

УДК 550.34

© 1995 г. СМЕРНОВ В. Б.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПАРАМЕТРЫ
СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Для формализации представлений о некоторых основных статистических свойствах сейсмичности и их природе рассмотрена повторяемость землетрясений с учетом фрактальности их распределения в пространстве и времени. Выдвинуты следующие постулаты. 1. Землетрясение с очагом размера l_0 вызывает сброс напряжений в некоторой окрестности очага $R = \lambda l_0^c$. В результате в этой окрестности запрещаются землетрясения с очагами размером $l \sim l_0$ в течение некоторого интервала времени $\tau = \theta l_0^b$. 2. Сейсмичность обладает фрактальной геометрической структурой. Если область пространства размера L покрыть клетками размера Δ , то количество таких клеток, содержащих землетрясения, $n = (L/\Delta)^d$. Аналогично для временных отрезков длительностью τ , покрывающих интервал времени T , имеем $m = (T/\tau)^{d_t}$. 3. Энергия сейсмических волн определяется размером очага землетрясения: $E = \epsilon l_0^a$. Эти постулаты приводят к обобщенному закону повторяемости землетрясений: $\lg N = -b \lg E + d \lg L + d_t \lg T + \text{const}$. На этом основании предлагается рассматривать b , d и d_t как параметры сейсмического режима. Между ними имеет место соотношение $ab - \alpha d - \beta d_t = 0$. Локальные во времени отклонения от него могут, по-видимому, свидетельствовать о нарушении стабильности сейсмического режима.

EARTHQUAKE REPETITION AND THE PARAMETERS OF THE SEISMIC PROCESS, by Smirnov V. B. The aim of this article is formalization of recent perception about some general statistical properties of seismicity and their nature. The repetition of earthquakes has been considered taking into account the fractal distribution of earthquakes on space and time. The postulates have been advanced. 1. The earthquakes with source size l_0 causes the stress drop in some vicinity $R = \lambda l_0^c$ around the source. As result, earthquakes with source size $l \sim l_0$ are prohibited during some time interval $\tau = \theta l_0^b$ inside vicinity R . 2. Seismicity has fractal properties. If we cover space region of size L by boxes of size Δ , the number of boxes, containing earthquakes, will be $n = (L/\Delta)^d$. Analogously for time segments of size δ covering time interval T : $m = (T/\delta)^{d_t}$. 3. The size of earthquake source determines the energy of the seismic waves: $E = \epsilon l_0^a$. These postulates lead us to generalized frequency-magnitude relation: $\lg N = -b \lg E + d \lg L + d_t \lg T + \text{const}$. Therefore it is proposed to consider parameters b , d and d_t as parameters of the seismic regime. These parameters are related: $ab - \alpha d - \beta d_t = 0$. Local in time deviation from this relation can point to the violation of the stable state of the seismic regime.

(Received June 6, 1994)

Physics department of Moscow State University, Moscow, 119899, Russia

Закон повторяемости землетрясений — основная характеристика сейсмического режима как в фундаментальных вопросах физики сейсмичности, так и в прикладных задачах сейсмического районирования. Согласно определению Ю. В. Ризниченко, «Под сейсмическим режимом какой-либо области подразумевается совокупность землетрясений этой области, рассматриваемая в пространстве и во времени» [12, стр. 34]. Таким образом, под режимом понимается ансамбль землетрясений, а количественными характеристиками режима являются параметры статистических закономерностей этого ансамбля.

Закон повторяемости землетрясений (степенное распределение землетрясений по энергии) — наиболее отчетливая закономерность сейсмического режима. В своей классической формулировке закон повторяемости характеризует веро-

ятность возникновения землетрясения определенной силы (магнитуды, энергетического класса) в выбранной области пространства за единицу времени. В такой формулировке неявно постулируется, что в пределах выбранной пространственно-временной области землетрясения распределены равномерно. На этом основании сейсмическая активность определяется как число землетрясений некоторой силы на единице площади (или в единице объема) за единицу времени. Только при равномерном распределении событий определенная таким образом плотность событий не зависит от размера и конфигурации области и, следовательно, может рассматриваться в качестве параметра режима. Тем самым закон повторяемости в своей классической форме отражает только энергетические свойства сейсмичности, но никак не характеризует пространственно-временное распределение землетрясений в выбранной области пространства.

Ограниченность представлений о равномерном распределении землетрясений во времени и пространстве была ясна давно. Однако лишь развитие системы сейсмологических наблюдений и средств обработки данных в течение последних двух десятилетий позволило выявить характер пространственно-временной неоднородности сейсмичности и получить количественные оценки параметров структуры сейсмичности в пространстве и во времени. Основное свойство распределения землетрясений в пространстве — фрактальная геометрия ансамбля событий [4, 6, 16, 17, 22]. Неоднородность ансамбля землетрясений во времени заключается в иерархичном самоподобном (фрактальном) группировании землетрясений [9, 14, 28].

