УДК 539.4+550.34

РАЗВИТИЕ ЗОНЫ НАРУШЕННОЙ ПОРОДЫ В ОКРЕСТНОСТИ ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖКИ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОМУ РАЗЛОМУ

© 2025 г. А. М. Будков¹, Г. Г. Кочарян^{1, *}, З. З. Шарафиев¹

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия *E-mail: gevorgkidg@mail.ru

> Поступила в редакцию 06.11.2024 г. После доработки 27.11.2024 г. Принята к публикации 25.12.2024 г.

В статье приведены результаты 2D-расчетов процесса формирования зоны нарушенной породы при развитии динамического сдвига по горизонтальному тектоническому разлому. Исследованы различные режимы скольжения — субрелеевский (скорость распространения разрыва V_r не превышает скорости релеевской волны в среде) и сверхсдвиговый (величина V_r выше скорости поперечных волн). Рассмотрен вклад механизмов отрыва и сдвига в развитие нарушенной зоны вблизи разлома на разной глубине. Проведена оценка степени изменения физико-механических свойств массива на разных расстояниях от разлома. Показано, что на больших глубинах литостатические напряжения полностью подавляют отрыв, и разрушение породы происходит исключительно за счет деформации сдвига. На малых же глубинах механизм разрушения отрыва, приводит к резкому уменьшению зоны разрушения сдвигом, которая локализована лишь в непосредственной близости от плоскости разрыва. Увеличение прочности на отрыв приводит к увеличению размеров зоны сдвигового разрушения. У сверхсдвиговых разрывов зона разрушения может иметь сложный, неодносвязанный характер. Изменение скорости распростои распростои распростои распространения полностью подавляют отрыв приводит к увеличению размеров зоны сдвигового разрушения. У сверхсдвиговых разрывов зона разрушения может иметь сложный, неодносвязанный характер. Изменение скорости распространения продольных волн C_p более чем на 15–20% имеет место лишь в непосредственной

близости от плоскости скольжения на расстоянии 10-20 м. На больших расстояниях величина $\frac{ac_p}{C}$

не превышает 10%. На малых глубинах могут иметь место трещины отрыва, которые распространяются на значительные расстояния от плоскости скольжения.

Ключевые слова: разлом, землетрясение, динамический разрыв, разрушение геоматериала, численное моделирование.

DOI: 10.31857/S0002333725020064, EDN: DLNAWY

введение

В рамках решения общей задачи построения физической модели очага землетрясения одним из ключевых вопросов является корректное задание параметров, структуры и свойств зоны нарушенной породы в окрестности будущего разрыва [Lapusta et al., 2019; Кочарян, 2021]. Медленные движения земной коры в межсейсмический период приводят к распределенной деформации [Collettini et al., 2014] и формированию вблизи свободной поверхности так называемых "цветковых" структур, которые определяют дифференциацию осадочного чехла над активными разломами, расположенными в коренных породах [Стефанов, Бакеев, 2015; Леонов и др., 2020; Леонов, 2022]. Обследование же сейсмогенных разломных зон демонстрирует высокую степень локализации косейсмических деформаций. Примеров высоко локализованных плоскостей скольжения множество в разных типах горных пород и на разных масштабах, например [Кочарян, 2021 и ссылки там]. Вне локализованной основной поверхности скольжения (PSZ) неизменно наблюдаются зоны повреждения микро- и макротрещинами. Эту зону повышенной плотности трещин обычно называют зоной влияния (зоной динамического влияния) разлома (в англоязычной литературе "damage zone") [Шерман и др., 1983; Шерман, 2014].

Средний размер зоны влияния *W* в направлении нормальном к плоскости скольжения растет по мере увеличения длины разлома L и накопления кумулятивного перемещения бортов D [Кочарян, 2016; Perrin et al., 2016; и др.]. Физический механизм формирования, а значит, и размеры зон динамического влияния, и их механические и гидравлические характеристики не описываются существующими теориями механики разрушения [Torabi et al., 2023]. Классические решения механики трещин, рассматривающие распространение плоских круглых или эллиптических трещин сдвига в упругой (упруго-пластической) среде, не описывают закономерности формирования зон повреждения в направлении нормальном к плоскости трещины. В таких моделях разломы представляют собой трещины сдвига с равномерно распределенным трением и концентрацией напряжений в носике трещины [Костров, 1975; Kostrov, Das, 2005; и др.].

Аналитические соотношения и численные расчеты, например, [Scholz, 2019], а также лабораторные исследования процесса распространения сдвиговой трещины в образцах скальной породы [Moore, Lockner, 1995] демонстрируют наличие нарушенной зоны вблизи вершины трещины (зона текучести, processing zone), через которую после достижения критической плотности трещин малого размера происходит рост магистрального разрыва. В соответствии с линейной механикой трещин радиус зоны пластичности в носике трещины пропорционален ее длине и обратно пропорционален квадрату литостатического давления, т.е. радикально снижается с глубиной [Poliakov et al., 2002; Rice et al., 2005]. В то же время геологические данные свидетельствуют о замедлении роста ширины зоны повреждения, начиная с определенной длины разлома [Кочарян, 2016; Torabi et al., 2023; Kolyukhin, Torabi, 2012]. Кроме того, исходя из парадигмы распространения разрыва землетрясения по уже существующему разлому, неясно, какую именно характерную длину надо использовать для оценки радиуса зоны пластичности в "носике" разлома, рассматривая его как трещину. Ясно, что это, скорее всего, отнюдь не полная длина разломной зоны, а размер некоторого относительно небольшого участка.

