Math-Net.Ru
Общероссийский математический портал

С. С. Григорян, О механизме возникновения землетрясений и содержании эмпирических закономерностей сейсмологии,
Докл. АН СССР, 1988, том 299, номер 5, 1094–1101

https://www.mathnet.ru/dan48254

Использование Общероссийского математического портала Math-Net.Ru подразумевает, что вы прочитали и согласны с пользовательским соглашением
https://www.mathnet.ru/rus/agreement

Параметры загрузки:
IP: 18.97.14.83
10 августа 2025 г., 07:39:26

магнетитсодержащих горных пород мы получили величины $\Delta\chi/\chi$ на два порядка больше. Следовательно, влияние диффузионных процессов на ДА χ однодоменных частиц и горных пород с ОД носителями остаточной намагниченности пренебрежимо мало. Поэтому рассмотрение явлений, связанных с магнитной релаксацией в таких горных породах, следует проводить с позиций термоактивационного механизма.

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

Поступило
26 XII 1986

ЛИТЕРАТУРА

1. *Шолпо Г.П.* – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 3, с. 97–99. 2. *Moskowitz B.M.*– Geophys., J., 1985, vol. 82, p. 143–161. 3. *Большаков В.А.* – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 4, с. 59–66. 4. *Боровик А.С., Мильнер Е.С.* Лекции по ферромагнетизму. Харьков: Изд-во ХГУ, 1960. 235 с.

УДК 550.34 ГЕОФИЗИКА

Член-корреспондент АН СССР С.С. ГРИГОРЯН

О МЕХАНИЗМЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СОДЕРЖАНИИ ЭМПИРИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ СЕЙСМОЛОГИИ

Анализ обширного опытного материала, относящегося к параметрам сейсмических колебаний земной поверхности, позволил Б. Гутенбергу и Ч. Рихтеру установить ряд простых эмпирических соотношений, связывающих эти параметры с энергетической характеристикой землетрясения – ее магнитудой M. Одно из таких соотношений устанавливает связь между энергией E землетрясения (энергия излученных очагом сейсмических волн в эргах) и магнитудой M:

(1) $\lg E = 11{,}8 + 1{,}5M.$

По данным регистрации японских землетрясений Т. Уцу и А. Сэки установили эмпирическую зависимость между площадью A проекции области афтершоков землетрясения на дневную поверхность и магнитудой M [1]

(2) $\lg A = M + 6,$

A в см^2, и аналогичную зависимость площади A' области остаточных изменений в рельефе дневной поверхности от M. Поскольку $A \sim L^2$, $A' \sim (L')^2$, где L – характерный линейный размер, то из (2) следуют

(3) $\lg L = 0{,}5M + 3$

и аналогичное соотношение для $L'(M)$, в частности и для L_m – длины возникающего на дневной поверхности разлома. Для характерного периода T сейсмических волн К.Касахара [1] установил соотношение

(4) $\lg T = 0{,}51M - 2{,}59, \quad M > 5,$

а для $M < 5$ Т.Тэрасима предложил соотношение [1]

(5) $\lg T = 0{,}47M - 1{,}79.$

Если ввести объем очага землетрясения формулой $V \sim L^3$, то как показал анализ большого объема эмпирических данных, выполненный М.А.Садовским и его

коллегами [2], и по японским данным К.Цубои [1] между E и V соблюдается соотношение

(6) $E = e_* V$,

в котором параметр e_* не зависит от интенсивности (магнитуды) землетрясения и даже от региона и оценивается величиной порядка 10^3 эрг/см^3.

Для времени T_* подготовки землетрясения данной интенсивности в данном регионе (время между двумя последовательными землетрясениями данной интенсивности) М.А.Садовским с коллегами [2] установлена эмпирическая формула

(7) $\lg T_* = {}^1/_3 \lg E - 3{,}5$, T_* в годах, E в Дж,

и дана качественная интерпретация физического содержания этой зависимости. Ими же путем анализа эмпирических данных из [3] о продолжительности времени ΔT проявления предвестников землетрясений установлено соотношение

(8) $\lg \Delta T = {}^1/_3 \lg E - 4{,}5$,

сводящееся к простой связи ΔT и T_*:

(9) $\Delta T = 0{,}1\, T_*$.

Аналогичные эмпирические зависимости вида

(10) $\lg \Delta T = a_* M + b_*$, a_*, $b_* = \text{const}$,

предлагавшиеся разными авторами, приведены в [1].

