

УДК 550.34.(013.4+042.4)

## ФРАКТАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

© 2011 г. А. В. Ключевский, Ф. Л. Зуев

Институт земной коры СО РАН  
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
E-mail: [akluchev@crust.irk.ru](mailto:akluchev@crust.irk.ru)

Поступила в редакцию 09.02. 2010 г.

В работе представлены фрактальные оценки сейсмического процесса (временной структуры сейсмичности) в литосфере Байкальского региона и трех входящих в него районов, полученные для выборок толчков различных энергетических классов из “Каталога землетрясений Прибайкалья”. Временная структура сейсмичности за 1967–2002 годы проанализирована по результатам расчетов фрактальной размерности  $D$  и показателя  $H$ , выполненных по методу “подсчета ячеек” и методу “индекса дисперсии отсчетов”. Установлено, что показатель  $H$  сейсмического процесса на северо-восточном и юго-западном флангах Байкальского региона отличается от значений  $H$  в центральной части Байкальской рифтовой зоны. Наиболее существенные вариации  $D$  и  $H$  обусловлены афтершоковыми сериями сильных землетрясений, а области повышенных значений  $D$  и  $H$  совпадают с зонами концентрации групп сейсмических событий. Отмечается сильное влияние групп толчков на результаты исследования сейсмичности литосферы Байкальского региона статистическими методами, и для целей прогноза сильных землетрясений рекомендуется использовать пространственно-временные выборки данных, очищенные от группирующихся сейсмических событий.

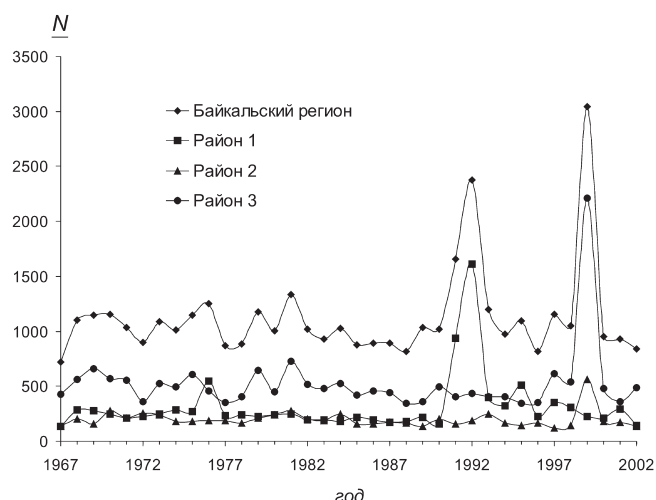
Ключевые слова: Байкальский регион, литосфера, сейсмический процесс, размерность  $D$ , показатель  $H$ , группы землетрясений.

### ВВЕДЕНИЕ

Современные теоретические и численные модели широко используются при изучении пространственно-временной и энергетической структуры сейсмичности [19]. Под структурой понимается совокупность устойчивых (пространственных, временных и/или энергетических) связей объекта, обеспечивающих его целостность и тождественность самому себе [3]. Предполагается, что развитые модели сейсмичности и их объединение с феноменологией реализации землетрясения могут помочь в преодолении трудностей, связанных с отсутствием соответствующих фундаментальных уравнений и невозможностью прямых измерений в глубинах литосферы, где генерируются землетрясения [1]. Известно, что инвариантность относительно мультипликативных изменений масштаба обусловлена самоподобием пространственно-временных процессов, причем о самоподобии и параметрах структуры исследуемой выборки данных можно говорить только в заданном масштабном диапазоне [10]. Самоподобие и фрактальные оценки в приложении к случайным множествам, таким как сейсмичность, – понятия не столь строгие, так как в этом случае части не обязательно должны быть в точности подобны целому и достаточно того, что части и уменьшенное в масштабе целое имеют одинаковые распределения. Такие оценки характеризу-

ют структуру сейсмичности в первом приближении и используются обычно для сравнительного анализа при условии относительной однородности и сопоставимости используемых пространственно-временных выборок данных.

