

УДК 550.34.06;550.34.01

РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТА И ИНТЕНСИВНОСТИ ДВУХ СИЛЬНЫХ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ИРАНЕ И ИНДИИ

© 2023 г. В. Н. Морозов^а, А. И. Маневич^{а, б, *}, В. Н. Татарин^а

^аГеофизический центр РАН, ул. Молодёжная, 3, Москва, 119296 Россия

^бГорный институт НИТУ «МИСиС», Ленинский просп., 4, Москва, 119049 Россия

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

Поступила в редакцию 14.04.2022 г.

После доработки 26.09.2022 г.

Принята к публикации 01.02.2023 г.

В работе представлены результаты математического моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон до и после сильных землетрясений 22 июня 2002 г. на северо-западе Ирана в области Казвин с $M_w = 6.4$ и Гуджаратского землетрясения 26 января 2001 г. в Индии с $M = 6.9$. При моделировании использовался метод расчета напряженно-деформированного состояния блочной упруго-изотропной гетерогенной среды, нарушенной системой разломов, под действием внешнего поля тектонических напряжений. Граничные условия задавались по геологическим и сейсмологическим данным. Показано, что эпицентры сильных коровых землетрясений локализируются в зонах высокой концентрации интенсивности напряжений, в окончаниях тектонических разломов. Разрывы образуются при соотношении между действующими тектоническими напряжениями $\sigma_{yy}/\sigma_{xx} > 3$, соединяя зоны высокой интенсивности напряжений. Развитие афтершокового процесса обусловлено сбросом напряжений, вызванным новым разрывом, а формирующиеся кластеры афтершоков пространственно коррелируют с зоной сброшенной интенсивности напряжений. Новый разрыв распространяется в направлении доминирующей ориентации тектонических разломов района. Показана взаимосвязь длины разрыва и возможного ретроспективного прогноза места и магнитуды землетрясения в зависимости от накопленной упругой энергии и ее возможной реализации в заданных структурно-тектонических условиях.

Ключевые слова: Чангурское землетрясение, землетрясение Аваж, Гуджаратское землетрясение, коровые землетрясения, моделирование, напряженно-деформированное состояние, землетрясение, разлом, афтершоки, прогноз землетрясений

DOI: 10.31857/S020303062370013X, **EDN:** TNBOOM

ВВЕДЕНИЕ

22 июня 2002 г. на северо-западе Ирана в области Казвин произошло сильное землетрясение с $M_w = 6.4$, получившее название Чангурское или Аваж. Его эпицентр расположен в малонаселенном районе между городами Биджар и Авадж с координатами 35.572° N, 49.085° E. В результате землетрясения погибло 261 человек, 1500 получили ранения, более 50 тыс. лишились жилья [Western Iran ..., 2022]. Интенсивность землетрясения в эпицентре превышала 8 баллов по шкале Рихтера [Hamzehloo, 2005].

В настоящей работе обсуждается возможность ретроспективного прогноза места и возможной интенсивности землетрясения на основе моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) его эпицентральной зоны. Для моделирования был использован авторский метод расчета НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных тектоническими разломами. Как и в

ранее опубликованных работах [Морозов, Маневич, 2016, 2021; Морозов и др., 2018а, 2018б, 2020] под разломом понимается протяженная зона диспергированного геологического материала с упругим модулем существенно ниже по сравнению с породами окружающего массива. Показано, что причиной землетрясения являются локальные области высокой концентрации потенциальной энергии деформации, возникающие под действием регионального поля тектонических напряжений. Высокая концентрация интенсивности тектонических напряжений в окончаниях тектонических разломов, расположенных на расстояниях порядка 20–30 км способна вызвать разрыв, соединяющий эти зоны. Длина разрыва определяется расстоянием между зонами высокой интенсивности напряжений, а связь длины разлома с магнитудой землетрясения позволяет оценить возможную магнитуду землетрясения в рамках ретроспективного прогноза.

