

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ АКЕТАО 25.11.2016 Mw 6.6 (КИТАЙ)

© 2024 г. В. Н. Морозов¹, А. И. Маневич^{1,2,*}

Представлено академиком РАН А.Д. Гвишиани 29.07.2024 г.

Поступило 29.07.2024 г.

После доработки 30.07.2024 г.

Принято к публикации 31.07.2024 г.

Изложены результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного корового землетрясения Акетао, произошедшего в районе г. Мудзи (Китай) 25 ноября 2016 года с магнитудой M_w 6.6. Использован метод конечных элементов для моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны с последующим построением карт интенсивности напряжений до и после землетрясения. Показана возможность определения места зарождения разрыва, его протяженности, включая оценку величины скалярного сейсмического момента и магнитуды землетрясения. Впервые представлена возможность вычисления временной функции сейсмического момента $M_o(t)$ (*seismic moment rate*), основанная на модели напряженно-деформированного состояния разрыва (очага землетрясения), позволяющая в перспективе получить синтетические сейсмограммы и акселограммы возможного землетрясения.

Ключевые слова: землетрясение, напряжения, напряженно-деформированное состояние, сейсмический момент, очаг, тектонический разлом, разрыв, магнитуда

DOI: 10.31857/S2686739724120155

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование напряженно-деформированного состояния (НДС) ряда сильных континентальных землетрясений (*intraplate earthquakes*) с магнитудой $M > 6$ позволило установить общие повторяющиеся закономерности между результатами моделирования и параметрами землетрясений, имея в виду определение координат эпицентров и интенсивности сейсмических событий в рамках ретроспективного прогноза [1–3]. При этом в качестве исходных геологических данных принимаются структурно-тектонические схемы (разломная тектоника), дающая представление о пространственной ориентации тектонических разломов, включая физико-механические параметры геологической среды и действующие региональные поля тектонических напряжений. Затем приходится использовать априорные (предполагаемые) представления о параметрах тектонических разломов и величине тектонических напряжений, используемых при задании граничных

условий конечно-элементной модели. При этом уровень соответствия результатов моделирования оценивается по результатам сейсмологических определений эпицентра, магнитуды землетрясения M , выделившейся сейсмической энергии E_s , протяженности образовавшегося разрыва L , сейсмического момента M_o , сброшенных напряжений (*stress drop*), локализации афтершоков, включая механизм разрыва, определяемый по инверсии объемных волн и данных спутниковых геодезических наблюдений (ГНСС и спутниковая радарная интерферометрия), а также используется накопленный опыт в установленных эмпирических связях между этими параметрами [4, 5].

25 октября 2016 года в провинции Акетао (Китай) произошло сильное землетрясение с M_w 6.6. Эпицентр землетрясения с координатами 39.273° с.ш., 73.978° в. д. находится в районе разлома Мудзи в северо-западной части сейсмогенной зоны Конгур-Шань (рис. 1) [6]. Глубина гипоцентра составляет 10 км. 26 октября последовал сильный афтершок с M_5 к юго-востоку от эпицентра главного толчка, в последующие 5 дней зарегистрированного около 386 афтершоков с магнитудами $M < 5$.

¹Геофизический центр РАН, Москва, Россия

²Горный институт НИТУ МИСИС, Москва, Россия

*E-mail: a.manevich@gcras.ru

Для моделирования НДС землетрясения Акетао нами использована геолого-геофизическая информация, приведенная в работах [6–10], включая пространственную ориентацию нодальных плоскостей в очагах сильных землетрясений этого района (рис. 1).

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НДС

Используемый метод моделирования НДС блочного гетерогенного упруго-изотропного массива, нарушенного системой тектонических разломов, подробно изложен в ранее опубликованной работе [1]. Верхняя часть земной коры в интервале глубин до 20–25 км, соответствующая сейсмогенерирующему слою сильных землетрясений с $M>6$, моделируется упруго-изотропным слоем, нарушенным произвольно ориентированными тектоническими разломами с эффективным упругим модулем существенно более низким по сравнению с окружающей геологической средой. Внешнее поле тектонических напряжений задается, исходя из геолого-геофизических данных, механизмов очагов сильных землетрясений, результатов геодезических исследований, включая ГНСС-измерения.

При моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений используются фрагменты верхней части земной коры площадью в пределах $\sim 100 \times 100$ км. При этих размерах можно пренебречь сферической формой Земли и считать выбранный фрагмент горизонтальным слоем. Слой моделируется идеальной упругой средой, находящейся под действием тектонических напряжений, заданных на его границе. Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя (обобщенное плоско-напряженное состояние) в форме закона Гука. Вычисления производились при следующих принятых параметрах: модуль Юнга геологической среды $E = 5 \times 10^4$ МПа, эффективный упругий модуль тектонических разломов $E_p = 5 \times 10^2$ МПа, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$.

Границные условия моделирования заданы, основываясь на данных о механизме очага землетрясения [6] и смещений земной поверхности по данным геодезических измерений [8]. Ориентация компрессионной оси в эпицентральной области принята субмеридиональной (с отклонением в 10°) при величине $\sigma_{Hmax} = -30$ МПа. При этом соотношение между главными напряжениями σ_{Hmax} и напряжениями отпора σ_{Hmin} принято по А. Н. Диннику:

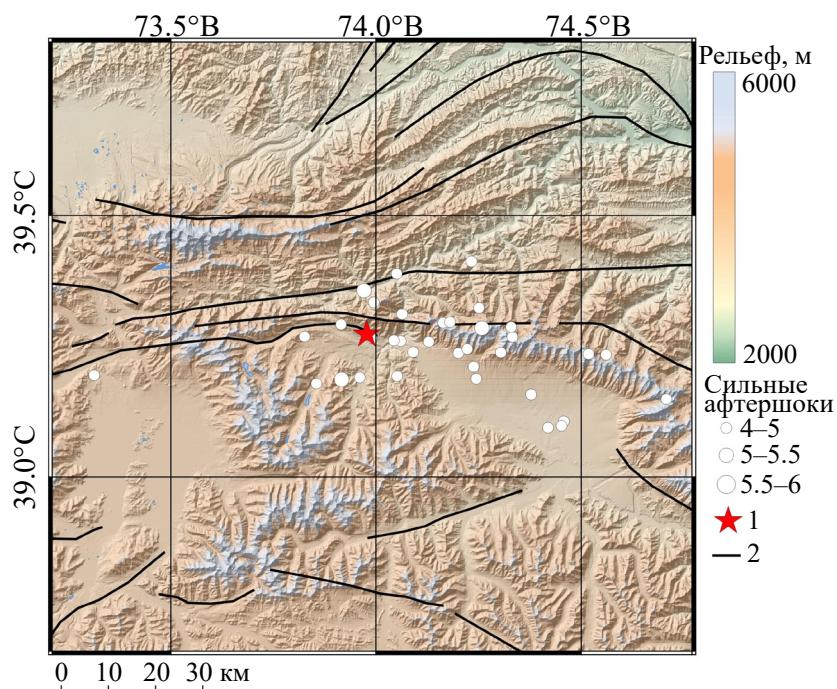


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема района землетрясения Акетао, составленная по материалам [6, 8]. 1 – эпицентр главного толчка с $M 6.6$; 2 – тектонические разломы.

$$\sigma_{H\min} = \frac{v}{1-v} \sigma_{H\max}.$$

Предметом анализа являются карты интенсивности напряжений и их производные характеристики:

$$\sigma_i = \left(\sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2 - \sigma_{xx} \times \sigma_{yy} + 3 \times \sigma_{xy}^2 \right)^{\frac{1}{2}}.$$

Для расчета НДС эпицентральной зоны землетрясения Акетао была использована структурно-тектоническая схема, приведенная на рис. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ НДС И СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА

На рис. 2 а представлена карта интенсивности напряжений до землетрясения. На карте выделяются две значительные зоны высокой интенсивности напряжений, достигающих 65 МПа в центральной зоне I и 50–60 МПа в зоне II, расположенной восточнее зоны I на расстоянии ~15 км. Эти зоны имеют эллиптическую форму с большой осью, ориентированной в субмеридиональном направлении. Протяженность I зоны в северо-южном направлении с изобарой 35 МПа составляет 20 км. Западнее зоны I сформировалась меньшая по площади зона III с максимальной интенсивностью напряжений 50 МПа. Можно было бы априори предположить, что в центральной зоне I, в области ограниченной изобарой 35 МПа, наиболее вероятна возможность образования разрыва. Ранее в работах [1–3] была обнаружена устойчивая тенденция локализации фокуса землетрясения в пределах изобары 30–35 МПа и отношения между главными напряжениями $\alpha > 3 \div 4$. На рис. 2 б приведена карта отношения между главными напряжениями α . Можно предположить, что в предыдущей истории сейсмотектонического процесса площадь аномальной зоны I была существенно меньше. Ее площадь на момент землетрясения Акетао увеличилась в результате непрерывной деформации района в связи с “подкачкой” энергии внешнего поля тектонических напряжений.

В рамках моделирования мы предполагаем, что смоделированное НДС является конечной фазой перед разрывом, и фокус (место зарождения разрыва) находится внутри зоны $\alpha > 6$, то есть место разрыва находится в пределах площади максимальной аномальной зоны σ_i и максимального отношения главных напряжений. Как это следует из энергетического анализа [2], разрыв из фокуса распространяется в направлениях

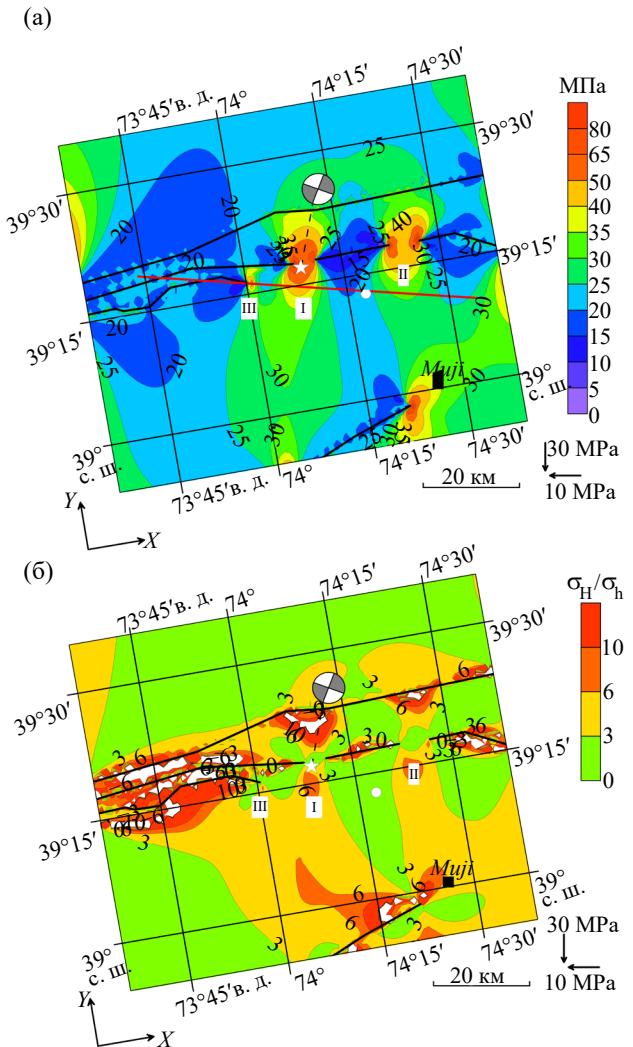


Рис. 2. Напряженно-деформированное состояние эпицентральной зоны до землетрясения Акетао. а – интенсивность напряжений σ_i , МПа; б – отношение главных действующих напряжений $\alpha = \sigma_H / \sigma_h$.

вектора $|\text{grad } \sigma_i|_{\max}$, то есть направлениях II и III зон аномальной интенсивности напряжений и отношения $\alpha > 3$. Расстояние между зонами I и II составляет ~15 км. Зарождение и распространение разрыва в зоне I, достигает зоны II и I, поддерживающих его дальнейшее распространение, как и в Измитском и Рудбарском землетрясениях [2, 3]. Можно было бы предположить, что протяженность возможного разрыва составит не менее 40 км (пересекая зоны высокой интенсивности напряжений). В этом случае прогнозная оценка магнитуды землетрясения совпадает с величиной M_w , полученной по сейсмологическим данным, если использовать формулу связи между протяженностью разрыва и магнитудой [4]:

$$\log_{10}(L) = 0.44 \times M - 1.29,$$

где M – магнитуда землетрясения, L – протяжённость разрыва.