Фрактальный характер пространственно-временной неоднородности сейсмичности является следующей (после закона повторяемости) общей закономерностью сейсмического режима. Фрактальные свойства сейсмичности в совокупности с законом повторяемости землетрясений определяют основу для представлений о самоподобии сейсмического процесса [4, 14, 16, 21]. Отметим, что фрактальные свойства присущи не только сейсмичности, но и большинству (если не всем) геофизическим процессам и объектам, в том числе литосфере Земли (см., например, [22]).

Выявление фрактальных свойств ансамбля землетрясений требует модификации закона повторяемости, поскольку фрактальный объект неоднороден на любом масштабе. А это означает, что невозможно выбрать пространственно-временную область осреднения какой-либо характеристики сейсмичности так, чтобы плотность характеристики не зависела бы от размера и формы области осреднения.

Указанная причина пересмотра закона повторяемости имеет методическую природу. Другая, еще более важная причина пересмотра закона повторяемости землетрясений как характеристики сейсмического режима — необходимость увязать между собой пространственные, временные и энергетические статистические закономерности сейсмичности. Эти закономерности, чисто методически разъединенные, являются выражением одного физического процесса — эволюции литосферы — поэтому должны быть объединены на основе физической модели сейсмичности. Шаги в этом направлении предпринимаются как в области теоретических, так и в области эмпирических исследований [4, 6, 10, 19, 20, 25 и др.].

В настоящей работе предпринята попытка формализовать представления о некоторых статистических закономерностях повторяемости землетрясений и их природе. Эта задача решается на основе дедуктивного метода. Некоторые гипотезы о природе сейсмичности принимаются как постулаты, и из них выводятся закономерности, допускающие эмпирическую проверку. Такой подход хорошо известен в физике, ярким примером его применения в сейсмологии является, например, работа [2].

Постулируемые в настоящей работе положения в различной степени обоснованы: некоторые представляют собой просто эмпирические зависимости между параметрами сейсмичности, другие — носят умозрительный характер и имеют эвристическое происхождение. Автор не ставит целью дать исчерпывающее обос-

нование постулируемых положений. Во-первых, это невозможно в силу малой изученности многих сторон сейсмичности, например ее временных свойств. Во-вторых, дедуктивный метод исследования не требует обоснования системы постулатов. Качество постулируемой модели определяется степенью соответствия между выводами из нее и реальными явлениями.

Повторяемость землетрясений. Закон повторяемости землетрясений можно получить из постулатов, определяющих «отрицательное» влияние землетрясений. Природа «отрицательного» влияния заключена в сбросе напряжений в некоторой окрестности очага землетрясения и, следовательно «запрете» на некоторое время возникновения землетрясений некоторого ранга в этой области.

Следующие три положения рассматриваются здесь как постулаты, опирающиеся на обобщение эмпирических данных и феноменологических представлений.

1. После землетрясения в некоторой области пространства в течение некоторого времени в некотором диапазоне энергий другое землетрясение «запрещено».

1, а. Будем считать, что размер такой области

$$R = \lambda l_0^\alpha, \quad (1)$$

где l_0 — размер очага землетрясения¹; λ и α — константы. Величина R имеет смысл размера области, в которой в результате землетрясения сбрасываются напряжения. Из механики трещин известно, что размер такой области пропорционален размеру очага землетрясения [11]. Более общая степенная форма зависимости R от l_0 выбрана в соответствии с принципом самоподобия [1].

1, б. Будем считать, что длительность запрета на землетрясения (в области R)

$$\tau = \theta l_0^\beta, \quad (2)$$

где θ и β — константы. Время τ необходимо среде для восстановления способности к «возбуждению» — разрушению некоторой области среды, сопровождающемуся сбросом напряжений и излучением сейсмических волн. В теории активных сред это время называется временем рефрактерности среды или просто рефрактерностью [7, 13]. Сохраним это название для геофизической среды.

Физическая природа рефрактерности обычно заключается в накоплении в точке (элементарном объеме) среды некоторого фактора (концентрации ионов, электрического потенциала и т. д.) до определенного критического значения. Пока величина этого фактора ниже критической, среда не может возбудиться, что и определяет ее рефрактерность. В рассматриваемом случае естественно объяснить природу рефрактерности геофизической среды ростом тектонических напряжений до предела прочности. Выражение (2) подразумевает, что скорость роста напряжений и предел прочности среды могут, вообще говоря, зависеть от l . В рамках кинетической концепции прочности рефрактерность естественно связать с долговечностью материала. В этом случае в качестве параметров, которые могут зависеть от l , нужно рассматривать объем активации и действующие напряжения.

1, в. Возможны различные варианты выбора величины «запрещенных» событий:

$$l \ll l_0; \quad (I)$$

$$l \sim l_0; \quad (II)$$

$$l \gg l_0. \quad (III)$$

Выбор того или иного из них в настоящее время, вообще говоря, не ясен. Отметим, однако, что вариант (I) запрещает афтершоки, что, по-видимому,

¹ Известен ряд определений понятий очага землетрясения и соответственно его размера (см. обзор этого вопроса в работе [2]). Здесь под размером очага понимается характерный размер области разрушения среды, определяющий масштаб сейсмического события.

