расстояние от нескольких километров до нескольких десятков километров (рис. 1). При быстром спрединге они проявляются в виде перекрытия центров спрединга, а

при медленном — обычно развиваются в диффузные зоны в виде глубоких батиметрических депрессий или поднятий. Геометрия в плане и морфология рельефа дна в таких структурах значительно отличаются от морфологии трансформных разломов и перекрытий центров спрединга. Это прежде всего связано с отсутствием в НТС зоны явных сдвиговых деформаций, как в трансформных разломах, и с отсутствием выраженного нодального бассейна, как в областях перекрытий осей спрединга. Здесь наблюдаются параллельные оси спрединга эшелонированные системы впадин и линейных поднятий, иногда с перекрывающимися окончаниями, либо зоны косого сдвига с локальными бассейнами растяжения, наклонными к оси хребта [Grindlay et al., 1991; Sempere et al., 1993; Spencer et al., 1997]. Разнообразие морфотектонических типов НТС свидетельствует, что формирование этих структур может иметь разные причины и происходить при различных геодинамических условиях спрединга [Grindlay et al., 1991].

Цель нашей работы заключалась в экспериментальном изучении особенностей структурообразования в зонах нетрансформных смещений осей

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, ст. науч. с., канд. геогр. н., e-mail: andregro@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, докт. геол.-минер. н., e-mail: edubin08@rambler.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, мл. науч. с., e-mail: ishapovalova@fmlogisticl.ru

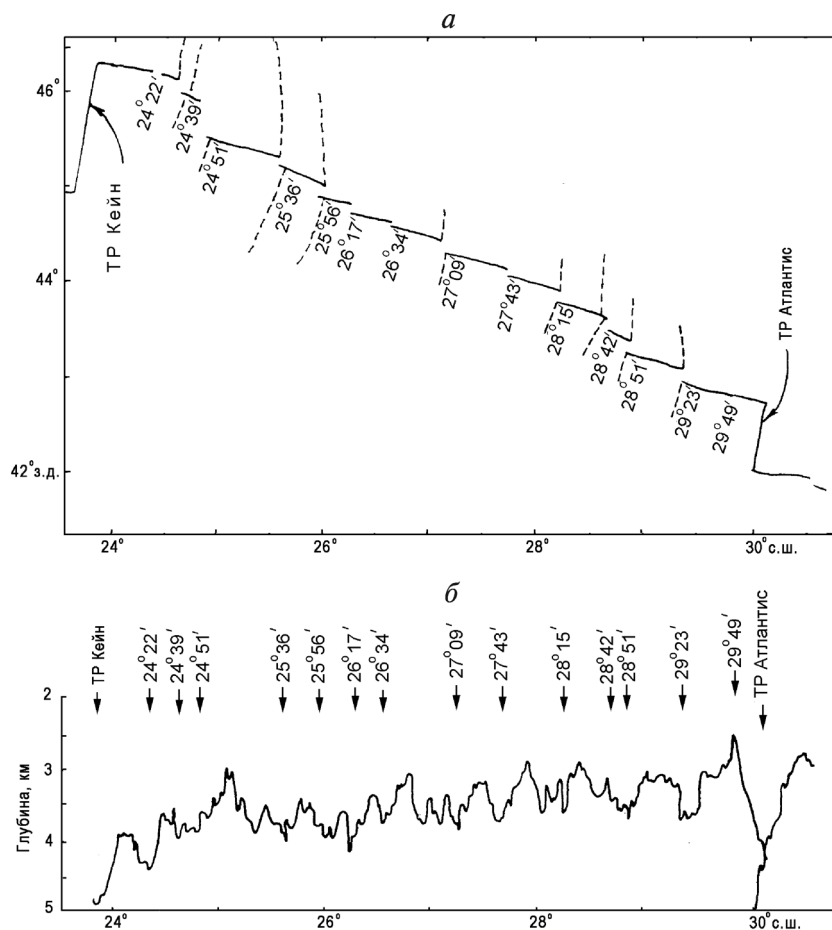


Рис. 1. Структурная сегментация и распределение нетрансформных смещений в плане (а) и вдольосевые вариации глубин дна (б) на участке Срединно-Атлантического хребта от ТР Атлантис до ТР Кейн, по [Sempere et al., 1993]

спрединга и выявлении геодинамических причин их происхождения.

**Характеристика нетрансформных смещений и их классификация.** Структуры нетрансформных смещений изучены на основании детальных батиметрических исследований, проведенных вдоль рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (СРХ) между 24°00' и 45°00' с.ш. [Gracia et al., 2000; Grindlay et al., 1991; Sempere et al., 1993].

Характер сегментации СРХ на межтрансформных участках проявляется в смещениях (до 55 км) оси в пределах рифтовой долины и во вдольосевых изменениях глубины дна вдоль оси спрединга (рис. 1). Профили осевых глубин вдоль СРХ демонстрируют вариации глубины со средней длиной волны (10–100 км). Максимумы относительной осевой глубины (300–900 м), как правило, приурочены к трансформным разломам и нетрансформным смещениям, а минимумы — к центрам сегментов.

В центральных частях сегментов отмечается более мощная кора и тонкая литосфера, в то время как на концах сегментов в зонах трансформных и нетрансформных нарушений фиксируется более тонкая кора и более мощная литосфера [Canales et al., 2000; Detrick et al., 1995; Gracia et al., 1999, 2000]. Это свидетель-

ствует об изменчивости магматического бюджета вдоль сегментов [Дубинин, Ушаков, 2001].

Некоторые исследователи в рамках разномасштабной структурной сегментации спрединговых хребтов выделяют три типа НТС, различающихся по величине смещения сегментов, времени жизни и их кинематической стабильности [Macdonald et al., 1988; Sempere et al., 1993].