Попытки численно смоделировать зону пластической деформации вне распространяющегося разлома предпринимались неоднократно [Andrews, 1976; 2005; Rice et al., 2005; и др.]. При этом во всех расчетных моделях "разрушение" все еще остается условной характеристикой. Начало пластической деформации определяется, как правило, по критерию Друкера-Прагера [Drucker, Prager, 1952]. Размеры зоны повреждения в окрестности разлома либо оцениваются по величине некоторой условной предельной пластической деформации (эта величина сильно различается в разных работах), либо по расположению контура огибающей сети образующихся вторичных трещин [Okubo et al., 2019]. Ширина зоны пластичности оказалась связана с длиной разрыва, направлением приложенного статического напряжения [Templeton, Rice, 2008], а в 3D-случае и с глубиной сейсмогенного слоя [Ampuero, Mao, 2017]. Более поздние 2D-[Okubo et al., 2019] и псевдо 3D- [Preus et al., 2020] расчеты позволяют проследить эволюцию зоны динамического разрушения на разных глубинах для одиночного разлома [Okubo et al., 2019] и сети взаимодействующих нарушений [Preus et al., 2020].

Уровень поврежденности в нарушенной зоне оказывает существенное влияние на механическое поведение разломов. Степень трещиноватости определяет проницаемость массива горных пород, а следовательно, влияет на величину порового давления и, как следствие, на эффективную прочность разлома. Наличие трещин способствует прохождению механохимических превращений [Бернштейн, 1987]. Правильное понимание процесса формирования и развития зоны влияния является одним из важных условий при построении расчетных моделей в различных задачах геомеханики разломов.

При численном моделировании напряженно-деформированного состояния в эпицентральных областях крупных землетрясений или в окрестности подземных сооружений используются усредненные механические свойства разломной зоны. При этом как размеры, так и механические свойства зоны влияния зача-

67

стую берутся в известной степени произвольно, на основе результатов наблюдений вблизи свободной поверхности [Морозов и др., 2020]. Это может приводить к очевидной переоценке характеристик разломной зоны, а следовательно, к ошибкам при расчетах параметров НДС участка коры.

В настоящей работе приводятся результаты 2D-расчета процесса формирования зоны нарушения массива горной породы при распространении динамической подвижки по тектоническому разлому. Рассмотрен вклад механизмов отрыва и сдвига в развитие нарушенной зоны вблизи разлома на разной глубине. Проведена оценка степени изменения физико-механических характеристик массива на разных расстояниях от разлома.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И РАСЧЕТНАЯ МОДЕЛЬ

Задача о распространении разрыва решалась в плоской постановке (рис. 1). Зона контакта блоков горной породы представляла собой горизонтальную плоскость с заданными фрикционными свойствами. Сопротивление сдвигу по границе между блоками (плоскость y = 0), следуя работе [Ida, 1972], задавалось в виде трения с разупрочнением:

$$\tau = T(\Delta u) \operatorname{sign}\left(\frac{\partial \Delta u}{\partial t}\right), \frac{\partial \Delta u}{\partial t} \neq 0, \quad (1)$$

где: $T(\Delta u) = \begin{cases} \tau_u - \frac{(\tau_u - \tau_f)\Delta u}{d_0}, \ \Delta u < d_0 \\ \tau_f, \ \Delta u \ge d_0 \end{cases}$ носительное перемещение берегов; τ_u — пиковая

фрикционная прочность; т_г –остаточная фрикционная прочность; d_0 — амплитуда перемещения, при котором трение снижается до остаточного значения. В расчетной области задано однородное поле сдвиговых напряжений $\sigma_{yy} = \tau_0$, наложенное на поле литостатических напряжений, величина которых определяется глубиной расположения участка скольжения. Величина τ_α задавалась ниже пиковой фрикционной прочности τ".

Проведена серия расчетов, в каждом из которых задавалось напряженное состояние массива, соответствующее определенной фиксированной глубине y_f .

В качестве меры прочности разлома используем относительную величину:

$$S = \frac{\tau_u - \tau_0}{\tau_0 - \tau_f},\tag{2}$$

где τ_0 — уровень фоновых напряжений. Этот параметр используется многими авторами (например, см. работу [Andrews, 1976]), при анализе режимов распространения разрыва. Соотношение (2) удобно интерпретировать на графике, показанном на рис. 2. На этом графике на плоскости ($\tau_0 - \tau_r$) разграничены области, в которых реализуется разная скорость распространения разрыва. Значения нормированы на величину пиковой фрикционной прочности τ. При соотношении прочностных параметров разлома и фоновых напряжений, соответствующих области расположенной ниже прямой 1 (S > 1.77), разрыв в упругой сплошной среде распространяется со скоростью ниже скорости волны Релея, что характерно для большинства землетрясений. При S < 1.77 (область, лежащая на рис. 2, выше прямой 1) скорость распространения разрыва может достичь величины, превышающей ско-



Рис. 1. Постановка задачи: 1 — плоскость разлома; 2 — плоскость 2D-расчета процесса разрушения; 3 — зона нуклеации.

рость поперечной волны. При соотношении параметров, соответствующих зоне, расположенной между прямыми 1 и 2 (0.8 < S < 1.77), перед фронтом первичного разрыва развивается локальная область концентрации напряжений, в результате чего образуется отделенная от основной части разрыва вторичная трещина, передний фронт которой начинает распространяться как сверхсдвиговый разрыв, а задний фронт быстро сливается с основным разрывом [Будков, Кишкина, 2024]. Такой механизм иногда называют "Mother-Daughter Transition" [Lu et al., 2009]. При *S* < 0.8 механизм перехода в сверхсдвиговый режим изменяется — скорость разрыва непрерывно возрастает от субрелеевской до скорости поперечной волны, а затем и превышает ее. Вторичная трещина при этом не образуется [Будков, Кишкина, 2024].