неверно. Вариант (III) означает, что слабые события «запирают» более сильные, что также сомнительно. Поэтому мы остановимся на варианте (II).

2. Сейсмогенная зона (множество очагов землетрясений) обладает фрактальной пространственной структурой. Геометрия сейсмогенной зоны такова, что область пространства размером L можно покрыть областями (например, шарами) размера Δ так, что количество таких областей n , содержащих землетрясения, равно

$$n = n(\Delta) = (L/\Delta)^d, \quad (3)$$

где $d = \text{const}$, т. е. сейсмогенная зона представляется фракталом с размерностью d . Сейсмогенную зону можно соотнести, например, с системой разломов (или других неоднородностей), обладающей фрактальными свойствами [20]. О фрактальности неоднородностей литосферы свидетельствуют как результаты анализа системы разломов на поверхности, так и исследование рассеянных сейсмических волн (см. обзоры в работе [22]).

3. Энергия упругих волн землетрясения определяется размером его очага [5, 15]:

$$E = \varepsilon l_0^a. \quad (4)$$

Формулу (4) следует рассматривать как эмпирически установленную связь между измеряемой характеристикой величины землетрясения E и его линейным масштабом l_0 . Зависимости (4) или эквивалентным ей соотношениям различные авторы придают различный смысл [2, 5, 15, 27]. Чаще всего при этом в формуле (4) принимают среднестатистическое значение $a=3$, но известны и другие подходы. Так, в соответствии с идеями работы [27] значение a различно для землетрясений с различными типами движения в очаге, учет зависимости сейсмического КПД от магнитуды землетрясения в рамках теории И. П. Добровольского [3] также приводит к иным значениям a . В этой связи сохраним соотношение (4) в общей для самоподобия степенной форме и будем рассматривать a как параметр.

Из постулатов 1—3 вытекает следующее. В регионе размера L в течение времени τ возможно такое количество землетрясений с очагом размера l_0 , что области, в которых при этих землетрясениях сбрасываются напряжения, не перекрывают друг друга (постулат 1). Среднее количество таких неперекрывающихся областей, а значит, и количество землетрясений N определяются фрактальной геометрией сейсмичности рассматриваемого региона (постулат 2). Покрывая регион непересекающимися шарами размера $\Delta = R(l_0)$, из соотношения (3) получим

$$N = (L/R)^d.$$

Если в течение времени τ в среднем происходит N землетрясений величины l_0 , то в течение времени T в среднем произойдет в T/τ раз больше событий. Следовательно, в области размером L за время T произойдет

$$N = \left(\frac{L}{R}\right)^d \frac{T}{\tau}$$

землетрясений с очагами l_0 . Подставляя сюда $R = \lambda l_0^{\lambda}$ (формула (1)) и $\tau = \theta l_0^{\theta}$ (формула (2)), получим

$$N = \left(\frac{L}{\lambda}\right)^d \left(\frac{T}{\theta}\right) \frac{1}{l_0^{d\lambda + \beta}}.$$

Заменяя теперь l_0 на $(E/\varepsilon)^{1/a}$ (согласно формуле (4)), найдем

$$N = \left(\frac{L}{\lambda}\right)^d \left(\frac{T}{\theta}\right) \varepsilon^{(ad+\beta)/a} E^{-(ad+\beta)/a}.$$

Логарифмируя последнее выражение, получим

$$\lg N = -bK + d \lg L + \lg T + B, \quad (5)$$

где

$$K = \lg E,$$

$$b = (\alpha d + \beta)/a, \quad (6)$$

$$B = b \lg \varepsilon - d \lg \lambda - \lg \theta.$$

Выражение (5) представляет собой закон повторяемости землетрясений, учитывающий фрактальные свойства сейсмичности в рамках постулатов 1—3. Отметим, что выражение (5) совпадает с обобщенным законом повторяемости землетрясений из работы [6].

Выдвинутые постулаты носят, конечно, схематичный характер и могут показаться слишком сильными утверждениями. В частности, сброс напряжений при землетрясении, по-видимому, может не полностью запрещать повторное событие того же ранга, а лишь уменьшать его вероятность. Однако целенаправленные эмпирические исследования функции влияния землетрясений в настоящее время находятся в начальной стадии и о твердо установленных количественных закономерностях говорить пока рано. В этой связи постулаты сформулированы в детерминистской форме, чтобы исключить из модели неясные пока статистические свойства взаимовлияния землетрясений и заменить их простым «запретом».

На формирование сейсмического режима оказывает влияние большое количество факторов, многие из которых независимы. Это обстоятельство определяет случайный характер сейсмического процесса, поэтому такие параметры, как R и τ из соотношений (1) и (2), нужно рассматривать как средние значения соответствующих физических величин, а сами постулаты — как выражение одного из факторов, формирующих сейсмический режим. Совершенно ясно, что в неоднородной среде кроме сброса напряжений в некоторой окрестности землетрясения происходит более сложное их перераспределение. В результате в принципе возможно увеличение вероятности повторного толчка примерно в той же области пространства. Примеры подобных парных землетрясений хорошо известны. Можно предположить, что и возникновение роев землетрясений управляется этим же механизмом.