Полагая, что разрыв радиально распространяется на восток и запад от прогнозируемого эпицентра, пересекая аномальные зоны высокой интенсивности напряжений, представляется возможность определения сейсмического момента M_o . Для большинства континентальных землетрясений гипоцентры находятся в интервале глубин от $\sim 10 \div 15$ км, а гипоцентры афтершоков в интервале $0 \div 20$ км. Причем наибольшая плотность гипоцентров зафиксирована в интервале глубин от 5 до 15 км. Эти особенности проявляются при землетрясении Акетао [10] (рис. 3). Распределение плотности гипоцентров афтершоков в интервале глубин $0 \div 20$ км соответствует (в первом приближении) нормальному закону распределения (закону Гаусса), как это показано на рис. 3. Более 80% гипоцентров афтершоков локализовано в интервале от 5 до 15 км, то есть сейсмогенерирующий слой находится в этом интервале глубин. Вместе с тем, распределение частоты афтершоков по глубине сейсмогенерирующего слоя имеет максимум на глубине ~ 10 км и может быть описано функцией нормального распределения (законом Гаусса):

$$\Phi(h) = A \times e^{-\frac{(h-h_0)^2}{2b^2}}, \quad (1)$$

где h – глубина гипоцентров афтершоков, км; $h_0 = 10$ км; $b = 3$ км; $A = 1$.

Используя сейсмологические данные о пространственной ориентации разрыва землетрясения Акетао [6, 8] на рис. 4 а приведена карта сброшенной интенсивности напряжений:

$$\Delta\sigma_i = (\sigma_i)_0 - (\sigma_i)_p,$$

где $(\sigma_i)_0$ – интенсивность напряжений в произвольной точке до момента землетрясения, МПа; $(\sigma_i)_p$ – интенсивность напряжений в произвольной точке после момента землетрясения, МПа;

Сброшенную интенсивность напряжений можно представить в виде сброшенных напряжений сдвига (в первом приближении):

$$\Delta\sigma_i = \frac{3}{\sqrt{2}} \times \Delta\tau_p,$$

где $\Delta\tau_p$ – сброшенные напряжения сдвига, МПа.

Полагая, что плотность гипоцентров афтершоков в сейсмогенерирующем слое пропорциональна плотности упругой потенциальной энергии тектонических напряжений, накопленных

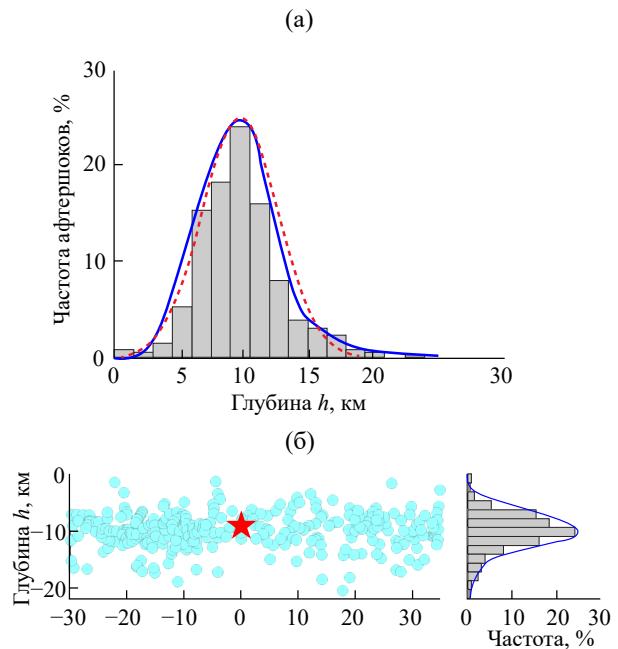


Рис. 3. Афтершоки землетрясения Акетао по данным [8]. а – график распределения афтершоков по глубине (красная пунктирная линия – функция Гаусса (1), при заданных параметрах $h_0 = 10$ км; $b = 3$ км; $A = 1$); б – распределение афтершоков по глубине вдоль разрыва.

