

УДК 550.34

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ И КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ТАНГШАНЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК КИТАЯ)

© 2024 г. В. Н. Морозов¹, А. И. Маневич^{1, 2, *}, И. В. Лосев¹¹Геофизический центр РАН, д. 3, Молодежная ул., 119296 Москва, Россия²Национальный исследовательский технический университет (МИСиС), д. 4, Ленинский проспект, 119049 Москва, Россия
*e-mail: ai.manevich@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.03.2024 г.

После доработки 19.03.2024 г.

Принята в печать 09.07.2024 г.

В статье рассмотрены результаты численного моделирования и анализа напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения на северо-востоке Китая, произошедшее 27.07.1976 г. с магнитудой $M_s = 7.8$. Во многих современных работах продолжают обсуждаться причины столь сильного землетрясения, которое произошло в тектонических условиях — далеко расположенного от межплитовых границ, внутри Тангшаньского тектонического блока, ограниченного тектоническими разломами. Вместе с тем, опубликованные новые геодинамические, сейсмологические, геофизические и геодезические данные дают уверенность в определяющей роли разломной тектоники в этом регионе.

На основе анализа результатов моделирования напряженно-деформированного состояния предшествующего Тангшаньскому землетрясению, косейсмических геофизических и геодезических данных нами предлагается модель формирования разрыва землетрясения. Результаты сопоставления независимых оценок напряжений сдвига с результатами моделирования в очагах сильных землетрясений дают основание предположить, что области концентрации тектонических напряжений локализованы в межразломном промежутке Тангшаньского разлома, достигая максимальных значений в окончании разломов $\sigma_1 \approx 50$ МПа и $\tau_{xy} \approx 20$ МПа. Гипоцентр главного сейсмического события (с учетом ошибки определения координат) находится в области интенсивности напряжений 35–50 МПа и отношении главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \approx 8$ –10. Следует ожидать, что эти зоны являются местом старта разрыва, протяженность которого зависит от объема накопленной упругой потенциальной энергии тектонических напряжений в прилегающей области. Для Тангшаньского землетрясения эта область соответствует высокой интенсивности напряжений >30 МПа в полосе, протяженностью свыше 30 км, и ширине, достигающей 4.5 км.

Ключевые слова: Тангшаньское землетрясение, напряженно-деформированное состояние, разлом, косейсмические деформации, напряжения сдвига

DOI: 10.31857/S0016853X24040028, EDN: ERKPGV

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейшее природное катастрофическое событие XX века — землетрясение на северо-востоке Китая, произошедшее 27.07.1976 с магнитудой $M_s = 7.8$, унесло более 240 тысяч жизней жителей провинции Хубей, и, спустя 46 лет, по-прежнему остается в поле зрения сейсмологов [17, 33]. Это землетрясение по масштабу сопоставимо с известным историческим внутриплитовым землетрясением 1556 года в провинции Шэньси, унесшим ~830 тысяч жизней жителей Китая [19]. Эти цифры потрясают, а угроза подобных событий не исключена и в будущем.

Несмотря на неудачи реального (краткосрочно-го) прогноза сильных землетрясений, эта пробле-

ма по-прежнему остается актуальной и практически значимой, особенно для крупных мегаполисов в опасных сейсмоактивных районах.

Тангшаньское землетрясение произошло в условиях палеократона, далеко расположенного от межплитных границ, внутри Тангшаньского тектонического блока, ограниченного тектоническими разломами [19].

В работах [16–18, 23] обсуждаются причины столь сильного землетрясения, так и не получившие окончательного ответа в настоящее время.

Новые опубликованные сейсмологические, геодинамические и геодезические данные дают уверенность в определяющей роли разломной тектоники в этом регионе, — именно ключевой

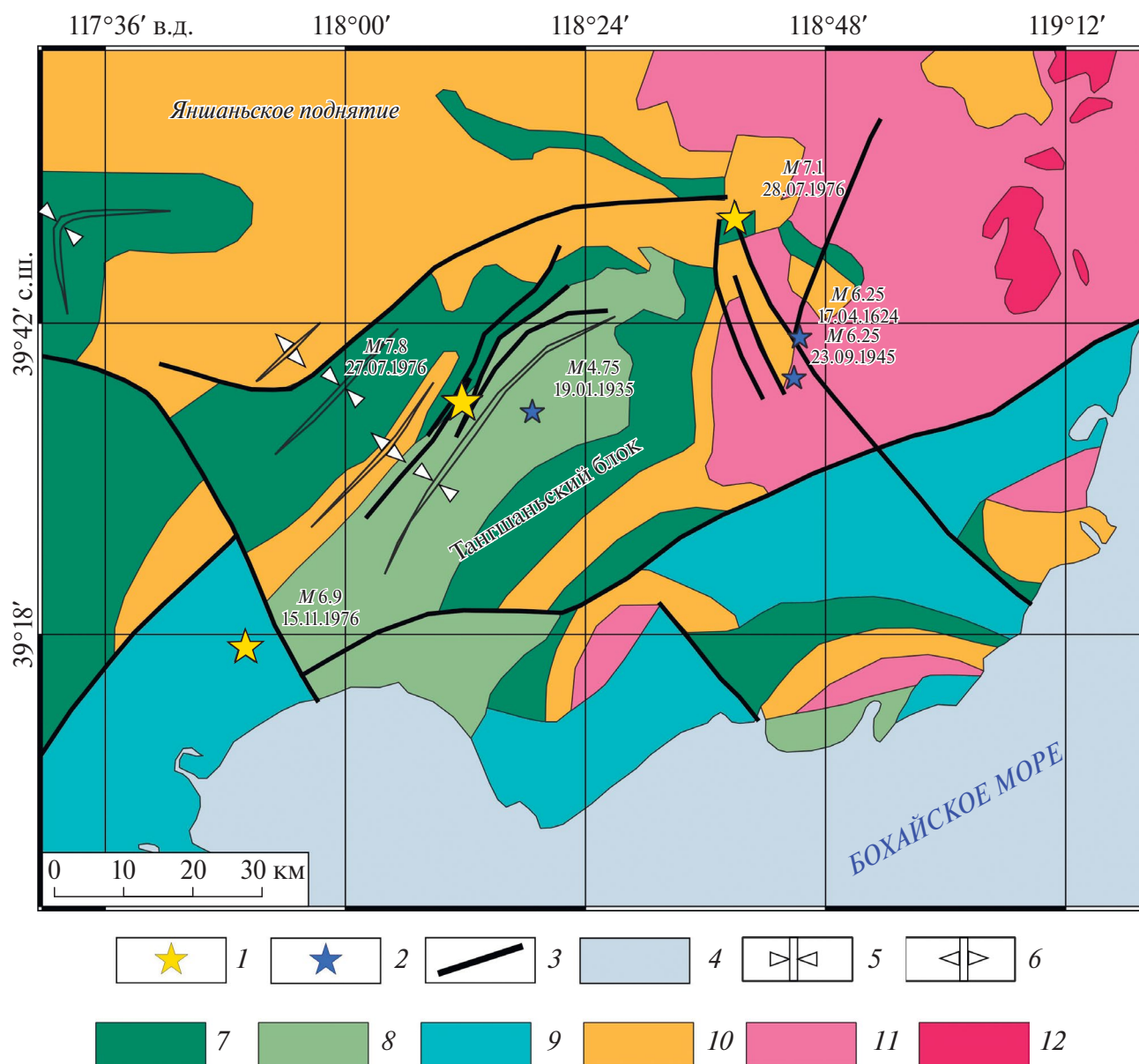


Рис. 1. Геологическая схема и исторические землетрясения региона исследования (по данным [21, 29]).

1–2 – эпицентры землетрясений: 1 – Тангшаньского и его афтершоков, 2 – исторических;
 3 – тектонические разломы; 4 – поверхность Бохайского моря;
 5–6 – складки: 5 – антиклинальные, 6 – синклинальные; 7–11 – отложения: 7 – кембрия–ордовика, 8 – карбона–перми, 9 – мезозойские, 10 – синианьские (неопротерозой), 11 – раннесинианьские (протерозой); 12 – Яншаньский гранитоидный массив (протерозой)

структурой является Тангшаньский тектонический разлом, пересекающий по диагонали Тангшаньский структурно-тектонический блок [22, 25, 26, 31, 36] (рис. 1).

В четвертичный период этот район испытывал устойчивое поднятие, сопровождающееся правосторонним сдвигом вдоль Тангшаньского разлома, в условиях тектонического сжатия, с осью, ориентированной в субширотном направлении [23].

Эпицентр Тангшаньского землетрясения находится в окончании Тангшаньского разлома с координатами 39.6° с.ш., 118.2° в.д. [26]. После землетрясения были исследованы поверхностные трещины, трассирующие распространение разрыва на глубине под слоем осадков при его общей протяженности порядка 90 км и углом падения ~80° [21, 26].

