

## МОРФОСТРУКТУРНЫЕ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМНЫХ ЗОН, ФОРМИРУЮЩИХСЯ В ОБСТАНОВКЕ СДВИГА И РАСТЯЖЕНИЯ (результаты физического моделирования)

А.С. Черемных

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Проведено исследование формирования рельефа разломных зон в связи с развитием их внутренней структуры в процессе разломообразования. В качестве метода исследования использовано физическое моделирование с последующим построением цифровых моделей рельефа (ЦМР) экспериментальной поверхности деформируемого образца. На основе ЦМР рассчитан градиент вертикальных движений. Установлено, что рельеф разломных зон, образованных при сдвиге и растяжении, зависит от состояния их внутренней структуры. Каждый из элементов внутренней структуры вносит свой вклад, отличный от других элементов, в формирование рельефа. Развитие рельефа зависит от условий проведения эксперимента, таких как вязкость модельного материала и скорости деформирования модели. На каждой из трех основных временных стадий формирования разломной зоны ее рельеф имеет различное строение.

*Сдвиговая разломная зона, сбросовая разломная зона, физическое моделирование, цифровые модели рельефа, градиент вертикальных движений.*

## MORPHOSTRUCTURAL AND TECTONOPHYSICAL FEATURES OF STRIKE-SLIP AND EXTENSIONAL FAULT ZONES (results of analog modeling)

A.S. Cheremnykh

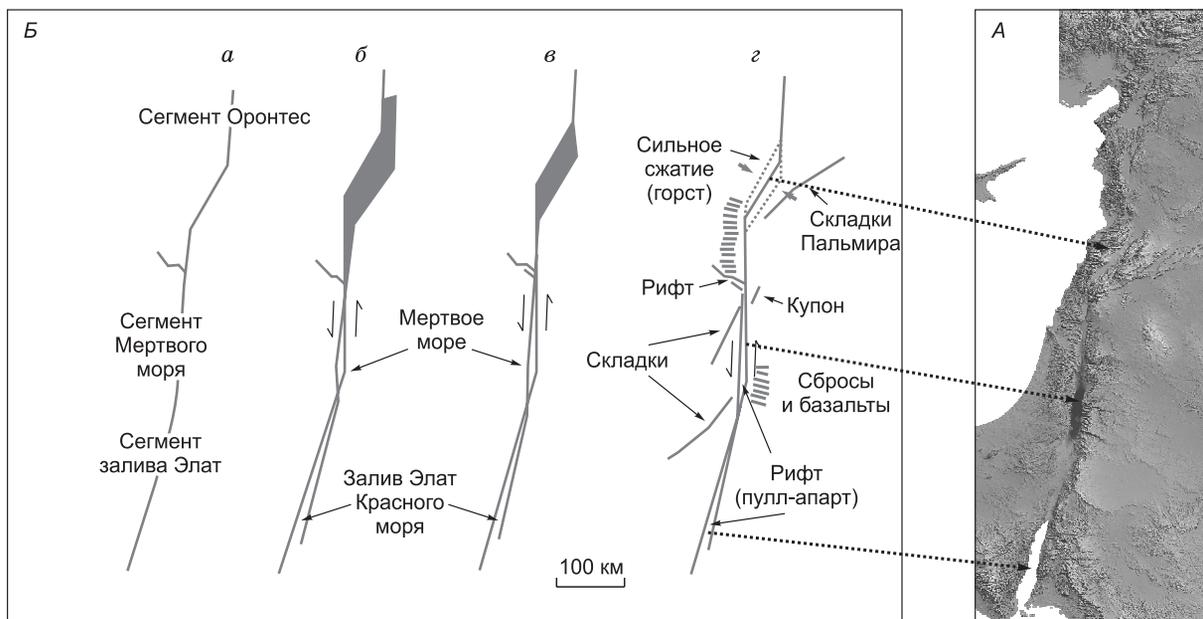
The formation of the relief of fault zones is considered in relation to the evolution of their internal structure during faulting. The study was carried out by analog modeling with subsequent digital elevation modeling of the experimental surface of the deformed sample. The vertical displacement gradient was calculated based on the digital elevation models. It has been found that the relief of strike-slip and extensional fault zones depends on their internal structure. Each element of the internal structure makes its own contribution to the relief formation. The process depends on experimental conditions, such as the viscosity of model material and the model deformation rates. The relief of the fault zone is different at each of three main stages of its formation.

*Strike-slip fault zone, normal-fault zone, analog modeling, digital elevation models, vertical displacement gradient*

## ВВЕДЕНИЕ

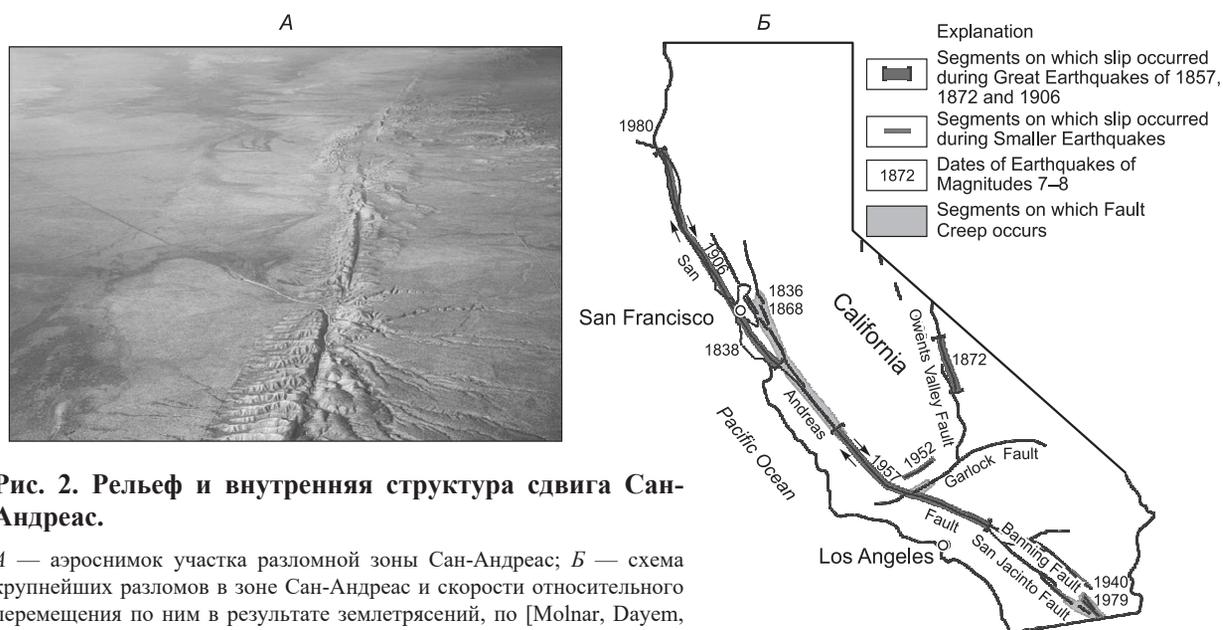
В соответствии с тектонофизическим подходом, разломы проявляются в земной коре в виде широких зон, включающих различные типы структурных элементов, среди которых главную роль играют системы разрывов, парагенетически связанные с формированием магистрального сместителя [Шерман и др., 1983; Семинский, 2003]. Внутреннее строение зон характеризуется пространственно-временной неравномерностью, конкретным выражением которой является стадийное развитие разлома, а также наличие участков специфического структурного развития, называемых дуплексами, пулл-апартами и др. В зависимости от наличия или отсутствия этих специфичных форм, определяющихся механизмом и историей формирования разломной зоны, последняя будет характеризоваться существенно разным морфоструктурным выражением на местности, топокартах, аэро- и космоснимках. Так, в рельефе и структуре (рис. 1) зоны Левантийского левостороннего сдвига отчетливо выражены участки типа пулл-апорт (бассейны залива Элат и Мертвого моря), а также область сильного сжатия — горст (район складок Пальмира). В свою очередь, в рельефе и структуре (рис. 2) зоны правостороннего сдвига Сан-Андреас крупных участков растяжения и сжатия не наблюдается, но отчетливо проявлен магистральный сместитель зоны, а также опережающие разрывы  $R$ - и  $R'$ -типов.

Изучить рельефообразование в пределах природных разломных зон сложно, поскольку этот процесс, во-первых, происходит в течение длительного геологического времени и, во-вторых, осложнен влиянием экзогенных процессов. Применение полевых морфотектонических методов по отношению к крупным зонам затруднено еще и в связи с невозможностью равноценного исследования значительных



**Рис. 1. Рельеф и внутренняя структура Левантийского сдвига.**

*A* — участок зоны влияния Левантийского сдвига на цифровой модели рельефа SRTM; *Б* — внутренняя структура зоны Левантийского сдвига (*г*) и этапы ее образования (*а—в*), по [Price, Cosgrove, 1990].