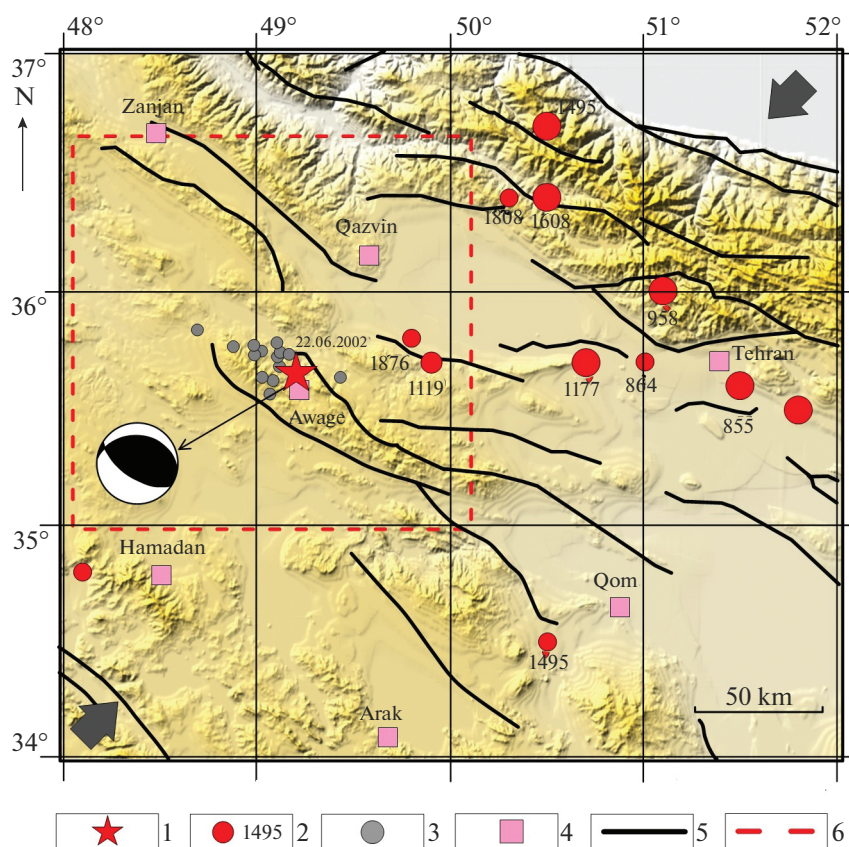


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема исследуемого района, составленная по материалам [Western Iran ..., 2022; Hamzehloo, 2004; Reza et al., 2020].

1 – эпицентр землетрясения 22.06.2002 с $M = 6.4$; 2 – эпицентры сильных исторических землетрясений; 3 – эпицентры афтершоков на период 22.06.2002–07.11.2002 с $M > 4$; 4 – крупные города Ирана; 5 – тектонические разломы; 6 – область моделирования НДС. Крупными стрелками показана ориентация оси максимального горизонтального сжатия по данным скоростей деформаций земной коры и механизмов очагов сильных землетрясений.

Реальное пространственное положение разрыва, стартующего из гипоцентра землетрясения, зачастую (как и в рассматриваемых случаях) определить затруднительно. Это касается и достоверности пространственного положения разрыва, образовавшегося при землетрясении в Индии. Критерием возможного реального положения разрывов являются области сброшенной интенсивности напряжений, в которой зарегистрированы сильные афтершоки, как следствие релаксации накопленных тектонических напряжений перед сейсмическими событиями.

Локализация афтершоков в области сброшенной интенсивности напряжений дает основание предположить, что накопленные “вековые” напряжения в эпицентральной зоне сбрасываются в течение времени за счет нелинейно упругих реальных свойств геологической среды в результате вновь образовавшегося разрыва. Результаты ретроспективного прогноза места и магнитуды сильных коровых землетрясений, представляются полезными в понимании предсейсмического

процесса эволюции физико-механического состояния геологической среды при их подготовке.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 22 ИЮНЯ 2002 г. с $M = 6.4$

22 июня 2002 г. на северо-западе Ирана произошло сильное землетрясение с $M_w = 6.4$ между горными районами Альборз на севере и Загрос на юге (рис. 1). Тектоническое развитие района определяется коллизией перемещающейся Арабской плиты на север с Евразийской плитой, формирующей горную систему Загрос [Hamzehloo, 2004]. По данным ГНСС-наблюдений скорость перемещения арабской плиты в северо-восточном направлении составляет ~ 20 мм/год (см. рис. 1) [Hamzehloo, 2004].

Эпицентр землетрясения локализован между северо-западными окончаниями активных тектонических разломов “South Avaj” и “Gbart”

Таблица 1. Параметры сильных афтершоков землетрясения Чангур 22.06.2002 по материалам [Walker et al., 2005]

№	Дата	Время (GMT)	Широта	Долгота	Глубина	Магнитуда
1	2002.06.22	02:58:20.07	35.636	49.199	10.0	6.2
2	2002.06.22	03:31:55.40	35.722	49.123	8.0	4.4
3	2002.06.22	04:33:27.16	35.757	48.983	8.0	4.1
4	2002.06.22	06:45:33.46	35.704	49.110	8.0	4.9
5	2002.06.22	14:27:15.79	35.669	49.117	8.0	4.5
6	2002.06.22	21:33:25.09	35.721	49.165	8.0	4.5
7	2002.06.24	13:21:19.11	35.824	48.700	8.0	4.3
8	2002.06.24	21:30:39.22	35.769	49.103	8.0	4.4
9	2002.06.26	18:18:13.65	35.606	49.085	8.0	4.6
10	2002.07.03	19:24:39.20	35.731	49.026	7.4	4.3
11	2002.07.25	13:29:56.82	35.622	49.032	8.0	4.5
12	2002.08.23	13:04:59.90	35.622	49.431	8.0	4.3
13	2002.09.02	01:00:02.13	35.717	48.989	8.0	5.1
14	2002.09.02	16:34:18.96	35.750	48.883	8.0	4.2
15	2002.11.07	16:42:10.23	35.554	49.070	8.0	4.8

[Western Iran ..., 2022; Hamzehloo, 2004]. “Слепые разломы”¹ не четко выражены в морфологии местности [Walker et al., 2005]. Вместе с тем, разломная тектоника является определяющим фактором в активном сейсмотектоническом процессе этого района. В прошлом веке в этой области зарегистрированы два сильных землетрясения в 1953 г. и в 1962 г., примерно в 50 км восточнее от эпицентральной зоны землетрясения 22 июня 2002 г. (на рис. 1 приводятся исторические сильные землетрясения в этой области).