Как видно из рис. 2, чем более "пластичный" разлом (выше отношение $\frac{\tau_f}{\tau_u}$), тем более высокий уровень средних напряжений τ_0 требуется, чтобы реализовался переход к сверхсдвиговому разрыву. Для прочных, хрупких разломов такой переход может произойти даже при относительно небольшом уровне фоновых напряжений.

В расчетах для инициирования распространения разрыва на небольшом участке контактной границы $x_0 - L_0 \le x \le x_0 + L_0$ (аналог зоны нукле-



Рис. 2. Соотношение между мерой прочности *S*, пиковой τ_{u} и остаточной τ_{f} фрикционной прочностью разлома, уровнем фоновых напряжений τ_{0}

ации разрыва [Scholz, 2019]) искусственно задавалось смещение, на 10% превышающее пороговое значение u_0 , при котором трение выходит на уровень фоновых напряжений τ_0 . В результате формировался разрыв, распространяющийся в обе стороны вдоль плоскости контакта с заданной скоростью $V_{r0} = 0.6C_s$. Процесс инициирования подробно исследован в наших предыдущих работах [Будков и др., 2022; Кочарян и др., 2022], в которых, в частности, было установлено существование минимальной длины участка инициирования, при которой распространение разрыва не затухает в непосредственной близости от места старта.

Подчеркнем, что в использованной постановке плоскость $x = x_0$ (x_0 — координата точки инициирования разрыва) не является плоскостью симметрии. Точка инициирования разрыва является центром симметрии. В связи с этим инициирование разрыва производилось в точке $x = x_0$ плоскости y = 0 в обе стороны. В силу центральной симметрии задачи при анализе расчетных данных можно ограничиться рассмотрением полуплоскости $x > x_0$.

Численное моделирование процесса распространения разрыва проводилось в двумерной плоской постановке с помощью вычислительного комплекса [Архипов и др., 2002], разработанного на основе лагранжева численного метода "Тензор". Уравнения, описывающие в декартовой системе координат движение и напряженное состояние твердого деформируемого материала, имеют вид:

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \operatorname{div} \mathbf{v} = 0, \quad v_x = \frac{dx}{dt}, \quad v_y = \frac{dy}{dt},$$

$$\rho \frac{dv_x}{dt} - \frac{\partial s_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial P}{\partial x} = 0,$$

$$\rho \frac{dv_y}{dt} - \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} - \frac{\partial s_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y} = \rho g,$$

$$\rho \frac{d\varepsilon}{dt} - s_{xx} \dot{e}_{xx} - s_{yy} \dot{e}_{yy} - s_{zz} \dot{e}_{zz} - 2s_{xy} \dot{e}_{xy} - \frac{P}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = 0,$$
(3)

где: x, y, z — координаты (оси x и y лежат в плоскости задачи; ось z — перпендикулярна этой плоскости); t — время; v_{x_i}, v_y — компоненты вектора скорости v; g — ускорение свободного падения; ρ — плотность; P — давление; s_{ij} — девиатор тензора напряжений; \dot{e}_{ij} — девиатор тензора скоростей деформаций; ε — удельная внутренняя

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 2 2025

энергия; d/dt — лагранжева производная по времени: $\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + (\mathbf{v}, \nabla) f$.

Уравнения движения (3) замыкаются соотношениями, определяющими связь между напряжениями и деформациями материала.

Рассмотрен контакт двух блоков скальной породы. Процесс деформирования материала блоков описывался с помощью уравнения состояния Мурнагана [Мелош, 1994]:

$$P(\varepsilon) = \frac{K^0}{n} \Big[(1 - \varepsilon)^{-n} - 1 \Big]$$
(4)

 $(\varepsilon = 1 - \rho_0 / \rho$ — объемная деформация, K^0 — модуль объемного сжатия), дополненного критерием сдвигового разрушения породы в виде обобщенного условия Мизеса:

$$s_{ij}s_{ij}/2 = Y^2(P)/3.$$
 (5)

Величина прочности породы на сдвиг *Y*(*P*) задается уравнением

$$Y(P) = Y_0 + \frac{\mu P}{1 + \mu P / (Y_{PL} - Y_0)}.$$
 (6)

Параметры Y_0, Y_{PL} соответствуют сцеплению и предельному значению сдвиговой прочности породы. Процесс сдвигового деформирования рассчитывается на основе соотношений закона Гука и закона пластического течения Прандтля— Рейсса.

Расчеты показали, что процесс распространения разрыва может сопровождаться формированием интенсивной волны разгрузки. В связи с этим модель деформирования скальной породы была дополнена алгоритмом учета разрушения отрывом. В разработанном алгоритме критерием возникновения разрушения отрывом является соотношение максимальных величин растягивающих напряжений в рассматриваемой точке σ_{ii} (диагональные компоненты тензора напряжений в главной системе координат) и предела прочности породы на отрыв R_{ai} .

В процессе численного решения задачи в каждой ячейке расчетной сетки на каждом шаге по времени тензор напряжений переводится в главную систему координат и полученные величины растягивающих напряжений сравниваются с соответствующими величинами предела прочности на растяжение R_{pi} . В случае выполнения условия $\sigma_{ii} > R_{pi}$ считается, что в направлении, перпендикулярном оси *i*, возникла трещина и следует изменить величины *P*, τ_{xx} , τ_{yy} и τ_{xy} так, чтобы они соответствовали напряжениям в разрушенном материале. Приведение напряжений в ячейке к состоянию разрушенного материала производится по следующему алгоритму.