до момента землетрясения, представим сброшенные напряжения по глубине как функцию нормального распределения гипоцентров афтершоков соответствующую формуле 1. В этом случае, принимая значение, $h_0 = 10$ км; $b = 3$ км и $A = \Delta\tau_p$ получаем функцию в виде:

$$\Delta\tau_p(h) = \Delta\tau_p \times e^{-\frac{(h-10)^2}{2 \times 3^2}}. \quad (2)$$

В “плоскости” разрыва, применив функцию (2), можно получить сброшенные напряжения $\Delta\tau_p$ (рис. 4 в).

Вдоль разрыва выделяются три зоны сброшенных напряжений сдвига, достигающих 6 МПа в интервале глубины 5–15 км, соответствующей максимальной частоте гипоцентров афтершоков. Этот результат (первого приближения) даёт возможность априорной оценки сейсмического момента M_o . Величину сейсмического момента можно представить в следующем виде [5, 11, 12]:

$$M_0 \approx 0.41 \times \bar{\Delta\tau}_p \times S^{3/2},$$

где $\bar{\Delta\tau}_p$ – среднее сброшенное напряжение сдвига, МПа; S – площадь разрыва, м^2 .

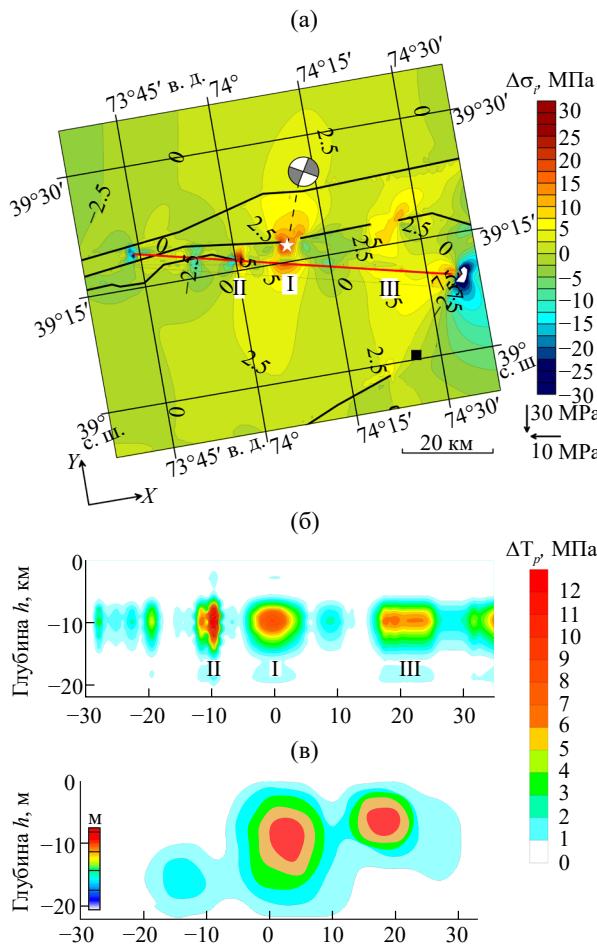


Рис. 4. Напряженно-деформированное состояние разрыва. а – карта разности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения (сброс напряжений); б – сброшенные напряжения $\Delta\tau_p$ вдоль поверхности разлома после применения функции (2); в – модель косеисмических смещений, полученной в результате инверсии данных InSAR [8].

Сейсмический момент можно представить в виде совокупности сейсмических моментов ячеек всей площади образовавшегося разрыва:

$$M_0 \approx 0.41 \sum_{i=1}^n (\Delta\tau_p)_i \times S_0^{3/2},$$

где $(\Delta\tau_p)_i$ – среднее сброшенное напряжение сдвига в ячейке i , МПа; S_0 – площадь ячейки, совокупность которых равна площади разрыва, м^2 .

Результаты интерпретации сейсмологических и геодезических данных дают основание считать, что сброшенные напряжения сдвига в плоскости разрыва имеют экстремумы, определяющие посекундную энергию сейсмических волн во время распространения разрыва. Принимая глубину фокуса

гицентра землетрясения $h = 10 \text{ км}$ (как наиболее вероятную) и скорость распространения разрыва равной 2.8 км/с , можно построить временную функцию сейсмического момента (*seismic moment rate*). С этой целью разбейм плоскость разрыва на ячейки $2 \times 2 \text{ км}$, приписывая окну 4 км^2 среднее значение сброшенных напряжений сдвига $\bar{\Delta\tau}_p$, используя результаты, приведённые на рис. 4 в. Будем считать, что в каждой ячейке сейсмический момент M_0 связан с площадью и сброшенными напряжениями по формуле 2.