**Рис. 2. Рельеф и внутренняя структура сдвига Сан-Андреас.**

*A* — аэроснимок участка разломной зоны Сан-Андреас; *Б* — схема крупнейших разломов в зоне Сан-Андреас и скорости относительного перемещения по ним в результате землетрясений, по [Molnar, Dayem, 2010; Романюк и др., 2012].

по площади природных территорий. Эффективным методом изучения деформаций земной коры в данном случае является физическое моделирование. Эксперимент позволяет за десятки минут — первые часы проследить изменения на модели, которые происходили в земной коре в течение миллионов лет. В настоящее время физическое моделирование на упругопластичном материале (глинистая паста) выступает в качестве эффективного метода при исследованиях процесса разломообразования [Борняков, 2012]. В то же время современные работы по изучению рельефа методом физического моделирования посвящены разработке специального модельного материала для достижения наибольшего подобия с природой, динамике его формирования под влиянием экзогенных факторов и, реже, взаимосвязям экзогенных и эндогенных (тектонических) процессов в ходе рельефообразования [Crave et al., 2000; Guerrou, Cobbold, 2006; Marques et al., 2007; Graveleau, Dominguez, 2008; Graveleau et al., 2011; Strak et al., 2011; Dooley, Schreurs, 2012].

Целью наших экспериментов было выявить закономерности формирования собственно тектонического рельефа, не осложненного влиянием экзогенных процессов. Стоит отметить, что экзогенный фактор играет значительную роль в преобразовании рельефа Земли в целом, но не является ключевым в формировании рельефа тектонически-активных регионов, поэтому в экспериментах он не учитывался. В дальнейшем такие данные могут быть использованы для решения вопросов происхождения рельефа природных разломных зон и их картирования. Задачами исследования были: 1) провести эксперименты по моделированию зоны сдвига и растяжения в упругопластичной среде, направленные на изучение формирующегося тектонического рельефа; 2) изучить на примере сдвиговой зоны влияние на рельеф стадии разрывообразования, а также граничных условий по вязкости пасты, скорости деформирования и толщине экспериментальной модели; 3) построить для экспериментальных поверхностей цифровые модели рельефа, распределения градиента вертикальных движений и на основе их комплексного анализа установить специфику отражения в рельефе внутренней структуры разломной зоны.

### МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА

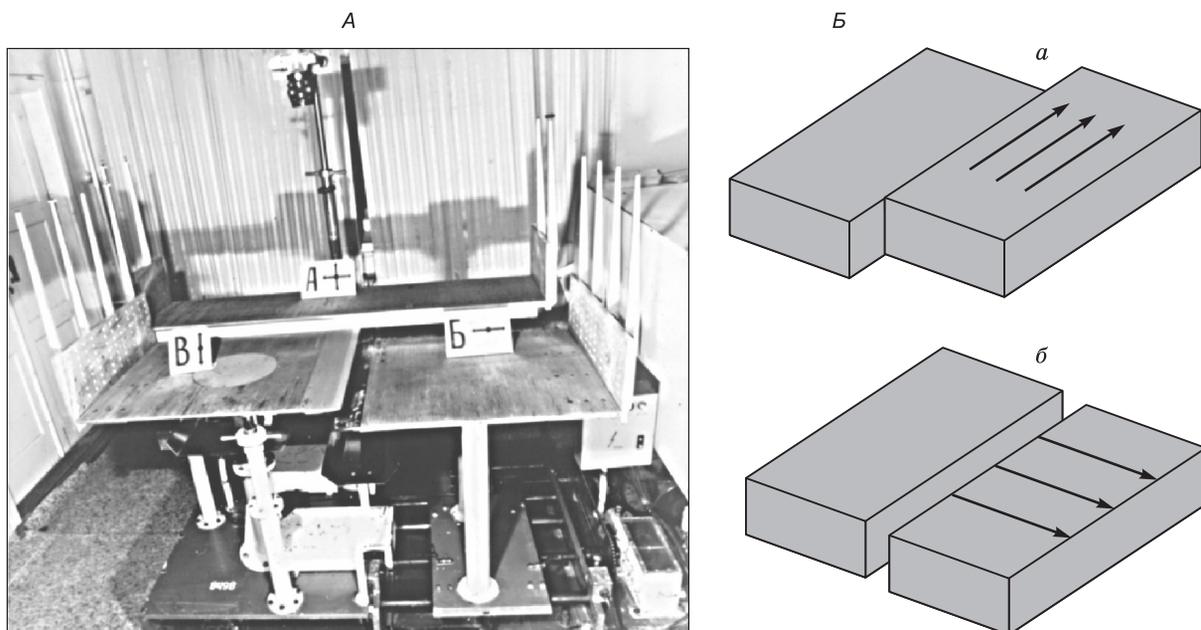
Общая методика экспериментов по моделированию крупных разломных зон разработана в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН [Шерман и др., 1983]. В соответствии с теорией подобия при моделировании разрывных нарушений следует учитывать геометрическое подобие (пропорциональность формы и размеров), кинематическое подобие (пропорциональность скорости, ускорения и направления движений), динамическое подобие (пропорциональность сил), а также пропорциональность всех других физических величин, характеризующих процесс разломообразования [Шерман и др., 1983]. В общем виде уравнение подобия имеет следующий вид:

$$\frac{\eta}{p g H t} = \frac{\eta}{p_3 g H_3 t_3}, \quad (1)$$

где  $\eta$  — вязкость глинистой пасты, Па·с;  $p$  — плотность глинистой пасты, кг/м<sup>3</sup>;  $g$  — ускорение силы тяжести, м/с<sup>2</sup>;  $H$  — толщина деформируемого объема, м;  $t$  — продолжительность процесса, с. Величины с индексом «3» характеризуют разломные зоны земной коры.

В качестве модельного материала использовалась однородная глинистая паста, которая при деформировании в лаборатории проявляет упругопластичные свойства подобно литосфере в процессах крупномасштабного разломообразования [Семинский, 2003]. Все эксперименты по изучению зон разломов проводились на специальной установке «Разлом» (рис. 3, А), предназначенной для моделирования разнообразных тектонических структур, путем перемещения в различных направлениях ее отдельных частей — штампов. Модель состояла из одного слоя глинистой пасты и находилась в прямоугольных рамках, препятствующих растеканию глины. При моделировании использовались механизмы простого сдвига (см. рис. 3, Б, а) и растяжения экспериментальной модели (см. рис. 3, Б, б). В обоих случаях модель располагалась на двух штампах установки, один из которых смещался в горизонтальном направлении с постоянной скоростью. Исходя из теории подобия в наших экспериментах (примерно 1 мм на модели соответствует 1 км в природе) при использовании механизма простого сдвига происходит формирование крупной сдвиговой разломной зоны, а при растяжении модели — межблоковой зоны растяжения, имеющей сложное строение. Главными структурными элементами межблоковой зоны растяжения являются встречно направленные зоны разрывов с преимущественно сбросовой кинематикой, которые также в литературе именуют областями распространения сколов субвертикальной ориентировки [Михайлова, 2008]. Исходя из представлений о понятии «разломная зона», описанном выше, эту область правомерно называть «сбросовая разломная зона». Примером природного аналога межблоковой зоны растяжения в эксперименте является Байкальский рифт. Плечи рифта — это серия крупных, встречно направленных сбросовых зон, например таких, как Обручевская зона на северо-западе и Черско-Баргузинская на юго-востоке [Семинский и др., 2013].

