

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ДЕФОРМАЦИИ ПРИ РАСПРОСТРАНЕНИИ СЕЙСМОГЕННОГО РАЗРЫВА. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

А.М. Будков, Г.Г. Кочарян

В работе приведены результаты численного эксперимента, направленного на анализ закономерностей формирования и эволюции поверхности скольжения в ходе косейсмической подвижки. Показано, что макроскопические межблоковые перемещения оказываются не распределенными по толщине материала, разрушенного в процессе сдвига, а локализуются вдоль тонких поверхностей скольжения, поперечный размер которых на порядки меньше, чем мощность участков дробления. Результаты расчетов качественно соответствуют данным геологических наблюдений последних лет.

Введение

Рассматривая процесс постепенного накопления деформации в окрестности магистральной части разломной зоны, следует учитывать эффекты взаимодействия между разломами разных иерархических уровней [Ребецкий, 2007], особенности напряженного состояния внутри гетерогенных зон [Спивак, Цветков, 2009], изме-

нение свойств породы из-за температуры и давления [Noda, Lapusta, 2010], локальную «неплоскость» разломных зон, их переменную толщину [Sagy, Brodsky, 2009]. Важнейшую роль на стадии накопления деформации играют эффекты изменения напряженного состояния, обусловленные дилатансией [Николаевский, 1982; Гольдин, 2004], упрочнения-разупрочнения областей массива в результате изменения пористости, перетоков флюида, вариаций порового давления [Scholz, 2002], заживания трещин [Ружич и др., 1990] и т.д. Характерное время продолжительности этого этапа сейсмического цикла составляет $\sim 10^8$ – 10^{10} с.

На заключительной стадии подготовки землетрясения (10^5 – 10^6 с до события) происходит локализация процесса разрушения в зоне магистрального сместителя. При этом, согласно некоторым данным, постепенно возрастает скорость смещения по разлому до величин порядка 0,01 мкм/с за час до события и порядка 1 мкм/с непосредственно перед началом динамического срыва [Kaneko et al., 2011].

Индивидуальные зоны магистрального сместителя редко могут быть прослежены более, чем на несколько сотен метров, хотя предполагается, что их протяженность может достигать многих километров [Sibson, 2003]. Вполне вероятно, что на определенных этапах деформирования может иметь место «взаимодействие» магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций без ясных следов единого разрыва в последних. Такие сублинейные конгломераты отдельных магистральных сместителей и участков гетерогенной трещиноватости формируют единую магистральную зону разлома.

Как ни удивительно на первый взгляд, но новейшие геологические исследования демонстрируют исключительно высокую степень локализации косейсмических смещений в зонах сейсмогенных разломов. Так, исследование сейсмогенных сдвигов в Калифорнии продемонстрировало, что толщина магистрального сместителя составляет не более чем 1–10 см. При этом кумулятивное смещение вдоль этих разломов составляет первые десятки километров. Косейсмические перемещения бортов крупных разломов локализуются именно в зоне магистрального сместителя. Например, на одном из участков разлома Punchbowl fault из 10 км сдвига лишь 100 м локализовано в зоне трещиноватости толщиной около 100 м, а все остальное смещение произошло внутри узкого ультракатаклазитового ядра [Evans and Chester, 1995, Chester and Chester, 1998 и др.]. Косейсмические разрывы часто происходят вдоль одной и той же поверхности, сформированной на предыдущих стадиях деформирования [Sibson, 2003]. Перемещения по вторичным, вновь образованным нарушениям сплошности, невелики и не вносят существенного вклада в кумулятивную амплитуду перемещения бортов разлома.

В настоящей работе мы поставили простейший численный эксперимент с целью оценки возможности реализации сценария, изложенного выше в кратком обзоре литературных данных. Эти расчеты являются началом цикла исследований закономерностей формирования сейсмогенных разрывов на заключительной стадии сейсмического цикла.