Эпицентр землетрясения определен с возможной ошибкой порядка 10 км [Hamzehloo, 2004]. Сейсмогенный разрыв ориентирован в пределах 102° – 118° с углом падения на юго-запад в пределах 52° – 66° и протяженностью ~ 20 – 25 км [Walker et al., 2005]. После землетрясения на земной поверхности был обнаружен взброс в виде дискретных уступов, который трассируется шарьяжем косейсмической антиклинальной складки в аллювиальных отложениях, трудноразличимой на поверхности [Walker et al., 2002], а также обнаружены небольшие разрывы и трещины на расстоянии до 14 км от эпицентра. Трещины простираются на северо-запад и юго-восток с максимальными смещениями до 65 см [Walker et al., 2005]. Их возникновение, вероятно, связано с образованием косейсмической складки. Глубина гипоцентра по сейсмологическим данным составляет 5–10 км [Western Iran ..., 2022; Hamzehloo, 2004]. По результатам анализа объемных сейсмических волн, было установлено, что разрыв образовался

в течение 5 сек со скоростью распространения ~ 2.6 км/сек [Hamzehloo, 2004]. Механизм очага землетрясения представлен на рис. 1 и соответствует взбросу с ориентацией оси сжатия $\sim 25^{\circ}$ – 30° . Область локализации афтершоков представлена на рис. 1, их параметры приведены в табл. 1. Афтершоки локализованы главным образом на северо-западе от эпицентра главного толчка и, предположительно, являются результатом деформации внутри висячего бока южной части разлома [Walker et al., 2002].

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

Метод моделирования НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных тектоническими разломами, изложен в ранее опубликованных работах [Морозов, Маневич, 2016; Морозов и др., 2018а, 2018б]. Кратко он сводится к следующему: блочный гетерогенный породный массив, состоящий из упруго-изотропных блоков, моделируется слоем, который нарушен произвольно ориентированными разломами. При этом падение разломов принимается субвертикальным. Под тектоническими разломами понимается диспергированная среда (“гигантско-глыбовый меланж”) [Забродин и др., 2015; Шерман и др., 1992; Кочарян, 2016]. Ширина зоны динамического влияния разлома принята в пределах 1 км. Упругий модуль пород разломной зоны на два порядка ниже пород окружающего массива [Морозов и др., 2018а, 2018б].

Используется конечно-элементная модель упругой геологической среды, находящейся во

¹ Под слепыми разломами авторы исследования [Walker et al., 2005] понимают разломы, не имеющие выхода на поверхность.

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):

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

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:

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

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

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

Интенсивность напряжений является показателем энергонасыщенности фрагмента геологической среды. Термин энергонасыщенность геологической среды используется при изучении землетрясений [Садовский, Писаренко, 1991; Пономарев, 2008]. В настоящей работе под энергонасыщенностью геологической среды (в рамках математической модели НДС эпицентральных зон землетрясений) понимается плотность упругой потенциальной энергии тектонических напряжений, определяемая как функция интенсивности напряжений по формуле:

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

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

При этом напряжение отпора соответствует концепции [Динник, 1946]:

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

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.

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} . Во всех расчетах приняты численные предполагаемые параметры действующих сжимающих тектонических напряжений (их ориентировка показана на расчетных схемах, см. рис. 1) $\sigma_{\max} = 30$ МПа, $\sigma_{\min} = 10$ МПа по результатам измерений главных напряжений в верхней части земной коры в различных районах земного шара [Гзовский, 1975; Grown, Ноек, 1978; Селин, 2008; Зубков, 2016]. Значение упругого модуля окружающей геологической среды принято $E = 5 \times 10^4$ МПа, модуль диспергированного материала разломов на два порядка ниже, $E_f = 5 \times 10^2$ МПа. Коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$. Количество конечных элементов модели составляет 16×10^4 на площади 10^4 км².

Моделирование НДС эпицентральных зон нескольких коровых землетрясений с $M \geq 6$ и глубиной гипоцентра в пределах 10–20 км [Морозов и др., 2018а, 2018б, 2020; Морозов, Маневич, 2021] позволило установить некоторые общие тенденции локализации эпицентров главных толчков, направления и протяженности разрывов, включая локализацию афтершоков в зонах высокой интенсивности напряжений. Области высокой интенсивности напряжений возникают в окончаниях тектонических разломов. Так как квадрат интенсивности напряжений σ_i^2 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.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ДО И ПОСЛЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ИРАНЕ И ИНДИИ

Изложенным в предыдущем разделе методом получены карты распределения интенсивности напряжений σ_i и разности интенсивности напряжений $\Delta \sigma_i$, компонент тензора напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , τ_{xy} и отношения напряжений σ_{yy}/σ_{xx} в эпицентральной зоне площадью $\sim 10^4$ км² (рис. 2–4),

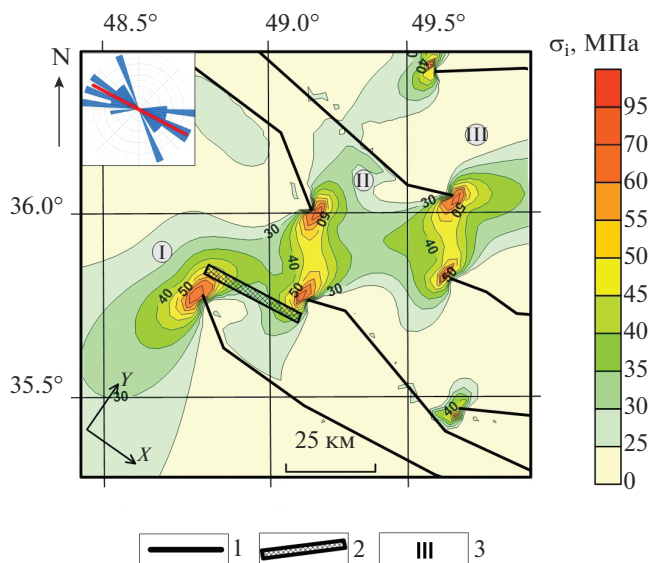


Рис. 2. Карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения и роза-диаграмма направлений тектонических разломов.