Для сильных землетрясений на дневной поверхности возникают значительные необратимые деформации, в частности, относительное смещение берегов разлома. Для зависимости характерной и максимальной величин U, U_m такого смещения от M также установлены эмпирические соотношения вида

$$\lg U = cM + d, \quad \lg U_m = c_m M + d_m,$$

$$c, d, c_m, d_m = \text{const};$$

$$0{,}55 \leqslant c \leqslant 0{,}96, \quad -6{,}69 \leqslant d \leqslant -3{,}71,$$

(11) $0{,}57 \leqslant c_m \leqslant 0{,}67, \quad -4{,}33 \leqslant d_m \leqslant -3{,}19.$

Для зависимости суммарной сейсмической энергии $S = \sum_i E_i$ (при $M \geqslant 6$) в регионе Японии от времени t в интервале 1884–1963 гг. К.Цубои установил эмпирическое соотношение [1]

(12) $S = 10^{23} \cdot (2{,}24t + 1{,}91)$, t в годах, S в эргах.

Одной из важнейших эмпирических сейсмологических закономерностей является закон повторяемости Гутенберга–Рихтера, дающий зависимость количества землетрясений из интервала магнитуд $(M - \Delta M, M + \Delta M)$, происходящих за фиксированный малый интервал времени (за год) в фиксированном регионе, и имеющий вид [1]

(13) $\lg N = a + b(8 - M)$, $a \approx -0{,}48$, $b \approx 0{,}9$.

Все приведенные выше соотношения являются чисто эмпирическими и не получили пока рационального истолкования, которое базировалось бы на ясных представлениях о механизме подготовки и возникновения отдельного землетрясения и о возможном взаимодействии таких отдельных процессов подготовки и возникновения землетрясений разной энергии друг с другом в данном сейсмоактивном регионе. Исключение составляют представление о постоянстве параметра e_* в (6), фиксирующее постоянство средней по объему очага плотности энергии, переходящей при землетрясении в сейсмические волны, и интерпретация соотношения (7),

данная в [2], по которой время T_* определяется из условия, чтобы приток энергии извне через поверхность объема V очага будущего землетрясения при постоянстве скорости этого притока в единицу времени через единицу площади поверхности обеспечил за время T_* достижение в объеме V предельной энергии $E = e_* V$, приводящей к землетрясению. С другой стороны, в современной литературе о механике землетрясений [1] с достаточной определенностью установлено, что землетрясение связано с достижением критического напряженно-деформированного состояния породы в очаге и последующего возникновения и распространения по некоторой "поверхности" (по разлому) процесса быстрого взаимного перемещения контактирующих по этой поверхности массивов породы, следствием чего является частичное снятие напряжений и генерирование сейсмических волн. Естественно возникает задача, с одной стороны, дать в терминах современной механики объяснение, почему достижение критического состояния приводит к возникновению разрушения в очаге в динамическом режиме, а не в квазистатическом, и, с другой стороны, дать в этих же терминах объяснение природы приведенных выше эмпирических закономерностей.

Решение первой задачи я нахожу в следующем. Поскольку землетрясения происходят в сейсмоактивных областях вновь и вновь, это означает, что имеется источник, пополняющий механическую энергию земной коры в этих областях и компенсирующий ее затраты на излучение сейсмических волн. Таким источником являются тектонические движения крупных элементов коры и литосферы, порождающие в области их взаимодействия на "поверхностях" контакта блоков породы, имеющих всевозможные размеры, или в областях контакта консолидированных ассоциаций таких блоков [2] локализованные области концентрации напряжений. Материал в этих областях (зонах существующих разломов) обладает пониженными прочностью и деформируемостью по сравнению с материалом контактирующих по разлому блоков. Поэтому по достижении предельных по прочности напряжений τ_* в материале зоны разлома продолжающееся тектоническое воздействие приведет к разрушению этого материала в местах, где был достигнут предельный уровень напряжений. В результате напряжение в разрушенной части упадет до величины τ_{**} – касательного напряжения в разрушенном материале, испытывающем большие сдвиговые деформации ("трение скольжения"). Падение напряжений в разрушенной части слабого материала приведет к перераспределению напряжений в окрестности этой области, и далее могут встретиться две существенно разные ситуации. В одной из них для дальнейшего разрушения слабого материала в зоне разлома нужно возрастание величины внешнего механического воздействия на систему. В этом случае процесс разрушения по разлому будет распространяться в квазистатическом режиме ("внешнее" тектоническое нагружение этой системы всегда очень медленный процесс). В другом случае соответствующая механическая задача оказывается такой, что после зарождения разрушения для равновесного состояния системы нужно, чтобы тектоническое воздействие было убывающим (в современной механике хрупкого разрушения задачи такого типа образуют класс с неустойчивыми трещинами). А поскольку это воздействие таковым не является, процесс дальнейшего разрушения слабого материала в зоне разлома будет происходить обязательно в динамическом режиме – путем распространения фронта разрушения со скоростями порядка скоростей упругих волн в среде и, как следствие этого, с излучением упругих волн, энергия которых черпается из упругой энергии статического напряженного состояния окружающего разлом породного массива. Закон распространения фронта разрушения по зоне разлома, как и динамика излучения упругих волн, определяются конкретными тектоническими и геометрическими условиями и должны находиться в процессе решения соответствующей механической задачи. По-видимому, впервые на необходимость возникновения второй ситуации с неустойчивой задачей механики