Постановка расчетов

В двумерных расчетах рассматривался блок скальной породы размером $H \times H$ с узкой плоской зоной слегка ослабленной породы посередине (рис. 1). В некоторых вариантах расчета центральная зона оконтурена трещинами, пример расположения которых в одном из вариантов также показан на рис. 1. На верхнюю четверть

левой боковой грани блока действует давление P_0 , моделирующее сдвигающее усилие. На нижней грани блока и нижней части правой грани (на $\frac{1}{4}$ высоты блока) задавалось граничное условие абсолютно жесткой стенки (рис. 1), что обеспечило неподвижность блока. На остальных участках границы блока задавалось условие свободной поверхности.

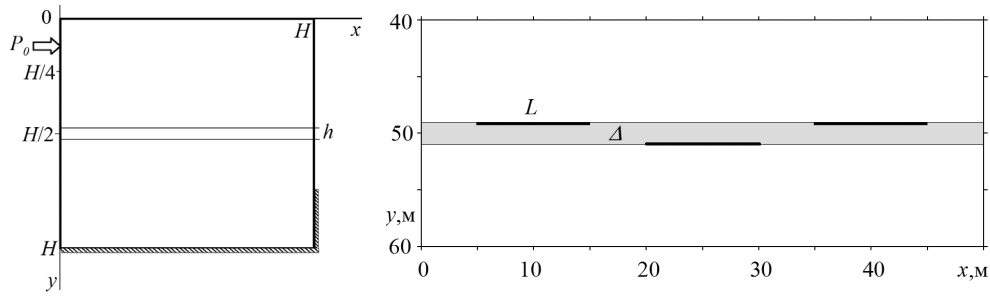


Рис. 1. Постановка задачи.

Слева – расчетная область. Справа – схема расположения трещин в одном из вариантов ($\Delta = 5$ м, $L = 10$ м). Серым тоном выделена ослабленная зона. Черные линии – трещины. На правом рисунке показана центральная часть блока

Размеры блока в расчетах $H = 100$ м, ширина зоны ослабленной породы $h = 2$ м, длина трещин $L = 10$ м, толщина – $0,1$ м. Рассмотрены два варианта расположения трещин с разным расстоянием между ними – $\Delta = 5$ м и $\Delta = 10$ м. В статье приведены результаты расчетов с величиной смещающего усилия $P_0 = 40$ МПа.

Предложенная модель была реализована в рамках двумерного вычислительно-го кода [Архипов и др., 2002], разработанного на основе лагранжева численного метода «Тензор» [Майнчен и др., 1967].

Уравнения, описывающие движение и напряженное состояние твердого деформируемого материала в декартовой системе координат, имеют вид:

$$\begin{aligned} \frac{d\rho}{dt} + \rho \operatorname{div} \mathbf{v} &= 0, \quad v_x = \frac{dx}{dt}, \quad v_y = \frac{dy}{dt}, \\ \rho \frac{dv_x}{dt} - \frac{\partial s_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial P}{\partial x} &= 0, \\ \rho \frac{dv_y}{dt} - \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} - \frac{\partial s_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y} &= g, \\ \rho \frac{d\varepsilon}{dt} - s_{xx}\dot{\varepsilon}_{xx} - s_{yy}\dot{\varepsilon}_{yy} - s_{zz}\dot{\varepsilon}_{zz} - 2s_{xy}\dot{\varepsilon}_{xy} - \frac{P}{\rho} \frac{d\rho}{dt} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где t – время; x, y, z – координаты (оси x и y лежат в плоскости симметрии задачи, ось z – перпендикулярна этой плоскости); ρ – плотность; v_x, v_y – компоненты вектора скорости $\mathbf{v}$; g – ускорение свободного падения; P – давление; s_{ij} – девиатор тензора напряжений; $\dot{\varepsilon}_{ij}$ – девиатор тензора скоростей деформаций; ε – удельная внутренняя энергия; d/dt – лагранжева производная по времени:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + (\mathbf{v}, \nabla)f.$$

Система уравнений движения замыкается соотношениями, определяющими связь между напряжениями и деформациями материала. Для описания поведения скальной породы использовалась обобщенная квазиупругопластическая модель