При моделировании **сдвиговых разломных зон** параметры модели составляли  $1.30 \times 0.25$  м. В проведенных опытах использовался как левосдвиговой, так и правосдвиговой характер смещения экспериментальной модели. Для полноценного анализа взаимосвязи процесса формирования рельефа и особенностей разломообразования эксперименты проводились при разных условиях проведения эксперимента: при различной вязкости глинистой пасты, скорости деформирования и толщине модели, поскольку эти параметры существенно влияют на структуру разломной зоны [Шерман и др., 1983; Dooley, Schreurs, 2012], а следовательно, на ее рельеф. Исследованы модели с тремя значениями вязкости: высокой ( $1.74 \cdot 10^8$  Па·с), средней ( $1.26 \cdot 10^7$  Па·с) и низкой ( $6.17 \cdot 10^6$  Па·с); с тремя величинами толщины модели: 0.05; 0.085; и 0.11 м; при различной скорости деформирования: медленной ( $8.3 \cdot 10^{-6}$  м/с) и быстрой ( $8.3 \cdot 10^{-5}$  м/с). Влияние каждого параметра на рельеф разломной зоны изучалось отдельно. Для



**Рис. 3. Моделирование зон разломов.**

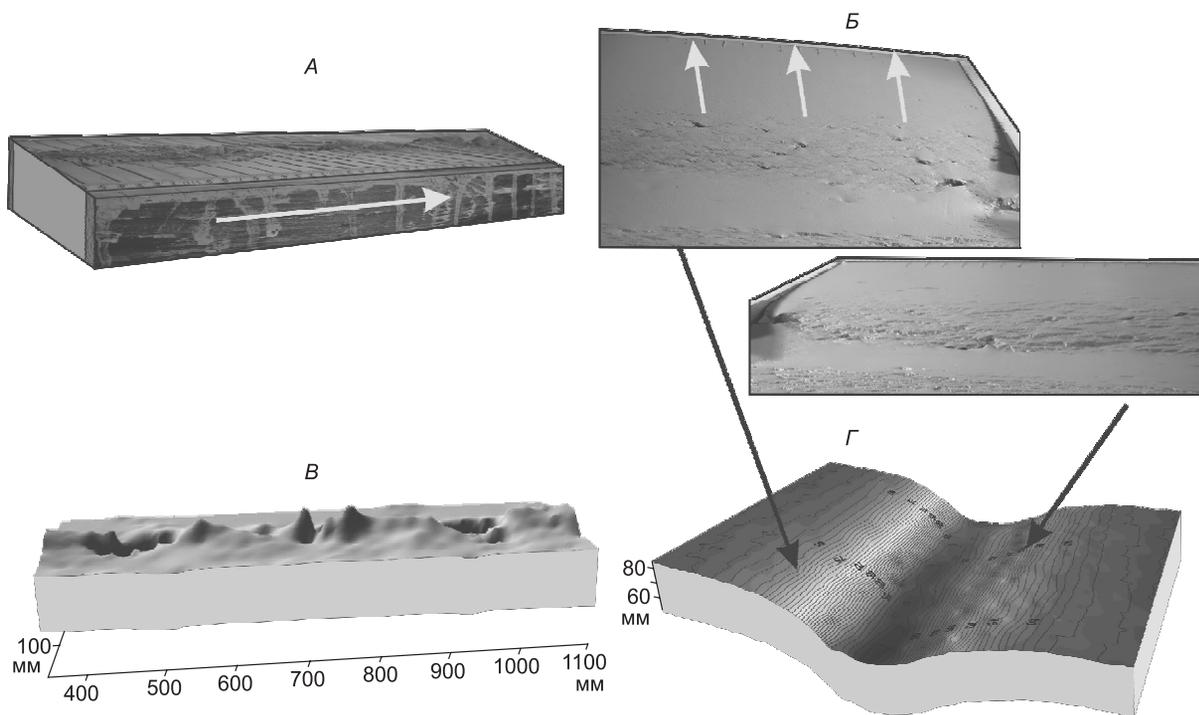
*A* — экспериментальная установка «Разлом» [Семинский, 2003]; *Б* — механизмы деформирования модели: простого сдвига (*a*), растяжения (*б*). Стрелками показано направление движения активного штампа установки «Разлом».

этого сначала были проведены эксперименты с базовой моделью, имеющей следующие параметры: средняя вязкость пасты, медленная скорость деформирования и толщина модели, равная 0.085 м. В ходе проведения дальнейших экспериментов один из параметров базовой модели изменялся, а остальные оставались постоянными. Каждый эксперимент дублировался, чтобы избежать влияния случайных факторов при формировании разломной зоны. Перемещение штампов происходило до момента, пока разломная зона не достигала стадии полного разрушения, т. е. до формирования на поверхности модели магистрального сместителя. Всего были проведены более тридцати экспериментов.

При формировании разломной зоны выделяются три основные стадии: ранняя дизъюнктивная, поздняя дизъюнктивная и стадия полного разрушения [Семинский, 2003]. Для детального изучения влияния стадийности на развитие рельефа проведен дополнительный эксперимент по моделированию сдвиговой зоны с параметрами базовой модели.

При моделировании **сбросовых разломных зон** геометрические размеры деформируемого образца составляли  $0.6 \times 0.6$  м при толщине 0.085 м; вязкость глинистой пасты —  $6.17 \cdot 10^6$  Па·с; скорость деформирования —  $8.3 \cdot 10^{-5}$  м/с. Внутренние поверхности у двух сторон деревянной рамки обрабатывались смазкой, чтобы уменьшить трение о них глинистой пасты, которое увеличивает влияние краевых эффектов, негативно сказывающееся на формировании структуры зоны растяжения. С помощью двух подложек, расположенных друг на друге и закрепленных на штампах установки «Разлом» (подвижный и неподвижный), исключался эффект провисания центральной части модели при ее растяжении. Результатом деформирования экспериментальной модели являлось образование межблоковой зоны растяжения, отражающейся в рельефе двумя встречно направленными по падению уступами с впадиной между ними. В целом такая структура напоминает грабен. На уступах формируются сбросовые разломные зоны, подобные по внутреннему строению, но различные по амплитуде. Перемещение штампов установки «Разлом» происходило до момента, когда разломные зоны в структуре растяжения достигали стадии полного разрушения, т. е. до формирования магистральных сместителей. Всего были проведены более двадцати экспериментов.

Измерения рельефа поверхности экспериментальной модели выполнялись по сети профилей, проведенных вкрест простирания разломной зоны. Сеть профилей охватывала практически всю экспериментальную модель по длине и ширине, за исключением краевых частей. В экспериментах по моделированию сдвиговой зоны сеть профилей состояла из 27 профилей по 23 пикета каждый, при растяжении — из 13 профилей по 50 пикетов. Расстояние между профилями 0.03 м, пикетами — 0.01 м. На каждом пикете измерялось значение высоты рельефа с точностью  $\pm 0.001$  м при помощи лазерного дальномера, закрепленного на одной высоте относительно начальной поверхности экспериментальной модели. На



**Рис. 4. Рельеф в экспериментах по моделированию разломных зон.**

*A* — фотография модели сдвиговой зоны; *Б* — фотографии активного и пассивного крыльев в зоне растяжения; *В* — объемная цифровая модель рельефа сдвиговой зоны; *Г* — объемная цифровая модель рельефа зоны растяжения. Стрелками показано направление движения активного штампа установки «Разлом».

основе измеренных высот был рассчитан средний градиент изменений углов наклона рельефа (градиент вертикальных движений) [Гзовский, 1971; Леви, 1995] для каждого пикета по формуле:

$$|\text{grad}| = \frac{h_A - h_B}{l_{AB}}, \quad (2)$$

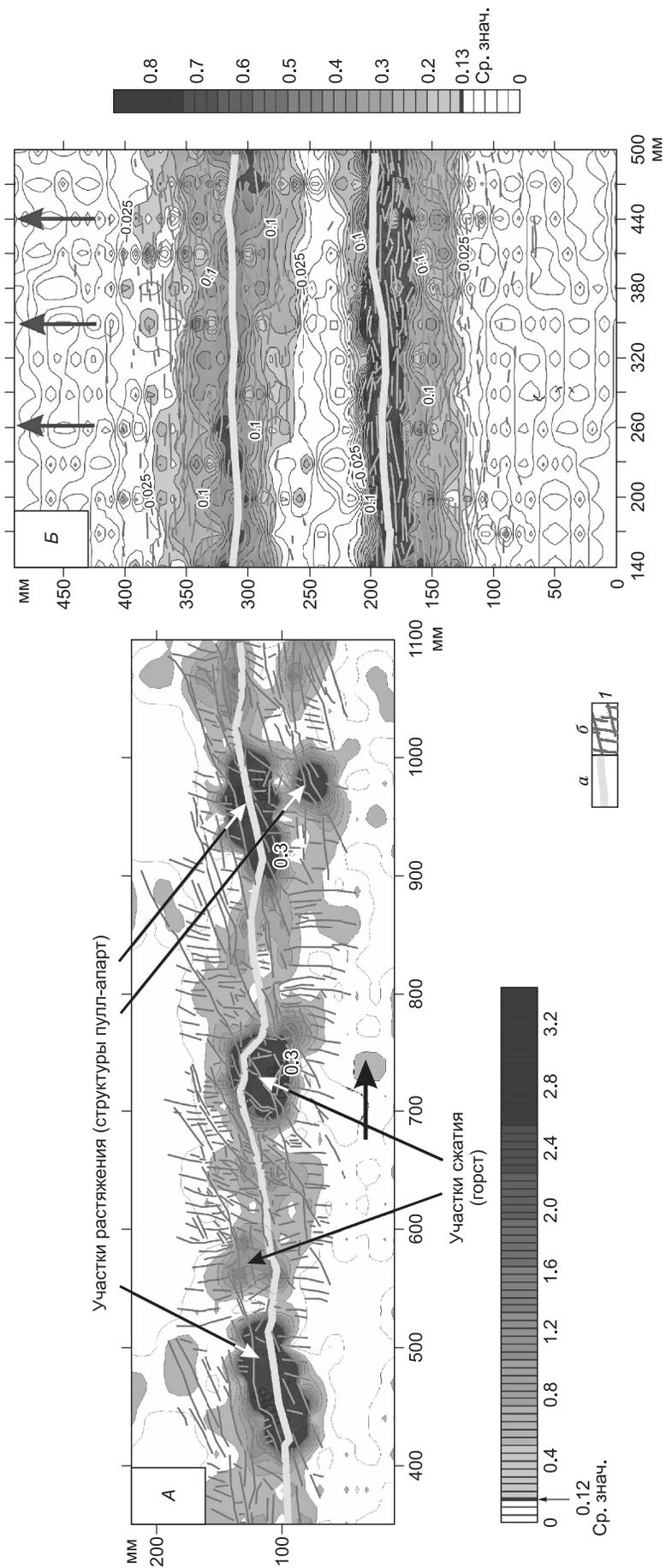
где  $h_A - h_B$  — разность отметок высот двух соседних пикетов профиля, м;  $l_{AB}$  — расстояние между ними, м.

