

УДК 550.34.06; 550.34.01

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОГО РАЙОНА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 26.01.2001 г., $M=6.9$ (ИНДИЯ)

© 2016 г. В.Н. Морозов, А.И. Маневич

Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

Генетическая связь сильных тектонических землетрясений с разломной тектоникой континентальных районов дает основание полагать, что высокая интенсивность градиентных полей тектонических напряжений в локальных областях приводит к возникновению тектонических разрывов (сильных землетрясений) и последующей афтершоковой активности, включая косейсмические эффекты. В работе приведены результаты моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентральной зоны до и после сильного тектонического землетрясения, произошедшего 26.01.2001 г. на северо-западе Индии с $M=6.9$. При моделировании был применен авторский программный комплекс для расчета НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных системой тектонических разломов (в упругой постановке задачи) и использованы экспериментальные геолого-геофизические данные по Качинскому району Индии, включающие результаты сейсмологических исследований.

Показано, что области высокой интенсивности напряжений, которые сформировались в период, предшествующий землетрясению, определяют положение эпицентра события и локализацию сильных афтершоков с $M \geq 5$, а области сброшенных напряжений соответствуют площадям локализации более слабых афтершоков. Большинство афтершоков локализовано в области сброшенных статических напряжений, превышающих 5 МПа. При мощности сейсмогенерирующего слоя 25 км энергия сброшенных деформаций составляет $\sim 2 \cdot 10^{17}$ Дж, что на два порядка выше энергии сейсмических волн, выделившейся при распространении разлома во время землетрясения 26.01.2001 г.

По результатам моделирования эпицентральной зона возможного будущего сильного землетрясения (область высокой интенсивности напряжений) сместилась на юг.

Полученные результаты дают некоторую надежду на возможность прогноза мест локализации сильных землетрясений в сейсмоактивных районах на основе моделирования НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных тектоническими разломами.

Ключевые слова: моделирование, напряженно-деформированное состояние, сильные тектонические землетрясения, землетрясение, афтершоки, прогноз землетрясений.

Введение

Сейсмическая активность континентальных районов земного шара генетически связана с разломной тектоникой коры и определяется уровнем ее напряженно-деформированного состояния (НДС). В сейсмоактивных районах внешнее поле региональных тектонических напряжений создает локальные области концентрации напряжений, способствуя развитию современного разломобразования. При этом активные разломы (в основном кайнозойской эры) ассоциируются с очагами сильных тектонических землетрясений [Активные ..., 2014; Mian, 2007].

Возникновение локальных метастабильных областей, обусловленных неоднородностью напряженно-деформированного состояния и прочностью геологической среды, приводит к активному развитию сейсмичности, включая возникновение сильных

тектонических землетрясений [Соболев, 2014]. Часто положение эпицентров главных толчков связывается с зонами возможной концентрации напряжений в областях окончания и пересечения разломов, возникающих под воздействием внешнего поля тектонических напряжений. При этом афтершоковая активность сильных коровых землетрясений локализуется в интервале глубин 0–30 км, а протяженность вновь образованного разрыва достигает десятков километров.

После основного толчка при коровых землетрясениях, как правило, регистрируется один (закон Бота) или несколько сильных афтершоков с $M \geq 5$ и гипоцентрами, находящимися на одной глубине с гипоцентром основного толчка или ближе к земной поверхности. При этом предполагается, что большая часть сброшенной упругой энергии деформации выделяется в виде сейсмических волн во время основного толчка, а оставшаяся часть реализуется в виде афтершокового процесса.

В настоящее время нет единой точки зрения на процесс формирования и развития афтершоковой активности. Это относится и к вопросу о механизме возникновения повторных сильных землетрясений, которые нельзя назвать афтершоками, поскольку их магнитуда сопоставима с магнитудой основного толчка [Яновская, Серватович, 2011]. В связи с этим необходимо детальное изучение сеймотектонического процесса, включая анализ НДС эпицентральных зон. Гетерогенноблоковое строение земной коры и взаимовлияние тектонических разломов создают в поле тектонических напряжений локальные области градиентных полей напряжений, которые, в конечном счете, и определяют особенности сеймотектонического процесса в сейсмоактивных районах.

Математическое моделирование НДС блочной гетерогенной среды, нарушенной системой произвольно ориентированных и находящихся в поле внешних тектонических напряжений разломов, позволяет выделять области повышенной энергонасыщенности геологической среды до и после сильных коровых землетрясений (т.е. до и после образования протяженного разлома) и рассматривать их как области возможных будущих сильных сейсмических событий.

Хорошо известна возникающая при моделировании проблема адекватного представления модели тектонического разлома в механике сплошной среды – трещина, сейсмодислокация, разрыв, трещина [Осокина, Яковлев, Войтенко, 2008]. Существует также неопределенность при выборе ширины разломной зоны и упругих параметров диспергированного материала [Кочарян, 2014]. Тем не менее, имеющиеся геологические данные и результаты моделирования разломных зон позволяют принять ширину протяженных разломов в интервале от нескольких сотен метров до 1.5–2 км [Шерман и др., 1992; Шебалин, 1992; Рогожин, 2000].

Предмет представляемого в настоящей работе анализа – результаты моделирования НДС района на северо-западе Индии, где 26.01.2001 г. произошло землетрясение с $M=6.9$ и гипоцентром на глубине 16 км. Выбор района обусловлен высокой степенью изученности особенностей сейсмического процесса в нем и доступностью результатов обработки данных *GPS*-наблюдений, сейсмотомографических исследований очаговой зоны и моделирования НДС эпицентральной зоны названного землетрясения. Моделирование НДС было выполнено для временных периодов до и после названного сильного события.

При моделировании использовались данные о геологическом строении района, структурно-тектоническая схема разломной тектоники, современные представления о направлении доминирующих тектонических сил на основе изучения механизма очагов землетрясений и *GPS*-наблюдений, а также результаты расчетов сброшенных напряжений в афтершоках, величины которых достигают 26.7 МПа.

Установленная связь между зонами концентрации тектонических напряжений и локализации эпицентров главного толчка и областями последующих афтершоков может рассматриваться как возможная методическая основа прогноза пространственного развития тектонического процесса в районах, сейсмичность которых связана с активными разломами земной коры.