Эффект подобного положительного влияния землетрясений в настоящей работе не рассматривается и в рамках предложенных постулатов не объясняется. Отметим, что такие события как правило не укладываются и в «фоновые» (долговременные) законы повторяемости, известные для соответствующих регионов. Так, например, вероятность пары Газлийских землетрясений 1976 г., рассчитанная на основе среднего времени повторения землетрясений этой магнитуды, много меньше единицы.

Таким образом, выдвинутые постулаты следует рассматривать как схематичное представление одного из механизмов, участвующих в формировании сейсмического режима — механизма отрицательного влияния землетрясений, — действие которого сказывается, по-видимому, на достаточно больших интервалах времени. Такое упрощение представляется оправданным, поскольку оно позволяет вычлени одну из сторон сложного процесса и объяснить некоторые ее главные черты в рамках достаточно простых предположений.

Параметры сейсмического режима. Из выражения (5) следует, что

$$b = - \left(\frac{\partial \lg N}{\partial \lg E} \right)_{L, T}; \quad (7)$$

$$d = \left(\frac{\partial \lg N}{\partial \lg L} \right)_{E, T}; \quad (8)$$

$$\left(\frac{\partial \lg N}{\partial \lg T} \right)_{E, L} = 1. \quad (9)$$

Оценка b согласно формуле (7) впервые получена Гутенбергом и Рихтером, величина d оценена согласно формуле (8) в работе [6]. Выражение (9) непосредственно эмпирической проверке не подвергалось.

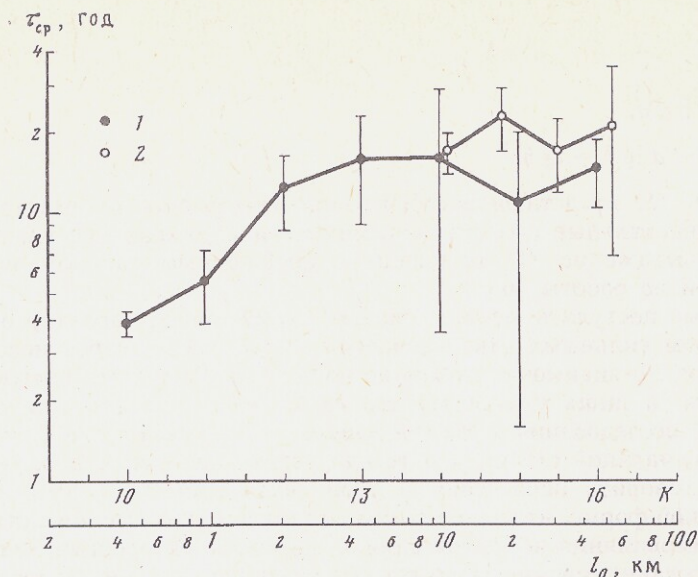


Рис. 1. Оценка средней рефрактерности геофизической среды по данным регионального каталога землетрясений Кавказа (1) и каталога сильных землетрясений Греции (2)

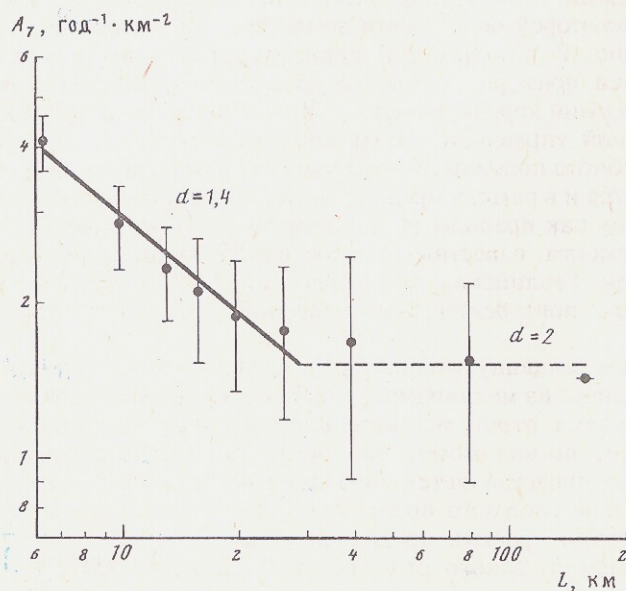


Рис. 2. Сейсмическая активность Джавахетского нагорья

Подставляя в выражение (6) для b значение $a = 3$ (согласно работам [5, 15]) и полагая $\alpha = 1$, найдем

$$d = 3b - \beta. \quad (10)$$

Характерные значения параметров b и d известны в настоящее время с различной степенью надежности. Величина b оценена по громадному материалу большим числом авторов весьма надежно. Можно вполне полагать, что в среднем $b = 0,5$. Величина d , оцененная согласно формуле (8) в работе [6] для различных

регионов мира, равна в среднем 1,5. Это значение в целом согласуется с оценками фрактальных размерностей ансамблей землетрясений, полученными другими авторами и другими методами [15, 17, 22]. Подставляя в формулу (10) значения $b = 0,5$ и $d = 1,5$, находим, что $\beta = 0$. Заметим, что в этом случае выражение (10) переходит в известное соотношение $d = 3b$ [21].