Результатом обработки экспериментальных данных было построение цифровой модели рельефа разломной зоны (рис. 4, *В*, *Г*) и рассчитанного на ее основе распределения градиента вертикальных движений (рис. 5).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

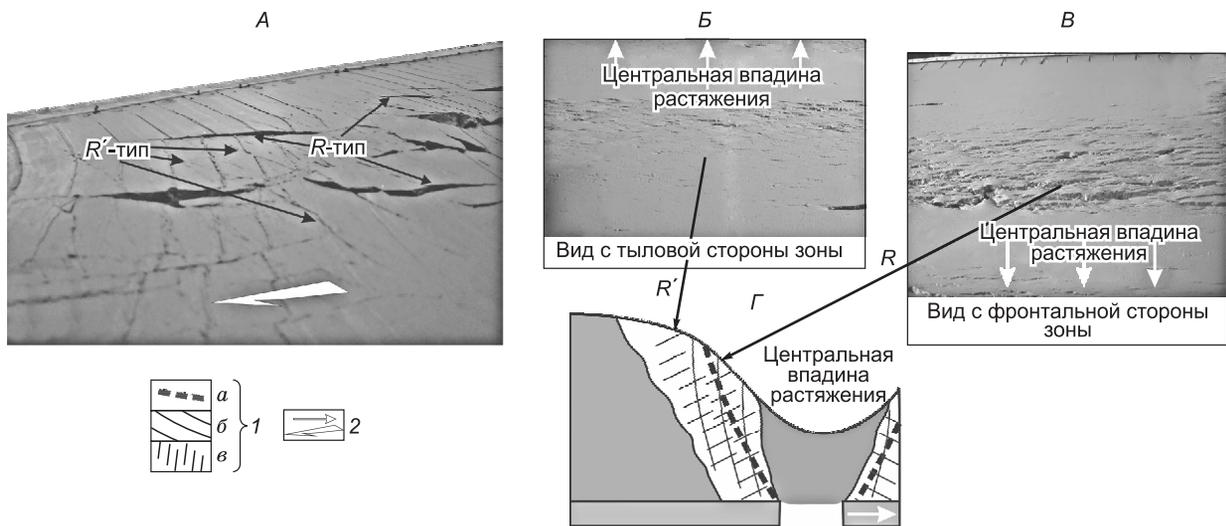
Так как способ нагружения модели играет важную роль при формировании рельефа, общих закономерностей у сдвиговых и сбросовых зон наблюдается немного. Главной закономерностью является отражение в рельефе разломной зоны разрывов различного морфогенетического типа (исходя из обобщенного парагенезиса разрывов [Нансcock, 1985; Семинский, 2003]). Все эти разрывы имеют вертикальную составляющую перемещений, причем их величина пропорциональна интенсивности подвижек. Эта закономерность делает эффективными исследования разломных зон путем расчета градиента вертикальных движений, поскольку он отражает зависимость величины вертикального приращения на единицу расстояния. Таким образом, можно определить границы разломной зоны, а также выделить в ее структуре участки с различной амплитудой вертикальных перемещений. В дальнейшем по таким данным можно судить о наличии в том или ином месте разломной зоны определенного элемента ее внутренней структуры.

В целом проведенные эксперименты показали высокую зависимость рельефа от пространственно-временной неравномерности формирования внутренней структуры сдвиговых и сбросовых разломных зон. Было выявлено, что в рельефе сдвиговая зона представлена структурой по типу хребта с чередующимися внутри него впадинами присдвигового растяжения (рис. 4, *А*, *В*), что в ряде случаев характерно



**Рис. 5. Распределение градиента вертикальных движений.**

*A* — градиент сдвиговой зоны; *B* — градиент зоны растяжения. Даны шкалы величин градиента вертикальных движений. *I* — сеть разрывов, образовавшаяся в результате деформирования модели; *a* — магистральный сместитель зоны; *б* — сопутствующие разрывы; стрелки — направление движения активного штампа установки «Разлом».



**Рис. 6.** Разрывы  $R$  и  $R'$  типов на моделях сдвиговой и сбросовой зоны.

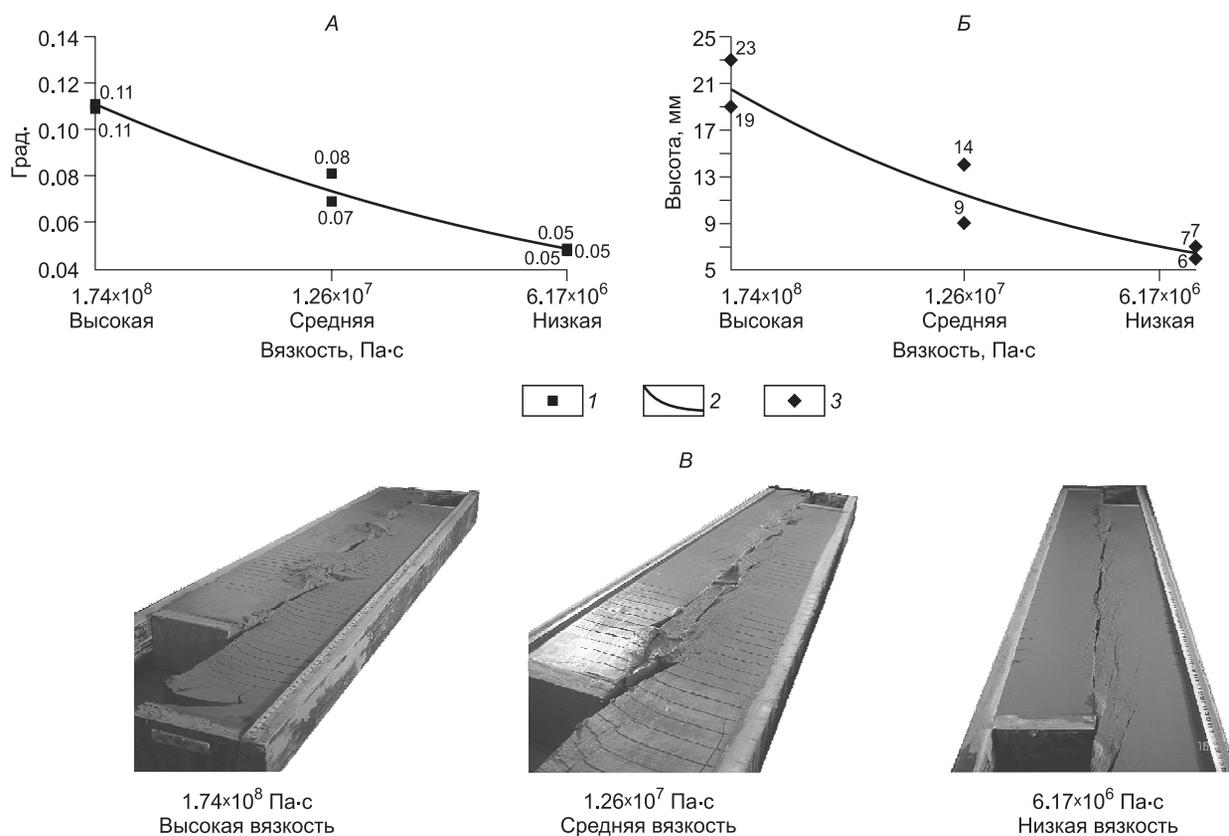
$A$  — фотография  $R$  и  $R'$  разрывов на плане в сдвиговой зоне;  $B$  и  $B'$  — фотографии  $R$  и  $R'$  разрывов на плане в зоне растяжения;  $G$  — схема ориентировки разрывов  $R$  и  $R'$  в разрезе сбросовой зоны, образованной при растяжении.  $1$  — сеть разрывов в сбросовой зоне:  $a$  — магистральный сместитель;  $b$  — разрывы  $R$ -типа;  $v$  — разрывы  $R'$ -типа;  $2$  — направления перемещения активных штампов установки «Разлом».