Метод расчета напряженно-деформированного состояния блочных гетерогенных массивов

В работе [Shikha, Gahalaut, Vipul, 2005] приведены результаты расчета напряжений в области сейсмодислокации, моделирующей плоскость разрыва землетрясения 26.01.2001 г. в предположении, что эти напряжения – спусковой механизм афтершокового процесса (триггер-эффект). Полученные при расчетах напряжения составляют менее 0.2 МПа и слишком малы, чтобы вызвать самопроизвольное разрушение геологической среды. В связи с этим есть основания предположить, что концентрация напряжений в афтершоковой области, по крайней мере, сопоставима с внешним полем тектонических напряжений.

Программный комплекс расчета НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных системой тектонических разломов, в двумерной постановке был описан ранее в ряде работ (см., например, [Морозов и др., 2008; Колесников, Морозов, Татаринов, 2011; Морозов, Колесников, Татаринов, 2011; Morozov, Kolesnikov, Tatarinov, 2012]). Метод расчета основан на представлении о гетерогенной упругоизотропной блочной среде, нарушенной тектоническими разломами с более низкими модулями упругости по сравнению с блоками, находящимися во внешнем поле тектонических напряжений.

В настоящей работе моделируется однородный упругоизотропный горизонтальный слой, мощность которого существенно меньше его линейных размеров. Слой нарушен системой вертикальных разломов, длина и ширина которых при расчетах рассматриваются как независимые величины. При моделировании под разломом (в отличие от сейсмодислокации) понимается протяженная зона (частично диспергированного материала), адекватная системе кулисообразных разломов; ширина зоны составляет около 1 км, модуль упругости в ней существенно ниже модуля упругости пород окружающего массива.

Расчет НДС массива производится методом конечных элементов в форме перемещений на основе четырехугольных изопараметрических элементов. Выбор метода обусловлен как условиями минимизации полной потенциальной энергии деформации для всего массива, так и эффективностью его компьютерной реализации.

Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя (согласно модели обобщенного плоского напряженного состояния в форме закона Гука):

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

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 материальная неоднородность (разлом) в упругоизотропную модель слоя в виде

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

При моделировании НДС геологического массива на основе имеющихся геолого-геофизических данных в системе координат ux (ось y направлена на север, ось x – на восток) задается внешнее поле тектонических напряжений. Анализируются карты распределения величины компонент осредненных интегральных напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} и интенсивности напряжений σ_i :

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

Интенсивность напряжений является показателем энергонасыщенности фрагмента геологической среды, так как потенциальная энергия формоизменения выражается как

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

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

В приложении к сейсмическому процессу при формировании разлома происходит сброс энергии (в упругой постановке задачи):

$$\Delta U = \frac{(1 + \bar{\mu})\Delta h}{3\bar{E}} \left(\iint_{s_\sigma} \langle \sigma_i \rangle_I^2 dx dy - \iint_{s_\sigma} \langle \sigma_i \rangle_{II}^2 dx dy \right), \quad (5)$$

где $\langle \sigma_i \rangle_I$, $\langle \sigma_i \rangle_{II}$ – интенсивность напряжений до (I) и после (II) образования разлома; Δh – мощность сейсмогенерирующего слоя; s_σ – площадь области сброшенной энергии деформации.

Величины сброшенной энергии статических напряжений сопоставлялись с энергией упругих волн при образовании тектонического разлома.

Структурно-тектоническая схема района рассматриваемого землетрясения и основные результаты сейсмологических исследований

Структурно-тектоническая модель НДС района землетрясения (рис. 1) основана на приводимой в работе [Reddy, Sunil, 2008] схеме разломной тектоники территории, в которую входит район Бхудж, расположенный на северо-западе Индии и являющийся областью высокой сейсмической активности. С разломной тектоникой района связан ряд сильных тектонических землетрясений, произошедших за последние двести лет. Протяженные разломы, такие как *Nagar Parkar Fault* (на рис. 1 не обозначен) на севере района и *Kutch Mainland Fault (KMF)* на юге, имеют субширотное простирание, как и менее протяженные разломы (*North Wagad Fault (NWF)*, *South Wagad Fault (SWF)* и др.). По данным геофизических исследований, поверхность кристаллического фундамента залегает на глубине от 2 до 5 км; средняя глубина границы Мохо составляет ~35–43 км [Koyal, Mukhopadhyay, 2006].

Результаты *GPS*-наблюдений в рассматриваемом районе и анализ механизмов очагов сильных землетрясений, произошедших в нем, указывают на то, что доминирующим направлением осей максимальных сжимающих напряжений является направление