Цель настоящей работы – моделирование и анализ напряженно-деформированного состоя-

ния (НДС) Тангшаньского тектонического блока, предшествующего моменту землетрясения, и сопоставление этих результатов со сброшенными напряжениями по сейсмологическим данным и деформациями земной поверхности. Совместный анализ полей напряжений и деформаций позволяет выделить локальные области концентрации упругой потенциальной энергии тектонических напряжений, которые, по-видимому, являются основной причиной зарождения разрывов в очаге главного толчка и последующих сильных афтершоков.

Полученные результаты, как и для сильных внутриплитовых землетрясений в других сейсмоактивных районах [9–11], дают основание для выделения локальных зон концентрации напряжений, с позиции образования сейсмоопасных разрывов, т.е. мест, где необходимо сосредоточить геофизические исследования с целью обнаружения краткосрочных предвестников сильных коловых землетрясений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Район исследований приурочен к Тангшаньскому тектоническому блоку в районе Тангшань-Луаньсянь. Он находится в переходной зоне между Северо-Китайской равниной и южной окраиной горы Яншань. В юго-восточной части района расположен Бохайский залив, который является северной частью осадочного Бохайского бассейна, образовавшегося ~65 млн лет назад в палеоцене [15, 30].

По данным [33, 37], район исследований является частью Восточно-Китайского рифта, который был образован в результате субдукционного взаимодействия Тихоокеанской и Филиппинской плит. В настоящее время этот район унаследует напряжения Гималайской коллизии, о чем свидетельствуют сильные землетрясения в Северной части Китая [15, 30, 33, 37].

Одной из характерных особенностей этой территории является распределение древних гор, подвергшихся процессам выветривания, которые отражают процессы тектонической активности региона в позднем кайнозое [21]. В историческом плане, в районе Тангшань-Луаньсянь существуют следы палеоземлетрясений, — в районе исследований зафиксированы исторические землетрясения 1624, 1935 и 1945 гг. (см. рис. 1) [21, 29]. При этом местная реликтовая горная гряда совпадает с зоной поверхностного разрыва, вызванного Тангшаньским землетрясением [21, 22, 26] (рис. 2).

По данным сейсмических исследований [23, 25, 27, 38] есть основания считать, что регион испытывал блоковое поднятие, вызывающее или способствующее высокой сейсмической активности данного региона. В соответствии с комплексом геолого-геофизических исследований, включая неглубокое бурение и картирование траншей, зона Тангшаньского разлома представляет собой три субпараллельных разлома [21, 26, 29, 38] (см. рис. 2):

- Доухе (F1);
- Выйшань–Фэннань (F2);
- Гуйе–Наньху (F3).

Неоднозначность схем разломной тектоники этого района, приведенных в работах [22, 24, 26, 36], указывает на необходимость детального исследования структуры активных разломов, определяющих области концентрации тектонических напряжений и вызывающих сильные тектонические землетрясения.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ТАНГШАНЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясение в районе г. Тангшань провинции Хэбэй является сильнейшим за последние 450 лет на территории континентального Китая. За главным толчком, спустя 15 часов, последовал сильнейший афтершок (Луаньсяньское землетрясение) с магнитудой $M = 7.1$, затем юго-западнее эпицентра главного толчка 15 ноября 1976 года произошел еще один сильный афтершок (Нигхское землетрясение) с магнитудой $M = 6.9$ (см. рис. 2).

Механизм главного сейсмического события соответствует правостороннему сдвигу. Протяженность разрыва составляет по разным оценкам 80–100 км с углом падения ~80° [21, 29, 38]. Сейсмический момент оценивается в 18×10^{27} (дин×см) [17, 18]. Глубина гипоцентра главного толчка составляет 12 км, сильных афтершоков 5–10 км соответственно.

Зарегистрированные афтершоки с магнитудой $M > 5$ локализованы внутри Тангшаньского структурно-тектонического блока и образуют вытянутую зону эпицентров в северо-восточном направлении [26, 29]. Сам факт сильного землетрясения в сейсмоактивном районе не вызывает удивления, вместе с тем, высокая интенсивность землетрясения с $M = 7.8$ внутри палеократона, достаточно удаленного от границы тектонических плит, пока не находит своего объяснения. Предположительно, возможной причиной землетрясения являются

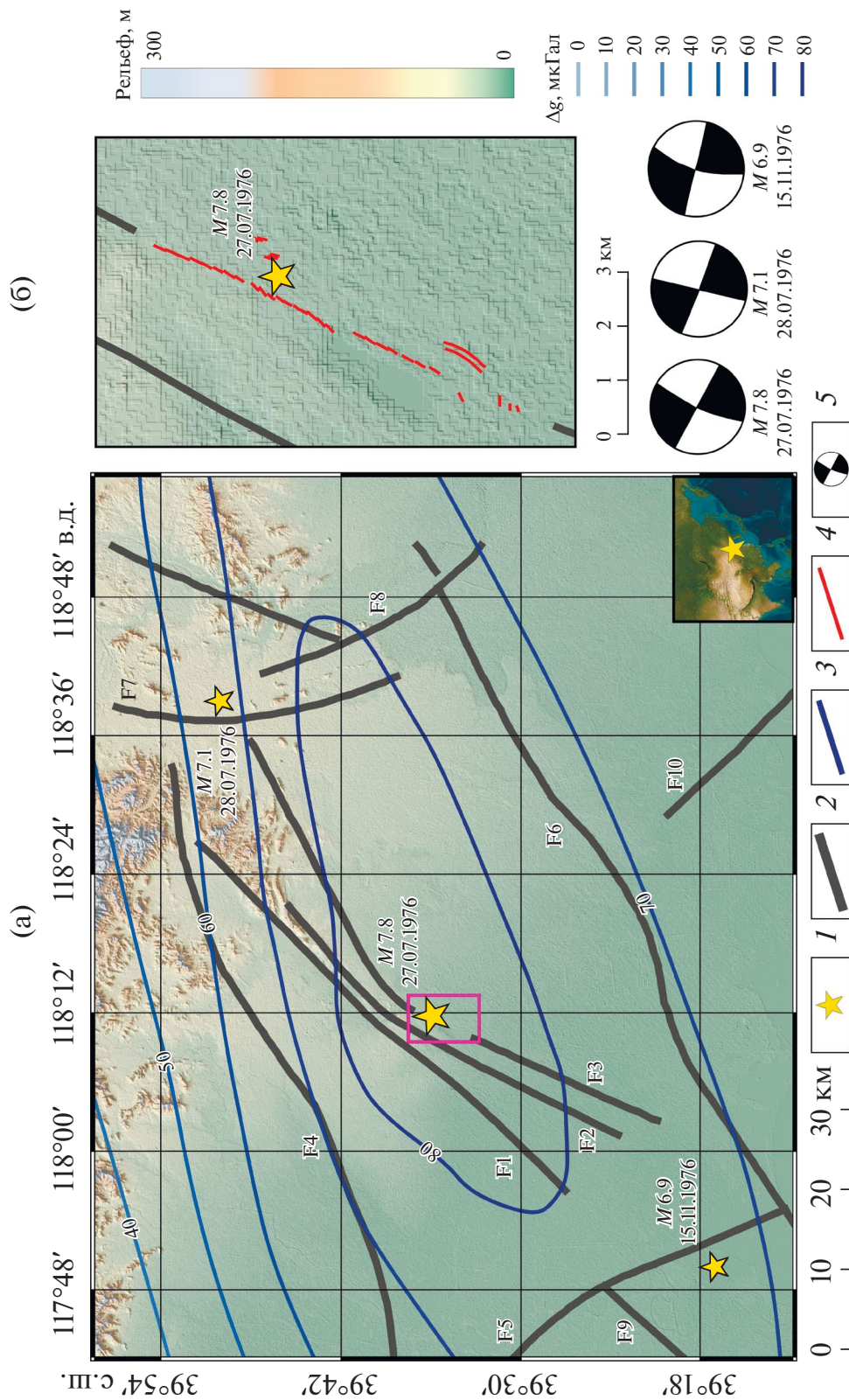


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Таншаньского блока и изолинии гравитационной аномалии до землетрясения (по данным [26, 32]). (а)–(б) – положение: (а) – тектонических разломов Таншаньского блока, (б) – разрывов земной поверхности. Разломы: F1 – Доухе; F2 – Вэйшань-Фэннань; F3 – Гуйе-Наньху; F4 – Фэнтай-Ецзиту; F5 – Цзиюнь; F6 – Нинхе-Чангли; F7 – Луань-сянь-Лаотин; F8 – Лудун; F9 – Канлун; F10 – Богечжуан. 1 – эпицентры землетрясений; 2 – тектонические разломы; 3 – изолинии аномалий силы тяжести; 4 – поверхностные разрывы; 5 – механизмы очагов главного толчка и сильных афтершоков

компрессионные тектонические напряжения с осью максимального сжатия, ориентированной в субширотном направлении, дающих по крайней мере объяснение механизма главного толчка (имея ввиду ориентацию нодальных плоскостей в очаге землетрясения) [17, 29].