К первому типу относятся структурные неоднородности со смещением оси спрединга на расстояние 15–30 км и с возрастным смещением 1–3 млн лет (рис. 2, а–в). Для них характерны отчетливые внеосевые следы, указывающие на их продолжительное существование по крайней мере в течение нескольких миллионов лет [Macdonald et al., 1988]. Между трансформными разломами Кейн и Атлантис, а также на участке САХ, расположенном к югу от трансформного разлома Кейн, внеосевые зоны нарушений формируют V-образные линейменты, простирающиеся в северном направлении. По всей видимости, они свидетельствуют о миграции НТС по отношению к центру спрединга за последние 2 млн лет. В работе [Sempere et al., 1993] эти структуры охарактеризованы как дегенеративные трансформные разломы, формирующие небольшие смещения рифтовой оси (рис. 2, а). Примерами нетрансформных

смещений этого типа могут служить НТС на 24°51', 25°36', 24°39', 25°56', 28°15', 29°23' с.ш. (рис. 3).

Второй тип нетрансформных нарушений оси спрединга характеризуется простым смещением осевых сегментов без каких-либо отчетливых внеосевых следов, что свидетельствует об их относительной молодости [Grindlay et al., 1991; Macdonald, 1998]. Они описаны в работе [Sempere et al., 1993] как мелко-масштабные эшелонированные изломы с бассейном растяжения (или без него) между двумя смещенными сегментами (рис. 2, г, д). НТС этого типа расположены на 24°22', на 26°17' и на 29°49' с.ш. (рис. 3).

К третьему типу относятся НТС, представляющие собой смещения цепочек осевых вулканов в пределах неовулканической зоны (рис. 2, е, ж). Они обычно ассоциируют с небольшими бассейнами глубиной <200 м, а в случае отсутствия устойчивого осевого неовулканического хребта соответствуют разрывам между изолированными подводными горами или цепочками подводных гор [Sempere et al., 1993]. Эти смещения, как правило, не нарушают непрерывность рифтовых долин. Этот тип НТС представлен на 24°46' с.ш. (рис. 3).

С. Спенсер с соавторами предложили классификацию НТС, основанную на особенностях их

морфологического и тектонического строения. Они выделили три тектонических типа НТС на участке между ТР Кейн и ТР Атлантис, где расположено 17 нетрансформных нарушений рифтовой оси [Spencer et al., 1997].

Тип 1 — нетектонизированные НТС, характеризующиеся небольшими смещениями осей спрединга (<5 км, возраст смещения <0,26 млн лет), нулевым или положительным перекрытием осей, отсутствием внеосевых следов и незначительным смещением стенок медианной долины. К этому типу НТС относятся смещения на 26°34', 25°20', 26°56' с.ш. (рис. 3).

Тип 2, определенный как смещения с перегородкой (septa), распространен шире и его структуры разнообразнее. Выделяют два вида смещений с перегородкой: тип 2А и тип 2Б, которые отличаются величиной перекрытия осей спрединга и шириной зоны смещения.

Тип 2А имеет значительные смещения оси (до 16 км) и маркируется узкими линейными поднятиями, ориентированными ортогонально направлению спрединга. Этот тип включает смещения на 25°36', 26°17', 28°51', 29°23' с.ш. (рис. 3) и характеризуется перекрытиями неовулканических зон сегментов и ярко выраженными внеосевыми следами.

К типу 2Б относятся НТС, состоящие из серии эшелонированных изолированных поднятий, которые образуют широкую зону деформаций, ориентированную под значительным углом как к направлению спрединга, так и к генеральному простиранию САХ. Тип 2Б включает НТС в районе 27°09', 27°43', 28°15', 28°42' с.ш. (рис. 3). Все они характеризуются существенным смещением сегментов (9,7–13,7 км), отчетливым смещением медианной долины, отсутствием перекрытия неовулканических зон, слабой выраженностью внеосевых следов и шириной неоднородности от 0,92 до 4,75 км.

НТС третьего типа по классификации [Spencer et al., 1997] в структурном плане представляют собой зоны слабозарождающегося сдвига при хрупкопластичном растяжении, связанном с вращением и отклонением вулканических и тектонических структур от генерального простирания САХ. В зонах сдвига превалируют тектонические процессы, а магматические процессы пространственно ограничены серией коротких наклонных эшелонированных сегментов. НТС этого типа — долгоживущие образования со значительным смещением осей спрединга от 14 до 50 км и более. К этому типу НТС принадлежат четыре нарушения на участке между ТР Кейн и ТР Атлантис, расположенные на 24°39', 24°46', 24°51', 24°53' с.ш. (рис. 3) с длиной смещения от 3,7 до 18 км и перекрытием от -1,1 до 2,9 км, а также несколько нарушений на участке между Азорским плато и ТР Хейз.

На участке САХ, расположенном к югу от Азорских о-вов до трансформного разлома Атлантис, выделено более 10 нетрансформных смещений [Detrick et al., 1995]. В отличие от вышеописанных нарушений,