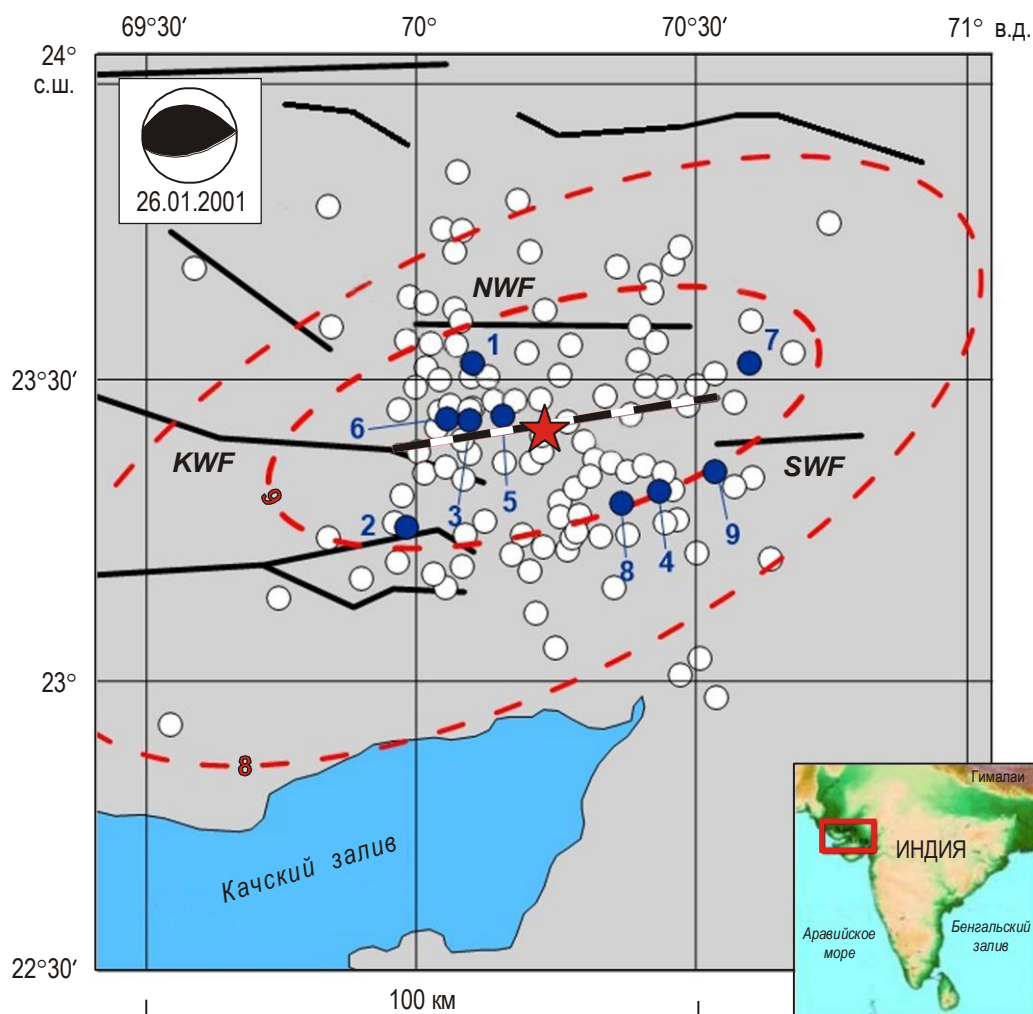


Рис. 1. Схема разломной тектоники и сейсмичности эпицентральной зоны землетрясения 26.01.2001 г. Сплошные черные линии – основные тектонические разломы: *KMF* – *Kutch Mainland Fault*, *SWF* – *South Wagad Fault*, *NWF* – *North Wagad Fault*; штриховая – предполагаемый разлом после землетрясения 26.01.2001 г.; кружки – эпицентры афтершоков (заливкой выделены эпицентры афтершоков с $M > 5$; цифры возле залитых кружков – номера афтершоков, соответствующие приводимой ниже таблице); штриховые красные линии – изосейсты с указанием балльности. На врезках – положение исследуемого района на карте Индии (внизу) и механизм землетрясения 26.01.2001 г. (вверху)

с севера на юг. Преобладают механизмы очагов землетрясений, соответствующие взбросо-сдвигу с крутым падением сейсмогенных разрывов [Rapolu, Mandal, 2014].

Положение изосейст, соответствующих основному разрыву землетрясения 26.01.2001 г., приводятся по [Sinvhal et al., 2003; Narula, Chaubey, 2004]. Афтершоки с $M > 2$, эпицентры которых изображены кружками на рис. 1, зарегистрированы в период с 26.01.2001 по 03.02.2001 г., в который согласно [Reddy, Sunil, 2008] произошло всего 1428 таких событий. В тот же период были зарегистрированы афтершоки с $M \geq 5$ (залитые кружки на рис. 1).

Основные параметры и глубина гипоцентров главного толчка землетрясения 26.01.2001 г. и наиболее сильных афтершоков приведены в таблице (использованы данные *ISC*). Обращает на себя внимание то, что первые пять сильнейших афтершоков с $M \geq 5$ были зарегистрированы в течение четырех часов после основного толчка.

Очаговые параметры землетрясения 26.01.2001 г. и его афтершоков (ISC)

Событие	Дата	Время чч:мм:сс.с	Широта φ °с.ш.	Долгота λ °в.д.	Глубина очага H , км	M
Главный толчок	26.01.2001 г.	03:16:40.2	23.442	70.31	16	6.9
1	26.01.2001 г.	03:33:31.8	23.522	70.076	24.9	5.3
2	26.01.2001 г.	03:58:59.4	23.246	69.947	10	5.0
3	26.01.2001 г.	04:23:42.3	23.421	70.119	10	5.1
4	26.01.2001 г.	04:48:14.8	23.348	70.441	10	5.0
5	26.01.2001 г.	06:04:51.5	23.431	70.216	10	5.0
6	26.01.2001 г.	07:32:28.0	23.425	70.096	3.3	5.3
7	28.01.2001 г.	01:02:10.7	23.532	70.598	10	5.9
8	03.02.2001 г.	01:37:28.9	23.36	70.387	3.9	5.1
9	03.02.2001 г.	03:04:32.7	23.66	70.52	10	5.3

Примечание. В первом столбце 1–9 – номера афтершоков.

Более 80 % афтершоков, зарегистрированных в период с 26.01.2001 г. по 03.02.2001 г., имели очаги на глубинах от 5 до 28 км [Kayaal, Mukhopadhyay, 2006]. Величина сброшенных напряжений в афтершоках вне зависимости от глубины их гипоцентров достигала 10–12 МПа при максимальном значении 26.7 МПа [Rapolu, Mandal, 2014].

Сейсмотектоническая модель очаговой зоны землетрясения 26.01.2001 г. [Kayaal, Mukhopadhyay, 2006], которая использовалась при моделировании НДС эпицентральной зоны, приведена на рис. 2.

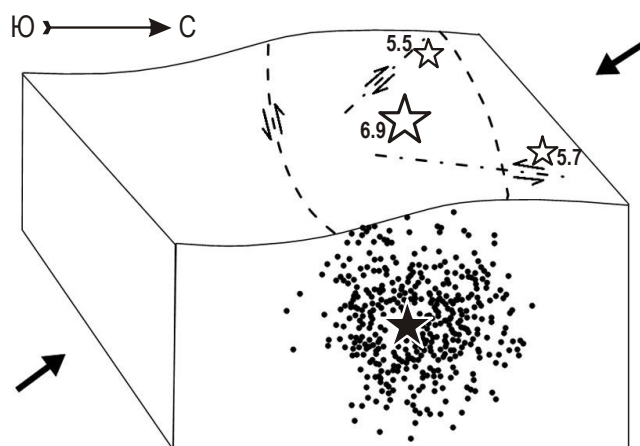


Рис. 2. Сейсмотектоническая модель землетрясения 26.01.2001 г. [Kayaal, Mukhopadhyay, 2006]. Штриховые линии – основные тектонические разломы; стрихпунктирные – оси предполагаемых линейных элементов с указанием направлений сдвига; большая звездочка с заливкой – гипоцентр землетрясения, без заливки – эпицентр этого события; малые звездочки без заливки – эпицентры сильных афтершоков; кружки – гипоцентры афтершоков. Цифры возле звездочек – значения магнитуд событий

Механизмы очагов афтершоков, зарегистрированных к востоку от эпицентра главного толчка, соответствуют левостороннему сдвигу, к западу – правостороннему (см. рис. 2). И основной толчок, и все сильные афтершоки, за исключением первого, зарегистрированы в интервалах глубин 3–10 км (см. таблицу).

Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны землетрясения 26.01.2001 г. до и после события

На первом этапе было проведено моделирование НДС фрагмента геологической среды площадью $\sim 150 \times 150 \text{ км}^2$ (см. рис. 1), представляемого в виде однородного упругоизотропного слоя, нарушенного системой тектонических разломов.

При мощности приразломных зон тектонической деструкции, составляющей 0.8 км, падение разломов считалось вертикальным. Геологическая среда слоя рассматривалась как однородная и упругоизотропная с модулем упругости $E=8 \cdot 10^3$ МПа и коэффициентом Пуассона $\mu=0.25$. Принято, что диспергированная среда тектонических разломов в модели имеет модуль упругости на два порядка ниже. При наличии достоверных данных в расчетную схему может быть внесена поправка.

Механизм очагов сильных землетрясений и приведенные значения максимальных сброшенных напряжений в афтершоках землетрясения 26.01.2001 г., достигающих 26.7 МПа [Reddy, Sunil, 2008], могут быть основанием для выбора напряжений $\sigma_{yy}=-30$ МПа с осью, направленной вдоль меридиана. Действующее напряжение σ_{xx} принято в предположении наличия бокового отпора, равного $\frac{\mu}{1-\mu} \sigma_{33} = -10 \text{ МПа} = \sigma_{11}$, где $\mu=0.25$.

Ниже на рис. 3 представлены карты, характеризующие поле тектонических напряжений исследуемого района до землетрясения, т.е. до образования протяженного разлома – карта интенсивности напряжений в эпицентральной зоне (рис. 3, а) и карта напряжений сдвига (рис. 3, б).

На общем фоне полученных значений σ_i , лежащих в пределах до 25–30 МПа, выделяются вытянутые зоны повышенных значений σ_i в окончаниях разломов *KMF*, *NWF* и *SWF* (см. рис. 3, а). В этих зонах интенсивность напряжений достигает 65 МПа и выше. Можно предположить, что зоны высокой концентрации σ_i являются зонами зарождения нового разлома, не исключая возможность нового разрыва в области максимального градиента интенсивности напряжений [Морозов и др., 2008; Морозов, Колесников, Татаринов, 2011].

На рис. 3, б в эпицентральной зоне землетрясения выделяются две зоны повышенных напряжений сдвига (на западе и на востоке относительно эпицентра землетрясения 26.01.2001 г.), которые достигают ~ 20 МПа противоположных знаков. В эпицентре будущего землетрясения $\sigma_{yy} \approx -32$ МПа, $\sigma_{xx} \approx -15$ МПа.

На следующем этапе было рассчитано НДС эпицентральной зоны с учетом разлома, образовавшегося в результате землетрясения (см. рис. 1). Положение и длина сейсмогенерирующего разлома определялась по методике Н.В. Шебалина [1997] – протяженность разлома – ~ 60 км (использована девятибалльная изосейста), простирание – 85° . Падение разлома принято вертикальным. Фактически использована сеймотектоническая модель очаговой зоны, приведенная в работе [Reddy, Sunil, 2008] и представленная на рис. 2. На рис. 4 приведены карты интенсивности напряжений σ_i (рис. 4, а) и напряжений сдвига τ_{xy} (рис. 4, б) после образования разлома.