(ОКУП) [Замышляев и др., 1990]. В качестве критерия пластичности в ОКУП модели используется обобщенное условие Мизеса:

$$J_2 = Y(P)/3, \quad (2)$$

где $J_2 = s_{ij} s_{ij}/2$ – второй инвариант девиатора тензора напряжений, s_{ij} – компоненты девиатора тензора напряжений, Y – сдвиговая прочность. Зависимость сдвиговой прочности неразрушенной породы от давления $Y(P)$ задается в виде:

$$Y(P) = Y_0 + \mu P / (1 + \mu P / (Y_{PL} - Y_0)). \quad (3)$$

В расчетах использовались следующие основные характеристики породы: в блоке – начальная плотность $\rho_0 = 2,65$ г/см³, скорость продольных волн $a_0 = 5,45$ км/с, коэффициент Пуассона $\nu = 0,25$, $Y_0 = 40$ МПа, $Y_{PL} = 465$ МПа, $\mu = 0,6$; в зоне ослабленной породы – $\rho_0 = 2,65$ г/см³, $a_0 = 4$ км/с, $\nu = 0,25$, $Y_0 = 30$ МПа, $Y_{PL} = 374$ МПа, $\mu = 1$. Процесс деформирования материала-заполнителя в трещинах ($\rho_0 = 2$ г/см³, $a_0 = 1$ км/с, $\nu = 0,4$, $Y_0 = 0,3$ МПа, $Y_{PL} = 20$ МПа, $\mu = 0,4$) рассчитывался с помощью упругопластической модели мягкого и полускального грунта [Замышляев и др., 1990].

Обсуждение результатов

Рассмотрим вначале результаты разрушения однородного блока и блока содержащего зону ослабления, но не содержащую трещин. Соответствующие результаты приведены на рис. 2, а и б. На рисунках показана только нижняя часть блока, так как по результатам расчетов в верхней части блока разрушение скальной породы практически отсутствует. В обоих случаях вначале формируется протяженная горизонтальная трещина вблизи нижней грани блока и, как и следовало ожидать,

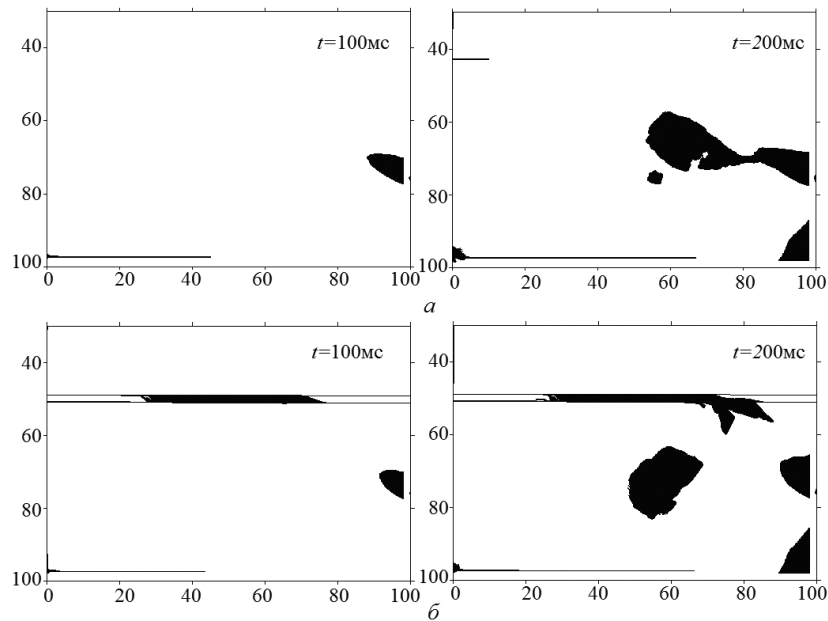


Рис. 2. Конфигурации зон разрушения однородного блока (а) и блока с зоной ослабления (б) в моменты времени 100 и 200 мс
Черным цветом показаны участки разрушенного материала

происходит разрушение породы у правой грани блока возле границы «упора». Однако в случае наличия зоны ослабления (рис. 2, б) происходит также интенсивное разрушение скальной породы в зоне ослабления. При этом необходимо обратить внимание, что прочностные свойства скальной породы в блоке и в зоне ослабления отличаются не сильно. Анализ полей смещений показывает, что, в конечном итоге, все подвижки в однородном блоке локализованы на нижней горизонтальной трещине. При наличии зоны ослабления максимальные подвижки также происходят вдоль нижней горизонтальной трещины, однако заметный скачок величины градиента вдоль оси y горизонтальной составляющей смещения $\partial W_x / \partial y$ имеет место и на нижней границе зоны ослабления.