Глубинное сейсмическое зондирование в пределах Северо-Китайского кратона позволили выявить структуру земной коры Тангшаньского блока. Слой афтершоковой активности соответствует более низким скоростям сейсмических волн, слою земной коры в пределах 15–25 км со скоростью поперечных волн меньшей 3.5 км/сек [23, 25, 27, 38].

Тангшаньский блок на севере ограничен разломом Луаньсянь–Лаотин, на юге разломом Цзиюнь, к которым приурочены Луаньсянское ($M = 7.1$) и Нигхское ($M = 6.9$) землетрясения. В центральной части блока зона сейсмотектонической деструкции значительно шире и соответствует структурно тектонической схеме (см. рис. 2).

Была также зарегистрирована аномалия ускорения силы тяжести, предшествующая Тангшаньскому землетрясению [32] (см. рис. 2, а).

После землетрясения 1976 года вдоль разлома образовалась зона трещин, протяженностью 10 км, с простираем 50° и шириной ~30 м [26] (см. рис. 2, б). Разрыв представляет собой правосторонний сдвиг с поднятием западного крыла разрыва и опусканием восточного. Протяженность разрыва по разным оценкам находится в пределах 80–100 км [21, 29, 38].

Установленная устойчивая тенденция взаимосвязи между локальными зонами высокой плотности накопленной потенциальной энергии тектонических напряжений и положением эпицентров землетрясений дает новые представления в понимании причин возникновения коровых землетрясений, глубина очагов которых не превышает 20 км [9–11]. Не вызывает сомнения, что разломная тектоника является определяющим фактором в возникновении локальных зон высокой интенсивности напряжений в условиях Тангшаньского тектонического блока.

Механизмы главного сейсмического события и афтершоков, приведенных в работе [29] и результаты геодезических наблюдений в эпицентральной зоне Тангшаньского землетрясения [31, 36] также дают основание полагать, что этот район находится в условиях тектонической компрессии с осью сжатия, близкой к субширотному направлению.

Локализация гипоцентров афтершоков сильных коровых землетрясений в других сейсмоактивных

районах на глубине до 25 км позволяет предположить, что слой верхней части земной коры 0–25 км, как и в случае Тангшаньского землетрясения, является концентратором тектонических напряжений, вызывающих внутриплитовые сильные землетрясения.

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

При использовании метода моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) блочный гетерогенный породный массив, состоящий из упруго-изотропных блоков, моделируется слоем, который нарушен произвольно ориентированными разломами, при этом падение разломов принимается субвертикальным [9, 11]. Под тектоническими разломами понимается диспергированная среда (гигантско-глыбовый меланж) [5, 7, 14]. Ширина зоны динамического влияния разлома принята в пределах 1 км. Упругий модуль пород разломной зоны на два порядка ниже пород окружающего массива [9, 11].

Используется конечно-элементная модель упругой геологической среды, находящейся во внешнем поле тектонических напряжений (условие плоского напряженного состояния). Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя, согласно модели обобщенного плоского напряженного состояния в форме закона Гука (1):

$$\begin{Bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{xy} \end{Bmatrix} = \left[D(E^{(m)}, \nu^{(m)}) \right] \times \begin{Bmatrix} \varepsilon_{xx} \\ \varepsilon_{yy} \\ \varepsilon_{xy} \end{Bmatrix}, \quad (1)$$

где σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} — компоненты осредненных интегральных напряжений; ε_{xx} , ε_{yy} , ε_{xy} — соответствующие им компоненты тензора деформации; $E^{(m)}$ — модуль Юнга; $\nu^{(m)}$ — коэффициент Пуассона матрицы упругости отдельного конечного элемента, с помощью которой вводится неоднородность (разлом) в упруго-изотропную модель слоя по формуле:

$$\begin{aligned} \left[D(E^{(m)}, \nu^{(m)}) \right] &= E^{(m)} \times \\ &\times \left[1 - (\nu^{(m)})^2 \right] \times \begin{bmatrix} 1 & \nu^{(m)} & 0 \\ \nu^{(m)} & 1 & 0 \\ 0 & 0 & (1 - \nu^{(m)})^2 \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (2)$$

Помимо компонент тензора напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} , рассчитывалась интенсивность напряжений:

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

Интенсивность напряжений является показателем энергонасыщенности фрагмента геологической среды, так как потенциальная энергия формоизменения определяется по формуле:

$$U_\phi = \frac{1 + \bar{\nu}}{3 \times \bar{E}} \times \sigma_i^2 \Delta V, \quad (4)$$

где $\bar{E}$ и $\bar{\nu}$ – средние модули упругости, ΔV – объем.

При этом напряжение отпора соответствует концепции [2]:

$$\sigma_{xx} = \frac{\nu}{1 - \nu} \sigma_{yy} \quad (5)$$

где ν – коэффициент Пуассона.

Разность интенсивности напряжений рассчитывается по формуле 6:

$$\Delta \sigma_i = |\sigma_i|_I - |\sigma_i|_{II} \quad (6)$$

где $|\sigma_i|_I$, $|\sigma_i|_{II}$ – интенсивность напряжений до и после землетрясения соответственно.

Анализ геодезических измерений

Предметом анализа является интенсивность напряжений σ_i , компоненты тензора напряжений σ_{yy} , σ_{xx} , σ_{xy} , а также отношение главных напряжений σ_{yy}/σ_{xx} . Также выполняется сопоставление величины сброшенной энергии статических напряжений с энергией упругих волн при образовании тектонического разлома.

Во всех расчетах приняты численные предполагаемые параметры действующих сжимающих тектонических напряжений $\sigma_{\max} = 30$ МПа, $\sigma_{\min} = 10$ МПа по результатам измерений главных напряжений в верхней части земной коры в различных районах земного шара [1, 6, 13, 20].

Значение упругого модуля окружающей геологической среды принято $E = 5 \times 10^4$ МПа, модуль диспергированного материала разломов в условиях компрессии на два порядка ниже, $E_f = 5 \times 10^2$ МПа коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$. Количество конечных элементов модели составляет 10^4 на площади 15×10^3 км².

Используемая методика и программное обеспечение деформационного анализа описано в рабо-

тах [4, 8, 9]. Деформации конечных элементов геодезической сети определялись из решения тензора горизонтальной деформации, оси n и e направлены на север и восток.

$$T_\epsilon = \begin{pmatrix} \epsilon_n & \epsilon_{ne} \\ \epsilon_{en} & \epsilon_e \end{pmatrix}, \quad (7)$$

где элементы тензора равны $\epsilon_n = \frac{\partial u_n}{\partial n}$, $\epsilon_e = \frac{\partial u_e}{\partial e}$,

и $\epsilon_{en} = \epsilon_{ne} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} \right)$, соответственно,

а $\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} = \gamma_{ne} = \gamma_{en}$ – относительный сдвиг.

Рассчитывались следующие инвариантные деформационные характеристики.

Главные деформации ϵ_1 и ϵ_2 :

$$\epsilon_{1,2} = \frac{1}{2} \left[\epsilon_n + \epsilon_e \pm \sqrt{(\epsilon_n - \epsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2} \right]. \quad (8)$$

Дилатация:

$$\Delta = \epsilon_1 + \epsilon_2. \quad (9)$$

Полный сдвиг:

$$\gamma = \sqrt{(\epsilon_n - \epsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2}. \quad (10)$$

Моделирование НДС эпицентральных зон нескольких коровых землетрясений с магнитудой $M \geq 6$ и глубиной гипоцентра в пределах 10–20 км позволило установить некоторые общие тенденции локализации эпицентров главных толчков, направления и протяженности разрывов, включая локализацию афтершоков в зонах высокой интенсивности напряжений [9–11].

Области высокой интенсивности напряжений возникают в окончаниях тектонических разломов. Так как квадрат интенсивности напряжений пропорционален накопленной упругой энергии “вековых” тектонических напряжений, следует ожидать развития процесса тектонической деструкции в зонах повышенной интенсивности напряжений, т.е. накопленная энергия упругих деформаций частично реализуется в процессе акта землетрясения, формируя разрыв в геологической среде.

Можно предположить, что чем выше интенсивность тектонических напряжений и объем зоны аномально высокой интенсивности напряжений, тем больше протяженность возможного разрыва, а, следовательно, и магнитуды возможного землетрясения.

В основу модели геологической среды Тангшаньского структурно-тектонического блока положены геолого-геофизические представления его структуры, изложенные в предыдущем разделе, а именно:

- мощность структурно-тектонического слоя принимается равной 25 км, что соответствует данным глубинного сейсмического зондирования [23, 25, 27, 38];

- мощность сейсмогенерирующего слоя афтершоков совпадает с мощностью низкоскоростного слоя со скоростью поперечных волн менее 3.5 км/с [23, 25, 27];

- тектонические разломы в пределах Тангшаньского блока имеют вертикальное падение и распространяются на глубину свыше 30 км, мощность (ширина) тектонических разломов в пределах структурного блока принята ~1 км, для моделирования используется схема разломной тектоники (см. рис. 2, а);

- с использованием результатов анализа напряженно-деформированного состояния Тангшаньского структурно-тектонического блока, приведенных в работах [29, 31, 36], внешнее поле тектонических напряжений определяется доминирующим напряжением сжатия, с осью субширотной ориентации;

- в качестве физической модели геологической среды используется фрагмент земной коры ~160×120 км² в виде слоя мощностью ~20–25 км (в данном случае модель соответствует слою мощностью ~20 км, со скоростью поперечных волн $V_s < 3.5$ км/с).