Полагается, что при раскрытии трещины движение среды происходит перпендикулярно поверхности трещины. В этом случае достаточно скорректировать только вызвавшее отрыв главное напряжение σ_{ii} и привести его к текущему значению прочности на отрыв R_{pi} с сохранением неизменными остальных главных напряжений. Текущее значение прочности R_{pi} зависит от степени разрушения грунта и определяется из уравнения:

$$\frac{dR_{pi}}{dt} = \frac{R_p}{Q_*} \left(-\frac{dW_d}{dt} \right),\tag{7}$$

где: R_p — начальная прочность на отрыв; W_d — диссипированная в результате разрушения энергия; Q_* — предельное значение энергии неупругого деформирования грунта при отрыве. То есть прочности на отрыв по осям 1, 2 и 3 главной системы координат в процессе деформирования могут отличаться друг от друга. Для определения величины Q_* можно использовать соотношение $Q_* = \frac{R_p^2}{2E} \eta$, где E — модуль Юнга, η — коэффици-

ент ($\eta = 0.2 - 0.5$).

Приращение за шаг по времени величины диссипированной энергии:

$$\Delta W_d = \sum_{i=1}^3 \sigma_i \Delta \varepsilon_i^p, \qquad (8)$$

где $\Delta \varepsilon_i^p$ — приращение пластической деформации вдоль оси *i*. Если предположить, что приращения деформаций связаны с приращениями напряжений посредством постоянных Ляме:

$$\lambda \Delta V^{p} + 2\mu \Delta \varepsilon_{i}^{p} = \Delta \sigma_{i}, \qquad (9)$$

то в общем случае для одновременного разрушения по нескольким направлениям имеем:

$$\Delta W_d = \frac{1}{2\mu} \sum_{i=1}^3 \sigma_i \left(Q_i - \frac{\lambda}{3K} \sum_{i=1}^3 Q_i \right), \quad (10)$$

где $Q_i = \begin{cases} \sigma_i - R_{pi} & \text{при } \sigma_i > R_{pi} \\ 0 & \text{при } \sigma_i \le R_{pi} \end{cases}$

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 2 2025

В случае, если в рассматриваемой ячейке расчетной сетки зафиксировано разрушение отрывом, после приведения главных напряжений к соответствующим текущим значениям прочности на отрыв, полученные значения главных напряжений σ'_{ii} преобразуются назад в исходную систему координат *x*, *y*, *z*.

В рамках лагранжева подхода численное моделирование процесса сдвигового деформирования нарушений сплошности реализованы с помошью залания на контакте блоков специального граничного условия — контактной границы с проскальзыванием. При этом тангенциальные компоненты тензора напряжений на контактной границе определяются с помощью выбранной для проведения расчета данного участка границы модели сдвигового деформирования межблокового контакта, в данном случае — в виде трения с разупрочнением (1). Использовался следующий набор констант модели среды, примерно соответствующий горной породе типа диабаза или габбро: $\rho_0 = 2.992$ г/см³, коэффициент Пуассона v = 0.25, $c_p = 6$ км/с, $c_s = 3.46$ км/с, n = 3, $\mu = 0.8$, прочности $Y_0 = 0.12$ ГПа, $Y_{\rm PL} = 0.75$ ГПа. Прочность породы на отрыв $R_p = 5$ МПа. Уровень фоновых сдвиговых напряжений $\tau_0 = 73.8$ МПа. Параметры модели трения: $d_0 = 8$ мм, остаточная прочность τ_ε = 55.2 МПа, а пиковая фрикционная прочность

 τ_u менялась в соответствии с параметром *S* (см. соотношение (2)), который варьировался в диапазоне $0.4 \le S \le 2$.

В принятой постановке разрушение геоматериала происходит за счет достижения некоторого предельного уровня деформации при суммировании динамических напряжений, возникающих при распространении инициированного разрыва, и начального поля статических напряжений.

Анализ принятой постановки задачи (рис. 3а) показал, что с учетом поля литостатических напряжений при заданной величине начальных сдвиговых напряжений и прочностных характеристиках породы скальный массив на глубинах более ~ 15 км становится изначально разрушенным [Будков, Кочарян, 2024]. Это означает, что в рассматриваемой постановке задачи на больших глубинах расчеты распространения разрыва теряют смысл.

С другой стороны, наличие фоновой сдвиговой компоненты напряжений $\tau_0 = 73.8$ МПа приводит к тому, что на глубинах менее 4 км возникают растягивающие напряжения, превышающие заданную прочность породы на отрыв. Этот факт иллюстрирует рис. 36, на котором показаны зависимости от глубины диагональных компонент тензора литостатических напряжений в главных осях при наличии фонового сдвига τ_0 . Сжимающие напряжения считаются



Рис. 3. Особенности соотношения параметров поля напряжений и прочности породы на различных глубинах для принятой постановки задачи: (а) — зависимости от глубины корня квадратного из второго инварианта тензора литостатических напряжений и предела прочности породы на сдвиг; (б) — зависимости от глубины диагональных компонент тензора литостатических напряжений в главных осях. Пунктиром показана прочность породы на отрыв. Расчеты проводились для случая фонового поля сдвиговых напряжений $\tau_0 = 73.8$ Мпа (по данным работы [Будков, Кочарян, 2024]).

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 2 2025

положительными. Пунктиром показана прочность породы на отрыв.