1 – тектонические разломы; 2 – область предполагаемого нового разрыва; 3 – обозначение зон повышенной интенсивности напряжений. В левом верхнем углу приведена роза-диаграмма доминирующей ориентации тектонических разломов с наложенной ориентацией предполагаемого разрыва.

указанных землетрясений, которые являются предметом анализа.

На рис. 2 представлена карта интенсивности напряжений до землетрясения 22 июня 2002 г. Зоны высокой интенсивности напряжений локализованы в окончаниях тектонических разломов, расположенных на расстоянии ~25 км друг от друга. Можно было бы предположить, что при “подкачке” энергии в эти зоны за счет внешнего регионального поля напряжений между ними возможно возникновение разрыва. Во время Измитского землетрясения 17 августа 1999 г. разрыв распространяется, пересекая зоны высокой интенсивности напряжений, расположенных на расстоянии порядка 20–30 км [Морозов и др., 2020]. Возникает вопрос: какому направлению разрыва отдать предпочтение в рамках ретроспективного прогноза возможного сейсмического события? Ранее обнаруженная нами тенденция возникновения разрыва в очаге землетрясения при отношении главных действующих напряжений более 3 [Морозов и др., 2018а, 2018б, 2020; Морозов, Маневич, 2021] является исходной точкой при определении направления развития нового разрыва, в рамках принятой модели. И как известно, ориентация образующихся разрывов континентальных землетрясений с $M > 6$ совпадает с доминирующими направлениями тектонических разломов для сейсмоактивных районов [Chester et al.,

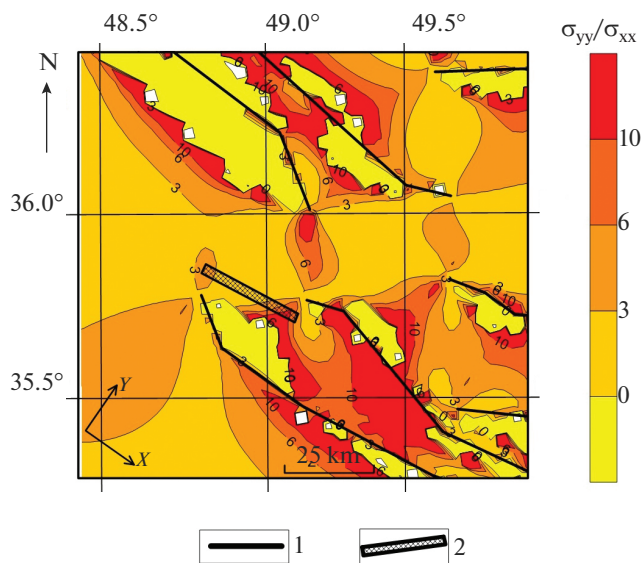


Рис. 3. Карта отношения главных действующих напряжений σ_{yy}/σ_{xx} .

1 – тектонические разломы; 2 – область предполагаемого нового разрыва.

1993, 2005; Evans, Chester, 1995; Chester, Chester, 1998; Schulz, Evans, 2000].

На рис. 1 показано, что доминирующая ориентация тектонических разломов в районах Алброс и Загрос в северо-западном районе Ирана соответствует направлению северо-запад–юго-восток, примерно под углом 45° по отношению главной компрессионной оси.

В левом верхнем углу (см. рис. 2) приведена роза-диаграмма доминирующего направления условно линейных участков тектонических разломов района, иллюстрирующая эту ситуацию. Формирование доминирующего направления тектонических разломов под углом ~45° к оси максимального сжатия характерно и для районов с низкой сейсмической активностью, т.е. является в какой-то мере закономерным процессом разломообразования [Гзовский, 1960, 1975; Шерман и др., 1992].

На рис. 3 приведена карта отношения главных действующих напряжений σ_{yy}/σ_{xx} в этом районе. Видно, что аномальные значения $\sigma_{yy}/\sigma_{xx} > 6$ пересекаются с зонами высокой интенсивности напряжений, где можно было бы ожидать возникновение разрывов и их распространение как в северном, так и в северо-западном направлениях. Однако доминирующее СЗ–ЮВ направление тектонических разломов определяет последнее, как наиболее вероятное. Таким образом, ретроспективное положение возможного разрыва землетрясения 22 июня 2002 г. приведено на рис. 2 и 3. Как известно протяженность разрыва коррелирует с магнитудой землетрясения, т.е. с выделившейся упругой энергией сейсмических волн при