и для природных зон, однако впадины пулл-апарт могут быть перекрыты осадками и заполнены водой (например, Левантийский сдвиг). Также в природной обстановке структуры пулл-апарт могут уменьшиться в размерах («закрыться») в результате длительного перемещения по сформированному магистральному сместителю (сдвиг Сан-Андреас). Сбросовая зона, сформированная в условиях растяжения экспериментальной модели в горизонтальном направлении, представлена в рельефе уступом (см. рис. 4,  $B$ ,  $G$ ). Характер распределения высотных отметок уступа ступенчатый с чередованием участков крутого и пологого подъема. Данная закономерность характерна и для природных сбросовых зон, однако, в естественных условиях она может быть осложнена действием эрозии.

В распределении градиента вертикальных движений сдвиговая разломная зона, образованная при деформировании экспериментальной модели, выделяется значениями параметра выше среднего уровня с кулисообразным чередованием максимумов (см. рис. 5,  $A$ ). Распределение градиента сдвиговой зоны неравномерно вкрест и по простиранию зоны, а также делится на несколько однотипных участков. Каждый такой участок формируется преимущественно в областях повышенной плотности разрывов, а переходами между участками служат области пониженной плотности разрывов. Сбросовая зона в распределении градиента вертикальных движений также выделяется значениями выше среднего уровня (см. рис. 5,  $B$ ). Распределение неравномерно вкрест и по простиранию разломной зоны, но кулисообразного чередования максимумов не наблюдается. Основные максимумы параметра соответствуют основанию уступа в рельефе разломной зоны.

Неравномерность распределения градиента обусловлена различными элементами внутренней структуры разломной зоны. В сдвиговой зоне наибольшее влияние на распределение и величину параметра оказывают магистральный сместитель, а также участки присдвигового растяжения и сжатия (см. рис. 5,  $A$ ). В сбросовой зоне максимальные значения параметра отражают магистральный сместитель (см. рис. 5,  $B$ ). Несколько меньшими значениями выделяются разрывы  $R$ - и  $R'$ -типов, что справедливо в отношении как сдвиговой, так и сбросовой зоны. Важно отметить, что влияние на распределение и величину градиента разрывов  $R$ -типа существенно выше, чем у разрывов  $R'$ -типа (рис. 6), однако оно несравнимо с воздействием на параметр магистрального сместителя или дуплексов растяжения и сжатия.

Анализ сдвиговых зон показал, что на рельеф и распределение градиента вертикальных движений в экспериментальной разломной зоне влияют толщина модели, а также вязкость модельного материала и скорость его деформирования. Повышение вязкости пасты на несколько порядков приводит к значительному увеличению вертикальной амплитуды перемещения. В результате происходит рост относительных отметок высот рельефа от первоначального уровня модели и значений градиента вертикальных движений (рис. 7). Было отмечено, что также повышается средняя ширина поперечного сечения сдвиговой зоны в рельефе, что, в свою очередь, влияет на увеличение ширины распределения аномальных значений градиента (величины выше среднего значения).



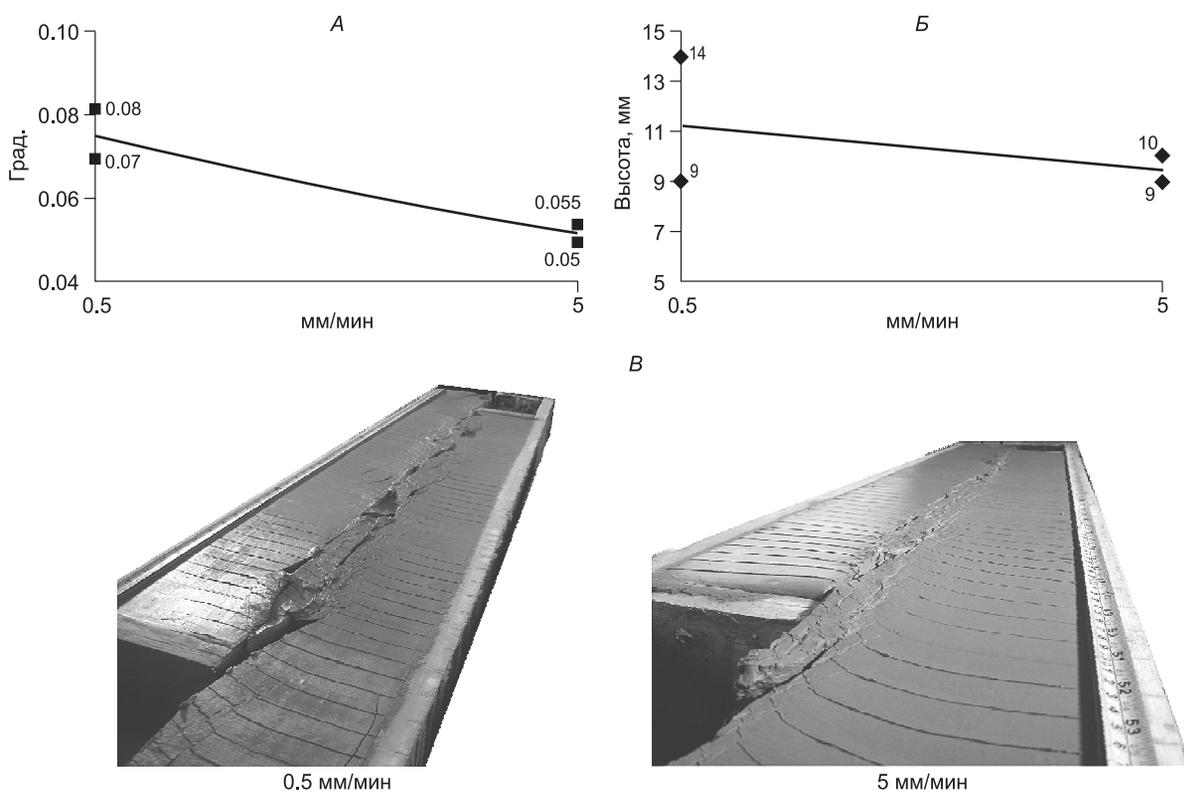
**Рис. 7. Влияние на рельеф изменения вязкости глинистой пасты в экспериментах по моделированию сдвиговой зоны.**

*A* — зависимость среднего градиента вертикальных движений от вязкости пасты; *B* — зависимость максимальной амплитуды рельефа (относительно уровня первоначальной поверхности) от вязкости пасты; здесь и на рис. 8, 9: 1 — средний градиент, 2 — линия тренда, 3 — амплитуда; *B* — фотографии сдвиговой зоны при различной вязкости пасты.

Несколько меньшее влияние на формирование рельефа сдвиговой зоны оказывает увеличение скорости деформирования модели. Повышение скорости в 10 раз уменьшает амплитуду вертикального перемещения по разрывам, абсолютные отметки рельефа модели и среднюю величину градиента (рис. 8). При этом уменьшается средняя ширина поперечного сечения сдвиговой зоны в рельефе и градиенте вертикальных движений.

Анализ экспериментов, проводившихся при различной толщине деформируемой модели, не выявил явных закономерностей, касающихся формирования рельефа сдвиговой зоны (рис. 9). Амплитуда вертикальных движений при изменении толщины модели в опытах не изменялась, средние значения градиента также оставались постоянными. Значимая особенность, выделившаяся в ходе анализа данных экспериментов с различной толщиной, связана с шириной сдвиговой зоны. С увеличением толщины модели наблюдалось расширение области динамического влияния зоны при постоянстве ширины отражения зоны в градиенте (см. рис. 9, *B*). Это позволило сделать вывод, что образование рельефа сдвиговой зоны происходит преимущественно за счет формирования ее магистрального сместителя.

Несколько важных особенностей формирования рельефа сдвиговой зоны были обнаружены при проведении эксперимента с измерением рельефа на трех основных стадиях формирования зоны (рис. 10). На ранней дизъюнктивной стадии в рельефе выделялись лишь некоторые разрывы *R*-типа. Как следствие в поле градиента вертикальных движений сдвиговая зона не выделялась единым полем аномальных значений. Это доказывало главенствующую роль при образовании рельефа разрывов *R*-типа над *R'*, а также подтверждало его связь с формированием магистрального сместителя зоны. На поздней дизъюнктивной стадии и стадии полного разрушения сдвиговая зона отражалась единым полем аномальных значений градиента. Это происходило за счет формирования в ее структуре участков сжатия и растяжения. При анализе всех трех стадий было отмечено, что на формирование рельефа зоны существенно влияют присдвиговые складки. Их вклад в развитие рельефа сравним по величине с перемещением по разрывам. Проследить формирование складок можно на ранней и поздней дизъюнктивной стадиях, тог-



**Рис. 8.** Влияние на рельеф изменения скорости деформирования модели в экспериментах по моделированию сдвиговой зоны.

*А* — зависимость среднего градиента вертикальных движений от скорости деформирования; *Б* — зависимость максимальной амплитуды рельефа (относительно уровня первоначальной поверхности) от скорости деформирования; *В* — фотографии сдвиговой зоны при различной скорости деформирования. Усл. обозн. см. на рис. 7.