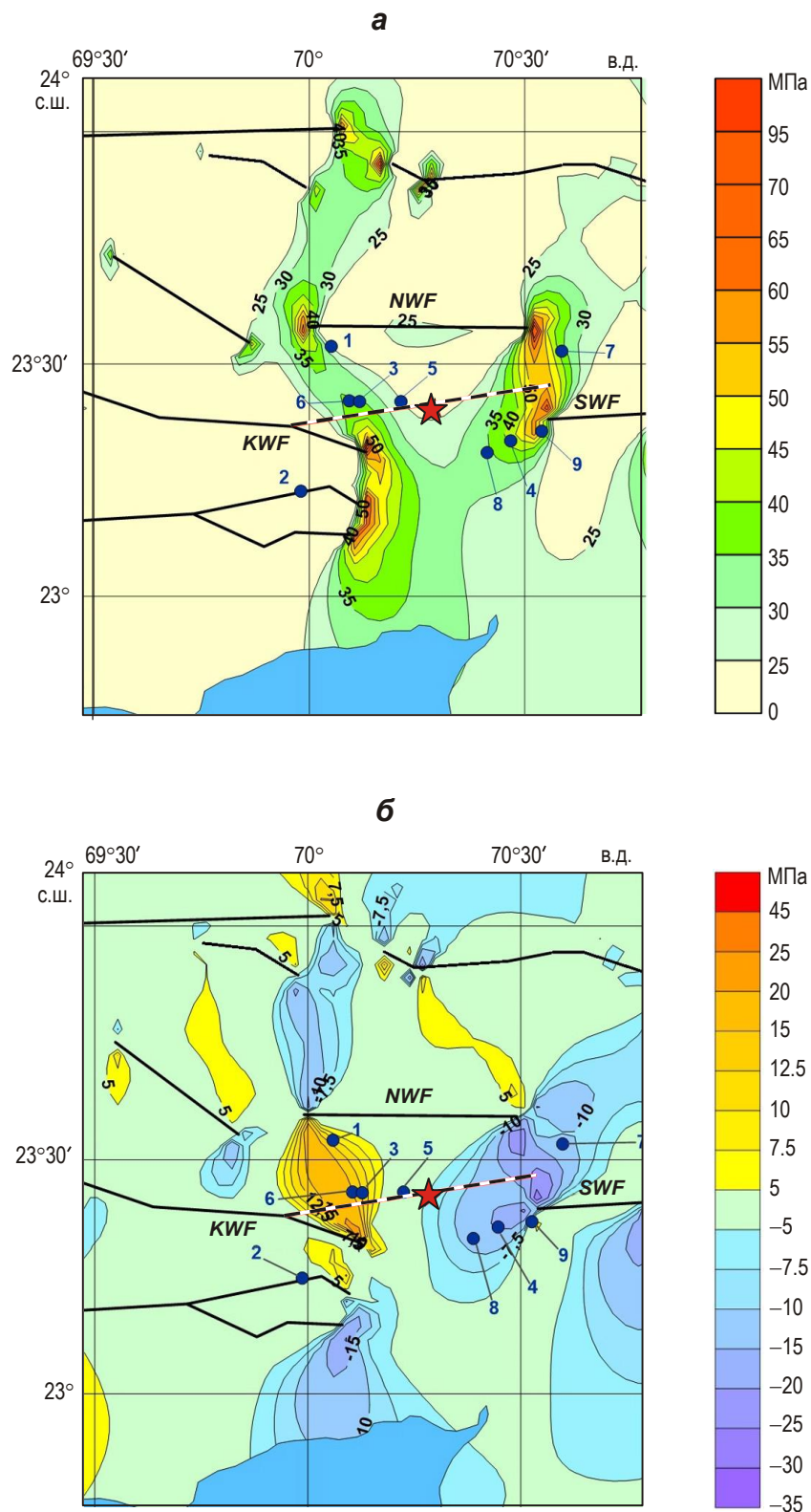


Рис. 3. Карты интенсивности напряжений в эпицентральной зоне (а) и напряжений сдвига (б) до образования главного разлома (синие кружки – афтершоки с $M \geq 5$, см. таблицу)

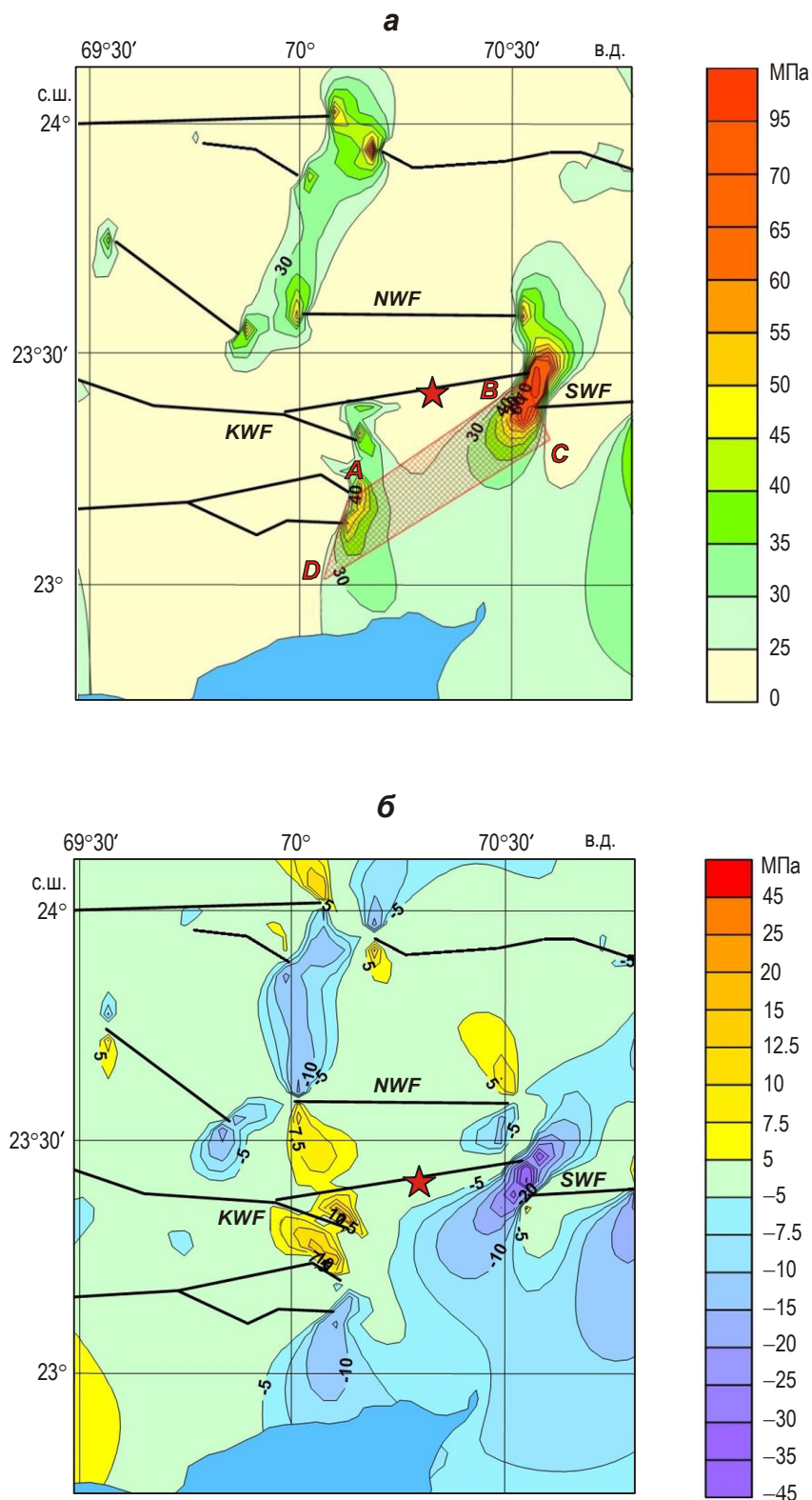


Рис. 4. Карты интенсивности напряжений (а) и напряжений сдвига (б) после образования разлома ABCD на а – граница зоны возможного нового сильного землетрясения

После образования разлома НДС эпицентральной зоны существенно изменилось. На рис. 5 приведена карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$, вычисленная по формуле (5). Максимальные значения сброшенных напряжений σ_i достигают 20 МПа. Две области локализации афтершоков, зарегистрированных к западу и востоку от эпицентра землетрясения в первую неделю после главного толчка (1428 афтершоков), расположены в зонах максимальной сброшенной интенсивности напряжений в диапазоне от 10 до 20 МПа.