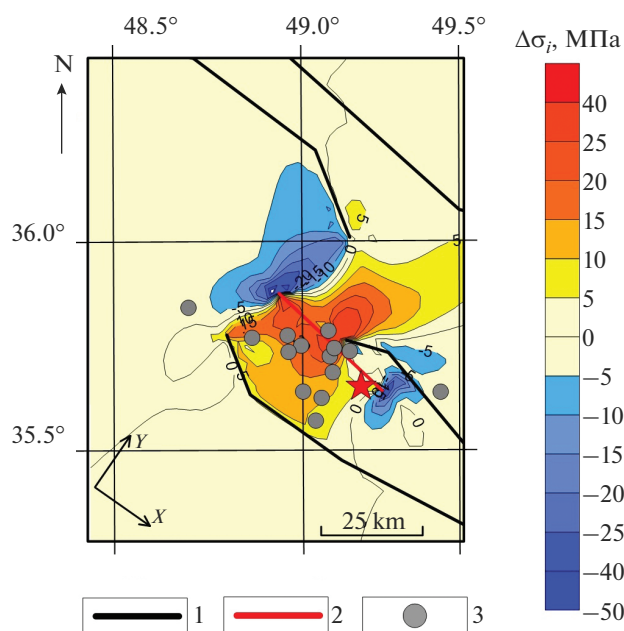


Рис. 4. Карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения. 1 – тектонические разломы; 2 – предполагаемое положение образовавшегося разрыва по сейсмологическим данным [Western Iran ..., 2022]; 3 – эпицентры сильных афтершоков.

их распространении [Wells, Coppersmith, 1994; Dowrick, Rhoades, 2004]. Предполагаемая протяженность разрыва (в рамках ретроспективного прогноза) находится в пределах 25 км, что приблизительно соответствует расстоянию между максимальными значениями зон высокой интенсивности напряжений (см. рис. 2, 3).

На рис. 4 приведена карта сброшенной интенсивности напряжений после образования разрыва, протяженность и ориентация которого принята при использовании сейсмологических данных. Сброс напряжений за счет образования разрыва приводит к интенсивному развитию последующего афтершокового процесса (желтая и красная зона, см. рис. 4). Все сильные афтершоки локализованы в этой зоне за исключением двух, вызванных, вероятно, приростом напряжений в окончании сформировавшегося разрыва².

Следует обратить внимание на положение эпицентров афтершоков (в том числе самых сильных) относительно ретроспективного прогноза положения возможного разрыва, исходя из анализа НДС эпицентральной зоны до землетрясения Чангур. Эпицентры сильных афтершоков (за исключением трех на юге) образуют вытянутую зону, пространственно хорошо коррелируемую с

² Учитывая возможные ошибки в определении координат эпицентров в пределах ± 5 км и более.

предполагаемым положением возможного разрыва по данным моделирования НДС эпицентральной зоны до момента землетрясения.

При сопоставлении интенсивности напряжений эпицентральной зоны землетрясения до и после основного толчка, можно видеть значимые изменения (более 5 МПа) в зоне с радиусом ~ 30 км от эпицентра землетрясения. Следует ожидать, что прирост интенсивности напряжений способен вызвать повышение активности фоновой сейсмичности.

При моделировании НДС эпицентрального района землетрясения 26.01.2001, $M = 6.9$ в Индии были так же выполнены расчеты энергии сброшенных статических напряжений геологической среды (которые следуют далее по тексту) в связи со сбросом напряжений в результате сейсмического события. После образования разрыва распределение полей напряжений эпицентральной зоны землетрясения в Индии также существенно изменяется. На рис. 5 приведена карта интенсивности напряжений до землетрясения, которое претерпело существенные изменения после землетрясения (рис. 6). Максимальные значения сброшенных напряжений σ_i достигают 20 МПа (см. рис. 6). На рис. 5 дополнительно приведена роза-диаграмма доминирующей ориентации тектонических разломов (как и на рис. 2), позволяющая предположить наиболее вероятное простираание разрыва в рамках ретроспективного прогноза возможного сейсмического события. На рис. 6 заштрихованной областью показан возможный предполагаемый разрыв, соединяющий области высокой интенсивности напряжений (см. рис. 5) на расстоянии 25–30 км, предшествующие землетрясению.

Две области локализации афтершоков, зарегистрированных в первую неделю после главного толчка (1428 афтершоков) на западе и востоке от эпицентра землетрясения, расположены в зонах максимальной сброшенной интенсивности напряжений в диапазоне от 10 до 20 МПа. Диапазон сброшенной интенсивности напряжений 0–5 МПа занимает существенно большую площадь. Вместе с тем имеется область прироста интенсивности напряжений на западе и востоке от эпицентра землетрясения (см. рис. 6).

При объеме сейсмогенерирующего слоя:

$$\Delta V = S_0 \Delta h \approx 6 \times 10^4 \text{ (км}^3\text{)},$$

где S_0 – площадь сброшенной интенсивности напряжений, Δh – мощность сейсмогенерирующего слоя = 25 км, расчетная величина энергии сброшенных статических напряжений составляет:

$$\Delta U \approx 2 \times 10^{17} \text{ (Дж)}$$

при принятой средней величине $\langle \Delta\sigma_i \rangle = 10$ МПа.