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

В основу модели напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентральной зоны до момента главного толчка положено представление о горизонтальном тектоническом сжатии района, с горизонтальной осью компрессии, ориентированной в широтном направлении. Нами представлены результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до Тангшаньского землетрясения (карта напряжений сдвига τ_{xy} и интенсивности напряжений σ_i) (рис. 3).

На юго-западе и северо-востоке района локализованы области высоких значений напряжений сдвига, которые достигаются в окончаниях

тектонических разломов и приразломных зонах и соответствуют величинам ~30 МПа.

Полагая, что после образования разрыва и сброса напряжений в зоне, прилегающей к разрыву, афтершоковый процесс стимулирует сброс накопленных напряжений, предшествующие главному сейсмическому событию, представляется возможность сопоставить полученные результаты моделирования с оценками напряжений сдвига (далее по тексту τ_0), полученных на основе сейсмологических данных [18].

В работе [18] приведены результаты изучения скоростей поперечных волн и пиковых ускорений для оценки напряжений сдвига в эпицентральной зоне непосредственно после Тангшаньского землетрясения. Измерения выполнялись в период с 28 июля по 15 ноября 1976 г. и спустя шесть лет с июля 1982 по июль 1984 г. Из этих данных следует, что напряжения сдвига достигают максимальных значений в области эпицентра главного толчка в 23.1 МПа и сильнейших афтершоков (28.07.1976 $M = 7.1$ и 15.11.1976 $M = 6.9$) 23.5 МПа и 25.3 МПа соответственно.

Нами представлен график зависимости величины сдвиговых напряжений τ_0 от магнитуды афтершоков, зарегистрированных в интервале четырех месяцев после главного сейсмического события (рис. 4, кружки) и более шести лет после него (рис. 4, квадраты).

Как предполагается в работе [18], высокая концентрация напряжений в окончаниях двух тектонических разломов может служить научной основой для прогноза сильных афтершоков. Зависимость напряжений сдвига от магнитуды предложена в виде [18]:

$$\lg(\tau_0) = 0.15M_w + (0.16 \pm 0.13). \quad (11)$$

Представлен график соотношения смоделированных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} от напряжений сдвига τ_0 [18] (см. рис. 4, б).

Для этого в каждой из точек положения афтершоков эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения были записаны численные значения интенсивности напряжений, которые были пересчитаны на октаэдрическое напряжение сдвига по формуле:

$$\tau_{oct} = \frac{\sqrt{2}}{3} \times \sigma_i. \quad (12)$$

Сопоставление модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} от напряжений сдвига τ_0

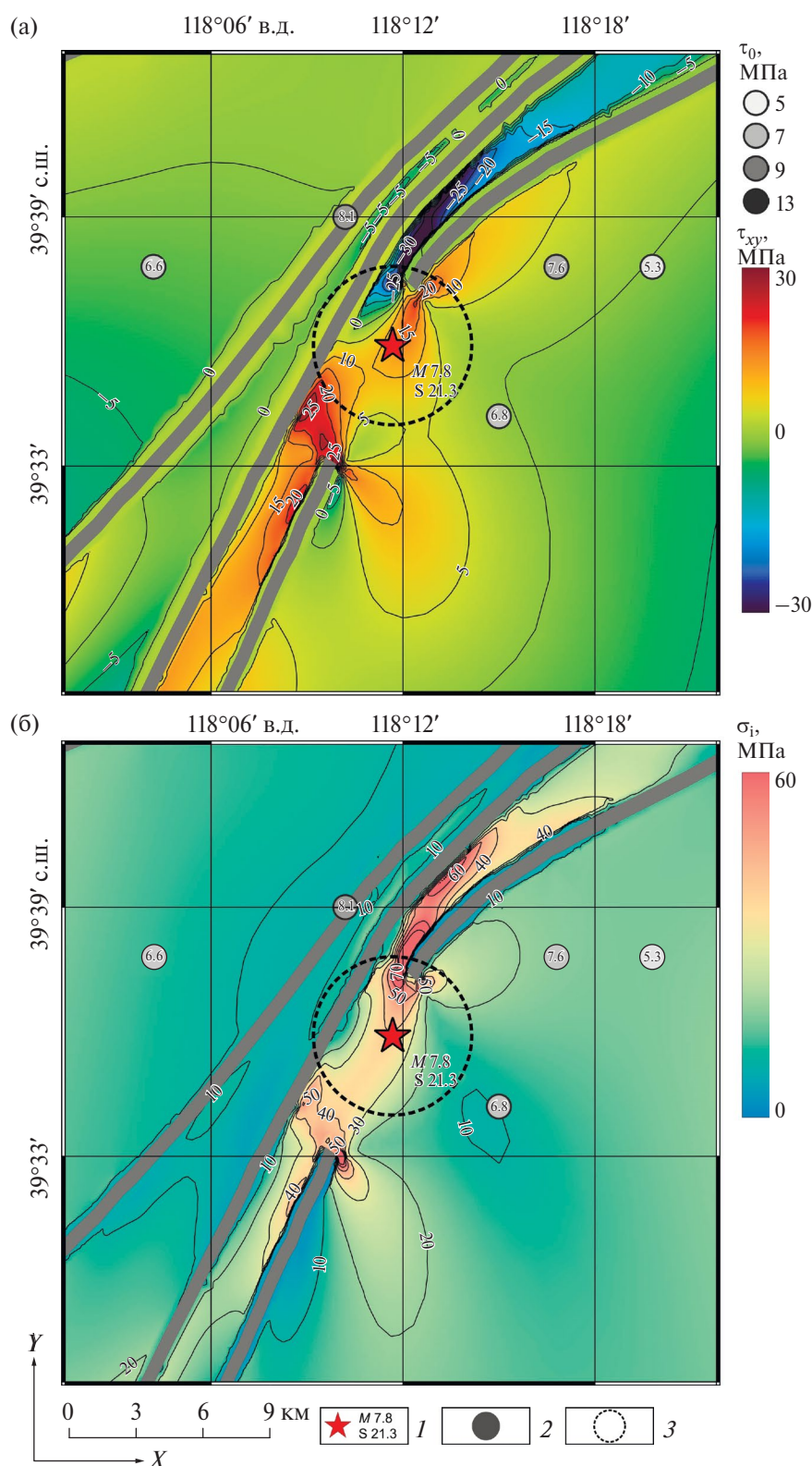


Рис. 3. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до Тангшаньского землетрясения и значения (на основе сейсмологических данных [18]).

(а)–(б) – карта: (а) – напряжений сдвига τ_{xy} до землетрясения, (б) – интенсивности напряжений σ_i до землетрясения; 1–2 – землетрясения: 1 – сильные (M – магнитуа, S – напряжения τ_0), 2 – с оценками напряжений τ_0 (на шкале: интенсивность перехода цвета от синего к красному отражает величину напряжений); 3 – область ошибки определения эпицентра Тангшаньского землетрясения