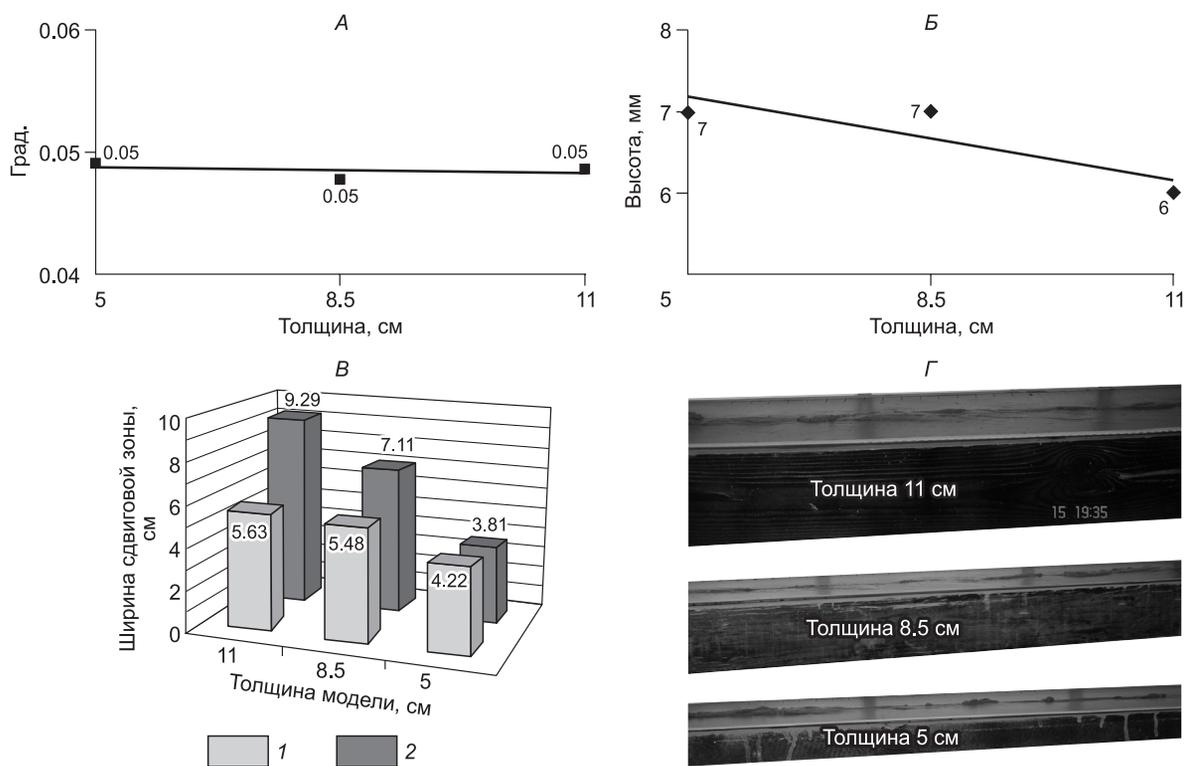
да как на стадии полного разрушения влияние складок скрыто перемещениями по разрывам и формированием участков сжатия и растяжения.

Таким образом, в рельефе экспериментальной модели в виде различных морфоструктур отражается пространственно-временная неравномерность разломной зоны, что связано с формированием элементов ее внутренней структуры на трех основных стадиях развития. В целом при любых условиях проведения экспериментов (разной толщине модели, скорости деформирования, вязкости пасты) рельеф сдвиговой и сбросовой зоны сохраняет главные пространственно-временные особенности процесса разломообразования.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На сегодняшний день полноценное изучение закономерностей, связанных с формированием крупной разломной зоны, трудно представить без использования моделирования. Основными вопросами при исследованиях являются: изучение полей напряжений в зоне разлома, механизмов и условий формирования ее структуры, количественных характеристик сети трещин [Лучицкий, Бондаренко, 1967; Шерман и др., 1983, 1991, 1992, 1994; Семинский, 2003; Семинский, Когут, 2009; Ребецкий, Лермонтова, 2010; Стефанов и др., 2013]. Стоит отметить, что некоторые из представленных работ косвенно касались формирования рельефа в пределах разломных зон. Несколько большее внимание этой проблеме уделяется в зарубежной литературе [Crave et al., 2000; Guerrou, Cobbold, 2006; Marques et al., 2007; Gravelleau, Dominguez, 2008; Gravelleau et al., 2011; Strak et al., 2011]. Как отмечалось ранее, эти работы редко посвящены изучению тектонического рельефа, хотя такие встречаются, например [Dooley, Schreurs, 2012].

Общие закономерности, подобные тем, что были получены нами во время исследований, часто обсуждаются в литературе. К таким можно отнести характер проявления разломов в поле градиента вертикальных движений. В работах [Шерман и др., 1981, 1984] при исследовании территории Байкальской рифтовой зоны путем расчета градиента отмечалась высокая корреляция повышенных значений



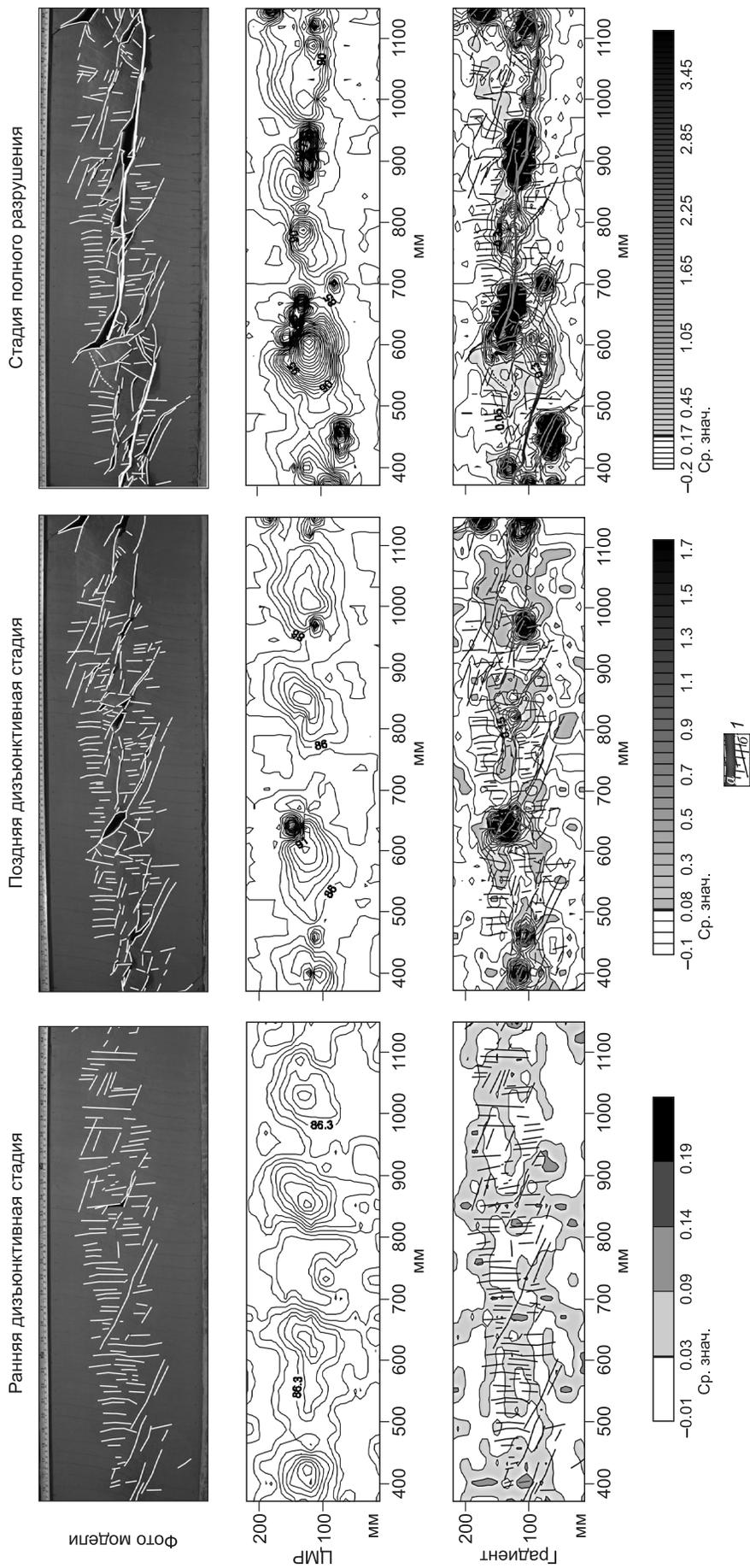
**Рис. 9. Влияние на рельеф изменения толщины модели в экспериментах по моделированию сдвиговой зоны.**

*A* — зависимость среднего градиента вертикальных движений от толщины модели; *B* — зависимость максимальной амплитуды рельефа (относительно уровня первоначальной поверхности) от толщины модели; *B* — зависимость ширины зоны от толщины модели; *1* — средняя ширина зоны по градиенту (см), *2* — средняя истинная ширина зоны (см); *Г* — фотографии сдвиговой зоны при различной толщине модели (вид сбоку).