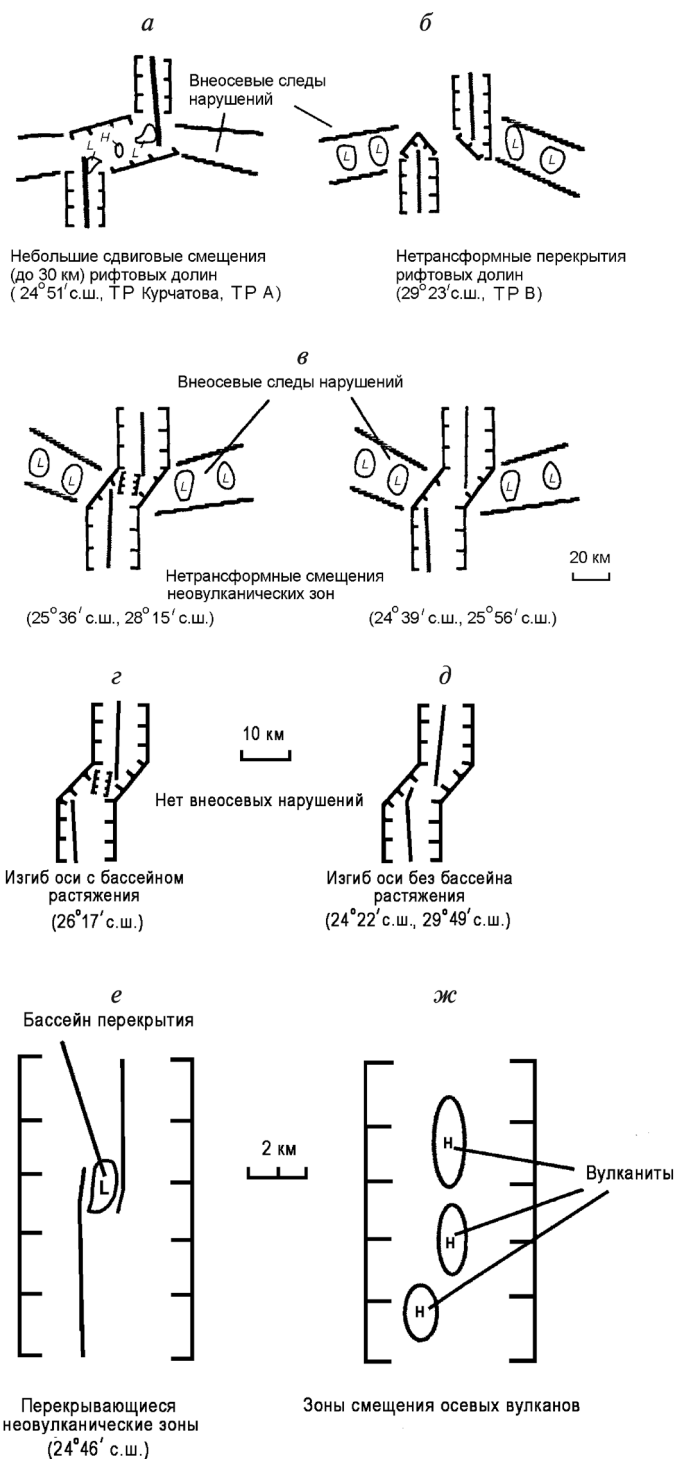


Рис. 2. Структурные схемы разных типов нетрансформных нарушений оси спрединга на участке САХ между 24°00' и 30°40' с.ш. в соответствии с классификацией [Sempere et al., 1993] с некоторыми изменениями. Первый тип (а–в) характеризуется внеосевыми следами и включает следующие вариации: а — крупные нетрансформные смещения (>20 км), напоминающие трансформные разломы, но без значительных сдвиговых смещений; б — перекрывающиеся рифтовые долины; в — изгибы оси с или без бассейнов растяжения между смещенными осями (Н и L — поднятия и впадины соответственно). Второй тип (г, д) характеризуется отсутствием внеосевых следов: г — эшелонированные изгибы с бассейном растяжения, д — без него. Третий тип (е, ж) включает: е — перекрытия неовулканических зон и ж — смещение осевых вулканов