Мониторинг естественной сейсмичности является основным инструментом при проверке теоретических моделей, изучении сейсмотектонических процессов и работах по прогнозу землетрясений. Установлено, что в соответствии с моделью сейсмического затишья, увеличение средней скорости потока землетрясений в большой области вокруг ожидаемого сильного толчка происходит при уменьшении скорости потока в пределах очаговой зоны землетрясения [13, 20]. Подобные исследования указывают на обусловленность сильных сейсмических событий глобальными, региональными и локальными геодинамическими явлениями различной природы, вызвавшими изменения напряженно-деформированного или реологического состояния среды. Хотя пока не существует адекватной теории сейсмического процесса, но, на основе имеющихся данных, предполагается, что тенденции действия тектонических сил и различные свойства литосферы проявляются в свойствах потоков землетрясений. Анализ сейсмического процесса показал, что в Байкальском регионе периоды повышения сейсмической активности чередуются с этапами ее понижения [18]. За время инструментальных наблю-



**Рис. 1.** Графики годовых чисел  $N$  представительных землетрясений с  $K_p \geq 8$ , произошедших в Байкальском регионе и трех районах с 1967 по 2002 гг.

дений наиболее сильные землетрясения с энергетическим классом  $K_p \geq 14$ , как правило, происходили вслед за геодинамической активизацией и являлись откликами на возбуждение геофизической среды, обусловленное перестройкой напряжений в литосфере Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) [5, 7]. При возбуждении активной геофизической среды наблюдался рост числа групп сейсмических событий и увеличение числа толчков в роях. Насыщенность литосферы БРЗ афтершоками и роевыми событиями [6, 15] усложняет анализ сейсмичности в регионе, выдвигая на передний план изучение влияния групп толчков разных энергетических классов на оценку ее параметров.

Мы полагаем [5, 7], что синергетические процессы, происходящие миллионы лет с конца верхнего мела-палеоцена (со времени зарождения Южно-Байкальской впадины – исторического ядра Байкальской рифтовой системы [9] в литосфере БРЗ, формируют естественные пространственно-временные фрактальные структуры, в том числе и в сейсмичности. Термин “естественный” фрактал применяется обычно для обозначения природных структур, которые с той или иной целью могут быть представлены в виде фрактального множества [10]. В настоящей работе представлены фрактальные оценки сейсмического процесса в литосфере Байкальского региона и трех входящих в него районов, полученные для выборок землетрясений различных диапазонов энергетических классов и характеризующие в первом приближении временную структуру сейсмичности этих крупных геологических областей.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Первичные материалы взяты из “Каталога землетрясений Прибайкалья”, в котором представлены

основные сведения о землетрясениях Байкальского региона. Эти каталоги подготовлены сотрудниками группы сводной обработки сейсмических наблюдений Байкальского филиала ГС СО РАН. В соответствии с материалами “Каталога землетрясений Прибайкалья”, наиболее опасной в сейсмическом отношении частью литосферы Байкальского региона ( $\varphi = 48.0\text{--}60.0^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 96.0\text{--}122.0^\circ$  в.д.) является рифтовая зона. На рис. 1 приведены графики годовых чисел  $N$  представительных землетрясений с  $K_p \geq 8$  произошедших с 1967 по 2002 годы в Байкальском регионе и трех входящих в него районах – на юго-западном (район 1,  $\varphi = 48.0\text{--}54.0^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 96.0\text{--}104.0^\circ$  в.д.), северо-восточном (район 3,  $\varphi = 54.0\text{--}60.0^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 109.0\text{--}122.0^\circ$  в.д.) флангах и в центральной части БРЗ (район 2,  $\varphi = 51.0\text{--}54.0^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 104.0\text{--}113.0^\circ$  в.д.). Эти крупные геологические области можно рассматривать как два соседних уровня иерархии неоднородностей литосферы [11]. На рис. 1 видно, что, в целом, вариации годовых чисел землетрясений незначительны, а наиболее существенные изменения скорости сейсмического потока и максимумы годовых чисел толчков наблюдаются в первом районе в 1991–1992 гг., а также во втором и третьем районах в 1999 г., и обусловлены афтершоками Бусийно-гольского (27.12.1991 г.,  $K_p = 16.2$ ;  $\varphi = 50.98^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 98.08^\circ$  в.д.), Южно-Байкальского (25.02.1999 г.,  $K_p = 14.6$ ;  $\varphi = 51.64^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 104.82^\circ$  в.д.) и Кичерского (21.03.1999 г.;  $K_p = 14.5$ ;  $\varphi = 55.83^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 110.34^\circ$  в.д.) землетрясений. Можно отметить, что в Байкальском регионе за XX столетие произошло около 40 землетрясений с энергетическим классом  $K_p \geq 15$  (магнитуда  $M_{LH} \geq 6$ ), которые классифицируются как опасные, способные вызвать значительные человеческие жертвы и материальный ущерб [14]. Вслед за такими землетрясениями, как правило, происходили различной продолжительности афтершоковые серии, число толчков в которых могло существенно изменяться.