равновесных трещин как на причину динамического разрушения и возникновения вследствие этого землетрясения (применительно к случаю разрушения отрывом под действием давления поднимающейся в земной коре магмы) было указано автором в [4].

Обрисованная здесь механика очага землетрясения позволяет дать простое и рациональное объяснение приведенным выше эмпирическим закономерностям. В самом деле, если характерный размер области вдоль "плоскости" разлома, где возникает концентрация тектонических напряжений, есть L, то к моменту начала разрушения область разлома, где сдвиговые напряжения достигли разрушающей величины τ_* для материала зоны разлома, будет иметь площадь порядка L^2. Вокруг этой области в трехмерном объеме более прочной породы будет создана концентрация сдвиговых напряжений, спадающих от τ_* при удалении от этой области по некоторому закону. При интегрировании по объему плотности упругой энергии статического поля этих напряжений получится величина порядка $\tau_*^2 L^3/2\mu$, где μ – модуль сдвига породы вне разлома. В результате динамического разрушения слабого материала в зоне разлома сдвиговые напряжения на разломе упадут до τ_{**}, так что величина энергии статического поля напряжений, перешедшей в энергию сейсмических волн, будет порядка

$$(14)\quad E = \frac{\tau_*^2 - \tau_{**}^2}{2\mu} L^3 \equiv e_* V,$$

а это и есть формула Садовского–Цубои (6). Примерное постоянство e_* в (6), (14) означает "постоянство" параметров τ_*, τ_{**} для материала в зонах вдоль разломов и упругого модуля μ в блоках земной коры, контактирующих по разломам, что представляется приемлемым, если учесть, что материал земной коры в разных ее местах не очень сильно отличается по механическим свойствам в масштабах, о которых здесь идет речь. Таким образом, при e_* = const формулы (6), (14) превращаются в фиксированную связь между E и V, а формула (1) может рассматриваться просто как замена переменной E на параметр M. Соотношения же (2), (3) и подобные им для A', L', L_m превращаются в чисто геометрические формулы, выражающие пропорциональность характерных линейных размеров и площадей, ассоциированных с особенностями протекающих в окрестности очага землетрясения событий, соответственно характерным линейному размеру и площади области разлома в очаге.

Далее, в свете развиваемых представлений механическое содержание соотношений (4), (5) состоит в том, что, как это следует из общих свойств решений задач динамической теории упругости, при возникновении и распространении упругих волн из некоторой начальной напряженной области с характерным размером L характерный масштаб времени T в излучаемых волнах будет порядка $T \sim L/C$, где C – скорость упругих волн, что при постоянном C и приводит к (4), (5).

Объяснение механического содержания соотношения (7) близко к интерпретации М.А. Садовского, но существенно отличается конкретизацией механизма "подкачки" энергии в область V очага. В соответствии с предложенным выше механизмом "работы" очага при подготовке землетрясения тектоническое воздействие на область разлома, в которой формируется очаг, состоит в медленном относительном перемещении блоков породных массивов по обе стороны от разлома вдали от него. Вследствие этого в материале слабого заполнения разлома, препятствующего вместе с неровностями поверхностей контактирующих по разлому блоков их взаимному проскальзыванию, растут сдвиговые деформации и сдвиговые напряжения, и при достижении последними уровня τ_* происходит срыв и быстрое динамическое разрушение из-за неустойчивости соответствующей статической конфигурации. Таким образом, моменту возникновения землетрясения соответствует достижение сдвиговыми деформациями в слабом материале области разлома предельной величины