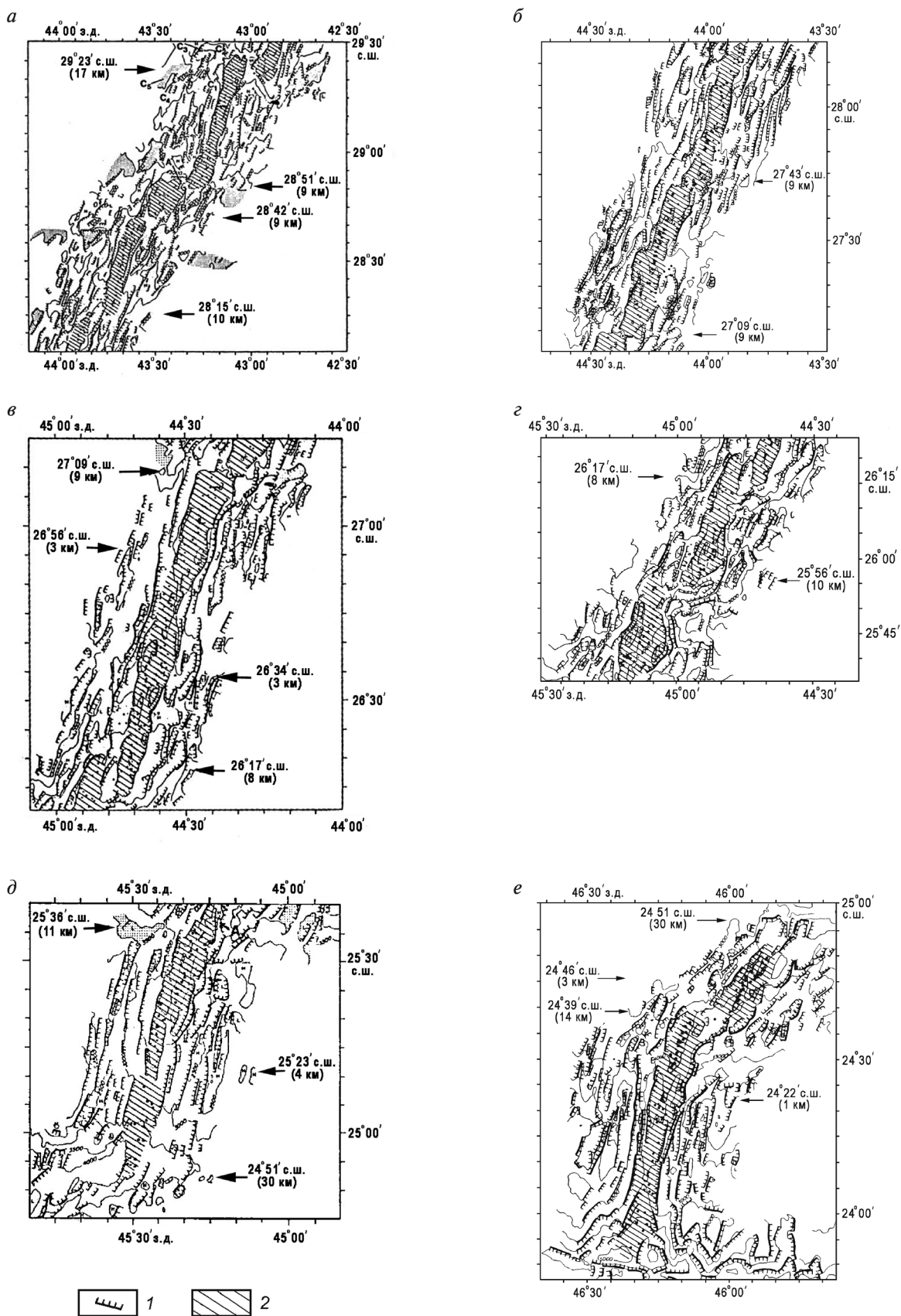


Рис. 3. Структурные схемы (а–е) нетрансформных нарушений на участке рифтовой зоны САХ между 24°00' и 30°40' с.ш., по [Sempere et al., 1993]; 1 — сбросы и уступы; 2 — области глубже 3 км. В скобках указана величина смещения рифтовых осей

НТС на этом участке гораздо шире и смещения осевых зон по ним больше (от 15 до 55 км). Как показали результаты экспериментального моделирования, это связано, по всей видимости, с наличием косоугольного спрединга и широкой зоной прогрева, вызванных влиянием Азорской горячей точки [Грохольский, Дубинин, 2006].

В целом формирование нетрансформных смещений третьего типа, характеризующихся широкой зоной диффузных сдвиговых деформаций и наклонного растяжения, за счет отступления неовулканических зон может быть связано либо с изменением относительного движения плит в региональном масштабе, зафиксированным на участке САХ между  $24^{\circ}00'$  и  $30^{\circ}40'$  с.ш., либо с аномальным подъемом к поверхности высокотемпературной магмы (Азорская термическая аномальная зона) и перемещением вдольосевых потоков расплава (участок к югу от Азорских о-вов).

Таким образом, исследование структур НТС в пределах рифтовой зоны САХ свидетельствует о большом разнообразии их морфологической выраженности и тектонического строения. Однако условия их происхождения, кинематической стабильности и пространственно-временной эволюции пока остаются недостаточно изученными. Подойти к пониманию этих проблем можно с помощью экспериментального моделирования.

**Постановка экспериментов.** Используемый модельный материал представляет собой смесь жидких (минеральные масла) и твердых (парафиновый ряд) углеводородов. Его физические характеристики строго удовлетворяют основному критерию подобия  $\tau_s/\rho g H = \text{const}$ , где  $\tau_s$  — предел текучести на сдвиг,  $\rho$  и  $H$  — плотность и толщина слоя [Шеменда, 1983]. Он обладает упруго-вязкопластическими свойствами и при определенных значениях температуры и скорости деформации может разрушаться как хрупкое или пластичное тело, т.е. путем образования в нем индивидуальных трещин или зоны локализации деформаций в виде утонения [Шеменда, Грохольский, 1988; Shemenda, Grocholsky, 1994].

Опыты проводились на установке, представляющей собой прямоугольную текстолитовую ванну с размерами  $40 \times 30 \times 8$  см. В верхней ее части имеются пазы, по которым движется рамка с поршнем. Их движение осуществляется с помощью электродвигателя с редуктором. Установка снабжена системой внутреннего подогрева, необходимой для подготовки модельного вещества к проведению экспериментов. Более подробно модельные вещества, их реологические характеристики, условия подобия, экспериментальное оборудование и методики проведения опытов описаны в работах [Грохольский и др., 2002; Грохольский, Дубинин 2006; Шеменда, 1983].

Вещество, которое моделирует расплавленный материал, подстилающий осевые зоны океанических рифтов, помещают в установку и нагревают. После

достижения им необходимой температуры начинается его охлаждение сверху. Охлаждаясь сверху, модельное вещество образует корку (модельную литосферу), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны. Затем в модели задается неоднородность с конфигурацией рифт — поперечное смещение (оффсет) — рифт в виде ослабленной зоны. Для ее получения в определенный момент времени закристаллизовавшееся модельное вещество вырезают и убирают, а его место заполняет нижележащее расплавленное модельное вещество, имитирующее астеносферу. При этом охлаждение сверху продолжается. Если по условиям эксперимента необходимо различие в толщине слоя в рифтовых сегментах и в зоне смещения, то вырезание и удаление вещества можно производить несколько раз. Этот процесс контролируется, и после того, как толщина модельной плиты, осевой зоны спрединга и области смещения достигнет необходимых для данного эксперимента значений, начинается ее горизонтальное растяжение.

Для параметров оригинала и модели приняты следующие значения:  $\tau_s^0 = 56$  МПа;  $\rho^0 = 3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $H^0 = (7 \div 10) \cdot 10^3$  м (индексы «о» и «м» означают оригинал и модель соответственно);  $\tau_s^m = 20$  Па;  $\rho^m = 0,86 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $H^m = (1 \div 2) \cdot 10^{-3}$  м. Значения  $\tau_s^m$  и  $\rho^m$  характеризуют модельное вещество при температуре  $23^{\circ}\text{C}$ .