Теория фрактальных множеств позволяет описать многие из фрагментированных форм в окружающем нас мире с помощью фрактальных размерностей [10], а наиболее часто используется фрактальная размерность Хаусдорфа  $D_0$ , вычисляемая обычно по формуле [2]

$$D_0 = -\lim_{l \rightarrow 0} \frac{\ln N(l)}{\ln l}, \quad (1)$$

где  $N(l)$  – число  $d$ -мерных “шаров” радиуса  $l$ , полностью покрывающих исследуемый объект, находящийся в Евклидовом пространстве размерности  $d$ . Эта процедура чаще всего выполняется по методу “подсчета ячеек”, основанному на анализе изменения доли заполненных ячеек во вмещающей объект области [10, 16]. В настоящей работе исследуется временная структура выборки  $N_T$  землетрясений различных диапазонов энергетических классов,

происшедших за период времени  $T$  с 1967 по 2002 гг. в Байкальском регионе. При оценке фрактальной размерности  $D$  временного процесса нами применяется заимствованная из [8, 12] модификация метода подсчета ячеек, в которой вмещающая область многократно разбивается на непересекающиеся интервалы длительности  $t$  с последовательным увеличением на каждой итерации количества интервалов и, соответственно, уменьшением  $t$ . График  $\log N_t$  от  $\log(t)$  аппроксимируем прямой, тангенс угла наклона которой характеризует фрактальную размерность  $D$  сейсмического процесса. Чтобы протестировать используемую методику были синтезированы искусственные каталоги сейсмических событий в виде структур “канторовой пыли” [10] с различными теоретическими размерностями Хаусдорфа. Сопоставление теоретических размерностей Хаусдорфа  $D_0$  и вычисленных по методике размерностей временной структуры искусственных каталогов землетрясений  $D$  свидетельствует о близком совпадении полученных оценок. Наблюдаемые отличия позволяют оценить “внутренние ошибки” процедуры, которые не превышают 0.02, указывая, что приведенные ниже оценки фрактальной размерности  $D$  временной структуры сейсмичности в литосфере Байкальского региона, полученные в результате статистических процедур, достаточно близки к классической размерности Хаусдорфа  $D_0$ .

Также известно [16], что экспериментальные сигналы, получаемые при наблюдении многих природных явлений, имеют фрактальную зависимость от времени, а фундаментальной характеристикой временного процесса и показателем степени связи между событиями является показатель Херста  $H$ . При оценке временной структуры сейсмичности в Байкальском регионе нами используется аналог этого показателя, вычисленный по методу “индекса дисперсии отсчетов” (IDC) [17]. Для исследуемого интервала времени  $t$  IDC определяется как отношение дисперсии числа землетрясений  $N_t$ , происшедших в течение этого интервала, к математическому ожиданию  $N_t$

$$IDC(t) = \sigma^2 \{N_t\} / M \{N_t\} \quad (2)$$

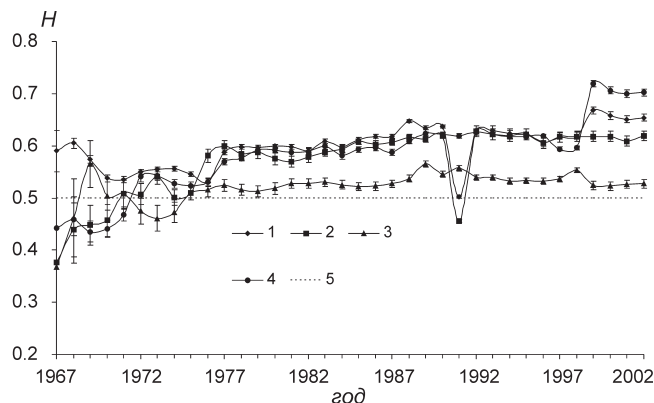
Самоподобные процессы дают монотонно увеличивающийся IDC вида:  $m^{-1}t^{2H-1}$ , где  $m$  – константа, зависящая от выборки  $N_t$ , и график  $\log IDC(t)$  от  $\log(t)$  имеет линейный вид с наклоном  $2H-1$ . Значения  $H$  вычисляют подбором прямой линии к графику, предполагая, что зависимость имеет линейный характер. Метод IDC является простым и эффективным, не требует больших вычислительных мощностей, а полученные графики довольно наглядно показывают изменения структуры при изменениях выборок данных. Теоретический анализ и экспериментальные сопоставления, выполненные в [17] указывают, что применение метода IDC при-

водит к результатам, достаточно близким к классическому показателю Херста  $H$ .

## ФРАКТАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Показатель  $H$  и размерность  $D$  определены за 1967–2002 гг. для годовых выборок землетрясений Байкальского региона с  $K_p \geq 6$ ,  $K_p \geq 7$ ,  $K_p \geq 8$  и  $K_p \geq 9$ . Анализ изменения показателя  $H$  и  $D$  во времени показал, что они имеют в целом одинаковые тенденции для выборок толчков различных диапазонов энергетических классов, а уровень  $H$  и  $D$  понижается в выборках более сильных землетрясений. Максимальный уровень  $H \approx 0.88$  отмечается в 1992 г. для выборки толчков с  $K_p \geq 6$  и совпадает с наиболее активной фазой афтершоков Бусийно-гольского землетрясения (рис. 1). Можно отметить, что параметр  $D$  более стабилен, чем показатель  $H$ , и оба параметра реагируют на афтершоковые серии сильных землетрясений 1991–1992 и 1999 гг. Повышение  $D$  и  $H$  обусловлено увеличением объемов годовых выборок данных при расширении диапазона энергетических классов и высоким уровнем группирования слабых сейсмических событий БРЗ. Влияние этих факторов оценено для выборок землетрясений с  $K_p \geq 6$ ,  $K_p \geq 7$ ,  $K_p \geq 8 \dots$  и  $K_p \geq 11$ , произошедших в Байкальском регионе и трех районах с 1967 по 2002 гг. В выборке землетрясений северо-восточного фланга Байкальского региона с  $K_p \geq 6$  показатель  $H \approx 0.77$ , подтверждая повышенный уровень группирования толчков на этой территории [6, 15], а в выборках толчков центральной части и юго-западного фланга региона с  $K_p \geq 6$  показатель  $H \approx 0.71$ . Для землетрясений с  $K_p \geq 7$ ,  $K_p \geq 8 \dots$  и  $K_p \geq 11$  третьего района показатель не опускается ниже  $H \approx 0.63$  даже для толчков с  $K_p \geq 11$ . В сейсмичности первого района для землетрясений с  $K_p \geq 11$  показатель  $H \approx 0.55$ . Совершенно другая картина наблюдается в сейсмичности центральной части БРЗ, где уровень показателя быстро понижается и для толчков с  $K_p = 9$  приближается к  $H \approx 0.52$ . Поскольку выборки годовых данных первого и второго районов примерно сопоставимы (рис.1), можно полагать, что повышенные значения параметра  $H$  в первом районе обусловлены более высоким уровнем группирования толчков на этой территории. Различия уровней  $D$  толчков одного диапазона классов в трех районах чаще всего не превышает стандартное отклонение и для слабых землетрясений размерность близка к  $D \approx 0.95$ . Для более сильных толчков размерность понижается до уровня  $D \approx 0.8$  с минимальным значением  $D \approx 0.75$  в выборке землетрясений третьего района с  $K_p \geq 11$ .

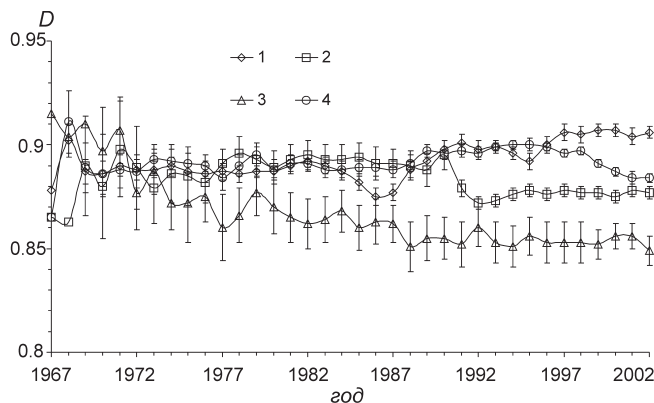
На рис. 2 и 3 представлены графики вариаций показателя  $H$  и размерности  $D$ , полученные для суммарных накопленных (с шагом в один год) выборок землетрясений с  $K_p \geq 9$ , зарегистрированных



**Рис. 2.** Показатель  $H$  суммарного (по накопленной с шагом в один год статистике) сейсмического процесса с  $K_p \geq 9$  в Байкальском регионе и трех районах.