В случае наличия трещин на границах зоны ослабления разрушение блока сдвигающим усилием происходит несколько иначе. Разрушение породы начинается от кончиков имеющихся трещин (рис. 3). Формируются «перемычки» из разрушенной породы, соединяющие близлежащие трещины на противоположных сторонах зоны ослабления. Возникшая непрерывная цепочка из имевшихся и вновь появившихся трещин формирует поверхность скольжения, вдоль которой начинается горизонтальная подвижка верхней половины блока. Это движение сопровождается интенсивным дроблением породы в зоне ослабления. Начинается прорастание трещин от зоны ослабления в тело блока и образование очагов разрушения скальной породы вблизи правой боковой грани в нижней части блока. Последний процесс обусловлен влиянием свободной поверхности на напряженно-деформированное состояние материала блока.

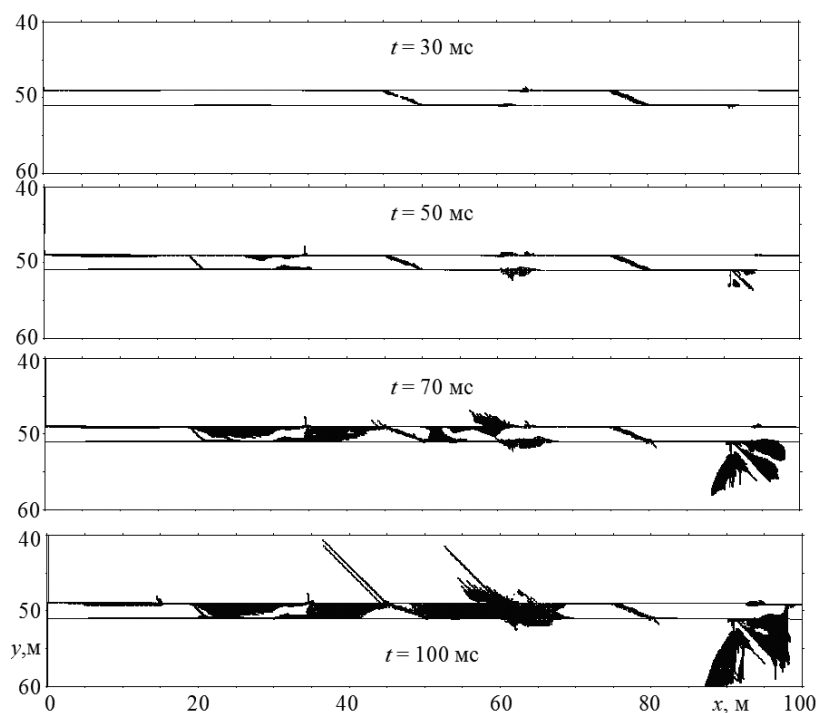


Рис. 3. Конфигурации зон разрушения скальной породы в окрестности зоны ослабления в различные моменты времени ($\Delta = 5$ м). Серые прямые $y = 49$ и 51 м – границы ослабленной зоны. Более темные отрезки вдоль серых линий – расположение изначальных трещин

Судя по кинематическим параметрам движения породы в различных точках верхней половины блока, в рассматриваемой модели поверхность скольжения в основном формируется в течение ~ 100 мс, после чего начинается монотонное увеличение горизонтальной составляющей скорости движения всех точек верхней половины блока. Это, фактически, свидетельствует о потере устойчивости системой и начале динамического срыва. Столь малое время развития этого процесса обусловлено заданными динамическими параметрами нагружения, которые выбирались с учетом ограниченных возможностей используемого численного метода.