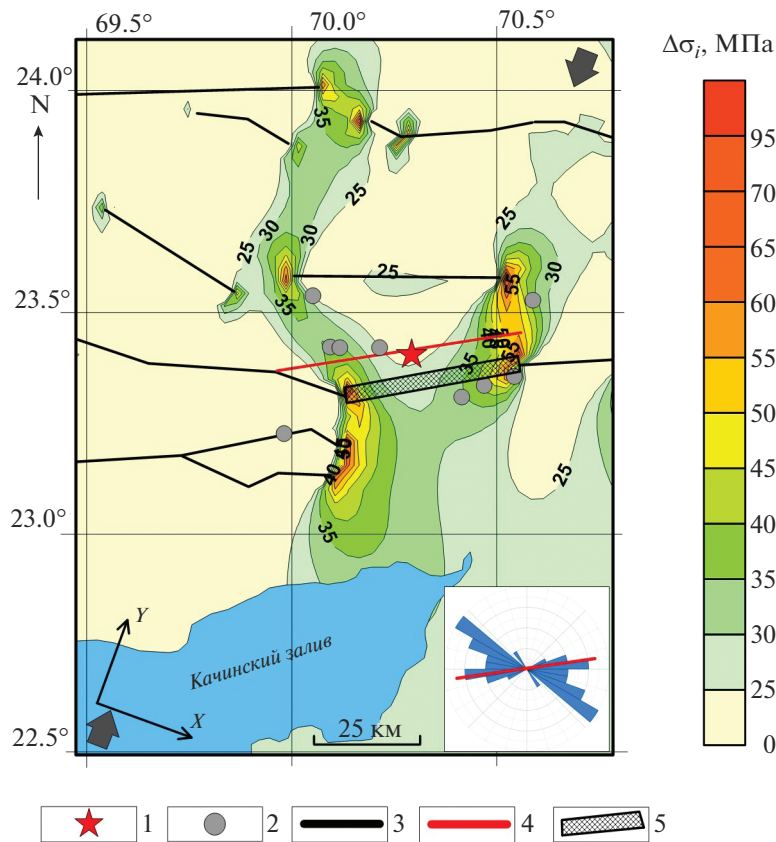


Рис. 5. Карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения 26.01.2001 с $M = 6.9$ в Индии, по материалам [Морозов, Маневич, 2016].

1 – эпицентр землетрясения; 2 – эпицентры сильных афтершоков; 3 – тектонические разломы; 4 – новый образовавшийся разрыв; 5 – предполагаемое положение образовавшегося разрыва. В правом нижнем углу приедна роза-диаграмма доминирующей ориентации тектонических разломов с наложенной ориентацией предполагаемого разрыва. Крупными стрелками показана ориентация оси максимального горизонтального сжатия по данным ориентации векторов скоростей деформаций и механизмов очагов сильных землетрясений.

Эта величина существенно выше энергии сейсмических волн, определенной по формуле:

$$M = \frac{2}{3} [\lg(E_s) - 4.8], \quad (7)$$

где M – магнитуда землетрясения, E_s – выделившаяся сейсмическая энергия. Принимая для данного землетрясения $M = 6.9$, получим значение:

$$E_s = 10^{15} \text{ (Дж)}.$$

Таким образом, отношение энергии сейсмических волн (E_s), выделившейся при землетрясении, к энергии сброшенных статических напряжений (ΔU) составляет:

$$K = \frac{E_s}{\Delta U} = 5 \times 10^{-3}.$$

Установленная эмпирическая связь между магнитудой землетрясения и длиной разрыва имеет вид [Wells, Coppersmith, 1994; Dowrick, Rhoades, 2004]. При протяженности прогнозируемой длины разломов (см. рис. 2, б) в пределах

20–30 км, ожидаемая магнитуда возможного землетрясения составляет примерно $M \approx 6$:

$$M_w = 4.76 + 1.53 \lg(L_f). \quad (8)$$

Одновременно с областью сброшенных напряжений возникают области возросших напряжений (в рамках использованной модели) в концах вновь образовавшегося разрыва (см. рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Процесс перераспределения напряжений после образования разрыва не является мгновенным, его активная стадия соответствует времени активации афтершоков и, по крайней мере, продолжается в течение афтершоковой активности. Реальная нелинейность упругих свойств блоковой среды допускает возможность крипа [Беньофф, 1961], а, следовательно, и растянутого во времени компенсационного процесса НДС эпицентральной зоны. Важно подчеркнуть, что

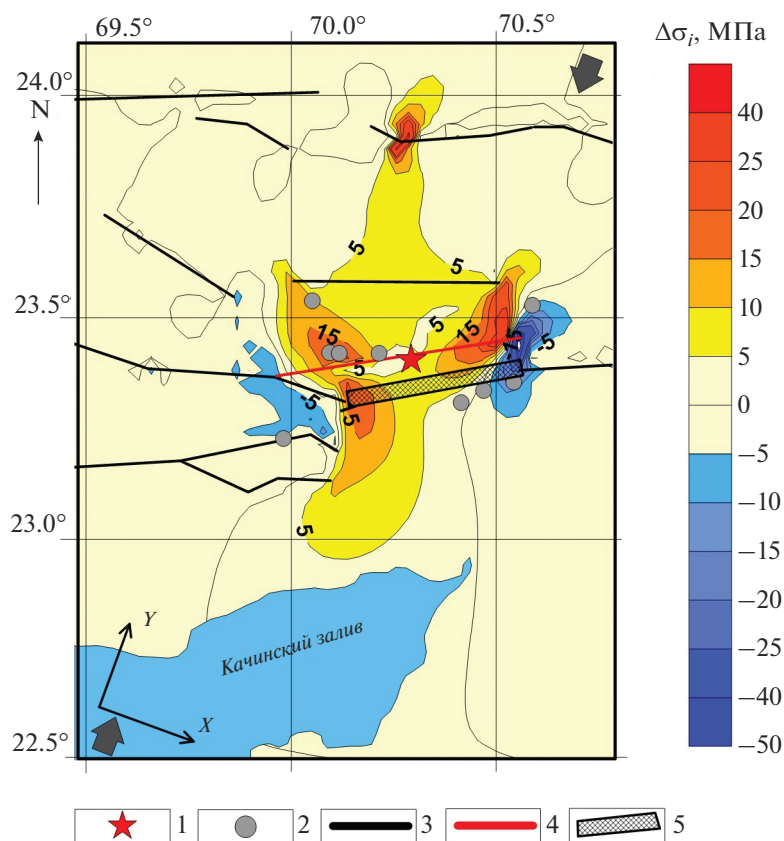


Рис. 6. Карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения 26.01.2001 с $M = 6.9$ в Индии, по материалам [Морозов, Маневич, 2016].