1–4 – показатель  $H$  выборок землетрясений с  $K_p \geq 9$  Байкальского региона, первого, второго и третьего районов соответственно (см. рис. 1); 5 – при  $H > 0.5$  сейсмический процесс имеет свойства персистентного временного ряда.

с 1967 по 2002 гг. в Байкальском регионе и в трех районах. На рис. 2 видно, что до середины 1970-х гг. на графиках имеют место вариации  $H$  при высоких стандартных отклонениях, обусловленные небольшими объемами данных. Однако и в этот промежуток времени наблюдается соответствие графиков показателя  $H$  первого и третьего районов, и их значимое отличие от графика  $H$  второго района. Графики показателя  $H$  первого и третьего районов в дальнейшем имеют небольшое отличие и близки к графику показателя  $H$  Байкальского региона. Коэффициент корреляции графиков первого и третьего районов равен  $\rho \approx 0.80$ , а корреляция графиков второго и третьего районов составляет  $\rho \approx 0.50$ . Следует также отметить сильное уменьшение до  $H \approx 0.46$  в 1991 году в первом районе и в Байкальском регионе ( $H \approx 0.5$ ), которое совпадает во времени с началом афтершоковой серии Бусийногорского землетрясения. Такое необычное понижение привлекает к себе внимание потому, что другие афтершоковые серии сильных землетрясений, отражая усиление связи толчков, приводят к увеличению  $H$ . На северо-востоке региона в 1999 г. показатель принимает максимальное значение  $H \approx 0.72$ , которое совпадает во времени с афтершоковой серией Кичерского землетрясения. Сохранение высокого уровня  $H$  в последующие годы указывает на присутствие памяти об этой серии афтершоков во временной структуре сейсмичности Байкальского региона и третьего района. Таким образом, наиболее существенные вариации показателя  $H$  сейсмического процесса в Байкальском регионе и трех районах совпадают во времени с афтершоковыми сериями сильных землетрясений, но группы толчков по-разному влияют на параметр



**Рис. 3.** Размерность  $D$  суммарного (по накопленной с шагом в один год статистике) сейсмического процесса с  $K_p \geq 9$  в Байкальском регионе и трех районах.

1–4 – размерность  $D$  выборок землетрясений с  $K_p \geq 9$  Байкальского региона (1), первого (2), второго (3) и третьего (4) районов.

$H$ . В центральной части БРЗ с середины 1970-х гг. средний уровень показателя варьирует в интервале  $H \approx 0.51–0.53$ , т.е. временная структура сейсмичности на этой территории в целом близка к детерминированному хаосу. В 1989 и 1998 гг. наблюдаются значимые увеличения  $H$ , которые возможно являются следствием Северо-Монгольского (13.05.1989;  $K_p = 15$ ;  $\varphi = 50.17^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 105.34^\circ$  в.д.) и предвестником Южно-Байкальского (25.02.1999) землетрясений. Так как эпицентры афтершоков Северо-Монгольского землетрясения расположены за пределами второго района [4], то наблюдаемое увеличение  $H$  в 1989 г. может быть вызвано увеличением скорости потока землетрясений в большой области вокруг ожидаемого сильного толчка [20]. Увеличение  $H$  в 1998 г. может быть обусловлено сейсмическим затишьем в пределах очаговой зоны Южно-Байкальского землетрясения [13]. В центральной части БРЗ в 1989 и 1998 году не было выявлено групп землетрясений, так что максимумы показателя  $H$  в эти годы не могут быть обусловлены кластерами толчков на этой территории. Следует отметить, что за исследуемый на рис. 2 интервал времени не наблюдается тенденции сближения графиков показателя  $H$  на флангах и в центральной части БРЗ. В интервале времени с 1967 по 2002 гг. фрактальная размерность изменяется от  $D \approx 0.92$  до  $D \approx 0.85$ , причем годовые вариации  $D$  не превышают двух стандартных отклонений даже при афтершоковых сериях толчков (рис. 3).