$\gamma_* = \tau_*/\mu_0$, где μ_0 – модуль сдвига этого материала. При равномерном взаимном смещении удаленных от разлома частей блоков со скоростью v, обусловленном тектоническими движениями, сдвиговая деформация γ в зоне с размером L вокруг разлома будет расти пропорционально времени, так что будет верна оценка

$$(15)\quad \gamma \approx \frac{vt - u_0}{L} \approx \frac{\tau}{\mu},$$

где u_0 – относительное смещение "контактирующих" по разлому поверхностей блоков в момент t, τ – касательное напряжение на разломе. Для u_0 можно записать

$$(16)\quad u_0 = h\tau/\mu_0,$$

где h – толщина зоны разлома.

Критическое состояние, достижение которого приводит к землетрясению, соответствует выполнению условия $\tau = \tau_*$, так что для времени $t = T_*$ достижения этого состояния из (15), (16) получается

$$(17)\quad T_* = \frac{L\tau_*}{v\mu}\left(1 + \frac{\mu h}{\mu_0 L}\right) \approx \frac{L\tau_*}{v\mu} \equiv \frac{L}{v}\gamma_*,$$

поскольку $\mu/\mu_0 \lesssim 10$ и $h \ll L$.

Но это и есть соотношение (7), если учесть (6), (14) и подставить соответствующие значения величин v, γ_*, τ_*, τ_{**}, μ. Так, если принять, что $\tau_* = 60$ кг/см^2, $\tau_* - \tau_{**} = 0{,}15\tau_*$, $\mu = 5 \cdot 10^5$ кг/см^2, $v = 8$ см/год, что находится в соответствии с порядками величин μ и v, приведенными в [1], то для γ_*, e_* получаются оценки $\gamma_* = 1{,}2 \cdot 10^{-4}$, $e_* = 10^{-3}$кг/см^2 $= 10^3$эрг/см^3, что также находится в согласии с оценками из [1], и тогда для T_* по (17) получается для $L = 50$ км оценка $T_* = 75$ лет. Та же величина получается из (7) при $L = 50$ км, $V = L^3$, $E = 100V$ (E в Дж, V в м^3 [2]).

Обращаясь теперь к механическому содержанию формул (8), (9), заметим, что в соответствии с рассмотренной выше схемой подготовки землетрясения в течение времени T_* из-за "зацепленности" контактирующих по разлому поверхностей блоков на длине порядка L в объеме материала вокруг этой области контакта нарастают деформации и напряжения и с приближением к предельному состоянию в зоне разлома и в ее окрестностях в материале блоков возникают предвестниковые явления. Для момента $\tilde{T}$ начала возникновения этих явлений деформации $\tilde{\gamma}$ оцениваются формулой (аналог (17))

$$(18)\quad \tilde{\gamma} = vt/L$$

и, значит, для $\Delta T = T_* - \tilde{T}$ имеем

$$(19)\quad \Delta T = \frac{L}{v}(\gamma_* - \tilde{\gamma}) = \frac{L}{v}\gamma_*\left(1 - \frac{\tilde{\gamma}}{\gamma_*}\right) \equiv T_*\left(1 - \frac{\tilde{\gamma}}{\gamma_*}\right).$$

Эмпирическая формула (9) означает тогда, что

$$(20)\quad \gamma_* - \tilde{\gamma} = 0{,}1\gamma_*,$$

т.е. предвестниковые эффекты начинают заметнее проявляться, когда по характерным деформациям в очаговой области остается порядка 10% до достижения предельных значений γ_*. Это вполне согласуется с существующими представлениями о разнообразных эффектах (акустическая эмиссия, разрыхление и т.п.), сопровождающих "микроскопические" разрушения в твердых материалах при приближении к разрушающему уровню макроскопических напряжений и деформаций.