Моделирование проводили в условиях ортогонального растяжения (спрединга) при заданной геометрии системы рифт — поперечное смещение (оффсет) — рифт. Простирание поперечного смещения совпадало с направлением спрединга, а ширина ослабленной зоны  $W$  была одинаковой в рифтовых и трансформных сегментах модели. В опытах изменялись следующие параметры: толщина модельной (океанической) плиты  $H_p$ , толщина в рифтовых сегментах  $H_r$  и в зоне смещения  $H_c$ , а также величина (длина) поперечного смещения  $L$ .

**Описание экспериментов.** Мы представляем две серии экспериментов — наиболее представительные в связи с поставленными в работе задачами.

В первой серии экспериментов исследовались деформации литосферы при ее одинаковой толщине в рифтовых зонах и поперечных нарушениях и при различной длине смещения. При небольшом смещении спрединговых сегментов  $L = 1,5$  см (рис. 4, А) разрушение модельного вещества в виде сегментированных трещин начинается в центральных областях рифтовых сегментов модели. Отсюда они распространяются к боковым стенкам ванны и в противоположную сторону к смещению рифтовых сегментов. Здесь при входе в область смещения трещины образовали два перекрытия с шириной, соизмеримой с толщиной слоя в ослабленной зоне. В процессе дальнейшего растяжения установившаяся ось спрединга представляла собой отдельные сегменты длиной от нескольких миллиметров до 2 см. При подходе к зоне

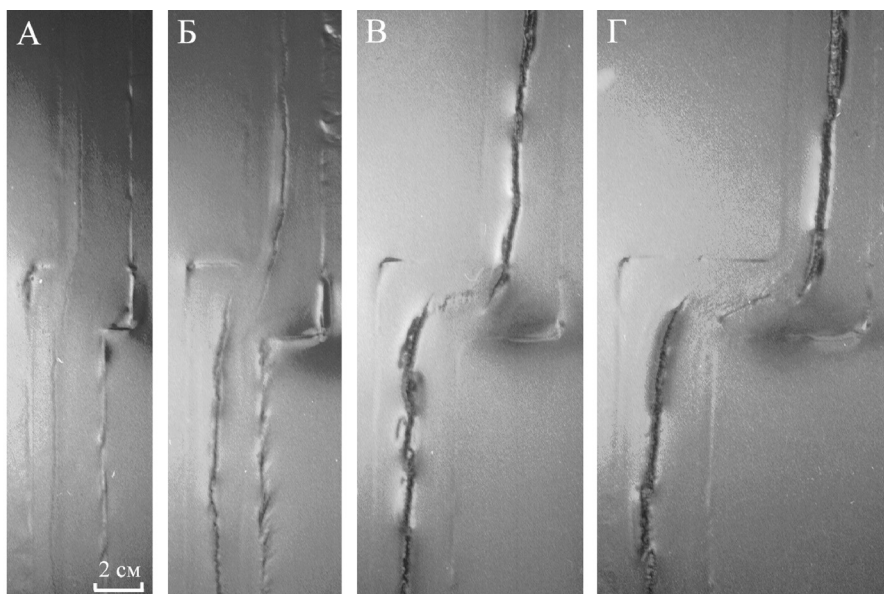


Рис. 4. Динамика структурообразования в модели при постепенном увеличении длины смещения. Фото, вид сверху:  $H_n = 4 \cdot 10^{-3}$  м;  $H_p = 2 \cdot 10^{-3}$  м;  $H_c = 2 \cdot 10^{-3}$  м;  $V_{\text{спр}} = 3,75 \cdot 10^{-5}$  м/с: А —  $L = 1,5 \cdot 10^{-2}$  м; Б —  $L = 3 \cdot 10^{-2}$  м; В —  $L = 5 \cdot 10^{-2}$  м; Г —  $L = 7 \cdot 10^{-2}$  м

смещения она искривляется за счет формирования нескольких мелких НТС. Все они являются правосторонними, так как первоначальная конфигурация системы рифт—смещение—рифт также была правосторонней.

В следующем эксперименте (рис. 4, Б) смещение  $L$  было увеличено до 3 см. Продвигающиеся в рифтовых сегментах трещины в области смещения повернулись навстречу и образовали крупное перекрытие. После того, как они прошли приблизительно половину ширины смещения, их продвижение прекратилось, а в бассейне перекрытия образовалось несколько S-образных трещин. Растяжение модели продолжалось, но оси перекрытия оставались на месте. При этом из S-образных трещин стали расти опирающиеся их трещины, субпараллельные направлению растяжения. После этого концевая часть нижней (левой) оси раздвоилась, и одна из трещин соединилась с верхней осью перекрытия. Далее спрединг в модели развивался вдоль единой искривленной в области смещения оси, а центральный блок перекрытия стал смещаться вправо.

Затем в экспериментах вновь было увеличено смещение ( $L$ ) до 5 см (рис. 4, В). Здесь так же, как и в опыте, представленном на рис. 4, Б, в зоне смещения трещины остановились. Далее между ними сформировалась сетка трещиноватости, состоящая из трещин отрыва и сдвиговых трещин. Простираемые первые были субпараллельно спрединговым осям в зоне смещения, а вторых — близким к направлению растяжения, но не совпадало с ним. В процессе растяжения трещины отрыва превращались в S-образные трещины и далее испытывали вращение против часовой стрелки вместе с центральным блоком. После того, как центральный блок повернулся примерно

на  $45^\circ$ , через S-образные трещины прошла сдвиговая трещина, которая соединила оси верхнего и нижнего рифтовых сегментов.

В следующем опыте смещение ( $L$ ) составило 7 см (рис. 4, Г). В процессе растяжения развитие трещин в рифтовых сегментах шло так же, как и в предыдущих экспериментах. При приближении к зоне смещения трещина верхнего сегмента образовала «лестницу» небольших правосторонних НТС. Трещина нижнего сегмента, войдя в зону смещения, остановилась. После этого в области смещения образовалась трещиноватость в двух направлениях, а затем по ней сформировалась сдвиговая трещина под некоторым углом к простираению смещения и направлению растяжения. Продвигаясь в зоне смещения, она впоследствии соединилась с трещиной верхнего

сегмента.