На рис. 4 приведена карта изолиний показателя  $H$ , определенного для выборок из  $n > 100$  землетрясений с  $K_p \geq 8$ , зарегистрированных в пределах площадок  $2.0^\circ \times 2.0^\circ$ . Сглаживание данных выполнено при шаге в  $1^\circ$  по широте и долготе, а значения  $H$  приписаны центрам площадок. Чтобы показать влияние групп землетрясений, на карте представле-

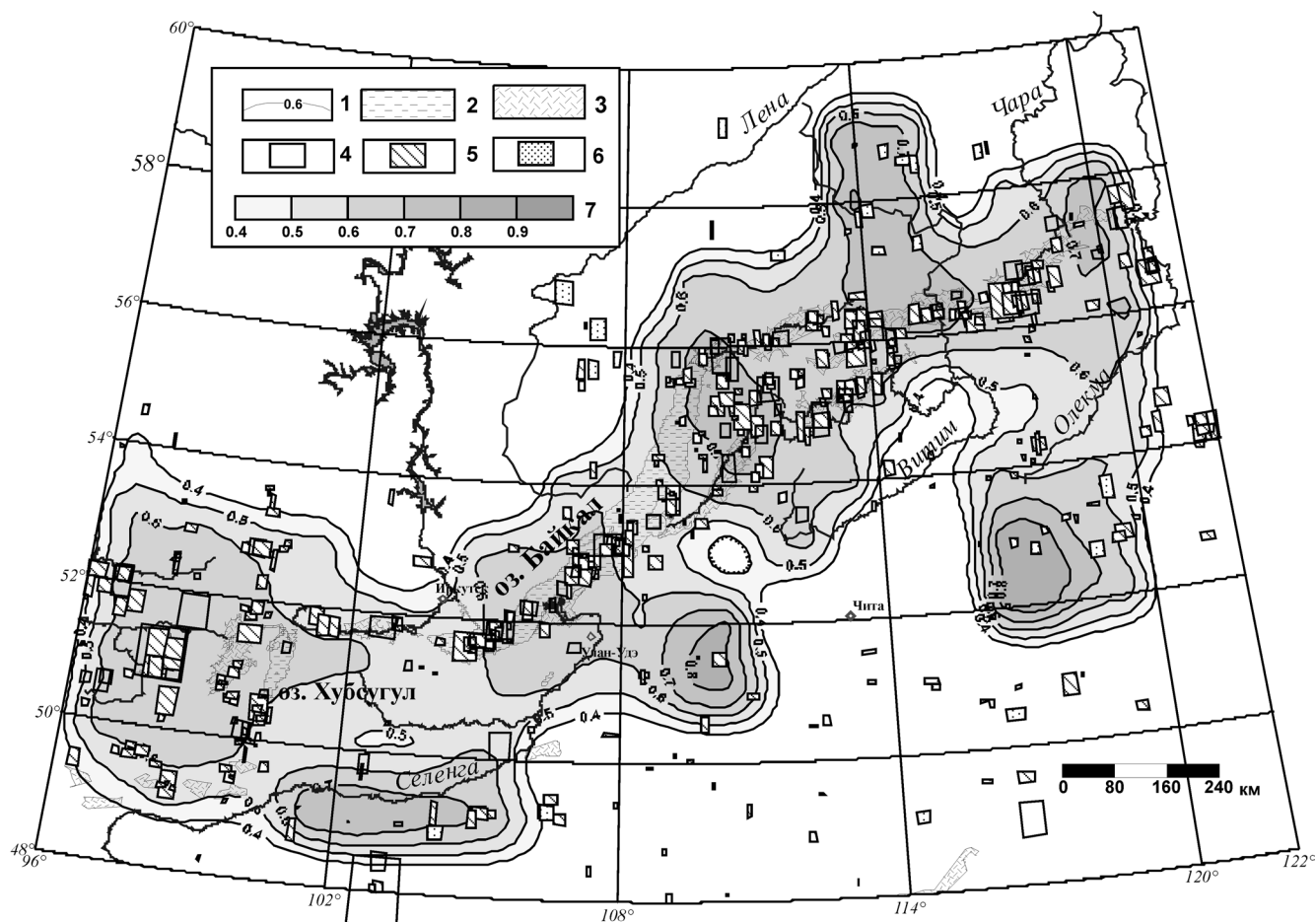


Рис. 4. Пространственное распределение показателя  $H$  по территории Байкальского региона.

1 – изолинии показателя  $H$ , 2 – озера, 3 – впадины, 4–6 – площадки афтершоков, роевых толчков и взрывов соответственно, 7 – шкала показателя  $H$ .