Согласно постулату 1, б, этот результат означает, что время рефрактерности (восстановления) геофизической среды не зависит от размера соответствующей области:

$$\tau = \theta = \text{const.}$$

Этот вывод требует серьезной эмпирической проверки. Заметим, однако, что он вполне согласуется с одним из выводов работы [6], где на основе анализа эмпирического обобщенного закона повторяемости, учитывающего фрактальную геометрию сейсмичности, сделан вывод о независимости среднего времени повторяемости землетрясений в области, размер которой равен размеру очага указанных землетрясений.

Зависимость рефрактерности среды τ от размера «области возмущения» l_0 может быть оценена непосредственно по данным, содержащимся в каталогах землетрясений. Для этого необходимо: 1) разбить каталог на части, содержащие землетрясения в узком диапазоне энергий (например, одного энергетического класса); 2) в каждой части каталога выделить пары землетрясений, расстояния между которыми не превосходят их радиуса влияния R , рассчитанного по формулам (1) и (4) при выбранных параметрах λ , α , ε и a . Средний интервал времени между такими землетрясениями является оценкой среднего времени рефрактерности среды для размера l_0 , соответствующего выбранному диапазону энергий. Гистограмму распределения этого интервала времени можно использовать для выяснения функции плотности распределения рефрактерности τ .

В качестве иллюстрации предложенного метода на рис. 1 представлены результаты, полученные для Кавказа на базе регионального каталога землетрясений и для Греции и прилегающих регионов на базе каталога сильных землетрясений. При расчетах приняты следующие значения параметров: $\lambda = 3$; $\alpha = 1$; $\varepsilon = 10^{11}$ Дж/км³; $a = 3$. На рис. 1 видно, что в диапазоне энергетических классов $K \geq 12$ оценка средней рефрактерности среды τ_{cp} практически не зависит от l_0 . Для более слабых землетрясений оценки τ_{cp} по имеющимся данным не совсем корректны, поскольку погрешность определения положения гипоцентра для этих землетрясений превосходит размер принятой области сброса напряжений $R = 3l_0$.

Если природа рефрактерности среды заключается в росте (накоплении) в ней напряжений до предела прочности, то независимость τ от l_0 означает независимость предела прочности от размера области разрушения. В таком случае каждая точка сейсмогенной зоны может стать «зародышем» землетрясения любой величины. Величина конкретного землетрясения контролируется другими факторами (например, геометрией сейсмогенной зоны — величина землетрясения определяется положением «зародыша» в структуре зоны: если он попадает на «большой» элемент, то происходит большое землетрясение, если на «маленький» — маленькое) [23, 27].

Классическое определение сейсмической активности в использованных здесь обозначениях сводится к оценке величины

$$A = \left(\frac{N}{TL^r} \right)_E$$

где r — соответствующая размерность пространства (для площадной активности $r = 2$, для объемной — $r = 3$). Подставляя формулу (5) в это выражение, найдем, что

$$\lg A = -b \lg E + (d - r) \lg L + B. \quad (11)$$

Видно, что величина активности зависит от размера области, для которой она оценивается. Активность постоянна только, если $d = r$, т. е. землетрясения распределены равномерно по площади (или объему) сейсмогенной зоны. Такая ситуация, как отмечалось, не характерна для сейсмичности.

В качестве примера на рис. 2 приведена сейсмическая активность A_7 , рассчитанная для Джавахетского нагорья (Кавказ) по пространственным ячейкам различной площади. Использован региональный каталог землетрясений, в котором представлены события с энергетическими классами $K \geq 7,0$ (с 1962 по 1983 г.) и $K \geq 6,7$ (с 1984 по 1990 г.). Расчеты проведены следующим образом. Сначала A_7 рассчитывали для всего региона. Затем регион разбивали на неперекрывающиеся части, A_7 рассчитывали для каждой части отдельно, полученные значения осредняли. Затем каждую часть разбивали на еще более мелкие части, по каждой из них рассчитывали A_7 и т. д. Величину A_7 оценивали методом максимального правдоподобия [16], области пространства, количество землетрясений в которых оказывалось недостаточным для получения оценки активности, исключали из рассмотрения. На рис. 2 по оси абсцисс отложен размер области L , по оси ординат — средняя по таким областям активность A_7 и ее стандартное отклонение. На рис. 2 хорошо видно, что с уменьшением L активность увеличивается. Линейная аппроксимация зависимости $\lg A_7$ от $\lg L$ в диапазоне размеров $L \leq 25$ км дает угловой коэффициент $-0,6$, что в свою очередь, согласно формуле (11), при $r = 2$ дает $d = 1,4$. Данная оценка фрактальной размерности сейсмичности Джавахетского нагорья хорошо согласуется с оценкой, полученной при обычном фрактальном анализе множества эпицентров землетрясений [17].

Выражение (11) означает, что в общем случае активность в своем классическом определении не является параметром исключительно сейсмического режима, а зависит еще и от способа ее оценки — выбора размеров области. В этой связи использование активности как параметра сейсмического режима, обладающего фрактальными свойствами, представляется не слишком удачным.