Таким образом, диапазон глубин расположения разлома в рассматриваемой постановке задачи ограничен интервалом ~ 5–14 км.

Расчеты проводились на ПЭВМ с процессором 11th Gen Intel(R) Core(TM) i5-11400F 2.60 GHz. Средняя продолжительность одного расчета ~ 15 час.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА

Режим распространения разрыва

На рис. 4 показаны годографы вступления разрыва на различной глубине для разрывов с субрелеевским режимом распространения (*S* = 2). На рис. 4 и далее для нормировки расстояния используется параметр $L_c = \frac{8 \mu (\lambda + \mu)}{\pi (\lambda + 2\mu)} \frac{G}{(\tau_0 - \tau_f)^2}$ — критическая гриффитсовская полудлина трещины [Andrews,

1976]. Здесь λ и μ — коэффициенты Ляме; $G = \frac{1}{4} (\tau_u - \tau_f) d_0$ — эффективная энергия трещинобразования. Все характерные размеры указываются в единицах $L_c - \hat{L} = L/L_c$, а время нормировано, как $\hat{t} = (t \cdot c_s)/L_c$. На оси абсцисс в качестве переменной используется приведенное расстояние до центра инициации $\Delta \hat{x} = (x - x_0)/L_c$.

На рис. 4 во всех вариантах расчета установившаяся скорость распространения разрыва (~ 2.76 км/с на глубинах 7 и 9 км и ~ 2.46 км/с на глубине 6 км) не превышает скорость волны Релея (3.18 км/с). В идеально упругой среде (линия 4) скорость распространения разрыва ~ 3.1 км/с — выше, чем в вариантах расчета, учитывающих процесс разрушения породы. Диссипация энергии, связанная с пластическим течением, замедляет распространение разрыва в субрелеевском режиме. Отметим, что наиболее низкая скорость распространения разрыва соот-



Рис. 4. Годографы вступления разрыва на различной глубине. Параметр *S* = 2.0.



Рис. 5. Годографы вступления разрыва на глубине 9 км для разрывов с разным значением параметра *S*.

ветствует глубине 6 км. Дело в том, что на глубине $y_f = 6$ км относительно низкая величина литостатических напряжений приводит к тому, что прочность массива по отношению к деформациям растяжения оказывается невысокой. На глубине же $y_f = 9$ км массив ослаблен по отношению к деформациям сдвига. В варианте расчета $y_f = 7$ км напряженно-деформированное состояние оказывается более сбалансировано и эффективная прочность массива является максимальной среди рассмотренных вариантов. Об этом, в частности, свидетельствует сравнение размеров зон разрушения породы в окрестностях разрыва, которое будет рассмотрено ниже.

Поскольку параметры τ_{f} и τ_{0} в расчетах оставались постоянными, то изменение параметра S означает изменение величины пиковой фрикционной прочности τ... Как видно из рис. 5, при снижении величины фрикционной прочности разрыва (S = 0.4 и S = 0.6) происходит непосредственный переход в режим суперсдвига без образования вторичной трещины. При этом скорость распространения разрыва практически не зависит от глубины (рис. 6а). Картина меняется с ростом фрикционной прочности при увеличении параметра S (рис. 66, 6в). Более того, согласно расчетным данным, при S = 0.7на глубине 7 км механизм перехода в режим суперсдвига отличается от такового на глубинах 6 и 9 км. На глубине 7 км — это механизм прямого перехода, на глубинах 6 и 9 км — механизм образования дочерней трещины. Убедиться в этом можно, рассмотрев дополнительно годограф момента начала активной фазы срыва (момента, когда в процессе разупрочнения смещение на разрыве достигнет величины u_0 , при котором трение снижается до уровня фоновых напряжений в массиве τ_0). Для глубины 6 км это линия 4 на рис. 6б. Характерный перегиб на годографе соответствует началу формирования перед разрывом дочерней трещины, скорость распространения которой далее быстро выходит на скорость, близкую к скорости продольных волн. Незначительное смещение границы перехода к режиму дочерней трещины по сравнению с аналитическим решением для упругой среды S = 0.8 [Andrews, 1976] связано с диссипацией энергии при пластической деформации.

На годографах, соответствующих вариантам расчетов S = 0.8 на глубине 6 и 9 км (рис. 6в),

не видно перехода в режим суперсдвига. Скорее всего, этот переход находится за пределами расчетной области. Дело в том, что по мере приближения к границе субрелеевского режима точка перегиба годографа удаляется от центра инициации [Будков и др., 2022].

Из анализа годографов распространения разрыва на разной глубине (рис. 6) можно сделать вывод, что для разрывов с механизмом "Mother-Daughter Transition" (варианты расчета S = 0.7и S = 0.8) положение области перехода к режиму суперсдвига зависит от степени диссипации энергии в зоне разрушения. Как и для субрелеевских разрывов (рис. 4), самым затратным с точки зрения расходов энергии на пластическое деформирование оказывается разрыв на глубине 6 км, а самым "экономичным" — на глубине 7 км.

Конфигурация разрушенной зоны

Разные режимы распространения разрыва определяют особенности формирования зоны динамического разрушения геоматериала в окрестности плоскости скольжения разлома. На рис. 7 — рис. 10 приведены конфигурации зон нарушенной породы в некоторых расчетных вариантах. На рисунках черным цветом отмечена зона сдвигового разрушения, коричневым цветом отмечена зона комбинированного разрушения отрывом и сдвигом, зеленым и голубым — зоны разрушения отрывом. Зеленым — зона одиночных трещин отрыва растягивающим напряжением σ_{22} (ось 2 в главных осях тензора напряжений близка к оси *x*), голубым — зона парных трещин отрыва напряжениями σ_{11} и σ_{22} (ось 1 совпадает с осью z начальной декартовой системы координат).