На рис. 4 сопоставлены конфигурации зон разрушения скальной породы в относительно поздние моменты времени ($t = 200$ мс) в блоках с разной начальной частотой трещин – $\Delta = 5$ и 10 м. Можно видеть, что при $\Delta = 10$ м имеет место заметное увеличение повреждений блока вне границ разломной зоны. Полученный результат представляется вполне логичным, так как увеличение зазора Δ между трещинами приводит к увеличению эффективной прочности разломной зоны и, как следствие, увеличению уровня сдвиговых напряжений в нижней части блока.

Локализация межблоковой деформации хорошо видна на рис. 5, где показано пространственное распределение параметра $\partial W_x / \partial y$ (градиента вдоль оси y горизонтальной составляющей смещения) на момент времени $t = 300$ мс. Области резкого

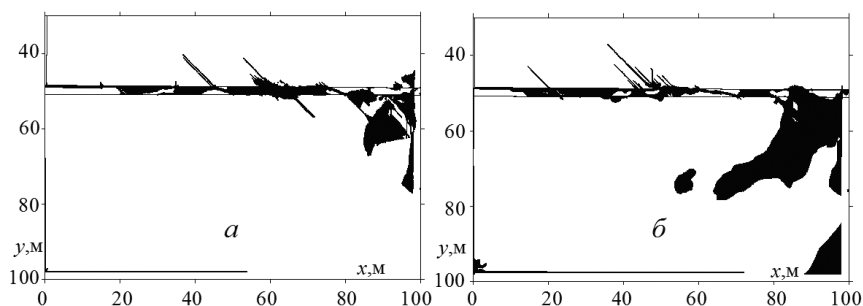
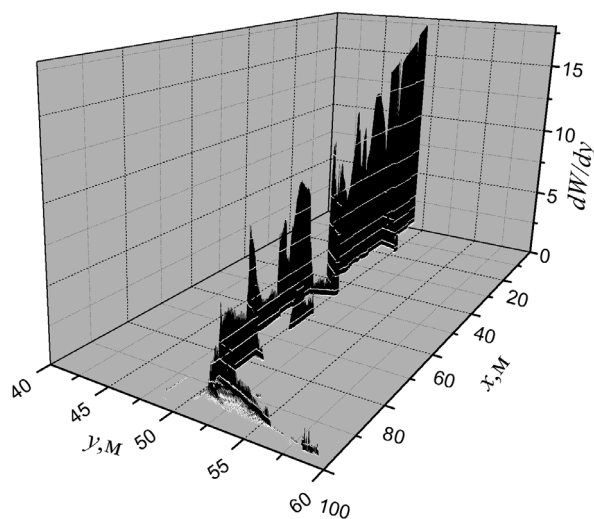


Рис. 4. Конфигурации зон разрушения блоков с различной начальной частотой трещин: $a - \Delta = 5$ м, $b - \Delta = 10$ м ($t = 200$ мс)

Рис. 5. Распределение на плоскости (x, y) величины $\partial W_x / \partial y$ для варианта расчета $\Delta = 5$ м.

Зона ослабления изначально расположена между прямыми $y = 49$ и 51 м



увеличения этого параметра соответствуют участкам локализации межблокового перемещения. Можно видеть, что сдвиг между верхней и нижней частями блока происходит вдоль поверхности, образовавшейся в результате разрушения породы в ослабленной зоне и объединения отдельных трещин в единую систему.

Детализация фрагмента расчетного профиля приведена на рис. 6, где показан небольшой фрагмент расчетной области и выделены все ячейки, в которых величина градиента $\partial W_x / \partial y \geq 1$. Выбран наиболее интересный участок вблизи середины блока, где поверхность скольжения имеет изгиб. Можно видеть, что область локализации интенсивных деформаций очень узкая. На участках поверхности скольжения субпараллельных границам зоны ослабления подвижки реализуются в 1–2 слоях ячеек расчетной сетки. Это говорит о том, что для определения ширины зоны подвижки используемая расчетная сетка не достаточно подробна. Следует ожидать, что при более мелком разбиении расчетной области значения ширины зоны скольжения окажутся заметно меньшие, чем 10–20 см, полученные в проведенных расчетах.