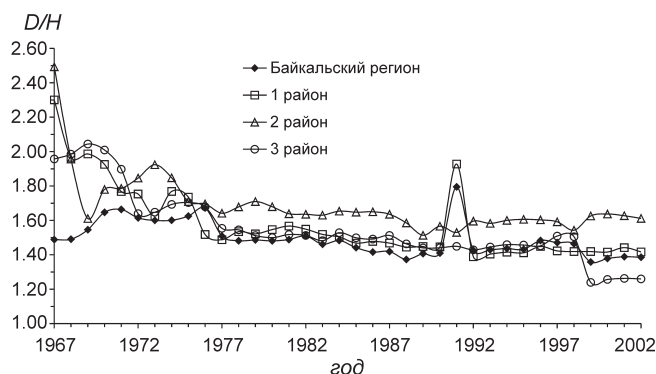
ны 496 площадок различных размеров, в пределах которых были выделены группы толчков, происшедших в литосфере Байкальского региона с 1967 по 2002 г. [5, 6]. На карте видно, что участки повышенной плотности групп сейсмических событий, как правило, соответствуют зонам высоких значений  $H$ .

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В теоретических исследованиях диапазон  $0.50 < H \leq 1.00$  характеризует персистентный временной ряд, в котором присутствуют эффекты связи и памяти – то, что происходит сегодня, воздействует на будущее [10, 16]. В целом сейсмический процесс в литосфере Байкальского региона и трех районов является персистентным, несущим в себе эффекты памяти о наиболее существенных группах землетрясений. Во временной структуре сейсмичности присутствует статистическое мультипликсивирование, формируемое суперпозицией афтершоков, роевых и фоновых толчков, которое, вероятно, является одной из причин наблюдаемых от-

личий графиков показателя  $H$  на флангах и в центральной части БРЗ. Наложение толчков приводит к объединенному самоподобному временному процессу, но при скачке скорости потока землетрясений в начале афтершоковой серии возникает дополнительная нелинейность с возможностями различного динамического поведения геофизической системы сеймогенеза, которая находит отражение в существенных изменениях параметров  $H$  и  $D$ . Отсюда следует, что изощренный анализ сейсмичности литосферы Байкальского региона статистическими методами (например, для целей прогноза сильных землетрясений) следует проводить с использованием однородных пространственно-временных выборок данных, очищенных от группирующихся сейсмических событий.

В связи с этим, представляет интерес анализ соотношения между размерностью Хаусдорфа  $D_0$  и показателем Херста  $H$  сейсмического процесса. Известно [10], что значение показателя Херста  $H = 0.5$  (или  $D_0 = 2$ , поскольку  $D_0 = 1/H$ ) соответствует следу обыкновенного броуновского движения на плоскости. Точечный процесс, имеющий топологическую размерность вмещающего простран-



**Рис. 5.** Отношение размерности  $D$  к показателю  $H$  для суммарного (по накопленной с шагом в один год статистике) сейсмического процесса с  $K_p \geq 9$  в Байкальском регионе и трех районах.

ства  $E = 1$ , должен, вероятно, при  $H = 0.5$  соответствовать  $D_0 = 1$ . Следовательно, соотношение  $D_0/H = 2$  удовлетворяет идеальному сейсмическому процессу с равномерным распределением бесконечного числа толчков во времени ( $D_0 = 1$ ) и отсутствием кластеров ( $H = 0.5$ ). Насколько временная структура сейсмичности в литосфере Байкальского региона и трех районов отличается от теоретической можно судить по рис. 5, на котором представлены графики отношения  $D/H$ , пересчитанные по данным рис. 2–3. На рис. 5 видно, что в исследуемый интервал времени отношение изменяется в пределах  $1.25 < D/H < 2.5$  со средним уровнем  $D/H \approx 1.5$ . Судя по графикам на рис. 2–3, вклад в это отношение вносят оба параметра (т.е. как неоднородность, так и группирование сейсмического процесса), но особенно значителен показатель  $H$  при афтершоковой серии Кичерского землетрясения, когда в третьем районе отношение уменьшается до  $D/H \approx 1.25$ .

Наиболее существенные вариации показателя  $H$  сейсмического процесса в литосфере Байкальского региона и трех районов, чаще всего, совпадают во времени с афтершоками сильных землетрясений. Однако значимые вариации показателя  $H$  перед Южно-Байкальским землетрясением свидетельствуют об изменении структуры динамики сейсмичности в центральной части БРЗ перед этим сильным толчком. Сейсмический процесс в этом районе имеет две особенности: во-первых, он исследуется на небольшой территории, которая значительно меньше размеров первого и третьего районов, а во-вторых, в исследуемой выборке землетрясений второго района с  $K_p \geq 9$  почти нет группирующихся толчков. Можно полагать, что пространственная детализация исследований и отсутствие группирующихся толчков являются необходимым условием обнаружения прогностического признака сильного землетрясения в Байкальском регионе статистическими методами по сейсмическим данным.