Аналогичные результаты получены в других экспериментах, в которых смещение ( $L$ ) последовательно увеличивалось до 15 см. При этом ширина зоны трещиноватости, которая в процессе эксперимента развигивалась в зону сдвиговых деформаций, уменьшалась с увеличением длины смещения. Соответственно с увеличением  $L$  уменьшались ширина зоны сдвиговых деформаций и угол между ней и направлением смещения (растяжения).

В следующей серии экспериментов изменили соотношение толщин модельной плиты, рифтовых сегментов и зоны поперечной неоднородности (смещения). В рифтовых сегментах толщина модели была вдвое меньше, чем в зоне смещения. В них также последовательно увеличивается длина смещения ( $L$ ). Как и в предыдущих сериях экспериментов, характер деформаций в зоне смещения изменялся от искривления оси и образования эшелонированных смещений при малой длине неоднородности (рис. 5, А, Б) к наклонным трещинам, переходящим в сдвиговые (рис. 5, В, Г) при увеличении  $L$ . Образующиеся структуры в проведенных сериях экспериментов несколько различаются, однако они имеют общую закономерность — переход от структур растяжения к структурам сдвига.

**Обсуждение результатов моделирования.** Моделирование и анализ фактического материала показали, что структурообразование в зонах нетрансформных смещений в значительной степени контролируется такими факторами, как толщина хрупкого слоя модельной литосферы, спрединговых сегментов и нетрансформных смещений, а также длина смещения рифтовых сегментов.

В экспериментах при смещении менее 1,5 см (4–7 км в пересчете на природу) в зоне поперечного смещения наблюдается небольшое смещение рифтовых осей с перекрытием или без (рис. 4), а также происходит изменение простирания рифтовой оси на 3–5°. При дальнейшем растяжении модельной плиты рифтовые трещины соединяются и образуют небольшое искривление оси. При этом во внутрисегментной области отсутствуют какие-либо деформации, предшествующие соединению осей. Такая картина наблюдалась во всех экспериментах этой серии,

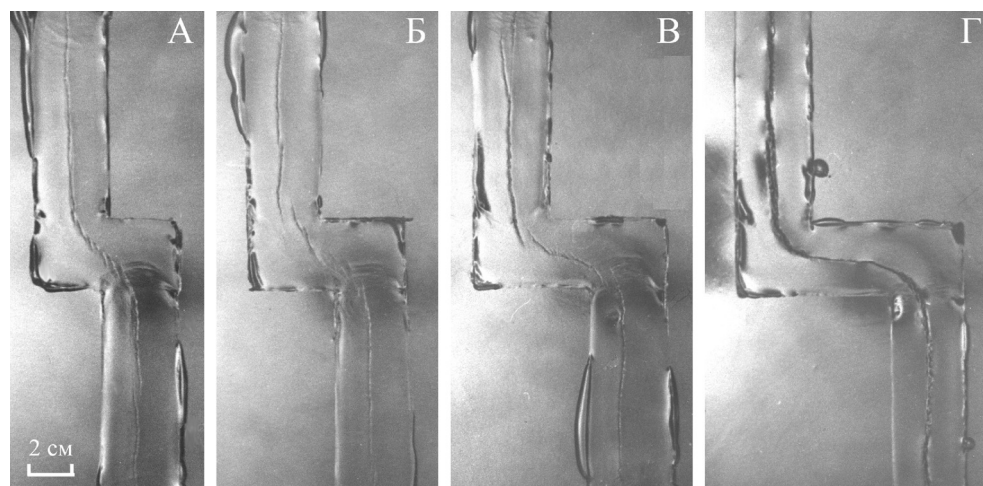


Рис. 5. Динамика структурообразования при увеличении длины смещения и разной толщине модельной литосферы в зоне смещения и в рифтовых сегментах. Фото, вид сверху:  $H_{\text{п}} = 6 \cdot 10^{-3}$  м;  $H_{\text{р}} = 10^{-3}$  м;  $H_{\text{с}} = 2 \cdot 10^{-3}$  м;  $V_{\text{ср}} = 3,75 \cdot 10^{-5}$  м/с: А —  $L = 3 \cdot 10^{-2}$  м; Б —  $L = 4 \cdot 10^{-2}$  м; В —  $L = 5 \cdot 10^{-2}$  м; Г —  $L = 7 \cdot 10^{-2}$  м

она характеризует малые нетрансформные смещения первого типа по классификации работы [Spencer et al., 1997].

При увеличении смещения от 1,5 до 5 см (от 7 до 35 км в пересчете на природу) наблюдаемые структуры в зонах неоднородности варьируют в широком диапазоне в основном в зависимости от соотношения толщин хрупкого слоя и длины смещения. Так, при длине смещения, равной 3 и 4 см (рис. 4, Б; рис. 5, А, Б), с параметрами  $H_{\text{п}} = 4$  мм,  $H_{\text{с}} = 2$  мм,  $H_{\text{р}} = 2$  мм и  $H_{\text{п}} = 6$  мм,  $H_{\text{с}} = 2$  мм,  $H_{\text{р}} = 1$  мм соответственно, в зоне неоднородности формируется крупное перекрытие рифтовых осей (рис. 4, Б) или наклонная относительно простирания рифтовых сегментов и самой неоднородности зона S-образных трещин, соединяющая без формирования сдвигового разлома зоны внутренних углов верхнего и нижнего сегментов (тип 2В, по [Spencer et al., 1997]), рис. 5, А, Б.