Для прояснения механического смысла связи остаточных смещений U, U_m поверхностей контактирующих по разлому блоков с интенсивностью землетрясе-

ния, даваемой эмпирическими соотношениями (10), (11), заметим, что по обсуждаемой здесь схеме " работы" очага землетрясения после излучения очагом упругих волн и сброса сдвиговых напряжений на разломе упругий материал блоков вне разлома испытывает разгрузку по напряжениям на величину порядка $\Delta\tau_* = \tau_* - \tau_{**}$. В результате возникают остаточные смещения бортов разлома на величину U, определяемую оценочной формулой

(21) $U = \Delta\tau_* L/\mu$,

или с учетом (3)

(22) $\lg U = \lg L + \lg \dfrac{\Delta\tau_*}{\mu} = 0{,}5M + \text{const}.$

Поскольку при построении эмпирических формул типа (10), (11) в отсутствие каких-либо соображений о значениях коэффициентов в них подбор этих коэффициентов – параметров a_* и b_* (соответственно, c и d или c_m и d_m) – свободен от ограничений, хотя и не независим (задание b_* влияет на выбор a_* и т.д.), фактические значения этих параметров получаются с неизбежным разбросом. При построении же такой формулы на основе явного представления о причине и механизме возникновения остаточных подвижек U, U_m связываются соответствующие коэффициенты с механическими характеристиками процесса и в результате получается соотношение типа (22) с $a_* = 0{,}5$.

Для прояснения смысла соотношения (12) достаточно указать на то, что при монотонном тектоническом движении крупных блоков литосферы с постоянной относительной скоростью места активизации разломов-контактов будут в среднем равномерно во времени достигать предельных состояний и разряжаться землетрясениями с постоянной в среднем скоростью выделения сейсмической энергии, что и отражает формула (12).

Обратимся наконец к выявлению механического содержания закона повторяемости (13). Сейсмически активный регион с нормальными коровыми землетрясениями по современным представлениям [1] есть часть земной коры, в которой из-за тектонических относительных движений крупных блоков по активным разломам (или их ассоциациям, формирующимся при консолидации систем блоков в их иерархии [2]) время от времени возникают области "зацепления" бортов разломов, вокруг которых медленно накапливается упругая энергия статических полей напряжений и деформаций, достигается критическое состояние и последующее быстрое смещение с излучением упругих волн, после чего этот цикл повторяется. Характерные размеры L таких областей определяются в существенной мере случайными обстоятельствами, зависящими от характера консолидации блоков, от их размеров, взаимным влиянием близко расположенных областей активизации разломов и т.п. Задание величины L определяет основные характеристики будущего землетрясения, в частности, по приведенным выше эмпирическим соотношениям, и если размер в плане рассматриваемого региона велик в сравнении с максимальным значением L, то в таком регионе будет происходить много землетрясений со всевозможными значениями L и определяемыми этими значениями по формуле (7) временами между их повторениями. И если режим тектонического воздействия на породу в данном регионе стационарен во времени, а это естественно предположить в связи с тем, что временные параметры хода крупномасштабных тектонических движений в литосфере намного превосходят характерные масштабы времени подготовки любых землетрясений, то в этом регионе в течение любого фиксированного и достаточно малого интервала времени будут происходить землетрясения всех возможных "размеров" L. При этом состоявшееся в указанном интервале в данном месте региона землетрясение исключает возникновение других землетрясе-

ний в этом месте в течение этого же интервала, так что "другие" землетрясения в данном регионе будут возникать в достаточном удалении друг от друга, и в этом смысле землетрясения в регионе будут происходить в некотором приближении независимо. Возникает вопрос: сколько же землетрясений данного "калибра" может произойти в регионе в течение упомянутого малого интервала времени? Ответ можно получить следующим образом. Если мы представляем себе земную кору в рассматриваемом регионе в виде массива, рассеченного некоторой сетью активных разломов, с которыми, по вышесказанному, ассоциируются возможные землетрясения, то максимальное число N_m землетрясений данного "калибра" L, очевидно, будет определяться тем, сколько площадок с величиной площади порядка L^2 можно разместить на суммарной площади рассматриваемой сети разломов. Обозначив эту площадь S_0, получим

$$N_m \approx S_0/L^2 .$$

Реальное количество землетрясений N будет определяться формулой вида

$$N = k_s S_0/L^2 , \tag{23}$$

где k_s – доля площади S_0, соответствующая землетрясениям "калибра" L. Если $k_s \ll 1$, то землетрясения разного "калибра" будут возникать, не взаимодействуя. Понятно, что сумма по L всех k_s должна дать единицу.