На глубине 9 км (рис. 7а) литостатические напряжения полностью подавляют отрыв, и разрушение породы происходит исключительно за счет деформации сдвига. На глубине 7 км разрушение отрывом слабо влияет на форму и размеры по латерали зоны нарушенной породы. Участки разрушенной сдвигом породы чередуются с участками трещин отрыва (рис. 7б). При дальнейшем уменьшении глубины механизм разрушения отрывом становится преобладающим (рис. 7в). Сброс напряжений, связанный с появлением трещин отрыва, приводит к резкому уменьшению зоны разрушения сдвигом, которая локализована лишь в непосредственной близости от плоскости разрыва.



Рис. 6. Годографы вступления разрыва на различной глубине.



Рис. 7. Конфигурация зоны разрушения породы в нескольких вариантах расчета (вертикальный разрез). Черным цветом показана зона сдвигового разрушения, коричневым — зона комбинированного разрушения отрывом и сдвигом, зеленым и голубым — зоны разрушения отрывом. Ось абсцисс — приведенное расстояние $\Delta \hat{x}$ вдоль разлома от точки инициирования; ось ординат *y* — расстояние от плоскости разлома по латерали в метрах. В вариантах расчета (а)—(д) *S* = 2; приведенное время $\hat{t} = 31.7$. В варианте (е) — *S* = 0.7; $\hat{t} = 74.5$. Глубина расположения разлома: (а), (г) — *y_f* = 6 км; (б), (д) — *y_f* = 7 км; (в), (е) — *y_f* = 9 км. Варианты на рис. (г) и (д) — расчет без учета разрушения отрывом.

Увеличение прочности на отрыв приводит к росту размеров зоны сдвигового разрушения. Это хорошо видно из рис. 7г, 7д, на которых приведены результаты расчета распространения разрыва на глубинах 7 и 6 км в породе с бесконечно большой прочностью на отрыв. Сравнение рис. 7б, 7в и рис. 7г, 7д показывает резкое увеличение размеров зоны сдвигового разрушения в случае отсутствия разгрузки, связанной с отрывом.

В случае непосредственного перехода в режим суперсдвига без образования вторичной трещины (S = 0.4 - 0.6) конфигурация зоны разрушения не имеет выраженных особенностей и аналогич-

на вариантам, приведенным на рис. 7а–7д. При реализации перехода к суперсдвиговому режиму посредством механизма образования дочерней трещины зона разрушения становится неодносвязанной (рис. 7е), что является следствием особенностей диаграммы излучения сейсмического сигнала при сверхсдвиговом разрыве процесса перераспределения энергии между *P*- и *S*-волнами. Структура волновых полей при распространении разрывов разного типа детально рассмотрена в работе [Будков и др., 2022].

Расчет конфигурации областей, внутри которых в расчетных ячейках превышен предел





Рис. 8. Пространственное распределение величины относительного изменения скорости продольных волн в массиве $\frac{dC_p}{C_p}$ (вертикальный разрез): (a) S = 2; приведенное время $\hat{t} = 31.7$, глубина расположения разлома $y_f = 6$ км; (б) S = 0.7; $\hat{t} = 74.5$; $y_f = 9$ км. Длина вдоль разлома (ось абсцисс) показана в приведенных единицах. Ширина по латерали (ось ординат) показана в метрах. Цветная шкала — величина $\frac{dC_p}{C_p}$.

прочности породы на сдвиг или на отрыв, не дает возможности судить о степени нарушенности массива без дополнительной нормировки. В работе [Будков и др., 2023] было показано, что для оценки степени изменения механических характеристик примыкающего к разлому геоматериала, динамически нарушенного в результате подвижки вдоль поверхности скольжения, удобно использовать интенсивность сдвига — величину удвоенного корня квадратного из второго инварианта девиатора тензора деформаций [Качанов, 1969]. С привлечением обширных экспериментальных данных, полученных при подземных взрывах в скальных массивах, в работах [Будков и др., 2023; Будков, Кочарян, 2024] были предложены корреляционные зависимости, позволяющие на основе расчетных распределений величины интенсивности сдвига оценить степень

изменения различных физико-механических характеристик скальной породы в зоне интенсивных динамических нагрузок — скорости продольных волн, проницаемости, трещиноватости. На рис. 8 показано полученное с использованием этих зависимостей пространственное распределение величины относительного изменения скорости продольных волн $\frac{dC_p}{C_p}$ в массиве.

Как видно из результатов расчета, изменение скорости распространения продольных волн не вполне повторяет конфигурацию области, в которой превышен предел прочности (см. рис.7 и рис.8). Это объясняется тем, что нет однозначной связи между величиной интенсивности сдвига и выполнением критериев разрушения сдвигом или отрывом. Как правило, ближе к середине области, очерченной по результатам расчетов разрушения, выполнение критериев разрушения сопровождается наличием больших деформаций среды. Однако ближе к краям зоны разрушения величина интенсивности сдвига может быть даже заметно меньше, чем в некоторых областях, где критерии разрушения не выполняются. Причем, чем сложнее волновая картина движения среды, тем слабее эта связь. Это особенно заметно при сопоставлении рис. 7е и рис. 86.