Далее полагая, что известно положение гицентра и при наиболее вероятной глубине в $\sim 10 \text{ км}$, и радиальном распространении разрыва из его “фокуса” со скоростью 2.8 км/с , можно получить временную функцию сейсмического момента $M_0(t)$. Посекундное суммирование сейсмических моментов окон в интервале площадей между радиусами определяет временную функцию сейсмического момента (рис. 5).

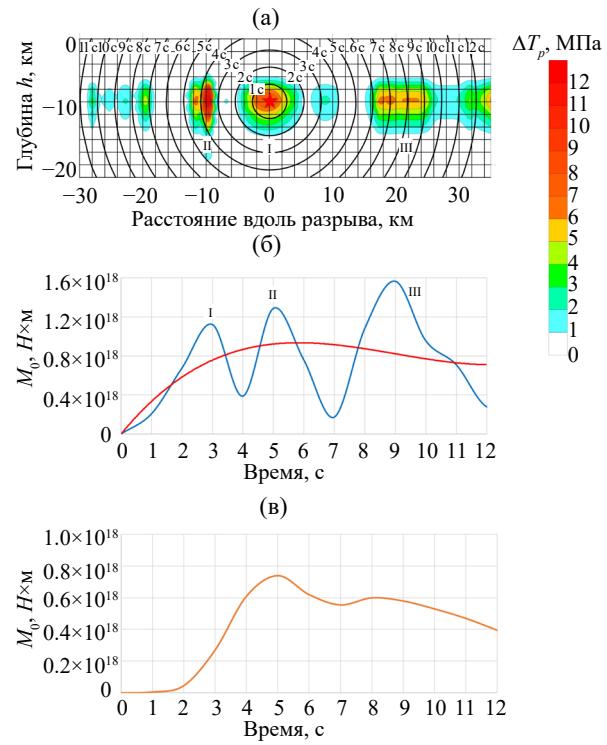


Рис. 5. Результаты моделирования сейсмического момента. а – сброшенные напряжения $\Delta\tau_p$, модель ячеек $2 \times 2 \text{ км}$ и распространение разрыва со скоростью 2.8 км/с ; б – временного функция сейсмического момента $M_0(t)$, полученная на основе результатов моделирования НДС (красная линия – осредненные значения); в – временная функция сейсмического момента $M_0(t)$, полученная на основе сейсмологических данных [6].

Временная функция сейсмического момента имеет три экстремума в начале графика, соответствующие интервалам максимальной энергии сейсмических волн. При этом следует отметить то, что в работе [8] зафиксировано двойное ударное воздействие при землетрясении Акетао (рис. 4 в), соответствующее экстремумам I-II (рис. 5 б). Временная функция сейсмического момента, представленная на рис. 5 б имеет три экстремума, соответствующих во времени пересечению разрывом зон высокой интенсивности напряжений (рис. 5 а). На рис. 5 в представлена функция временного сейсмического момента $M_o(t)$, полученная на основе сейсмологических данных [6]. Осредненное значение M_o (красная линия на рис. 5 б) соответствует M_o по сейсмологическим данным (рис. 5 в). Из рисунка видна близость этих моделей по абсолютным значениям, и так же обе модели выходят на пик значений в интервале 4–5 секунды. При этом общая морфология графика моделей рис. 5 б и 5 в не совпадает, главное различие заключается в отсутствии на рис. 5 в аномальных зон в интервале 1–2 и 8–9 секунд. При средней величине $\Delta\tau_p = 1.07$ МПа и параметрах сейсмогенерирующего слоя 45×22 км, расчетная величина сейсмического момента (в интервале ~ 12 секунд) составляет 1.36×10^{19} Н·м. Вычислить сейсмический момент на основе модели (рис. 5 б) можно путем интегрирования, в этом случае сейсмический момент составляет $M_o = 0.96 \times 10^{19}$ Н·м. Эти две оценки вполне сопоставимы с величиной сейсмического момента в интервале $0.87 \div 1.58 \times 10^{19}$ Н·м, приведенных в работах [6, 8, 9]. Сейсмический момент определяет магнитуду землетрясения [13]:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} (M_o) - 10.7$$