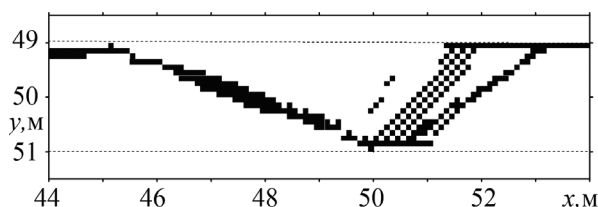


Рис. 6. Фрагмент расчетного профиля поверхности скольжения. Пунктир – границы зоны ослабления. Координаты (x, y) изначальных трещин на этом участке (35–45; 49) и (50–55; 51)

На участке изгиба область подвижек составляет 1–4 ячейки или распадается на несколько цепочек отдельных трещин, каждая шириной в 1 ячейку. Интересно, что на рассматриваемом участке при $x > 51$ м поверхность скольжения стала развиваться не вдоль изначальной трещины, а вдоль границы ослабленной зоны, оставаясь при этом столь же локализованной в пространстве. Таким образом, ширина участка локализации межблоковых перемещений на порядки меньше, чем мощность участков дробления.

Выводы

Важнейшим выводом проведенной серии расчетов является заключение о возможности исключительно высокой степени локализации косейсмических перемещений, что соответствует результатам геологических наблюдений последних лет. Макроскопические межблоковые перемещения оказываются не распределенными по толщине зоны материала, разрушенного в процессе сдвига, а локализованными вдоль узкой поверхности скольжения. Вероятным механизмом формирования такой поверхности может служить процесс прорастания имеющихся трещин под действием сдвиговых напряжений и их объединение в единую систему. Дальнейшая эволюция образовавшейся поверхности скольжения связана с нарастающими деформациями сдвига, приводящими к дроблению скальной породы в зоне разлома.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00780-а) и ОНЗ РАН (Программа № 6).

Литература

- Архипов В.Н., Борисов В.А., Будков А.М. и др.* Механическое действие ядерного взрыва. М.: Физматлит, 2002. С. 50–58.
- Гольдин С.В.* Дилатансия, переупаковка и землетрясения // *Физика Земли*. 2004. № 10. С. 37–54.
- Замышляев Б.В., Евтерев Л.С.* Модели динамического деформирования и разрушения грунтовых сред. М.: Наука, 1990. 198 с.
- Майнчен Дж., Сак Е.* Метод расчета «ТЕНЗОР» // *Сб. Вычислительные методы в гидродинамике*. М.: Мир, 1967. С. 185–211.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.
- Ружич В.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А.* Залечивание сейсмогенных разрывов и повторяемость землетрясений // *Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты: Сб. научных трудов*. Новосибирск: Наука. 1990. С. 44–50.
- Спивак А.А., Цветков В.М.* Новая модель зональной структуры разломов // *ДАН*. 2009. Т. 424. № 3. С. 813–815.
- Chester F.M., Chester J.S.* Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 295. P. 199–221.
- Evans J.P., Chester F.M.* Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: inferences from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № 13. P. 007–020.
- Kaneko Y., Ampuero J.-P., Lapusta N.* Spectral-element simulations of long-term fault slip: Effect of low-rigidity layers on earthquake-cycle dynamics // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. B10313. doi:10.1029/2011JB008395.
- Noda H., Lapusta N.* Three-dimensional earthquake sequence simulations with evolving temperature and pore pressure due to shear heating: Effect of heterogeneous hydraulic diffusivity // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. B12314. doi:10.1029/2010JB007780.
- Sagy A., Brodsky E.E.* Geometric and rheological asperities in an exposed fault zone // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. B02301. doi:10.1029/2008JB005701.
- Scholz C.H.* The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge, New York: Cambridge University Press. 2002. 496 p.
- Sibson R.S.* Thickness of the Seismic Slip Zone // *BSSA*. 2003. Vol. 93. № 3. P. 1169–1178.