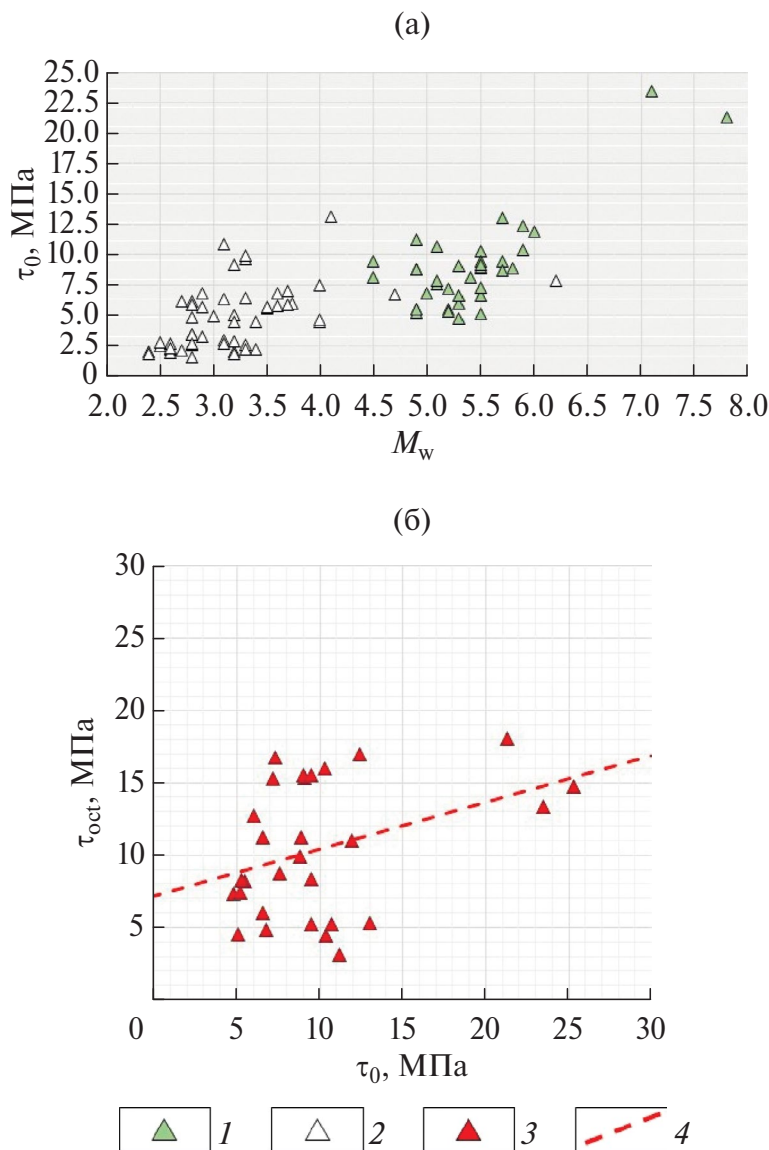


Рис. 4. Графики зависимости напряжений сдвига τ_0 от магнитуды афтершоков M_w и модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} .

(а)–(б) – зависимости напряжений сдвига τ_0 от: (а) – магнитуды афтершоков M_w (по данным [18]), (б) – модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} .

1–2 – афтершоки, зарегистрированные в период: 1 – с 28.07.1976 по 15.11.1976,

2 – с 13.07.1982 по 11.12.1984;

3 – афтершоки эпицентральной зоны землетрясения (за период с 28.07.1976 по 15.11.1976) в рамках модели НДС;

4 – модельная линия, отражающая абсолютное соответствие напряжений сдвига τ_0 и модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} ;

5 – линейная аппроксимация зависимости напряжений сдвига τ_0 и модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} .

дает возможность верифицировать модель НДС. В случае полного совпадения, данные напряжений должны группироваться вдоль диагональной линии 4 (см. рис. 4, б).

Из графика видно, что наиболее существенный разброс модельных данных октаэдрических

напряжений τ_{oct} соответствует интервалу напряжений сдвига τ_0 7.5–10 МПа и интервалу магнитуд M_w ~4.5–5.5. Но при этом значения напряжений сдвига τ_0 афтершоков с $M > 6$ показывают хорошую сходимость между собой. В эпицентре Тангшаньского землетрясения $\tau_0 = 21.3$ МПа, что практически

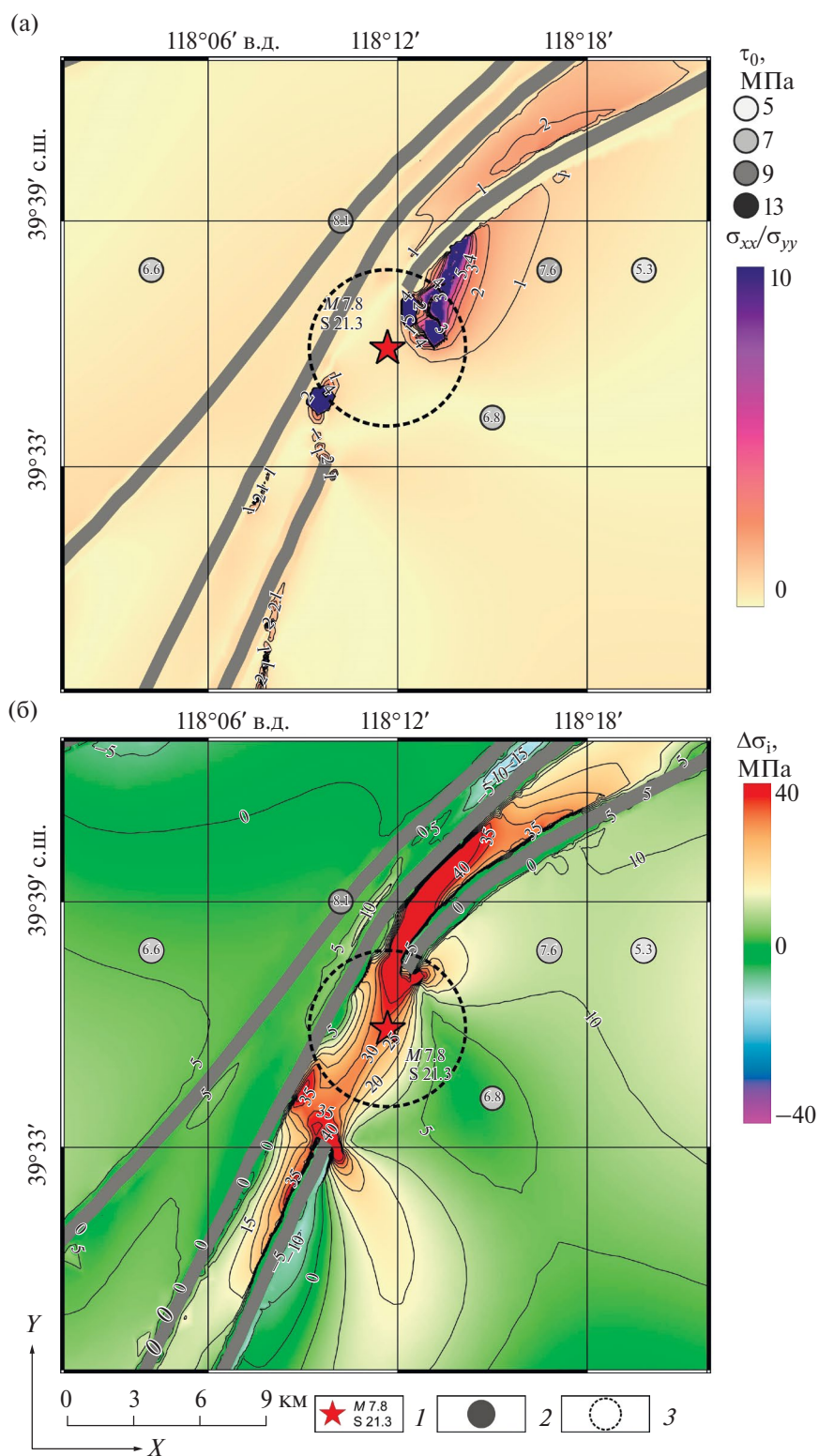


Рис. 5. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до Тангшаньского землетрясения и значения (на основе сейсмологических данных [18]).

(а) — отношение напряжений σ_{xx}/σ_{yy} до землетрясения;

(б) — разность интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения;

1–2 — землетрясения: 1 — сильные (M — магнитуда, S — напряжения τ_0),

2 — с оценками напряжений τ_0 (цвет на шкале рисунка отражает величину напряжений);

3 — область ошибки определения эпицентра Тангшаньского землетрясения

совпадает с модельной величиной $\tau_{\text{ост}} = 18$ МПа, полученной в результате моделирования.

Эпицентры афтершоков и вычисленные значения τ_0 вынесены на карты смоделированных напряжений сдвига τ_{xy} и интенсивности напряжений σ_i (см. рис. 3).

Можно видеть, что смоделированные напряжения сдвига τ_{xy} также находятся в хорошем соответствии с значениями τ_0 , что показывает хорошую сходимость и адекватность результатов моделирования и реальными оценками НДС эпицентральной зоны землетрясения (см. рис. 4).

Таким образом, независимые оценки напряжений сдвига в эпицентральной зоне Тангшаньского землетрясения как в области очага, так и последующих афтершоков отражают, по-видимому, определенную адекватность модели НДС эпицентральной зоны (численных оценок τ_{xy}) реальной ситуации напряженно-деформированного состояния геологической среды в этом районе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Область высокой интенсивности напряжений, занимающая площадь более 150 км² (красно-желтый цвет с $\sigma_i > 30$ МПа), адекватно соответствует области высокой концентрации потенциальной энергии тектонических напряжений, вызывающих стартовый разрыв в гипоцентре и его распространение в северо-восточном и юго-западном направлениях (см. рис. 3, б).

Механизм очага землетрясения (области старта разрыва) соответствует условию горизонтального сжатия с осью субширотной ориентации (см. рис. 2). Результаты моделирования дают основания предположить, что напряжения сжатия в очаге землетрясения σ_{xx} существенно выше напряжений отпора σ_{yy} по сравнению с фоновым полем тектонических напряжений (рис. 5, а).

Реальное распространение разрыва трассируется системой трещин на поверхности, выявленных при геологических исследованиях [26, 27] (см. рис. 2, б).

Разрыв пересекает области высокой интенсивности напряжений, где сброс упругой энергии поддерживает его распространение (см. рис. 5, б).