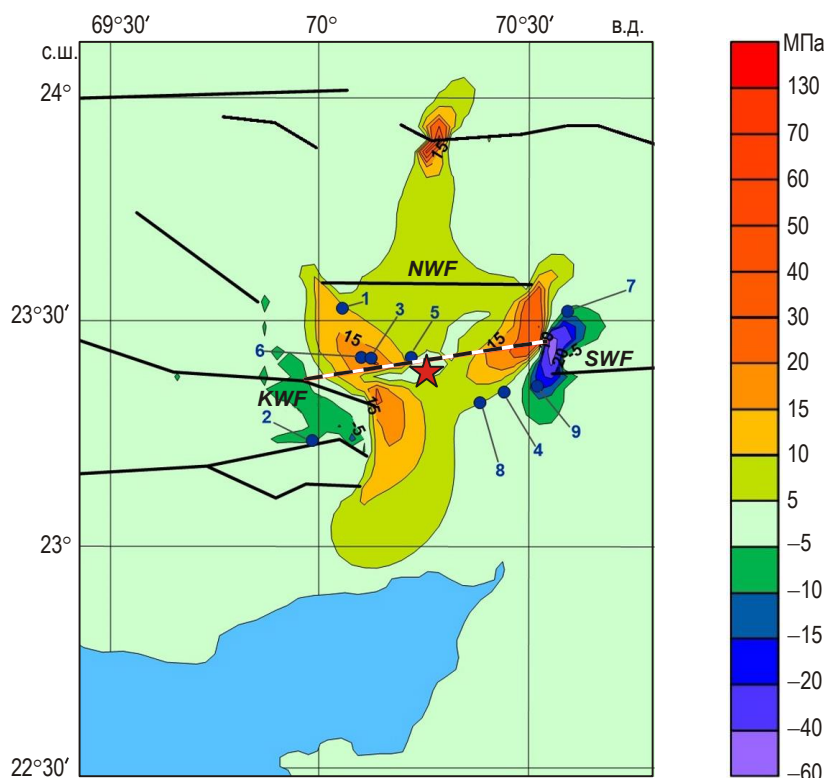


Рис. 5. Разность интенсивности напряжений до и после образования разлома. Справа шкала абсолютных величин разностей, МПа; другие условные обозначения см. на рис. 1

Диапазон сброшенной интенсивности напряжений 0–5 МПа занимает существенно большую площадь. Вместе с тем, к западу и востоку от эпицентра землетрясения имеется область прироста интенсивности напряжений (см. рис. 5).

При объеме сейсмогенерирующего слоя $\Delta V = S_0 \Delta h \approx 6 \cdot 10^4 \text{ км}^3$, где S_0 – площадь сброшенной интенсивности напряжений; Δh – мощность сейсмогенерирующего слоя, равная 25 км, величина энергии сброшенных статических напряжений ΔU составляет $\sim 2 \cdot 10^{17}$ Дж при принятой средней величине $\langle \bar{\sigma}_i \rangle = 10$ МПа. Это существенно выше энергии сейсмических волн, определяемой по формуле $M = \frac{2}{3} [\lg E_s - 4.8]$, где M – магнитуда землетрясения; E_s – выделившаяся сейсмическая энергия. Принимая для данного землетрясения $M=6.9$, получим $E_s = 10^{15}$ Дж.

Сброшенная энергия рассчитанных статических напряжений определяется как

$$\Delta U = E_c + E_d + E_a, \quad (6)$$

где E_c – выделившаяся энергия сейсмических волн; E_d – энергия, затраченная на образование поверхности разлома и диспергацию геоматериала внутри разломной зоны, включая тепловые потери; E_a – остаточная энергия, реализуемая в процессе афтершоковой активности. При этом следует подчеркнуть, что E_c включает в себя сброшенную потенциальную энергию упругих деформаций в объеме (как минимум) афтершокового процесса во время землетрясения, т.е. во время образования протяженного разлома. Принимая во внимание реальную нелинейность упругих свойств геологической среды, следует допустить, что афтершоковая активность эпицентральной зоны связана как с релаксацией напряжений, сформировавшихся до момента главного толчка, и с последующим становлением нового поля тектонических напряжений после, так и с вкладом диспергации среды в процесс афтершоковой активности.

Можно предположить, что сброс напряжений в эпицентральной зоне землетрясения приводит к изменению гидрогеологического режима подземных вод. Переток подземных вод в области частично сброшенных напряжений приводит к активизации афтершокового процесса, который затухает по мере сброса напряжений, накопленных до основного толчка.

Максимальные сброшенные напряжения после формирования основного разрыва составляют

$$\begin{aligned} \langle \Delta\sigma_{yy} \rangle_{\max} &= 30 \text{ МПа}, \\ \langle \Delta\sigma_{xx} \rangle_{\max} &= 16 \text{ МПа}, \\ \langle \Delta\tau_{xy} \rangle_{\max} &= 12 \text{ МПа}. \end{aligned}$$

Полученный результат сопоставим с расчетами сброшенных напряжений в очагах афтершоков по спектральным характеристикам сейсмических волн, представленным в Максимально сброшенные напряжения достигают 27.5 МПа [Kaya, Mukhopadhyay, 2006].

В локальных зонах напряжения после основного толчка возрастают – $\Delta\sigma_{yy}=10$ МПа, $\Delta\sigma_{xx}=20$ МПа, $\Delta\tau_{xy}=12-14$ МПа.

Перераспределение напряжений после образования разрыва не является мгновенным, его активная стадия соответствует времени активации афтершоков и продолжается, по крайней мере, в процессе афтершоковой активности. Реальная нелинейность упругих свойств блоковой среды допускает возможность криппа [Беньофф, 1961], а, следовательно, и растянутого во времени компенсационного процесса НДС эпицентральной зоны. Важно подчеркнуть, что мгновенный сброс напряжений во время образования протяженного разрыва способствует развитию деструкции предварительно напряженных зон, где уровень концентрации напряжений близок к критическому.

Сильные события, зарегистрированные с $M \geq 5$ в течение первых четырех часов после главного толчка (см. табл. 1), ассоциируются с зонами сброшенной интенсивности напряжений и максимальными касательными напряжениями, рассчитанными в модели НДС эпицентральной зоны до землетрясения (см. рис. 3). Можно предположить, что сброшенные напряжения шарового тензора способствуют реализации накопленных напряжений до основного толчка.

Афтершоковая активность эпицентральной зоны, зарегистрированная в течение недели после основного толчка (см. рис. 1), соответствует зонам сброшенной интенсивности напряжений и максимальным зонам напряжений сдвига к востоку и западу от эпицентра землетрясения.

Механизмы афтершоков, зарегистрированных к востоку от эпицентра главного толчка, соответствуют правостороннему сдвигу, к западу – левостороннему [Reddy, Sunil, 2008]. Полученные расчетные значения напряжений сдвига в этих зонах соответствуют экспериментальным данным (см. рис. 2 и 3, б).