На глубине 6 км (рис. 8а), где, как отмечалось выше, вклад разрушения отрывом довольно значителен, тонкие области интенсивного (свыше 30%) снижения величины C_p распространяются на расстояние около 25-30 м от плоскости скольжения. Непосредственно возле плоскости скольжения наблюдается полоса шириной около 10 м, где происходит существенное (свыше 20%) снижение скорости продольных волн.

Пример расчета зоны повреждений в окрестности сверхсдвигового разрыва приведен для глубины 9 км (рис. 8б). Здесь снижение величины C_p более чем на 15–20% имеет место лишь в непосредственной близости от плоскости скольжения на расстоянии 10–20 м. На бо́льших расстояниях значения параметра $\frac{dC_p}{C_p}$ не превышают 10%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты расчетов динамического распространения подвижки по тектоническому разлому показывают, что геометрия нарушенной зоны и физико-механические характеристики породы в ней существенным образом зависят от режима распространения разрыва и величины литостатического давления.

Для разрыва, распространяющегося в субрелеевском режиме, скорость распространения слабо зависит от глубины, а вариация величины V_r определяется диссипацией энергии при пластическом течении.

На больших глубинах литостатические напряжения полностью подавляют отрыв, и разрушение породы происходит исключительно за счет деформации сдвига. На малых же глубинах механизм разрушения отрывом становится преобладающим. Сброс напряжений, связанный с появлением трещин отрыва, приводит к резкому уменьшению зоны разрушения сдвигом, которая локализована лишь в непосредственной близости от плоскости разрыва. Увеличение прочности на отрыв приводит к увеличению размеров зоны сдвигового разрушения.

При переходе к суперсдвиговому режиму посредством механизма образования дочерней трещины зона разрушения становится неодносвязанной. Дополнительно формирующаяся область разрушения, отделенная от плоскости контакта, обусловлена воздействием продольной волны.

Изменение скорости распространения продольных волн более чем на 15–20% имеет место лишь в непосредственной близости от плоскости скольжения на расстоянии 10–20 м. На бо́льших расстояниях величина $\frac{dC_p}{C_p}$ не пре-

вышает 10%. На малых глубинах могут иметь место трещины отрыва, которые распространяются на расстояния в первые десятки метров от плоскости скольжения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ. Проект № 22-17-00204.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипов В.Н., Борисов В.А., Будков А.М. и др. Механическое действие ядерного взрыва. М.: Физматлит. 2002. 550 с.

Бернштейн В.А. Механогидролитические процессы и прочность твердых тел. Л.: Наука. 1987. 320 с.

Будков А.М., Кишкина С.Б. Один из сценариев распространения "быстрых" разрывов при землетрясениях // Физическая мезомеханика 2024. Т. 27. № 2. С. 102–111. https://doi.org/10.55652/1683-805X 2024 27 2 102-111

Будков А.М., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г. Моделирование сверхсдвигового режима распространения разрыва по разлому с гетерогенной поверхностью // Физика Земли. 2022. № 4. С. 135–150.

https://doi.org/10.31857/S0002333722040019

Будков А.М., Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б. Оценка изменения проницаемости массива горных пород в окрестности подземного взрыва по экспериментальным данным и результатам численного моделирования // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2023. № 1. С. 12–21.

Будков А.М., Кочарян Г.Г. О влиянии разрушения отрывом на формирование зоны нарушенного материала в окрестности динамического сдвига по разлому в кристаллическом массиве горных пород // Динамические процессы в геосферах. 2024. Т. 16. № 2. С. 1–10. https://doi.org/10.26006/29490995_2024_16_2_1

Качанов Л.М. Основы теории пластичности. М.: Наука. 1969. 420 с.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М. 1975. 176 с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.

Кочарян Г.Г. Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса // Физика Земли. 2021. № 4. С. 3–41.

https://doi.org/10.31857/S0002333721040062

Кочарян Г. Г., Будков А.М., Кишкина С.Б. Влияние структуры зоны скольжения разлома на скорость распространения разрыва при землетрясении // Физическая мезомеханика. 2022. Т. 25. № 4. С. 84–93.

https://doi.org/10.55652/1683-805X_2022_25_4_84

Леонов М.Г. Морфоструктура внутриконтинентальных осадочных бассейнов и фрактальная геометрия // Динамические процессы в геосферах. 2022. Т. 14. № 1. С. 3–16.

https://doi.org/10.26006/22228535_2022_14_1_3

Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Бакеев Р.А., Лаврушина Е.В., Стефанов Ю.П. Тектоническая эволюция системы "фундамент-чехол" и морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов // Геотектоника. 2020. № 2. С. 3–17.

https://doi.org/10.31857/S0016853X20020083

Мелош Г. Образование ударных кратеров. М.: Мир. 1994. 335 с.

Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Маневич А.И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., *М* 7.4) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 43–54.

https://doi.org/10.31857/S0203030620020042

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. Формирование цветковых структур нарушений в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания// Физика Земли. 2015. № 4. С. 81–93.

https://doi.org/10.7868/S0002333715040110

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. СО АН СССР. 1983. 110 с.