Можно перейти к непрерывному по L и времени t распределению величин N и k_s, т.е. записать вместо (23)

$$\Delta N = \frac{k_s(L) S_0}{L^2} \Delta L \Delta t, \qquad \int_L k_s(L) dL = 1, \tag{24}$$

или

$$\frac{dN}{dL dt} = \frac{k_s(L) S_0}{L^2} , \tag{25}$$

или в силу существования зависимости $L = L(M)$

$$\frac{dN}{dM dt} = \frac{k_s(M) S_0}{L^2} . \tag{26}$$

Логарифмируя (26), получаем с учетом (3) соотношение

$$\lg \frac{dN}{dM dt} = -M + \lg S_0 + \lg k_s(M), \tag{27}$$

что и есть закон повторяемости (13) с параметром $b = 1$ (при $k_s = \text{const}$), очень близким к эмпирическому значению $b = 0{,}9$. Для точного совпадения (27) с (13) нужно, чтобы было

$$k_s(M) = \text{const} \cdot M^{0,1} , \tag{28}$$

т.е. чтобы существовала очень слабая зависимость доли k_s суммарной площади S_0, достающейся землетрясением данной магнитуды, от значения этой магнитуды, причем эта доля для больших магнитуд оказывается большей.

Глобальная современная статистика сейсмического режима показывает [5], что параметр b варьирует от региона к региону в интервале $0{,}6 \leqslant b \leqslant 2{,}0$, при использовании магнитуды m_b и $0{,}6 \leqslant b \leqslant 1{,}4$ для магнитуд M_s. Этому тоже должно быть дано рациональное объяснение. Оно, по моим построениям, состоит в следующем.

Степень раздробленности региона активными разломами и сам характер их активности могут быть разными. В одном мыслимом предельном случае землетрясения будут "нанизываться" на разломы одномерно, а не площадным образом,

так что подсчет величины $dN/dMdt$ нужно будет производить по формуле

$$(29)\quad \frac{dN}{dMdt} = \frac{k_L(M)L_0}{L(M)},$$

где L_0 – суммарная линейная протяженность активных разломов, что с учетом (3) дает

$$(30)\quad \lg\frac{dN}{dMdt} = -0{,}5M + \lg k_L(M) + \lg L_0.$$

Величина b здесь будет совпадать с минимальным значением $\min b = 0{,}6$ из эмпирического интервала, если принять также слабую зависимость

$$(31)\quad k_L(M) = \mathrm{const}\, M^{-0{,}1},$$

но здесь уже эта зависимость будет падающей, т.е. доля длины разлома, достающаяся землетрясению данной магнитуды, слабо уменьшается с ростом последней.

В другом предельном случае, когда кора в данном регионе очень густо иссечена активными разломами, подсчет "жизненного пространства" для землетрясений разного калибра нужно производить, распределяя между ними объем сейсмоактивного региона, т.е. по формуле

$$(32)\quad \frac{dN}{dMdt} = \frac{k_V(M)V_0}{L^3(M)},$$

где V_0 – объем сейсмоактивного региона, $k_V(M)$ – доля V_0, приходящаяся на землетрясения с магнитудой M. Из (32) с учетом (3) имеем

$$(33)\quad \lg\frac{dN}{dMdt} = -1{,}5M + \lg k_V(M) + \lg V_0,$$

что при $k_V(M) = \mathrm{const}$ дает значение $b = 1{,}5$, очень близкое к статистически средним значениям для регионов с максимальными значениями b для магнитуды M_s из [5]. Если же потребовать, чтобы b стало равным максимуму значений b по магнитуде m_b в [5], то для $k_V(M)$ получится

$$(34)\quad k_V(M) = \mathrm{const}\, M^{0{,}5},$$

т.е. для соответствующих регионов наиболее мощным землетрясениям достается уже достаточно большая доля сейсмоактивного объема.

Понятно, что между предельными случаями с $k = \mathrm{const}$ и $b = 0{,}5$ и $b = 1{,}5$, с одной стороны, и "стандартным" случаем $b = 1$, с другой, могут существовать и промежуточные случаи со значениями b из интервала $0{,}5 \leqslant b \leqslant 1{,}5$. Возможна также более формальная точка зрения, что все многообразие значений b возникает за счет разной зависимости единого коэффициента $k = k(M)$ в единой формуле (27) и функция $k(M)$ различна в регионах с различной степенью раздробленности.

Институт механики
Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова

Поступило
10 XI 1987

ЛИТЕРАТУРА

1. *Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 2. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 3. *Rikitake T.* Earthquake prediction. Amsterdam: Elsevier Publ. Co., 1976. 4. *Григорян С.С.* В сб.: Механика деформируемых тел и конструкций. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985. 5. *Кронрод Т.Л.* В сб.: Логические и вычислительные методы в сейсмологии. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1984, вып. 17.