Предельная энергоемкость элемента объема геологической среды при фоновой интенсивности напряжений ~ 25 МПа составляет $\sim 3.2 \cdot 10^4$ эрг. Следовательно, при значениях выше этой величины следует ожидать развития деструкции геологической среды и, соответственно, изменения НДС исследуемой площади.

Заключение

Сознавая, что термин “моделирование НДС эпицентральной зоны землетрясения” не является в полной мере корректным в силу ряда сделанных допущений и предположений – от принятой структурно-тектонической схемы района ориентации “плоскости разрыва” до ограничений используемого метода моделирования НДС блочных гетерогенных массивов – авторы полагают, что совокупность полученных результатов дает надежду на некоторую физико-механическую адекватность модели НДС состояния эпицентральной зоны землетрясения 26.01.2001 г. на северо-востоке Индии ($M=6.9$) до и после основного толчка.

В связи с этим становится очевидным, что образовавшийся тектонический разлом существенно меняет НДС моделируемой площади. Анализ изменившегося НДС дает возможность определить места вероятного возникновения новых сильных тектонических землетрясений, по крайней мере, в рамках постановки геофизических исследований в прогнозных целях.

Полученные результаты дают некоторое основание предположить, что новое НДС эпицентральной зоны землетрясения 26.01.2001 г. с $M=6.9$ (после образования протяженного тектонического разлома) включает опасные зоны, которые формируются в процессе длительной подкачки энергии региональным полем тектонических напряжений. Логично предположить также, что область будущего тектонического события сместилась на юг (см. рис. 4, зона ABCD), т.е. сброшенные напряжения в результате образования разлома 26.01.2001 г. должны быть скомпенсированы внешним полем тектонических напряжений до некоторого предельного критического уровня.

Благодарности

Авторы признательны члену-корреспонденту РАН Г.А. Соболеву, доктору физико-математических наук А.Д. Завьялову, а также рецензенту, профессору С.И. Шерману за сделанные ими критические замечания.

Авторы благодарят своих коллег кандидата физико-математических наук Н.А. Сергееву и Л.П. Забаринскую за помощь при подготовке статьи к печати.

Литература

- Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы // Материалы XIX научно-практической конференции с международным участием. Воронеж: Научная книга, 2014. С.80–85.
- Беньофф Г. Механизм и характеристики деформаций разрыва Уайт-Вулф, выявленные при изучении последовательности афтершоков // Слабые землетрясения. М.: ИЛ, 1961. С.211–219.

- Колесников И.Ю., Морозов В.Н., Татаринов В.Н. Программа для расчета напряженно-деформированного состояния в массиве горных пород на основе гетерогенного конечно-элементного моделирования “GEODYN 1.0”: Свид. о гос. рег. № 2011614290. 2011.
- Кочарян Г.Г. Масштабный эффект в сейсмотектонике // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. С.353–385.
- Морозов В.Н., Колесников И.Ю., Белов С.В., Татаринов В.Н. Напряженно-деформированное состояние Нижнеканского массива – района возможного захоронения радиоактивных отходов // Геоэкология. 2008. № 3. С.232–243.
- Морозов В.Н., Колесников И.Ю., Татаринов В.Н. Моделирование уровней опасности напряженно-деформированного состояния в структурных блоках Нижнеканского гранитоидного массива (к выбору участков захоронения радиоактивных отходов) // Геоэкология. 2011. № 6. С.524–542.
- Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л., Войтенко В.И. Изучение влияния тектонического разрыва как объекта, объединяющего мегатрещину, ее поля (напряжений, деформаций), и вторичные структуры (тектонофизический анализ) // Проблемы тектонофизики. 2008. С.89–102.
- Рогожин Е.А. Тектоника очагов сильных землетрясений Северной Евразии XX столетия // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 1. С.37–62.
- Соболев Г.А. Сейсмический шум. М.: Наука и образование, 2014. 271 с.
- Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. Избранные труды. М.: Изд-во Академии горных наук, 1997. 542 с.
- 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.
- Яновская Т.Б., Серватович А.С. Особенности сейсмичности перед повторным землетрясением // Вопросы геофизики. 2011. № 44. С.27–33.
- Kayal J.R., Mukhopadhyay S. Seismotectonics of the 2001 Bhuj earthquake (Mw 7.7) in western India: Constraints from aftershocks // Geophys. J. Inter. 2006. V. 10, N 1. P.45–57.
- Mian Liu, Zhengkang Shen, Shimin Wang, Min Wang, Yongge Wan. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics // The Geological Society of America. 2007. N 425. P.299–318.
- Morozov V.N., Kolesnikov I.Yu., Tatarinov V.N. Modeling the Hazard Levels of Stress-Strain State in Structural Blocks in Nizhnekanskii Granitoid Massif for Selecting Nuclear Waste Disposal Sites // Water Resources. 2012. V. 39. P.756–769.
- Narsaiiah Rapolu, Prantik Mandal. Source parameters of the 2001 Mw 7.7 Bhuj earthquake, Gujarat, India, aftershock sequence // Journal of the Geological Society of India. 2014. V. 83, Is. 5. P.517–531.
- Narula P.I., Chaubey S.K. Macro seismic surveys for the Bhui (India) earthquake. 2001. URL <http://www.Nicee.org/NICEE/Gujarat/narula.htm>.
- Reddy C.D., Sunil P.S. Post-seismic crustal deformation and strain rate in Bhuj region, western India, after the 2001 January 26 earthquake // Geophys. J. Inter. 2008. V. 172, Is. 2. P.593–606. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2007.03641.x.
- Sinvhal A., Bose P.R., Prakash V., Bose A., Sara A.K., Sinvha H.L. Iseismals for the Kutch earthquake of 26th January 2001 // Journal of Earth System Science. 2003. V. 112, Is. 3. P.375–383.
- Shikha Rajput, Gahalaut V.K., Vipul K. Sahu Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquakes // Current science. 2005. N 88. P.576–588.