В качестве параметров сейсмического режима, обладающего фрактальными свойствами, естественно использовать наряду с классическим наклоном графика повторяемости b и другой коэффициент из соотношения (5) — размерность d , а вместо активности — параметр B . Эти параметры отражают самоподобный характер сейсмического режима, и их оценка не зависит от размера области, по которой они оцениваются.

Таким образом, учет самоподобия сейсмичности требует пересмотра подходов к количественному описанию сейсмического режима. Представляет также интерес исследование набора параметров b , d и B как возможной сейсмологической базы при сейсмическом районировании.

Выражение (9) отличается от аналогичных ему выражений (7) и (8) тем, что логарифмическая производная числа событий по длительности интервала времени строго определена (равна единице). Это обстоятельство является следствием неявно сделанного предположения о равномерном распределении землетрясений во времени. Предположим, что землетрясения во времени распределены неравномерно. Пусть на интервал длительностью T приходится M непустых интервалов длительностью τ :

$$M = (T/\tau)^{d_t}.$$

Параметр d_t имеет смысл временной фрактальной размерности. Предположение о фрактальной временной структуре сейсмичности опирается исключительно на результаты статистических исследований [9, 14, 28]. В отличие от постулата 2, где определен возможный носитель пространственной фрактальности сейсмичности (система разломов, неоднородностей), указать конкретный физический механизм временной фрактальности сейчас затруднительно. Геофизическое наполнение известных математических моделей фрактальных во времени процессов требует проведения цикла серьезных теоретических и эмпирических исследований и, конечно, выходит за рамки настоящей работы, поэтому в данном контексте

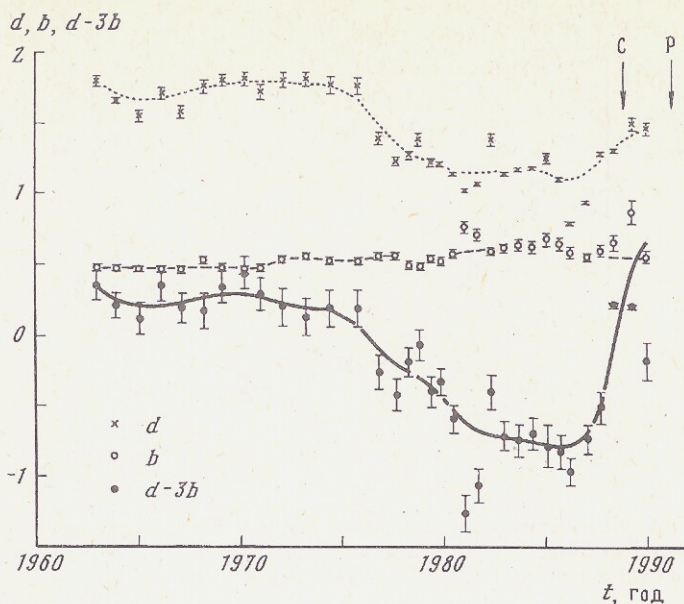


Рис. 3. Параметры сейсмического режима Джавахетского нагорья. С и Р — Спитакское и Рачинское землетрясения соответственно

параметр d_i следует рассматривать лишь как статистический показатель неравномерности распределения землетрясений на временной оси.

Если принять изложенную гипотезу как постулат, то в формулы (5), (9)—(11) будут внесены следующие изменения:

$$\lg N = -bK + d \lg L + d_i \lg T + B,$$

$$b = (\alpha d + \beta d_i) / a,$$

$$B = b \lg \varepsilon - d \lg \lambda - d_i \lg \theta, \quad (12)$$

$$d_i = \left(\frac{\partial \lg N}{\partial \lg T} \right)_{E, L}, \quad (13)$$

$$d = 3b - \beta d_i, \quad (14)$$

$$\lg A = -b \lg E + (d - r) \lg L + (d_i - 1) \lg T + B. \quad (15)$$

Из выражения (12) видно, что теперь соотношение между параметрами b , d и d_i приняло симметричную форму:

$$ab - \alpha d - \beta d_i = 0.$$

Показатели самоподобия b , d и d_i оказались линейно зависимыми, коэффициенты зависимости определяются соотношениями размеров очага землетрясения и соответствующей ему области в пространстве, времени и энергии.

Из формулы (14) при $b = 0,5$ и $d = 1,5$ по-прежнему следует $\beta = 0$, поскольку $d_i > 0$ ($d_i = 0$ означало бы, что все землетрясения происходят одновременно).

Из формулы (15) видно, что в общем случае, когда $d_i \neq 1$, классическая сейсмическая активность зависит от длительности интервала времени, на котором она оценивается.

Формула (13) может быть использована для оценки величины d_i и, следовательно, проверки предположения о фрактальности временной структуры сейсмичности.