При смещении на 5 см (35 км в пересчете на природу) по неоднородности с параметрами  $H_{\text{п}} = 4$  мм,  $H_{\text{с}} = 2$  мм,  $H_{\text{р}} = 2$  мм (рис. 4, В) наблюдается формирование рифтовых трещин с их дальнейшим пропегейтингом на половину, а иногда почти на всю ширину зоны неоднородности. Затем в зоне неоднородности происходит формирование сетки микротрещин в двух направлениях — ортогональном и параллельном направлению спрединга. Далее по сетке микротрещин происходит образование широкой зоны деформаций, субпараллельной простиранию неоднородности, состоящей из эшелонированных S-образных трещин (тип 2А, по [Spencer et al., 1997]). При дальнейшем растяжении S-образные трещины раскрываются и соединяются между собой сдвиговым разломом.

При том же смещении (5 см), но с различной толщиной модельной литосферы в нем и в рифтовых сегментах, в сериях экспериментов с параметрами  $H_{\text{п}} = 6$  мм,  $H_{\text{с}} = 2$  мм,  $H_{\text{р}} = 1$  мм (рис. 5, В) в зоне

неоднородности не происходит продвижение трещин сквозь зону неоднородности. В ее центральной области закладывается косая трещиноватость, по которой затем формируется наклонный сдвиговый разлом, соединяющий внутренние углы рифтовых сегментов.

При увеличении длины смещения до 7 см (50 км) в сериях с параметрами  $H_{\text{п}} = 4$  мм,  $H_{\text{с}} = 2$  мм,  $H_{\text{р}} = 2$  мм (рис. 4, Г) и  $H_{\text{п}} = 6$  мм,  $H_{\text{с}} = 2$  мм,  $H_{\text{р}} = 1$  мм (рис. 5, Г) во всех сериях с различной толщиной модели в области неоднородности наблюдается формирование широкой области деформации в виде системы микротрещин различной ориентации, а затем развитие по системе микротрещиноватости эшелона сдвиговых трещин, наклонных или субпараллельных относительно простирания оффсета (тип 3, по [Spencer et al., 1997]).

При дальнейшем увеличении длины смещения происходит четкая локализация деформаций в виде единого сдвигового разлома (все эксперименты при  $L > 7$  см), т.е. отмечается ситуация, типичная для трансформных разломов.

Первоначально предполагалось, что НТС развиваются из ТР в результате асимметричного спрединга между соседними сегментами, сопровождаемого локальными перескоками осей спрединга преимущественно в одном направлении и как следствие уменьшением величины смещения между ними [Grindlay et al., 1991]. По мере того как длина смещения уменьшается ниже некоторого порога возрастного смещения и соответствующей толщины литосферы, деформация, вызванная горизонтальным сдвиговым напряжением, которое связано с движением плит вдоль неоднородности, может не сохраняться в узкой зоне, и напряжение плиты реализуется в гораздо более широкой области. В ее пределах имеют место диффузные деформации и наклонное растяжение.



Действительно, тектоническая модель структурообразования в зонах НТС контролируется механическими свойствами литосферы в зоне нарушения, которые зависят от величины смещения, возраста литосферы, скорости спрединга и прогретости мантии. Свойства литосферы также изменяются и поперек нарушения вследствие контакта литосферы различного возраста. Большие смещения демонстрируют существенные вариации толщин и прочности литосферы вкрест нарушения, тогда как в случае маленьких смещений такие вариации будут незначительны.

Рассмотренный выше эволюционный ряд НТС, предложенный в работе [Spencer et al., 1997], основан на идее пропагейтинга и отступления осевых рифтовых трещин и образования узких изолированных, часто серпентинизированных хребтов (septa), смещенных от поднятий внутреннего угла в сторону медианной долины (тип 2) и отступления рифтовых сегментов (тип 3).

Действительно, процесс пропагейтинга и отступления неовулканических зон и для быстрых и для медленных хребтов предполагает формирование и эволюцию нетрансформных смещений. Однако существуют и другие геодинамические причины, которые могут привести к формированию нетрансформных смещений.

Так, на основании проведенных ранее экспериментов установлено, что в процессе развития осевой зоны спрединга нетрансформные смещения могут формироваться и превращаться в структуры более мелкого или крупного (трансформные разломы) порядка за счет локальных перескоков оси спрединга (в пределах рифтовой зоны) на расстояние около 10 км с периодом  $\sim 10^5$ – $10^6$  лет, зависящим от скорости спрединга  $V_{спр}$ . Перескоки оси связаны с прохождением ею стадий симметричного и асимметричного наращивания океанической коры в процессе развития литосферного клина [Malkin, Shemenda, 1991; Shemenda, Grocholsky, 1994]. Локальные перескоки оси спрединга даже на смежных сегментах происходят одновременно, в разных направлениях и на различные расстояния.

Модель формирования и развития литосферного клина объясняет многие черты рельефа крупных (смещение более 15 км) НТС. В модели в процессе наращивания абиссальных холмов зоны перехода между сегментами испытывают сложные деформации, связанные как с горизонтальными и вертикальными движениями, так и с вращением образующихся структур. При этом необходимо учитывать, что именно хрупкий коровый слой подвержен сбросообразованию и формированию блоковой структуры рифтовой зоны. Развитие отдельных блоков также связано с симметричным или асимметричным подъемом литосферного клина. Если смещение между рифтовыми сегментами значительное (более 30 км), то в области НТС может образоваться серия симметричных или

асимметричных поднятий, разделенных депрессиями, развитие которых связано с деформацией литосферного клина. Такой рельеф характерен для НТС, расположенных южнее Азорских островов. В пользу этого также свидетельствуют выходы ультраосновных серпентинизированных пород [Gracia et al., 2000]. Согласно модели они могут вытягиваться вместе с нижними слоями литосферы на стадии асимметричного развития клина [Shemenda, Grocholsky, 1994].

В то же время для образования нетрансформных смещений осей спрединга и их последующей эволюции большое значение имеет механическое разрушение хрупких слоев литосферы на начальной стадии формирования рифтовой трещины [Грохольский, Дубинин, 2006]. Картину сегментации рифтовой трещины можно наблюдать на спрединговых сегментах в вышеописанных опытах (рис. 4, Б, В; рис. 5).