Ошибка в определении эпицентра землетрясения составляет не меньше ± 3 км (см. рис. 3, пункт; см. рис. 5, пункт), является допустимой зоной при сопоставлении областей аномально высокой интенсивности напряжений и аномального отношения главных тектонических напряжений.

При наложении этих карт (см. рис. 3, а; рис. 5, а) можно видеть, что очаг землетрясения попадает в область аномально высокой интенсивности напряжений и отношений главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} > 4-5$.

Протяженность зоны концентрации тектонических напряжений с юго-запада на северо-востоке превышает 50 км по сравнению с фоновыми значениями интенсивности напряжений.

Разрыв из очага землетрясения распространяется в северо-восточном и юго-западном направлениях, достигая длины, превышающей 80 км.

Используя ранее полученные результаты [9–11], возможно предположить, что в радиусе зоны, обозначенной пунктиром (см. рис. 3, см. рис. 5), можно ожидать вероятное возникновение очага, достаточно сильного землетрясения, минимальная интенсивность которого предположительно может быть определена в пределах зоны высокой интенсивности напряжений, ограниченной изобарой 30 МПа.

Допустим, что протяженность возможного разрыва соответствует протяженности зоны интенсивности напряжений > 30 МПа, т.е. порядка 50 км. Тогда априорную оценку возможной интенсивности землетрясения можно получить, исходя из эмпирической зависимости между протяженностью разрыва и магнитуды землетрясения. По данным [12]:

$$\begin{aligned} \log_{10}(L_f) &= 0.44 \times M - 1.29, \\ M &= 2.932 + 2.27 \times \log_{10}(L_f), \end{aligned} \quad (13)$$

минимальное значение магнитуды, при длине разрыва $L_f = 50$ км, можно оценить величиной $M = 6.79$. Если использовать формулу по данным [35]:

$$M = 4.76 + 1.53 \times \log_{10}(L_f), \quad (14)$$

полученное значение магнитуды будет оценено в $M = 7.36$.

Для сопоставления результатов моделирования определенный интерес представляют и инструментальные геодезические данные. Для инструментальной оценки косейсмических движений и деформаций земной поверхности эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения нами были использованы данные повторных геодезических наблюдений [36], полученные линейно-угловыми методами измерений. Высокая магнитуда землетрясения обеспечила аномально высокие смещения (доходящие до 1 метра), величины которых

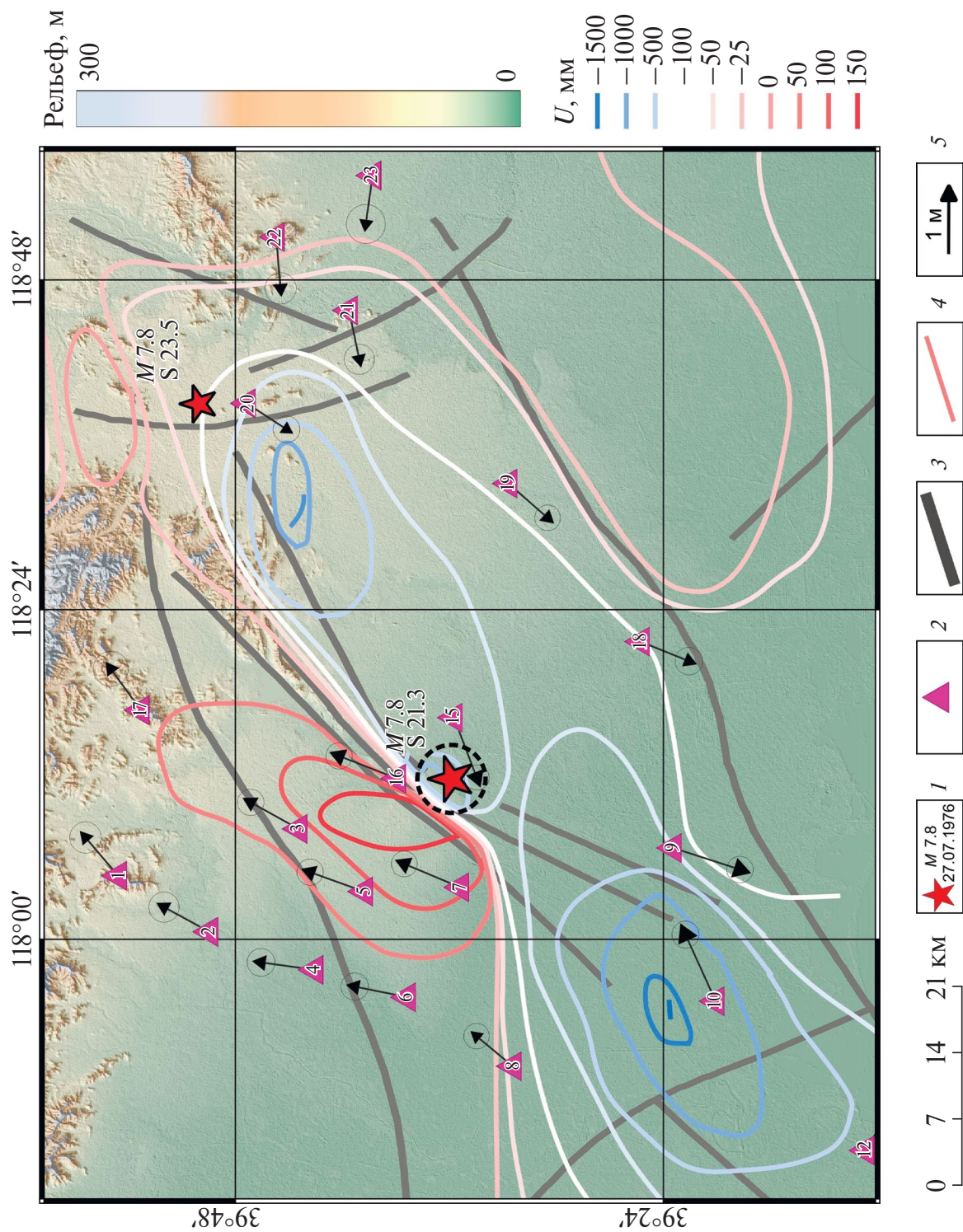


Рис. 6. Векторы косейсмических движений и изолинии косейсмических подъемов и опусканий U эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения (по данным [32, 36]).

1 – эпицентры землетрясений; 2 – геодезические пункты; 3 – тектонические разломы;
4 – изолинии вертикальных деформаций (на шкале: цветом от синего к красному обозначена величина деформации); 5 – векторы косейсмических движений