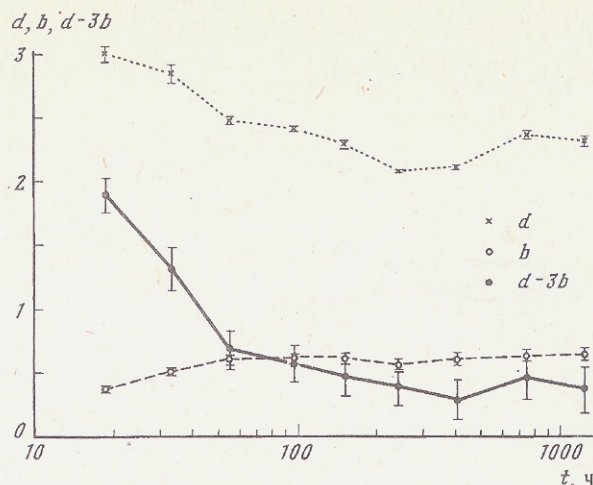


Рис. 4. Параметры сейсмического режима афтершоков землетрясения в Коалинге (Калифорния) 2 мая 1983 г. По оси абсцисс — время, прошедшее с момента главного события

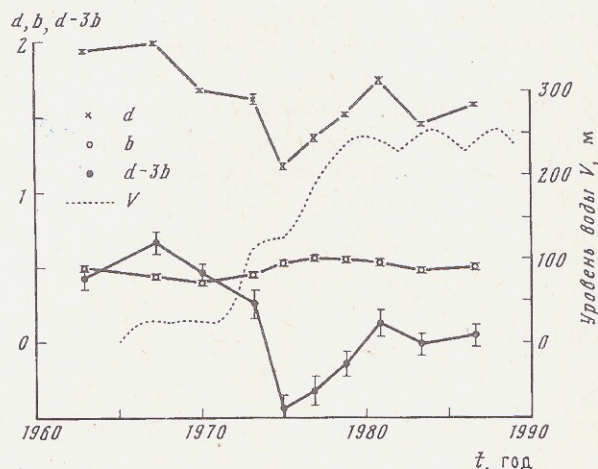


Рис. 5. Параметры сейсмического режима наведенной сейсмичности в районе Нурекского водохранилища

Временные вариации параметров режима. Эмпирическому исследованию совместных вариаций во времени параметров d и b , входящих в выражение (5), посвящено несколько работ [17, 18, 24, 26].

В работе [24] предпринята попытка проверить соотношение $d = 3b$ на основе анализа сейсмичности одного из районов Японии. Результаты работы [24] свидетельствуют, что средние по времени значения d и b близки к соотношению $d = 3b$, тогда как линейная регрессионная модель их вариаций указывает на противофазное изменение d и b во времени. Аналогичные результаты получены в работе [17] для сейсмичности Джавахетского нагорья на Кавказе. В качестве иллюстрации на рис. 3 приведен график из работы [17].

Особенно ярко отклонения вариаций d и b от соотношения $d = 3b$ проявляются в «переходном» сейсмическом режиме, возникающем в результате достаточно сильного воздействия на некоторую область среды. К такому режиму сейсмичности относятся, в частности, афтершоковая деятельность и наведенная сейсмичность. На

рис. 4 показаны временные вариации d и b в афтершоковой последовательности землетрясения в Коалинге 1983 г. (более подробно см. [8]). Видно, что отклонение $d - 3b$ максимально сразу после главного события, по мере затухания афтершоковой деятельности величина $d - 3b$ уменьшается. На рис. 5 представлены вариации параметров d и b в области, отвечающей за проявление наведенной сейсмичности в районе Нурекского водохранилища [18]. Видно, что вариации d и b происходят в противофазе, а их величина максимальна в период заполнения водохранилища.

Физический смысл вариаций параметров d и b около соотношения $d = 3b$ автору пока неясен. Сейчас можно сделать лишь некоторые предварительные предположения. Из формулы (10) следует, что $d - 3b = -\beta$. Тем самым отклонение от соотношения $d = 3b$ характеризует степень зависимости рефрактерности среды τ от пространственного масштаба l_0 . Если природа рефрактерности заключена в накоплении напряжений до предела прочности, то вариации $d - 3b = -\beta$ отражают перераспределение прочности и скорости накопления напряжений по пространственным масштабам.

Условие $\beta = 0$ означает, что прочность «элементов» среды разных размеров и скорость накопления на них напряжений одинаковы для всех масштабов.

Если $\beta > 0$, то τ меньше на меньших масштабах — напряжения «скапливаются» на «младших» масштабах. Такая ситуация, возможно, реализуется при росте и концентрации мелких разрушений в некоторой области пространства и уменьшении тем самым ее эффективной прочности. Эта ситуация отвечает сценариям кинетической концепции прочности, концентрационного критерия разрушения, теории ЛНТ (лавинообразного трещинообразования).

Если $\beta < 0$, то ситуация обратная — напряжения «скапливаются» на «старших» масштабах. Такое положение возникает, по-видимому, после сильных событий, когда в результате разрушения крупной области среды ее участки оказываются перегруженными тектоническими напряжениями.