параметра с разломами и зонами разломов. Однако подобные расчеты для данных, полученных в ходе экспериментальных работ, нами не встречались. Выражение сбросовой зоны в рельефе уступом, а сдвиговой зоны поднятием по типу горного хребта также можно отнести к общим закономерностям, имеющим отражение в публикациях. Формирование сбросовой зоны в рельефе уступом подчеркивалось в экспериментальной работе [Шерман и др., 1992], а также в натурных исследованиях [Логачев, Флоренсов, 1977; Шерман и др., 1984; Мац и др., 2001]. В сдвиговых зонах перемещение крыльев происходит в горизонтальном направлении, что несколько усложняет представление о вертикальных движениях и формировании рельефа. Тем не менее образование рельефа сдвиговой зоны происходит благодаря дилатансии и формированию цветковой или пальмовой структуры, о чем упоминается как при физическом [Семинский, 2003; Прокопьев и др., 2004], так и при математическом моделировании [Стефанов и др., 2013]. При изучении природных сдвиговых зон формирование рельефа в виде структуры по типу хребта обсуждается крайне редко [Аржанникова, 2000; Тевелев, 2002]. В последней публикации обозначено присутствие не только «хребтовой» морфологии сдвиговой зоны, но и рифтовой (щелевой), что отмечалось в наших экспериментах.

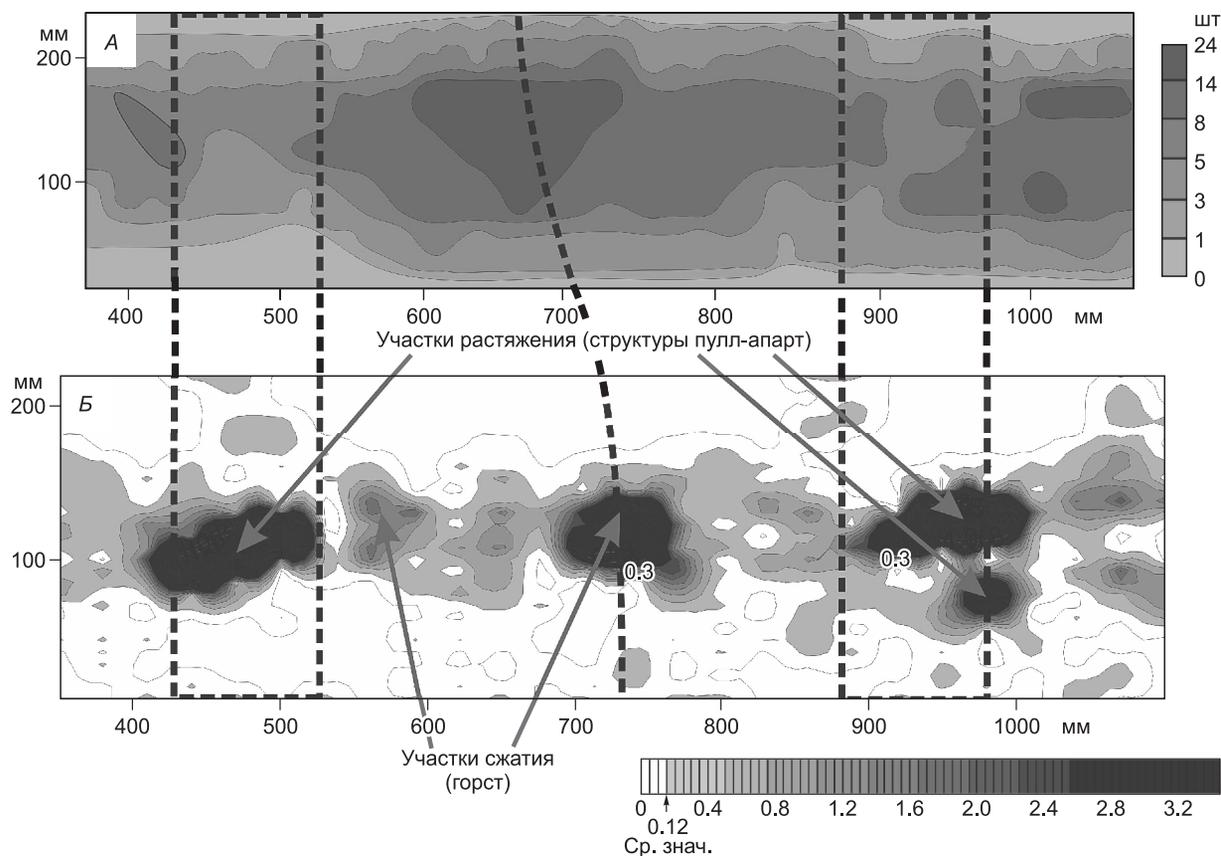
Кулисообразное чередование максимумов плотности разрывов в сдвиговой зоне не раз упоминалось при проведении экспериментов [Шерман и др., 1991; Семинский, 2003]. При этом минимумы плотности разрывов, как правило, попадали на структуры растяжения, а максимумы на структуры сжатия и близлежащие к ним участки модели. В нашем случае экстремумам плотности разрывов соответствуют, иногда с небольшим смещением, максимумы градиента вертикальных движений (рис. 11).

В сбросовой зоне максимумы плотности разрывов приурочены к магистральному шву зоны и местам схождения его отдельных частей, значения постепенно уменьшаются по мере удаления от центра к периферии [Шерман и др., 1991; Семинский, 2003]. Такая закономерность справедлива и по отношению к полученному нами распределению градиента для сбросовой зоны. В природной обстановке также подчеркивалась высокая зависимость распределений плотности разломов и градиента вертикальных движений [Шерман и др., 1981].



**Рис. 10. Основные стадии формирования сдвиговой зоны, представленные на фотографиях, цифровых моделях рельефа и распределениях градиента вертикальных движений.**

Даны шкалы величин градиента вертикальных движений. 1 — сеть разрывов, образовавшаяся в результате деформирования модели: а — магистральный сместитель зоны; б — разрывы большего порядка.



**Рис. 11. Сопоставление плотности разрывов и градиента вертикальных движений для эксперимента по моделированию сдвиговой зоны.**

*А* — плотность разрывов, дана шкала с количеством трещин в ячейке  $0.03 \times 0.03$  м. *Б* — распределение градиента вертикальных движений.

Влияние на рельеф конкретного элемента внутренней структуры как сдвиговой, так и сбросовой зоны оценивалось в ходе анализа распределений градиента. Подобные данные не встречались нами в отечественных и зарубежных публикациях. В свою очередь, влияние на формирование структуры разломной зоны условий проведения экспериментов, особенно толщины деформируемого слоя, по результатам моделирования часто обсуждается в литературе [Шерман и др., 1983; Dooley, Schreurs, 2012; Стефанов и др., 2013]. Данные работы не затрагивают вопрос связи рельефа модели с граничными условиями проведения экспериментов. В монографии [Шерман и др., 1983] подчеркивается различная степень зависимости ширины области динамического влияния разломной зоны от вязкости модельного материала, скорости деформирования и толщины модели. Наибольшее влияние на нее оказывает толщина деформируемого слоя, при увеличении которой происходит расширение разломной зоны. Использование математического моделирования [Стефанов и др., 2013] показало, что увеличение толщины слоя может привести к развитию принципиально отличной (по сравнению с более тонкими моделями) структуры сдвиговой зоны на глубине и на поверхности модели. В нашем случае при проведении опытов мы наблюдали подобные изменения на поверхности модели в результате увеличения толщины слоя глинистой пасты, однако не ожидали, что эти изменения не отразятся в рельефе разломной зоны. Исследуя отношение ширины области динамического влияния к ширине сдвиговой зоны в поле градиента (расстояние между крайними изолиниями его аномальных значений), мы пришли к выводу о том, что рельеф мало зависит от формирующихся опережающих разрывов и главным образом связан с формированием магистрального шва. Во многом этому выводу способствовал анализ трех основных стадий формирования сдвиговой зоны. При анализе стадий учитывалось, что наличие складок при формировании сдвиговой зоны часто отмечалось ранее [Семинский, 2003; Прокопьев, 2004], поэтому их незначительное влияние на ранних стадиях на рельеф закономерно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования, изложенные в данной статье, направлены на анализ связи формирующегося в процессе разломообразования рельефа со структурой сдвиговой и сбросовой зон. Основным методом изучения являлось физическое моделирование на упругопластическом материале, который удовлетворяет основным критериям подобия при решении подобного рода задач. В результате было проведено более 50 экспериментов по моделированию разломных зон разного кинематического типа и при различных условиях, часть которых отражена в данной статье на рисунках и графиках. Современные исследования редко обходятся без привлечения количественных методов анализа полученной информации, вследствие чего в работе мы использовали построение цифровых моделей рельефа и распределений градиента вертикальных движений для данных эксперимента. Организованный таким образом комплекс методов хорошо зарекомендовал себя при выделении элементов внутренней структуры крупной разломной зоны в ее рельефе. В ходе анализа публикаций по данной тематике выяснилось, что аналогичные исследования крайне редко встречаются в литературе или в иных лишь отражены их отдельные аспекты. В итоге получены следующие выводы.