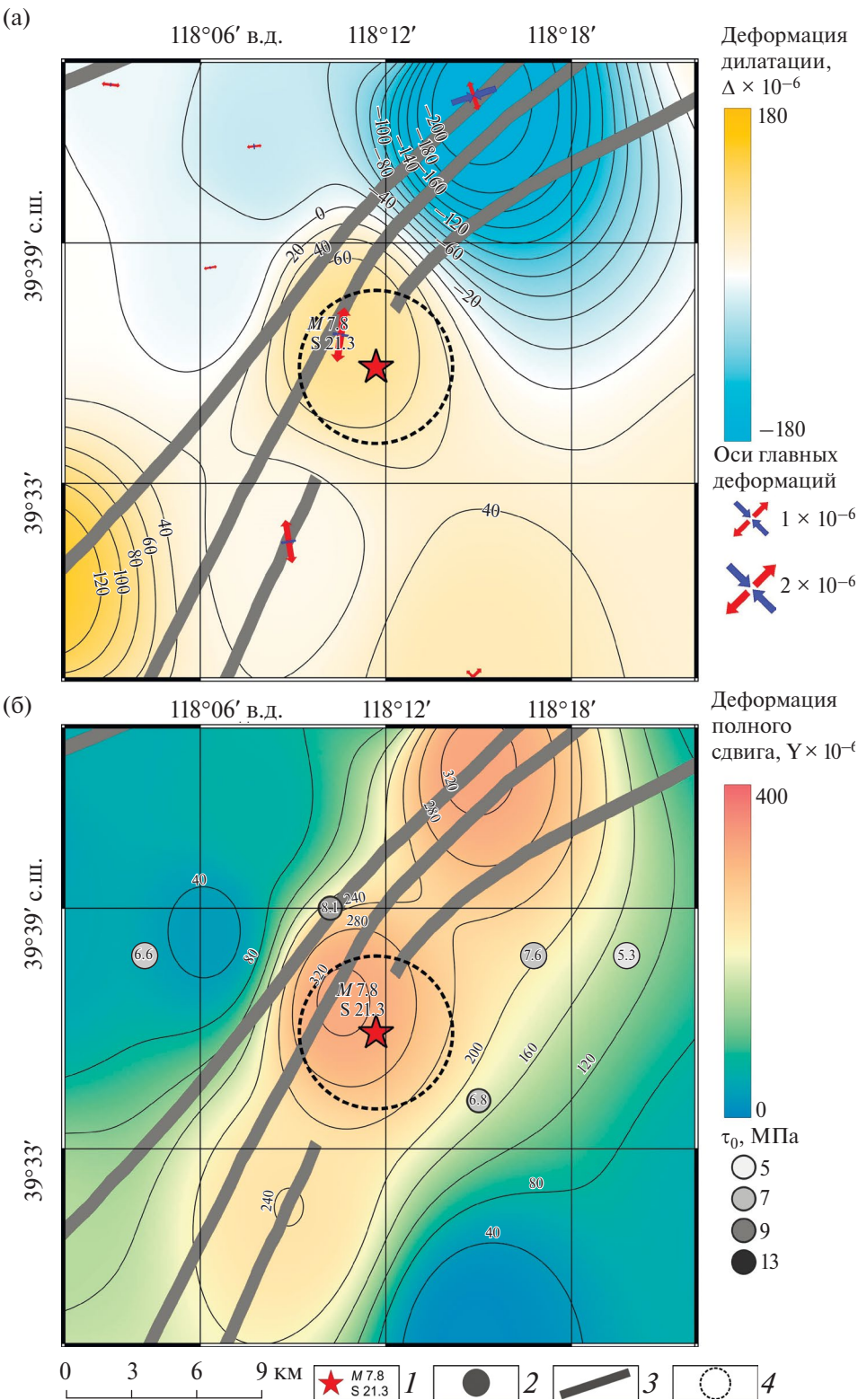


Рис. 7. Поле косейсмических деформаций эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения.
(а) – деформация дилатации Δ и ориентация главных деформаций;
(б) – деформация полного сдвига γ и значения напряжений сдвига τ_0 (по данным [18]).
1 – эпицентры землетрясений; 2 – землетрясения с оценками напряжений (на шкале: переход цвета от холодного к теплomu отражает величину напряжений); 3 – тектонические разломы; 4 – область ошибки определения эпицентра Тангшаньского землетрясения

можно надежно зарегистрировать линейно-угловыми геодезическими методами.

Цикл геодезических измерений выполнялся до (в 1975 г.) и после (в 1976 г.) сейсмического события. В работе [36] приводятся исходные данные смещений земной поверхности, параметры деформаций были вычислены по приведенной методике.

Значения деформаций земной поверхности также представлены аномально высокими значениями: дилатация Δ в диапазоне от -180×10^{-6} до 180×10^{-6} , деформация сдвига γ в диапазоне от 0 до 400×10^{-6} .

Правосторонний сдвиг при распространении разрыва отражен в противоположных направлениях векторов смещений восточного и западного крыльев разрыва и вертикальных подъемах земной поверхности и положительной дилатации в области эпицентра главного толчка (рис. 6; рис. 7, а).

Положительные и отрицательные области дилатации на юго-западе и северо-востоке предположительно вызваны правосторонним сдвигом западного крыла разрыва.

При этом сдвиговый механизм однозначно выражен в аномально высоких деформациях сдвига, в котором проявляется протяженная зона, ориентированная вдоль разломов F2, F3, F4 (см. рис. 7, б; см. рис. 2).

По данным [18] напряжения сдвига τ_0 также имеют хорошее соответствие с распределением деформации сдвига γ . Слабые афтершоки с $\tau_0 \sim 5\text{--}7$ МПа выстраиваются вдоль изолиний деформаций сдвига $\gamma \sim 160\text{--}240 \times 10^{-6}$. Эпицентр главного события с $\tau_0 = 21.3$ соответствует области наибольших значений деформации сдвига около $\gamma = 300 \times 10^{-6}$. При этом для эпицентральной зоны землетрясения характерны наибольшие значения смещений (пункты №№ 7, 9, 15, 16). В вертикальных косейсмических подъемах выражены эпицентральные зоны главного толчка и обоих сильных афтершоков (см. рис. 6).

Дилатация деформации в зоне эпицентра землетрясения соответствует сжатию, которое к северу, вдоль зоны разломов F2, F3, F4 меняется на противоположное состояние – растяжение (см. рис. 2).

Граница знакопеременного перехода деформации дилатации соответствует зоне высокого отношения действующих напряжений σ_{xx}/σ_{yy} до Тангшаньского землетрясения (см. рис. 5, а).

Таким образом результаты геодезических измерений косвенно служат дополнительным источником верификации результатов моделирования НДС.

В связи с изложенным представлением, определенный интерес представляет зарегистрированная аномалия ускорения силы тяжести, предшествующая Тангшаньскому землетрясению [32] (см. рис. 2).

Максимум приращения Δg достигает 90 мкГал непосредственно в будущем эпицентре землетрясения. Центральная часть аномалии Δg в пределах 70 мкГал вытянута в северо-западном направлении и соответствует области максимальной интенсивности напряжений (см. рис. 3, б).

В работе [39], в предположении роста плотности горных пород с ростом давления, выполнена оценка возможного гравитационного эффекта в центральной зоне аномалии при напряжении сдвига 100 МПа и модуле сдвига 2×10^4 МПа. Было получено значение 200 мкГал.

Если использовать результаты моделирования до главного толчка, и, принимая значение $\tau_{xy} = 30$ МПа, получаем значение $\Delta g_{\max} = 61$ мкГал, достаточно близкое к приведенным экспериментальным данным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты сопоставления независимых оценок напряжений сдвига в очагах сильных землетрясений, достигающих ~ 30 МПа и фоновых значений $\sim 5\text{--}8$ МПа, дают основание предположить, что моделирование НДС до Тангшаньского землетрясения имеет реальную физическую основу и может быть использовано для объяснения причин этого сильного тектонического события в условиях палеократона. По представленным результатам моделирования НДС, области концентрации тектонических напряжений локализованы в межразломном промежутке Тангшаньского разлома, достигая максимальных значений в окончании разломов $\sigma_1 \approx 50$ МПа и $\tau_{xy} \approx 20$ МПа. Гипоцентр главного сейсмического события (с учетом ошибки определения координат) находится в области интенсивности напряжений 35–50 МПа и отношения главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \approx 8\text{--}10$.

Рассматривая этот результат как ретроспективный прогноз места возможного эпицентра с радиусом 3 км, полагаем возможным рекомендовать к использованию подобные выявленные зоны для постановки геофизических исследований, включая глубокое бурение, с целью обнаружения краткосрочных предвестников сильных землетрясений и детального исследования физико-механических процессов в зонах окончания тектонических разломов.

Следует ожидать, что эти зоны являются местом старта разрыва, протяженность которого зависит от объема накопленной упругой потенциальной энергии тектонических напряжений в прилегающей области. Для Тангшаньского землетрясения эта область соответствует высокой интенсивностью напряжений в полосе протяженностью свыше 30 км и ширине, достигающей 4.5 км, превышающий 30 МПа.

Исходя из результатов моделирования НДС эпицентральных зон Тангшаньского землетрясения, можно утверждать, что:

- внешнее поле тектонических напряжений создает локальную высокую концентрацию напряжений в окончаниях разломов и межразломных зонах активных тектонических разломов или в их окончаниях;

- накопленная упругая потенциальная энергия в межразломных разломах реализуется в виде образования разрыва;

- разрыв распространяется через зоны высокой интенсивности напряжений, сброс напряжений в которых поддерживает его распространение;

- протяженность разрыва при землетрясении определяется аккумулятивной потенциальной энергией тектонических напряжений в предшествующем развитии сейсмотектонического процесса.

Благодарности. Авторы благодарны руководству ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН за предоставленные оборудование и материалы. Авторы выражают признательность рецензенту А.Ф. Еманову (Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (АСФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Новосибирск, Россия) за комментарии и редактору журнала «Геотектоника» М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН, г. Москва, Россия) за тщательную проработку и улучшение текста статьи.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России (№ 075-01349-23-00).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. — М.: Наука, 1975. 535 с.
2. *Динник А.Н.* Устойчивость арок. — М.: ОГИЗ ГОСТЕХИЗДАТ, 1946. 127 с.
3. *Добровольский И.П.* Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. — М.: Физматлит, 2009. 240 с.
4. *Есиков Н.П.* Современные движения земной поверхности с позиции теории деформации. — Новосибирск: Наука, СО РАН. 1991. 226 с.
5. *Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего востока России. — Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
6. *Зубков А.В.* Закон формирования природного напряженного состояния земной коры // Литосфера. 2016. № 5. С. 146–151.
7. *Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. — М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
8. *Маневич А.И., Шевчук Р.В., Лосев И.В., Кафтан В.И., Урманов Д.И., Шакиров А.И.* Определение и визуализация параметров движений и деформаций земной поверхности по данным ГНСС-наблюдений в среде Python 3 и QGIS 3 // Геодезия и картография. 2023. № 12. С. 17–26. Doi: <https://doi.org/10.22389/0016-7126-2023-1002-12-17-26>
9. *Морозов В.Н., Кафтан В.И., Татаринцев В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И., Мельников А.Ю.* Численное моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 (г. Напа, шт. Калифорния, США) // Геотектоника. 2018. № 5. С. 90–102. Doi: <https://doi.org/10.1134/S0016853X18040069>
10. *Морозов В.Н., Маневич А.И., Татаринцев В.Н.* Ретроспективный прогноз места и интенсивности двух сильных коровых землетрясений в Иране и Индии // Вулканология и сейсмология. 2023. № 3. С. 69–78. Doi: <https://doi.org/10.31857/S020303062370013X>
11. *Морозов В.Н., Татаринцев 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. Doi: <https://doi.org/10.1134/S0002333718040087>
12. *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. — М.: Наука. 1976. С. 9–27.
13. *Селин К.В.* Изменение первоначальных горизонтальных напряжений массива с глубиной в различных регионах мира // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 10. С. 297–301.
14. *Шерман С.И., Семинский С.А., 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, 1992. 258 с.
15. *Allen M.B., Macdonald D.I.M., Zhao X., Vincent S.J., Brouet-Menzies C.* Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai Basin, northern China // Marine and Petrol. Geol. 1997. Vol. 14. P. 951–972.
16. *Bouasla S.* The 1976 China, Tangshan earthquake $M_w=7.8$ mechanism in retrospect // J. Appl. Sci. 2009. Vol. 9. Is. 15. P. 2714–2724. Doi: <https://doi.org/10.3923/jas.2009.2714.2724>
17. *Butler R.S., Gordon S., Kanamori H.* The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake — A complex sequence