Эти исследования показали, что на конфигурацию рифтовой трещины в плане, помимо толщины литосферы, влияют ширина рифтовой зоны и ее наклон к направлению растяжения, т.е. чем больше угол ее наклона, тем более выражена эшелонированность трещин. Так, при малой ее ширине рифтовые сегменты могут заложиться наклонно, а при ее увеличении стремятся к ортогональности к направлению растяжения. Собственно зона смещений может представлять собой ступенчатую систему коротких трещин. А при наклоне рифтовой зоны более чем на  $10^\circ$  существенную роль в разрушении плиты приобретают сдвиговые деформации.

Эксперименты этого типа показали, что при начальном разрушении литосферы и формировании рифтовой трещины в результате ее пропагейтинга формируются структурные нарушения разных типов: НТС, ПЦС, изгибы оси и др. [Грохольский и др., 2002; Грохольский, Дубинин, 2006].

Таким образом, эти нарушения оси могут представлять особый, т.е. еще один генетический тип нетрансформных смещений, который формировался на начальной стадии зарождения рифтовой трещины. При последующей аккреции океанической коры и ее эволюции следы этих нарушений могут просматриваться в структуре океанической коры.

**Заключение.** На основе анализа геолого-геоморфологической информации и результатов экспериментального моделирования рассмотрены особенности структурообразования и условия формирования нетрансформных смещений осей спрединга. Основные выводы работы заключаются в следующем:

– морфология НТС представляет широкий спектр типов, который контролируется тектоновулканическими процессами в пределах рифтовой зоны, а также длиной смещения между сопряженными сегментами;

– экспериментальное моделирование показало, что происходит закономерное изменение картины структурообразования в зонах НТС в зависимости от величины смещения и соотношения толщин



литосферы в рифтовой зоне и в зоне смещения. Последовательное изменение длины смещения в экспериментах показало, что существуют критические величины, при которых характер разрушения литосферы и, следовательно, тип формирующихся структур изменяются. К таким величинам относятся смещения менее 1,5 см в модели (4–7 км в природе — средняя ширина внутреннего дна с неовулканической зоной в пределах рифтовой долины), при которых нетектонизированные НТС, соответствующие типу 1 в классификации [Spencer et al., 1997], переходят к смещениям типов 2 и 3. Другое критическое значение длины смещения в модели — смещение на 5 см (35 км в природе, т.е. средняя ширина рифтовой долины), при котором НТС типов 2 и 3 сменяются трансформными разломами с четко выраженной локализованной зоной сдвиговых деформаций и трансформной долиной. Это критическое смещение возникает там, где

возраст литосферы, а следовательно, ее толщина (или механическая прочность) исключают пропегейтинг сегментов сквозь нарушение;

— экспериментальные исследования позволили установить три возможных механизма формирования структур НТС: а) за счет пропегейтинга неовулканических зон навстречу друг другу (типы 1–2) и наступания и отступления рифтовых осей (тип 3) при изменении относительного движения плит в региональном масштабе либо при аномальном подъеме высокотемпературной магмы и перемещении вдоль осевых потоков расплава; б) при локальных перескоках оси спрединга на смежных сегментах, вызванных деформациями литосферного клина в процессе наращивания океанической коры; в) при изначальном зарождении и сегментации рифтовой трещины. Следы этих нарушений могут сохраняться в структуре старой литосферы при ее последующей эволюции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Газина Т.В. Особенности формирования структурных неоднородностей в рифтовых зонах океанической литосферы при различных параметрах спрединга (по результатам физического моделирования) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 5. С. 7–14.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
- Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
- Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
- Шеменда А.И., Грохольский А.Л. О механизме образования и развития зон перекрытий осей спрединга // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 97–107.
- Canales J.P., Detrick R.S., Lin J. et al. Crustal and upper mantle seismic structure beneath the rift mountains and across a nontransform offset at the Mid-Atlantic Ridge (35°N) // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105, N B2. P. 2699–2719.
- Detrick R.S., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N // Ibid. 1995. Vol. 100, N B3. P. 3767–3787.
- Gracia E., Bideau D., Hekinian R., Logabriele Y. Detailed geological mapping of the contrasting second-order segments of the Mid-Atlantic Ridge between Oceanographer and Hayes fracture zones (33°30'N–35°N) // Ibid. 1999. Vol. 104, N B10. P. 22903–22921.
- Gracia E., Charlou J.L., Radford-Knoery J., Parson L.M. Non-transform offset along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38°N–34°N): ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 177. P. 89–103.
- Grindlay N.R., Fox P.J., Macdonald K.C. Second-order ridge axis discontinuities in the South Atlantic: morphology, structure end evolution // Marin. Geophys. Res. 1991. Vol. 13. P. 21–49.
- Macdonald K.C. Linkages between faulting, volcanism, hydrothermal activity and segmentation on fast spreading centers. Faulting and magmatism at Mid-Ocean Ridges // Geophys. Monogr. Ser. AGU. Washington (DC), 1998. Vol. 106. P. 27–58.
- Malkin B.V., Shemenda A.I. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. P. 193–210.
- Sempere J.-C., Lin J., Brown H.S. et al. Segmentation and Morphotectonic Variations Along a Slow-Spreading Center: The Mid-Atlantic Ridge (24°00' N–30°40' N) // Marin. Geophys. Res. 1993. Vol. 15. P. 153–200.
- Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, N B5. P. 9137–9153.
- Spencer S., Smith D.K., Johnson R.C. et al. Structure and stability of non-transform discontinuities of the Mid-Atlantic Ridge between 24°N and 30°N // Marin. Geophys. Res. 1997. Vol. 19. P. 339–362.

Поступила в редакцию  
10.11.2009