При $M_o = 1.36 \times 10^{19}$ и $M_o = 0.96 \times 10^{19}$ магнитуда землетрясения составит $M = 6.72$ и $M = 6.62$ соответственно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

“Точное” соответствие сейсмического момента, полученного на основе моделирования НДС любой из моделей, приведенных в [6, 8, 9] может быть получено варьированием входных параметров временной функции сейсмического момента. Однако “подгонка” значений не является самоцелью настоящей работы, важно подчеркнуть принципиально новые возможности в оценке сейсмического момента сильных коровых землетрясений. Моделирование НДС дает возможность получить

временную функцию сейсмического момента, основываясь на решении прямой задачи – определении выделившейся энергии землетрясения на основе исходного поля напряжений эпицентральной зоны. В этом отношении функция $M_o(t)$ имеет под собой ясную и интерпретируемую физическую основу, и может быть использована в практических приложениях детерминистской оценки сейсмической опасности.

В работе [8] приведены модели косейсмической деформации эпицентральной зоны землетрясения Акетао по результатам обработки данных интерферометрического радара с синтезированной апертурой спутников Sentinel-1 и ALOS-2. Авторами сделано предположение, что сейсмогенный разрыв состоял из двух событий, вспарывающих две дискретные области, расположенные на расстоянии ~ 20 км.

Сравнивая поля косейсмических смещений в плоскости разрыва с результатами моделирования НДС до землетрясения и после главного толчка, можно видеть некоторое соответствие независимых моделей, отражающих деформирование эпицентральной зоны в плоскости образовавшегося разрыва. Приведенные модели косейсмической деформации поверхности эпицентральной зоны и очага коррелируют с приведенными выше результатами, имея ввиду карты сброшенной интенсивности напряжений после образования разрыва на поверхности и в плоскости образовавшегося разрыва (рис. 4). Таким образом, приведенные результаты моделирования имеют определенное соответствие с сейсмологическими данными и результатами моделирования разрыва на основе данных космической геодезии. В довершение следует отметить, что упомянутые в работе [8] два сильных толчка имеют ясное физическое обоснование. Во время пересечения разрывом последовательно двух зон высокой интенсивности напряжений (представленных на рис. 2 а) сброс напряжений существенно выше, что дает основание считать, что энергия сейсмических волн, генерируемая этими зонами, вызывает более сильные колебания грунта, регистрируемые сейсмоприемниками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моделирование НДС эпицентральной зоны землетрясения Акетао в Китае позволило получить в рамках ретроспективного прогноза априорное представление о механизме разрыва (очага землетрясения) имея в виду:

– координаты зарождения разрыва и его гипоцентра;

- протяженность разрыва, его пространственную ориентацию и его площадь;
- распределение сброшенных напряжений (*stress drop*) в плоскости разрыва;
- сейсмический момент M_o и магнитуду возможного землетрясения;
- временную функцию сейсмического момента $M_o(t)$ (*seismic moment rate*).

На примере моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения Акетао показана возможность ретроспективного прогноза места и магнитуды землетрясения, включая расчет скалярного сейсмического момента M_o , и временной функции сейсмического момента $M_o(t)$. Это дает в перспективе возможность получать синтетические сейсмограммы и акселограммы на стадии предварительной оценки возможного землетрясения. При этом очаг землетрясения приобретает физико-механические параметры генератора высвобождающейся потенциальной упругой энергии тектонических напряжений metastabilных зон в сейсмоактивных районах.