1 – эпицентр землетрясения; 2 – эпицентры сильных афтершоков; 3 – тектонические разломы; 4 – новый образовавшийся разрыв; 5 – предполагаемое положение образовавшегося разрыва. Крупными стрелками показана ориентация оси максимального горизонтального сжатия по данным ориентации векторов скоростей деформаций и механизмов очагов сильных землетрясений.

мгновенный сброс напряжений во время образования протяженного разрыва способствует развитию деструкции предварительно напряженных зон, в которых уровень концентрации напряжений близок к критическому.

Сильные афтершоки с $M \geq 5$, зарегистрированные в течение первых четырех часов после главного толчка (см. рис. 6), ассоциируются с зонами сброшенной интенсивности напряжений и максимальными касательными напряжениями, рассчитанными в модели НДС эпицентральной зоны до землетрясения.

Энергоемкость элемента объема геологической среды при фоновой интенсивности напряжений ~ 25 МПа составляет: $E_{ys} \sim 10^3$ Дж/м³ [Морозов, Маневич, 2016]. Под энергоемкостью геологической среды понимается максимальная возможная концентрация упругой потенциальной энергии единицы объема фрагмента геологической среды, предшествующей образованию разрыва в очаге землетрясения. Приведенная оценка является близкой к оценке, приведенной в работе [Касахара,

1962] в 3.2×10^3 Дж/м³. Следовательно, при значениях выше этой величины следует ожидать развития деструкции геологической среды и, соответственно, изменения НДС состояния исследуемой площади.

Возвращаясь к землетрясению Чангур 22.06.2002 в Иране, видно, что площадь локализации последовавших афтершоков в основном находится в пределах области сброшенной интенсивности напряжений (см. рис. 4). Она захватывает зоны аномально высокой интенсивности напряжений, предшествующих землетрясению (см. рис. 2). И, если в рамках представленной модели напряжения сбрасываются условно мгновенно, то в реальной геологической среде для этого необходимо время. При образовании разрыва – нового тектонического разлома, морфология интенсивности напряжений существенно изменяется. Исходя из анализа напряженно-деформированного состояния можно ожидать последующих сильных сейсмических событий на севере и на юге от эпицентральной зоны землетрясения Чангур.

При сопоставлении интенсивности напряжений эпицентральной зоны землетрясения до и после основного толчка (см. рис. 2–4), видны изменения σ_i (более 5 МПа) в зоне с радиусом ~30–50 км от эпицентра землетрясения, а следовательно, можно ожидать, что прирост интенсивности напряжений способен стать триггер-эффектом фоновой сейсмичности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моделирование НДС эпицентральной зоны землетрясений в Иране и Индии до и после образования разрыва, несмотря на ошибку в определении координат очага землетрясения и неопределенности картирования тектонических разрывов, отражает общую тенденцию возможной локализации очага землетрясения и последующего разрыва в области высокой интенсивности напряжений. Концентрация тектонических напряжений (потенциальной энергии упругой деформации) в межразломных зонах аномально высокой интенсивности напряжений, приводит к образованию разрыва, зарождающегося в области отношения главных напряжений $\sigma_{yy}/\sigma_{xx} > 6$, или при напряжении отпора, переходящих в положительные напряжения растяжения.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, можно утверждать, что:

- новый разрыв в результате землетрясения стартует из пересечения области локализации повышенной интенсивности напряжений σ_i и повышенного отношения главных напряжений σ_{yy}/σ_{xx} (по отношению к фоновому полю напряжений);

- вероятная ориентация разрыва соответствует в направлении большей оси розы диаграммы тектонических разломов исследуемого региона;

- наиболее вероятная длина разрыва определяется расстоянием между аномальными зонами интенсивности напряжений перед ожидаемым сейсмическим событием;

- длина предполагаемого разрыва дает возможность оценить магнитуду землетрясения и его балльность.

Следует ожидать, что длина разрыва, а, следовательно, и магнитуда землетрясения, зависят от накопленной упругой энергии, и ее возможной реализации в заданных структурно-тектонических условиях. Идеализация геологической среды, отсутствие достоверных представлений о разломной тектонике сейсмоактивных районов действующих тектонических напряжений, включая неопределенность и ошибки в определении гипоцентра, естественно определяют уровень достоверности полученных данных. Вместе с тем, полученные результаты представляются полезными

и как с позиции понимания развития сейсмического процесса, так и возможного прогноза места и энергии сильных коровых землетрясений. Ограничиваясь этими выводами, практической реализацией полученных результатов могла бы стать постановка детальных геофизических исследований в аномальных зонах концентрации тектонических напряжений в сейсмических 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