Выводы. 1. Закон повторяемости землетрясений реализуется в сейсмическом процессе, развивающемся на фрактальном носителе и подчиняющемся «правилам запрета». Физически «правила запрета» обусловлены сбросом напряжений при землетрясении и конечностью скорости их накопления после него. Легко видеть, что «правила запрета» в целом отвечают концепции упругой отдачи Рейда. В качестве фрактального носителя сейсмичности можно рассматривать систему разломов и других неоднородностей среды.

2. В рамках предложенной модели сейсмический режим характеризуется показателями его самоподобия, определяемыми логарифмическими производными количества событий по пространственному, временному и энергетическому размерам «области», занимаемой сейсмичностью (формулы (7), (8) и (13)). Показатели самоподобия линейно зависимы, коэффициенты этой зависимости определяются соотношениями размеров очага землетрясения и соответствующей ему «области» в пространстве, времени и энергии.

Автор глубоко признателен Г. А. Соболеву, В. И. Улому, А. В. Пономареву и А. Д. Завьялову за обсуждение вопросов, поднятых в настоящей работе, а также И. П. Добровольскому за конструктивную критику и полезные советы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 94-05-17344-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гейликман М. Б., Писаренко В. Ф. О самоподобии в геофизических явлениях // Дис-кретные свойства геофизической среды / Под ред. Садовского М. А. М.: Наука, 1989. С. 109—131.
2. Добровольский И. П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 217 с.
3. Добровольский И. П. Сейсмический КПД тектонического землетрясения // Изв. РАН. Физика Земли. 1994. № 5. С. 87—90.

4. Дискретные свойства геофизической среды/Под ред. Садовского М. А. М.: Наука, 1989. 174 с.
5. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
6. Кейлис-Борок В. И., Кособоков В. Г., Маженов С. А. О подобии в пространственном распределении сейсмичности//Вычислительная сейсмология. 1989. Вып. 22. С. 28—40.
7. Лоскутов А. Ю., Михайлов А. С. Введение в синергетику. М.: Наука, 1990. 270 с.
8. Люпина А. В., Смирнов В. И. Временное группирование афтершоковых последовательностей (на примере землетрясений Коалинги 2.05.83 и Айдахо 28.10.83)//Изв. РАН. Физика Земли. 1993. № 8. С. 9—14.
9. Мухамедов В. А. Процессы с фрактальным временем в сейсмоакустике и сейсмологии.—Деп. ВИНТИ. № 5161-B88. М., 1988. 25 с.
10. Мухамедов В. А. Фрактальные размерности сейсмичности и самоорганизованное критическое состояние//Изв. АН ТССР. ФТХГН. 1991. № 4. С. 67—72.
11. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.
12. Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.
13. Романовский Ю. М., Степанова М. В., Чернавский Д. С. Математическая биофизика. М.: Наука, 1984. 304 с.
14. Рыкунов Л. Н., Смирнов В. Б., Старовойт Ю. О. и др. Самоподобие сейсмического излучения во времени//Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1337—1341.
15. Садовский М. А., Болховитинов Л. Г., Писаренко В. Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
16. Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
17. Смирнов В. Б. Фрактальные свойства сейсмичности Кавказа//Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 121—30.
18. Смирнов В. Б., Черепанцев А. С., Мирзоев В. К. Фрактальные свойства наведенной сейсмичности в районе Нурекского водохранилища. Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 138—147.
19. Уломов В. И. Фрактальная решеточная модель сейсмического процесса и повторяемость землетрясений//Сейсмичность Узбекистана. Ташкент: Фан, 1990. С. 237—255.
20. Уломов В. И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии/Под ред. Уломова В. И. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 24—44.
21. Aki K. A probabilistic synthesis of precursory phenomena//Earthquake prediction. Amer. Geophys. Union. Washington, 1981. P. 556—574.
22. Fractals in geophysics//Pure and Appl. Geoph. Special issue. 1989. V. 131. № 1/2. 358 p.
23. Fukao Y., Furumoto M. Hierarchy in earthquake size distribution//Phys. Earth Planet. Inter. 1985. V. 37. P. 149—168.
24. Hirata K. A correlation between the *b*-value and the fractal dimension of earthquakes//J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B6. P. 7507—7514.
25. Ito K., Matsuzaki M. Earthquakes as a self-organized critical phenomena//J. Geoph. Res. 1990. V. 95. № B5. P. 6853—6860.
26. Lockner D. A., Byerlee J. D. Precursory AE patterns leading to rock fracture//Proc. 5th Conf. Acoustic Emiss. Micro. seismic Activ. in Geolog. Struct. and Material. Pennsylvania State Univ. 1991. P. 1—14.
27. Main L. G., Meredith P. G., Sammonds P. R., Jones C. Influence of fractal flaw distribution on rock deformation in the brittle field. Deformation Mechanics. Rheology and Tectonics/Eds. Knoppe R. J., Rutter E. H. Geol. Soc. Amer. Special Public. 54, 1990. P. 81—96.
28. Smalley R. F., Chatelain J. L., Turcotte D. L., Frevot R. A fractal approach to the clustering of earthquakes: application to the seismicity of the New Hebrides//Bull. Seism. Soc. Amer. 1987. V. 77. № 4. P. 1368—1381.

Физический факультет
Московского государственного
университета им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
06.06.1994