- of intraplate events // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1979. Vol. 69. No. 1. P. 207–220. Doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0690010207>
18. *Chen P.-S., Xiao L., Bai T.-X., Wang X.-L.* The environments shear stress field for the 1976 Tangshan earthquake sequence // *ACTA Seismologica Sinica*. 1994. Vol. 7. Vol. 4. P. 549–557. Doi: <https://doi.org/10.1007/BF02650740>
 19. *Feng X., Ma J., Zhou Y., England P., Parsons B., Rizza M.A., Walker R.T.* Geomorphology and paleoseismology of the Weinan fault, Shaanxi, Central China, and the source of the 1556 Huaxian earthquake // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. No. 12. Doi: <https://doi.org/10.1029/2019JB017848>
 20. *Grown E.T., Hoek E.* Trends in relations between measured in situ stresses with depth // *Int. J. of Rock Mechanics and Mining Sci.* 1978. Vol. 15. Is. 4. P. 211–215.
 21. *Guo H., Jiang W., Xie H.* Multiple faulting events revealed by trench analysis of the seismogenic structure of the 1976 $M_s=7.1$ Luanxian earthquake, Tangshan Region, China // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 147. P. 424–438. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2017.06.004>
 22. *Guo H., Zhao J.* The surface rupture zone and paleoseismic evidence on the seismogenic fault of the 1976 $M=7.8$ Tangshan earthquake, China // *Geomorphology*. 2019. Vol. 327. P. 297–306. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.006>
 23. *Li J.-H., Hao S.-J., Hu Y.-T.* Tectonic setting of the seismogeny of the 1976 Tangshan, China $M=7.8$ earthquake // *ACTA Seismologica Sinica*. 1998. Vol. 11. No. 5. P. 539–546. Doi: <https://doi.org/10.1007/s11589-998-0068-9>
 24. *Li Y., Du J., Wang X., Zhou X., Xie C., Cui Y.* Spatial variations of soil gas geochemistry in the Tangshan area of northern China // *Article in Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2013. Vol. 24. No. 3. P. 323–332. Doi: [https://doi.org/10.3319/TAO.2012.11.26.01\(TT\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2012.11.26.01(TT))
 25. *Li Z., Ni S., Roecker S., Bao F., Wei X., Yuen D.* Seismic imaging of source region in the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake sequence and its implications for the seismogenesis of intraplate earthquakes // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2018. Vol. 108. No. 3A. P. 1302–1313. Doi: <https://doi.org/10.1785/0120170389>
 26. *Liu K., Li Y., Nan Y., Liu B., Wang W.* Detailed shallow structure of the seismogenic fault of the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake, China // *Frontiers in Earth Sci.* 2022. Vol. 10. Doi: <https://doi.org/10.3389/feart.2022.946972>
 27. *Liu Y., Wang J., Chen J.-H., Li S., Guo B.* Seismogenic tectonic environment of 1976 Great Tangshan earthquake: results from dense seismic array observations // *Earth Sci. Frontiers*. 2007. Vol. 14. Is. 6. P. 205–213. Doi: [https://doi.org/10.1016/S1872-5791\(08\)60012-3](https://doi.org/10.1016/S1872-5791(08)60012-3)
 28. *Liu Y., Zhuang J., Jiang C.* Background seismicity before and after the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake: Is its aftershock sequence still continuing? // *Seism. Res. Lett.* 2021. Vol. 92. No. 2A. P. 877–885. Doi: <https://doi.org/10.1785/0220200179>
 29. *Mearns E., Sornette D.* A transfer fault complex to explain the geodynamics and faulting mechanisms of the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake China // *J. Asian Earth Sci.* 2021. Vol. 213. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2021.104738>
 30. *Qi J., Yang Q.* Cenozoic structural deformation and dynamic processes of the Bohai Bay basin province, China // *Marine and Petrol. Geol.* 2010. Vol. 27. P. 757–771. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.08.012>
 31. *Qu W., Gao Y., Zhang Q., Hao M., Wang Q.* Present crustal deformation and stress-strain fields of North China revealed from GPS observations and finite element modelling // *J. Asian Earth Sci.* 2019. Vol. 183. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2019.103959>
 32. *Ruihao L., Zhaozhu F.* Local gravity variations before and after the Tangshan earthquake ($M = 7.8$) and the dilatation process // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 97. Is. 1–4. P. 159–169. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90143-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90143-9)
 33. *Tian X., Gong J., Zhai Z.* Natural disasters and human capital accumulation: Evidence from the 1976 Tangshan earthquake // *Economics of Education Rev.* 2022. Vol. 90. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.econedurev.2022.102304>
 34. *Tian Z.-Y., Han P., Xu K.-D.* The Mesozoic-Cenozoic East China rift system // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 208. P. 341–363. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90354-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90354-9)
 35. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1994. Vol. 84. No. 4. P. 975–1002. Doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>
 36. *Yong-Ge W., Yong-Kui W., Zhi-Tong J., Shu-Zhong S., Zhao-Cai L., Fan Y., Tian F.* Rupture distribution of the 1976 Tangshan earthquake sequence inverted from geodetic data // *Chin. J. Geophys.* 2017. Vol. 60. No. 6. P. 583–601. Doi: <https://doi.org/10.1002/cjg2.30070>
 37. *Yu F., Koyi H.* Cenozoic tectonic model of the Bohai Bay Basin in China // *Geol. Magazine*. 2016. Vol. 153. Is. 5–6. P. 866–886. Doi: <https://doi.org/10.1017/S0016756816000492>
 38. *Zhang G., Ji Y., Guo H., Hu X.* Complex fault geometry of the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake source region in North China // *Tectonophysics*. 2022. Vol. 845. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229642>

Modeling of Stress-Strain State and Coseismic Effects of Epicentral Zone of Tangshan Earthquake (Southeastern China)

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

^a*Geophysical Center of Russian Academy Sciences, bld. 3, Molodezhnaya st., 119296 Moscow, Russia*

^b*University of science and technology (MISIS), bld. 4, Leninsky pr., 119049 Moscow, Russia*

**e-mail: ai.manevich@yandex.ru*

The paper presents the results of numerical modeling and analysis of stress-strain state of the epicentral zone of the strong earthquake in the north-east of China, which occurred on 27.07.1976 with $M_s=7.8$. Many present-day works continue to discuss the reasons for such a strong earthquake, which occurred in tectonic conditions – far from interplate boundaries, inside the Tangshan tectonic block bounded by tectonic faults. However, published new geodynamic, seismological, geophysical and geodetic data provide confidence in the determining role of fault tectonics in this region.

Based on the analysis of the results of modeling of the stress-strain state preceding the Tangshan earthquake with coseismic geophysical and geodetic data, we propose a model of earthquake rupture formation. The results of comparison of independent estimates of shear stresses with the results of modeling in the sources of strong earthquakes suggest that the areas of tectonic stress concentration are localized in the interfault rupture of the Tangshan fault, reaching maximum values at the termination of fault ruptures $\sigma_i \approx 50$ MPa и $\tau_{xy} \approx 20$ MPa. The hypocenter of the main seismic event (taking into account the error of coordinate determination) is located in the region of stress intensity 35–50 MPa and the ratio of main stresses $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \approx 8$ –10. It should be expected that these zones are the starting site of rupture, the extent of which depends on the amount of accumulated elastic potential energy of tectonic stresses in the adjacent region. For the Tangshan earthquake, this area corresponds to a high intensity of stresses exceeding 30 MPa in a band with a length more than 30 km and a width reaching 4.5 km.

Keywords: Tangshan earthquake, stress-strain state, fault, coseismic deformation, shear stress