- Беньофф Г.* Механизм и характеристики деформаций разрыва Уайт-Вулф, выявленные при изучении последовательности афтершоков // Слабые землетрясения. М.: Изд-во ИЛ, 1961. С. 211–219.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
- Гзовский М.В.* Физическая теория образования тектонических разрывов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолиздат, 1960. С. 78–89.
- Динник А.Н.* Устойчивость арок. М.: ОГИЗ ГОСТЕХИЗДАТ, 1946. 127 с.
- Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
- Зубков А.В.* Закон формирования природного напряженного состояния земной коры // Литосфера. 2016. № 5. С. 146–151.
- Касахара К.* О природе сейсмических источников // Слабые землетрясения. М.: Изд-во ИЛ, 1961. С. 279–316.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Морозов В.Н., Кафтан В.И., Татаринов 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, штат Калифорния, США) // Геотектоника. 2018а. № 5. С. 90–102. <https://doi.org/10.1134/S0016853X18040069>
- Морозов В.Н., Маневич А.И.* Механизм формирования разрыва землетрясения Хансин-Авадзи (г. Кобе, Япония) 17.01.1995 *M* 6.9 // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 151–158. <https://doi.org/10.31857/S2686739721080089>
- Морозов В.Н., Маневич А.И.* Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентрального района землетрясения 26.01.2001 г., *M* = 6.9 (Индия) // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 4. С. 23–36. <https://doi.org/10.21455/gr2016.4-2>

- 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. 20186. № 4. С. 68–78.
https://doi.org/10.1134/S0002333718040087
- Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Маневич А.И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., $M 7.4$) // Вулканонология и сейсмология. 2020. № 2. С. 43–54.
https://doi.org/10.31857/S0203030620020042
- Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
- Селин К.В. Изменение первоначальных горизонтальных напряжений массива с глубиной в различных регионах мира // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 10. С. 297–301.
- 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.
- Alipoor R., Hossein A.S., Ghamarian S. Neotectonics of the Avaj region (NW Iran): left-lateral strike-slip and range-parallel reverse faults // Journal of Mountain Science. 2020. V. 17. P. 838–850.
https://doi.org/10.1007/s11629-019-5688-0
- Chester F.M., Chester J.S. Ultracataclastic structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. V. 295. Iss. 1–2. P. 199–221.
https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00121-8
- Chester F.M., Evans J.P., Biegel R.L. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault // J. Geophysical Research. 1993. V. 98. № B1. P. 771–786.
https://doi.org/10.1029/92JB01866
- Chester J.S., Chester F.M., Kronenberg A.K. Fracture surface energy of the Punchbowl Fault, San Andreas system // Nature. 2005. V. 437. P. 133–136.
https://doi.org/10.1038/nature03942
- Dowrick D.J., Rhoades D.A. Relations Between Earthquake Magnitude and Fault Rupture Dimensions: How Regionally Variable Are They? // Bulletin of the Seismological Society of America. 2004. V. 94. Iss. 3. P. 776–788.
https://doi.org/10.1785/0120030151
- Evans J.P., Chester F.M. Fluid–rock interaction in faults of the San Andreas system: inference from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures // J. Geophysical Research. 1995. V. 100. № B7. P. 13007–13020.
https://doi.org/10.1029/94JB02625
- Grown E.T., Hoek E. Trends in relations between measured in situ stresses with depth // International J. Rock Mechanics and Mining Science. 1978. V. 15. Iss. 4. P. 211–215.
- Hamzehloo H. Strong ground motion modelling of causative fault for the 2002 Avaj earthquake, Iran // Tectonophysics. 2005. V. 409. Iss. 1–4. P. 159–174.
https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.016
- Schulz S.E., Evans J.P. Mesoscopic structure of the Punchbowl fault Southern California and the geological and geophysical structure of active faults // J. Structural Geology. 2000. V. 22. Iss. 7. P. 913–930.
https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00019-5
- Walker R. T., Bergman E., Jackson J., Ghorashi M., Talebian M. The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology // Geophysical J. International. 2002. V. 160. Iss. 2. P. 707–720.
https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2005.02516.x
- Western Iran – $M 6.5$ [Earthquake hazard program USGS]. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000b6pk/executive> (14.04.2022).
- Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84. № 4. P. 975–1002.

Retrospective Prediction of the Location and Intensity of Two Strong Crustal Earthquakes in Iran And India

V. N. Morozov¹, A. I. Manevich^{1, 2, *}, and V. N. Tatarinov¹

¹Geophysical Center of RAS, Molodezhnaya str., 3, Moscow, 119296 Russia

²Mining Institute NUST “MISiS”, Leninsky prosp., 4, Moscow, 119049 Russia

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

The paper presents the results of mathematical modeling of the stress-strain state of the epicentral zone before and after the strong earthquakes $M_w = 6.4$ of June 22, 2002 in the north-west of Iran in the region Qazvin and 26 January 2001 in India with $M = 6.9$. The method of modeling of the stress-strain state of the block elastic-isotropic heterogeneous medium disturbed by the system of faults under the influence of the external field of tectonic stresses was used, boundary conditions were set according to seismological data. It is shown that at a certain ratio between the main stresses the epicenters of strong earthquakes are localized in the area of high concentration of stress intensity. The development of aftershock process is caused by stress release caused by a new break, and the emerging clusters of aftershocks spatially correlate with the zone of released intensity of stresses. It is assumed that the tectonic rupture propagates in the direction of the zones of high intensity of stresses. The actual correlation between the rupture length and the earthquake magnitude from the accumulated elastic energy and its possible realization under given structural and tectonic conditions is shown.

Keywords: Changureh earthquake, Avaj earthquake, Gujarat earthquake, crust earthquake, modeling, stress-strain state, earthquake, fault, aftershocks, forecast of earthquakes