Внутренняя структура сдвиговой и сбросовой разломной зоны отчетливо выделяется в рельефе экспериментальной модели и градиенте вертикальных движений. Каждый из элементов структуры вносит свой вклад в развитие рельефа разломной зоны. В сдвиговой зоне наибольшее влияние оказывает формирование магистрального сместителя, душексов растяжения и сжатия. Менее отчетливо в рельефе сдвиговой зоны проявляются разрывы  $R$ - и еще меньше —  $R'$ -типа. В сбросовой зоне наибольшее влияние на развитие рельефа оказывает формирование магистрального сместителя, несколько меньшее влияние — разрывы  $R$ -типа. Наименьшее воздействие на рельеф сбросовой зоны проявляют разрывы  $R'$ -типа, а также разрывы со сдвиговым перемещением крыльев, образующиеся в условиях растяжения.

Рельеф разломной зоны зависит от вязкости глинистой пасты, скорости деформирования и толщины модели в эксперименте, что по теории подобия эквивалентно вязкости горных пород, скорости перемещения крыльев и толщине литосферы у природных разломных зон. Наибольшее влияние на развитие рельефа оказывает вязкость глинистой пасты, несколько меньшее — скорость деформирования модели. Увеличение или уменьшение толщины экспериментальной модели не приводит к существенным изменениям ее рельефа. На трех основных временных стадиях развития разломной зоны рельеф существенно различен. У сдвиговой зоны формирование рельефа на ранних стадиях обусловлено развитием складок и сколов Риделя, на поздних — душексов сжатия и растяжения, а также магистрального шва.

В заключении автор хотел бы еще раз подчеркнуть, что все эксперименты проводились без имитации влияния экзогенных факторов. В результате рельеф экспериментальной модели имел только тектонический генезис как результат формирования разломной зоны. Таким образом, амплитуды вертикального перемещения в эксперименте существенно отличаются от аналогичных параметров у природных объектов. Тем не менее проведенное исследование показало, что физическое моделирование для изучения связи рельефа со структурой разломной зоны оказывается весьма эффективным инструментом.

Автор искренне выражает благодарность своему научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук, заведующему лабораторией тектонофизики К.Ж. Семинскому за постановку темы, помощь при проведении лабораторных исследований, обсуждение полученных результатов и конструктивную критику. Автор также признателен Ю.Л. Ребецкому за ценные замечания и советы по доработке статьи, а также благодарит всех сотрудников лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН за помощь и всестороннюю поддержку.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ (16-35-00141 и 16-05-00154).

## ЛИТЕРАТУРА

**Аржанникова А.В.** Неотектоническая зональность главных активных разломов Юго-Западного Прибайкалья: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2000, 18 с.

**Борняков С.А.** Физическое моделирование процессов разломообразования в литосфере на современном этапе: обзор // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы докладов Всероссийской конференции (г. Москва, 8—12 октября 2012 г.). В 2-х т. / Под ред. А.О. Глико, Ю.Г. Леонова. М., ИФЗ РАН, 2012, т. 1, с. 50—53.

**Гзовский М.В.** Математика в геотектонике. М., Недра, 1971, 240 с.

**Леви К.Г.** Применение количественных методов в геоморфологии. Методическое пособие. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 1995, 52 с.

**Логачев Н.А., Флоренсов Н.А.** Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли / Ред. Н.А. Флоренсов. Новосибирск, Наука, 1977, с. 19—29.

**Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.** Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа // Геотектоника, 1967, № 2, с. 3—20.

**Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М.** Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 252 с.

**Михайлова А.В.** Соотношение хрупких и пластических деформаций в слое над активными разломами фундамента (по результатам моделирования) // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН / Ред. Ю.Л. Ребецкий. М., ИФЗ РАН, 2008, с. 29—36.

**Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В.** Разломы (морфология, геометрия и кинематика). Якутск, ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004, 148 с.

**Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С.** Аналитическое решение задачи для совокупности трещин сдвига с кулоновым трением // ДАН, 2010, т. 435, № 6, с. 821—825.

**Романюк Т.В., Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Михайлова А.В., Марчук Н.А.** Особенности структурно-вещественного строения и прочность сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы докладов Всероссийской конференции (г. Москва, 8—12 октября 2012 г.). В 2-х т. / Под ред. А.О. Глико, Ю.Г. Леонова. М., ИФЗ РАН, 2012, т. 1, с. 75—84.

**Семинацкий К.Ж.** Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003, 244 с.

**Семинацкий К.Ж., Когут Е.И.** Определяющие факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: результаты физического эксперимента // ДАН, 2009, т. 424, № 1, с. 76—79.

**Семинацкий К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С.** Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // Геодинамика и тектонофизика, 2013, т. 4, № 3, с. 203—278.

**Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Ребецкий Ю.Л., Конторович В.А.** Структура и стадии разломной зоны в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физическая мезомеханика, 2013, т. 16, № 5, с. 41—52.

**Тевелев Арк.В.** Тектоника и кинематика сдвиговых зон: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., МГУ, 2002, 49 с.

**Шерман С.И., Борняков С.А., Лобацкая Р.М., Саньков В.А., Комаров Ю.В., Киселев А.И., Лысак С.А., Ружич В.В., Плешанов С.П., Ромазина А.А., Леви К.Г.** Проблемы разломной тектоники. Новосибирск, Наука, 1981, 176 с.

**Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.** Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск, Наука, 1983, 112 с.

**Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Рассказов С.В.** Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. Новосибирск, Наука, 1984, 208 с.

**Шерман С.И., Семинацкий К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А.** Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига // Новосибирск, Наука, 1991, 262 с.

**Шерман С.И., Семинацкий К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобацкая Р.М., Лысак С.В., Леви К.Г.** Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск, Наука, 1992, 228 с.

**Шерман С.И., Семинацкий К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Буддо В.Ю.** Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск, Наука, 1994, 264 с.

**Crave A., Lague D., Davy P., Kermarrec J., Sokoutis D., Bodet L., Compagnon R.** Analogue modelling of relief dynamics // Phys. Chem. Earth (A), 2000, v. 25, № 6—7, p. 549—553.

**Dooley T.P., Schreurs G.** Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics, 2012, v. 574—575, p. 1—71.

**Graveleau F., Dominguez S.** Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts // C. R. Geosci., 2008, v. 340, p. 324—333.

**Graveleau F., Hurtrez J.-E., Dominguez S., Malavieille J.** A new experimental material for modelling relief dynamics and interactions between tectonics and surface processes // Tectonophysics, 2011, v. 513, p. 68—87.

**Guerroue E.L., Cobbold P.R.** Influence of erosion and sedimentation on strike-slip fault systems: insights from analogue models // J. Struct. Geol., 2006, v. 28, p. 421—430.

**Hancock P.L.** Brittle microtectonics: Principles and practice // J. Struct. Geol., 1985, v. 7, № 3/4, p. 437—457.

**Marques F.O., Cobbold P.R., Lourenço N.** Physical models of rifting and transform faulting, due to ridge push in a wedge-shaped oceanic lithosphere // Tectonophysics, 2007, v. 443, p. 37—52.

**Molnar P., Dayem K.E.** Major intracontinental strike-slip faults and contrasts in lithospheric strength // Geosphere, 2010, v. 116, № 4, p. 444—467.

**Price N.J., Cosgrove J.W.** Analysis of geological structures. Cambridge, University Press, 1990, 668 p.

**Strak V., Dominguez S., Petit C., Meyer B., Loget N.** Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modeling // Tectonophysics, 2011, v. 513, p. 1—19.

*Рекомендована к печати 24 сентября 2015 г.  
В.С. Селезевым*

*Поступила в редакцию  
26 марта 2015 г.*