Ampuero J.P., Mao X. Upper limit on damage zone thickness controlled by seismogenic depth // Fault Zone Dynamic Processes: Evolution of Fault Properties During Seismic Rupture. 2017. V. 227. P. 243–253.

https://doi.org/10.1002/9781119156895.ch13

Andrews D.J. Rupture Propagation with Finite Stress in Antiplane Strain // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 3575–3582.

https://doi.org/10.1029/JB081i020p03575

Andrews D.J. Rupture dynamics with energy loss outside the slip zone // J. Geophys. Res.-Sol. Ea. 2005. V. 110. P. 1–14. https://doi.org/10.1029/2004JB003191

Collettini C., Carpenter B.M., Viti C., Cruciani F., Mollto S., Tesei T., Trippetta F., Valoroso L., Chiaraluce L. Fault structure and slip localization in carbon-ate bearing normal faults: an example from the Northern Apennines of Italy // Journal of Structural Geology. 2014. V. 67. P. 154–166.

https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.07.017

Drucker D.C., *Prager W.* Soil mechanics and plastic analysis or limit design // Q. Appl. Math. 1952. V. 10. P. 157–165.

https://doi.org/10.1090/qam/48291

Ida Y. Cohesive force across tip of a longitudinal-shear crack and Griffiths specific surface-energy // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3796–3805.

https://doi.org/10.1029/JB077i020p03796

Kostrov B.V., Das Sh. Principles of Earthquake Source Mechanics. Cambridge Univ. Press. 2005. 286 p.

Kolyukhin D., Torabi A. Statistical analysis of the relationships between faults attributes // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. P. B05406.

https://doi.org/10.1029/2011JB008880

Lapusta N.E., Dunham J.-P., Avouac M., Denolle Y. et al. Modeling Earthquake Source Processes: from Tectonics to Dynamic Rupture. Report to National Science Foundation. http://www.seismolab.caltech.edu/pdf/MESP_White_ Paper_Main_Text_8_March_2019.pdf

Moore D.E., Lockner D.A. The role of microcracking in shear-fracture propagation in granite // J. Struct. Geol. 1995. V. 17. \mathbb{N} 1. P. 95–114.

Okubo K., Bhat H. S., Rougier E., Marty S., Schubnel A., Lei Z., Knight E. E., Klinger Y. Dynamics, radiation and overall energy budget of earthquake rupture with coseismic off fault damage // J. Geophys. Res.-Sol. Ea. 2019. V. 124. P. 11771–11801.

https://doi.org/10.1029/2019jb017304

Perrin C., Manighetti I., Ampuero J.P., Cappa F., Gaudemer Y. Location of largest earthquake slip and fast rupture controlled by along-strike change in fault structural maturity due to fault growth // J. Geophys. Res. 2016. V. 121. N_{2} 5. P. 3666–3685.

Poliakov A. N. B., Dmowska R., Rice J. R. Dynamic shear rupture interactions with fault bends and off-axis secondary faulting // J. Geophys. Res. -Sol. Ea. 2002. V. 107. No B11. ESE-6.

https://doi.org/10.1029/2001JB000572

Preuss S., Ampuero J.P., Gerya T., van Dinther Y. Characteristics of earthquake ruptures and dynamic off-fault deformation on propagating faults // Solid Earth. 2020. V. 11. P. 1333–1360.

https://doi.org/10.5194/se-11-1333-2020

Rice J.R., Sammis C.G., Parsons R. Off-fault secondary failure induced by a dynamic slip pulse // B. Seismol. Soc. Am. 2005. V. 95. P. 109–134.

https://doi.org/10.1785/0120030166

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 2 2025

№ 2

2025

ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge: Cambridge University Press. 2019. 512 p.

https://doi.org/10.1017/9781316681473

Templeton E.L., Rice J.R. Off-fault plasticity and earthquake rupture dynamics: 1. Dry materials or neglect of fluid pressure changes // J. Geophys. Res.-Sol. Ea. 2008. V. 113. P. 1–19.

https://doi.org/10.1029/2007JB005529

Torabi A., Rudnicki J., Alaei B., Buscarnera G. Envisioning faults beyond the framework of fracture mechanics // Earth-Science Reviews. 2023. V. 238. P. 104358.

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104358

Xiao L., Nadia L., Ares J.R. Analysis of supershear transition regimes in rupture experiments: The effect of nucleation conditions and friction parameters // Geophysical Journal International. 2009. V. 177. № 2. P. 717–732. https://doi. org/10.1111/j.1365-246X.2009.04091

Emergence of a Zone of Disturbed Rock in the Vicinity of Dynamic Slip Along a Tectonic Fault

A. M. Budkov^a, G. G. Kocharyan^{a, *}, and Z. Z. Sharafiev^a

^aSadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia *e-mail: gevorgkidg@mail.ru

Received November 6, 2024; revised November 27, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — The article presents results of 2D simulations of formation of a zone of disturbed rock during the development of a dynamic shear along a horizontal tectonic fault. Different sliding regimes are studied: the sub-Rayleigh one (the rupture propagation velocity Vr does not exceed the velocity of Rayleigh wave in the medium) and the supershear one (the Vr value is higher than the velocity of transverse waves). Contributions of tear and shear mechanisms to the process of emerging zone of disturbed rock in the vicinity of a fault at different depths is considered. The degree of alteration in physical and mechanical properties of rock at different distances from the fault is assessed. It is shown that at large depths lithostatic stresses completely suppress rupture, and rock destruction occurs solely due to shear deformation. At shallow depths, the tear mechanism becomes predominant. The stress release associated with emerging of tensile cracks leads to an abrupt decrease of the zone of shear fracture. This zone is localized only in the immediate vicinity of the rupture plane. An increase in the tearing strength leads to an increase in the size of the shear fracture zone. In supershear ruptures, the fracture zone can have a complex, non-simple character. A change in the propagation velocity of longitudinal waves Cp by more than 15–20% occurs only in the immediate vicinity of the slip plane at a distance of 10–20 m. At large distances, the degree of change in the value does not exceed 10%. At shallow depths, there may be tensile cracks that propagate over significant distances from the slip plane.

Keywords: fault, earthquake, dynamic rupture, destruction of geomaterial, numerical simulations