Сведения об авторах

МОРОЗОВ Владислав Николаевич – доктор технических наук, профессор, главный научный сотрудник, Геофизический центр РАН. 119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3. Тел.: +7(495) 930-56-39. E-mail: morozov@wpcb.ru

МАНЕВИЧ Александр Ильич – младший научный сотрудник, Геофизический центр РАН. 119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3. Тел.: +7(495) 930-56-39. E-mail: alm-94@yandex.ru

MODELING STRESS-STRAIN STATE IN THE EPICENTRAL ZONE OF THE EARTHQUAKE 26.01.2001, M=6.9 (INDIA)

V.N. Morozov, A.I. Manevich

Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The genetic linkage of strong earthquakes with fault tectonics in continental regions gives grounds to assume that the high intensity gradient fields of tectonic stresses in local areas lead to tectonic ruptures (earthquakes) and following aftershock activity including co-seismic effects. We present the results of modeling of stress-strain state (SSS) in the epicentral zone before and after the strong tectonic earthquake 26.01.2001, M=6.9 in the north-western India. For this purpose, we used the author's software package of SSS calculation for heterogeneous blocks disturbed by a system of tectonic faults (elastic formulation of the problem). The calculations were based on the experimental geological, geophysical, and seismological data available for this region.

It is shown that areas of high stresses that were formed before the earthquake determine the epicenter position and location of strong aftershocks with $M \geq 5$, whereas the stress drop areas correspond to location of weaker aftershocks. The majority of aftershocks are concentrated in the region of static stress drops exceeding 5 MPa. Assuming the thickness of seismogenic layer equal to 25 km, the energy released is $\sim 2 \cdot 10^{17}$ J, which exceeds the energy of seismic waves radiated in the rupture process of the 2001 earthquake by two orders.

The results of modeling indicate that the epicentral zone of the possible future strong earthquake corresponding to high stress area moves to the south. The results obtained can contribute to the possibility of forecasting the locations of strong earthquakes in seismically active regions based on SSS modeling of heterogeneous blocks disturbed by tectonic faults.

Keywords: modeling, stress-strain state, strong tectonic earthquakes, earthquake, aftershocks, forecast of earthquakes.

References

- Active faults and their implications for seismic hazard assessment: state of the XIX), *Materialy XIX nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem* (Materials of scientifically-practical conference with international participation), Voronezh: «Nauchnaya kniga», 2014, pp. 80 – 85, (in Russ.).
- Benioff H., Mechanism and characteristics of strains White Wolf gap detected in the study of the sequence of aftershocks, *Slabye zemletryaseniya* (Weak earthquakes), Moscow: 1961, pp. 211 – 219, (in Russ.).
- Kayal J.R. and Mukhopadhyay S., Seismotectonics of the 2001 Bhuj earthquake (Mw 7.7) in western India: Constraints from aftershocks, *Geophys. J. Int.*, 2006, vol.10, no. 1, pp. 45 - 57.
- Kochoryan G.G. The scale effect in seismotectonics, *Geodinamika i tektonofizika* (Geodynamics and Tectonophysics). Irkutsk: 2014, no. 5, pp. 353 – 385, (in Russ.).
- Kolesnikov I. Yu., Morozov V. N., and Tatarinov V. N. Certificate of state registration №2011614290 *Program to calculate the stress-strain state in the rock mass on the basis of heterogeneous finite element modeling «GEODYN 1.0»*, 2011.
- Mian Liu, Zhengkang Shen, Shimin Wang, Min Wang, and Yongge Wan. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics, *The Geological Society of America*, 2007, Special Paper 425, pp. 299 – 318.

- Morozov V. N., Kolesnikov I. Yu., and Tatarinov V. N. Modeling the Hazard Levels of Stress-Strain State in Structural Blocks in Nizhnekanskii Granitoid Massif for Selecting Nuclear Waste Disposal Sites, *Water Resources*, 2012, vol. 39, no. 7, pp. 756 – 769.
- Morozov V. N., Kolesnikov I. Yu., Belov S.V., and Tatarinov V.N. Stress-strain state Nizhnekansky massif - the area of possible disposal of radioactive waste), *Geoekologiya* (Geoecology), Moscow, 2008, no. 3, pp. 232 – 243, (in Russ.).
- Morozov V. N., Kolesnikov I. Yu., and Tatarinov V. N. Modeling of hazard levels of the stress-strain state in structural units Nizhnekansky granitoid massif (to the choice of radioactive waste disposal sites, *Geoekologiya* (Geoecology), Moscow, 2011, no. 6, pp. 524 – 542 (in Russ.).
- Narsaiah Rapolu and Prantik Mandal. Source parameters of the 2001 Mw 7.7 Bhuj earthquake, Gujarat, India, aftershock sequence, *Journal of the Geological Society of India*, 2014, vol.83, Issue 5, pp. 517 - 531.
- Narula P.I. and Chaubey S.K. *Macroseismic surveys for the Bhui (India) earthquake*, 2004.
- Osokina D.N., Yakovlev F.L., and Voytenko V.I., Study of tectonic fracture influence as an object that combines magatreschinu her field (stresses, strains), and secondary structures (tectonophysical analysis), *Problemy tektonofiziki* (Problems tectonophysics). Moscow: 2008, pp. 89 – 102 (in Russ.).
- Reddy C. D. and Sunil P. S., Post-seismic crustal deformation and strain rate in Bhuj region, western India, after the 2001 January 26 earthquake, *Geophys. J. Int.*, 2008, vol.172, Issue 2, pp. 593 – 606, 2008. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2007.03641.x.
- Rogozhin Ye.A. Tectonics of strong earthquakes of Northern Eurasia XX century, *Rossiyskiy zhurnal nauk o Zemle* (Russian Journal of Earth Sciences), Moscow, 2000, vol. 2, no. 1, pp. 37 – 62, (in Russ.).
- Shebalin N.V. *Sil'nyye zemletryaseniya* (Strong earthquakes). Izbrannyye trudy. Moscow: Izdvo Akademii gornykh nauk, 1997.
- Sherman S. I. and other, *Razlomoobrazovaniye v litosfere: zony sdviga* (Faulting in the lithosphere: shear zones), Novosibirsk: Nauka, 1992, (in Russ.).
- Sinvhal A., Bose P. R., Prakash V., Bose A., Sara A. K., and Sinvha H. I. Isoleismals for the Kutch earthquake of 26th January 2001, *Journal of Earth System Science*, 2003, vol.112, Issue 3, pp. 375 - 383.
- Shikha Rajput, V.K. Gahalaut and Vipul K. Sahu Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquakes, *Current science*, 2005, no. 88, pp. 576 – 588.
- Yanovskaya T.B. and Servatovich A.S., Features of seismicity before the earthquake, *Voprosy geofiziki* (Questions geophysics), 2011, no. 44, pp. 27 – 33, (in Russ.).