БЛАГОДАРНОСТИ

В работе использовалось оборудование и материалы, предоставленные ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН (<http://ckp.gcras.ru/>).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Колесников И. Ю., Маневич А. И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26 декабря 2003 г. $M_w = 6.6$) // Физика Земли. 2018. № 4. С. 68–78.
<http://doi.org/10.1134/S0002333718040087>
2. Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Маневич А. И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., $M 7.4$) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 43–54.
<http://doi.org/10.31857/S0203030620020042>
3. Морозов В. Н., Маневич А. И., Татаринов В. Н. Ретроспективный прогноз места и интенсивности двух сильных коровых землетрясений в Иране и Индии // Вулканология и сейсмология. 2023. № 3. С. 69–78.
<http://doi.org/10.31857/S020303062370013X>
4. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.
5. Kanamori H., Brodsky E. E. The physics of earthquakes// Reports on Progress in Physics. 2004. V. 67(8). P. 1429–1496.
<http://doi.org/10.1088/00344885/67/8/R03>
6. Li J., Liu G., Qiao X., Xiong W., Wang X., Liu D., Sun J., Yushan A., Yusan S., Fang W., Wang Q. Rupture characteristics of the 25 November 2016 Aketao earthquake (M_w 6.6) in Eastern Pamir revealed by GPS and teleseismic data // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. P. 573–585.
<http://doi.org/10.1007/s0024-018-1798-9>
7. Feng W., Tian Y., Zhang Y., Samsonov S., Almeida R., Liu P. A slip gap of the 2016 M_w 6.6 Muji, Xinjiang, China, earthquake inferred from Sentinel-1 TOPS interferometry // Seismological Research Letters. 2017. V. 88(4). P. 1054–1064.
<http://doi.org/10.1785/0220170019>
8. Wang S., Xu C., Wen Y., Yin Z., Jiang G., Fang L. Slip Model for the 25 November 2016 M_w 6.6 Aketao Earthquake, Western China, revealed by Sentinel-1 and ALOS-2 Observations // Remote Sensing. 2017. V. 9(4). Iss. 325.
<http://doi.org/10.3390/rs9040325>
9. Ma Y., Qiao X., Chen W., Zhou Y. Source model of 2016 M_w 6.6 Aketao earthquake, Xinjiang derived from Sentinel-1 InSAR observation // Geodesy and Geodynamics. 2018. V. 9. Iss. 5. P. 372–377.
<http://doi.org/10.1016/j.geog.2018.05.001>
10. Li T., Schoenbohm L. M., Chen J., Yuan Z., Feng W., Li W., Xu J., Owen L. A., Sobel E. R., Zhang B., Zheng B., Zhang P. Cumulative and coseismic (during the 2016 M_w 6.6 Aketao earthquake) deformation of the dextral-slip Muji fault, Northeastern Pamir orogen // Tectonics. 2019. V. 38. Iss. 11. P. 3975–3989.
<http://doi.org/10.1029/2019TC005680>
11. Anderson D. L., Witcomb J. H. The Dilatancy-diffusion model of earthquake prediction / Proc. Conf. of tectonic problems of the San Andreas fault systems. Stanf. Univ. Publ., 1973. XIII. P. 417.
12. Kanamori H., Anderson L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Bulletin of the Seismological Society of America. 1975. V. 65(5). P. 1073–1095.
<http://doi.org/10.1785/BSSA0650051073>
13. Kanamori H. The energy in great earthquakes // Journal of geophysical research. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.
<http://doi.org/10.1029/JB082i20p02981>

SEISMOTECTONIC MODEL OF AKETAO EARTHQUAKE FOCAL ZONE 25.11.2016 Mw 6.6 (CHINA)

V. N. Morozov^a, A. I. Manevich^{a,b,†}

Presented by Academician of the RAS A.D. Gvishiani on July 29, 2024.

^a*Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Mining Institute, Moscow, Russian Federation*

[†]*E-mail: a.manevich@gcras.ru*

The paper presents the results of modeling of the stress-strain state of the epicentral zone of the strong crustal earthquake Aketao, which occurred near Muji (China) on November 25, 2016 with magnitude M_w 6.6. The finite element method was used to model the stress-strain state of the epicentral zone with subsequent construction of stress intensity maps before and after the earthquake. The possibility to determine the location of rupture origin, its extent, including estimation of scalar seismic moment and earthquake magnitude is shown. For the first time the possibility to calculate the time function of seismic moment $M_o(t)$ (seismic moment rate) based on the model of stress-strain state of rupture (earthquake origin) is presented, which allows to obtain synthetic seismograms and accelerograms of possible earthquake in the future.

Keywords: earthquake, stresses, stress-strain state, seismic moment, source, tectonic fault, rupture, magnitude