## ВЫВОДЫ

Анализ данных “Каталога землетрясений Прибайкалья” показал, что сейсмический процесс в литосфере Байкальского региона и трех районов имеет свойства персистентного временного ряда. Во временной структуре сейсмичности присутствует статистическое мультиплексирование, формируемое суперпозицией афтершоков, роевых и фоновых толчков. Графики временных изменений показателя  $H$  сейсмического процесса в первом и третьем районах близки и существенно отличаются от графика  $H$  центральной части БРЗ. Наиболее существенные изменения  $D$  и  $H$  совпадают во времени с афтершоковыми сериями сильных землетрясений, а области повышенных значений  $D$  и  $H$  соответствуют зонам концентрации групп сейсмических событий. Из-за сильного влияния групп толчков исследование сейсмичности литосферы Байкальского региона статистическими методами следует проводить с использованием однородных пространственно-временных выборок данных, очищенных от группирующихся сейсмических событий.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект (09–05–00014\_a, 08–05–90201–Монг\_a).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ геодинамических и сейсмических процессов // Вычислительная сейсмология. Вып. 35. / Под ред. В.И. Кейлис-Борока и Г.М. Молчана. М.: ГЕОС, 2004. 329 с.
2. Божокин С.В., Паришин Д.А. Фракталы и мультифракталы. Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”. 2001. 128 с.
3. Большая Советская Энциклопедия. М.: Советская энциклопедия. 1975. Вып. 3. Т. 24. Кн. 1. / Отв. ред. Н.А. Прохоров. 607 с.
4. Ключевский А.В. Динамические параметры очагов афтершоков Северо-Монгольского землетрясения // Геология и геофизика. 1993. № 6. С. 136–141.
5. Ключевский А.В. Современная динамика Байкальского рифта и особенности пространственно-временного распределения сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 65–78.
6. Ключевский А.В. Группы землетрясений как индикаторы напряженно-деформированного состояния литосферы в Байкальском регионе // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 332–335.
7. Ключевский А.В. Сейсмичность в условиях самоорганизации Байкальской рифтовой системы // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 1. С. 96–100.
8. Ключевский А.В., Зуев Ф.Л. Структура поля эпицентров землетрясений Байкальского региона // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 5. С. 682–687.
9. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 91–106.
10. Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы.

- М.: ИКИ, 2002. 656 с.
11. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829–831.
  12. Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф., Шнирман М.Г. Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 2. С. 3–15.
  13. Соболев Г.А. Стадии подготовки сильных Камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 63–72.
  14. Соболев Г.А. Перспективы прогноза землетрясений // Проблемы геофизики XXI века. Кн. 2. М.: Наука, 2003. С. 158–179.
  15. Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 93 с.
  16. Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 261 с.
  17. Шелухин О.И., Тенякиев А.М., Осин А.В. Фрактальные процессы в телекоммуникациях. М.: Радиотехника, 2003. 480 с.
  18. Golenetsky S.I. Problems of seismicity of the Baikal rift zone // J. Geodyn. 1990. №11. P. 293–307.
  19. International handbook of earthquake and engineering seismology. Part A. / Eds.: W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, C. Kisslinger. Acad. Press. Amsterdam, 2002. 934 pp.
  20. Keilis-Borok V.I., Knopoff L., Rotwain I., Allen C.R. Intermediate term prediction of occurrence times of strong earthquakes // Nature. 1988. V. 335, № 6192. P. 690–694.

Рецензент В.В. Филатов

## Fractal assessments of seismic process in the Baikal region lithosphere

A. V. Klyuchevskii, F. L. Zuev

*Institute of the Earth crust, Siberian Branch of RAS*

The fractal assessments of seismic process (temporal structure of seismicity) in the lithosphere of the Baikal region which consists of three areas is presented in the paper. The data for the sets of different energy classes' shocks was obtained from the "Catalogue of earthquakes of Pribaikalye". Temporal structure of seismicity 1967–2002 has been analyzed from  $D$  dimensionality and  $H$  factor, the calculations performed by the methods for counting cells and the index of dispersion of counts. It has been stated that  $H$  factor for seismic process on the northeast and southwest flanks of the Baikal region differs from that in the central part of the Baikal rift zone. The most considerable variations in  $D$  and  $H$  are due to aftershock series of large earthquakes, and high  $D$ - and  $H$ -value areas coincide with the zones of concentration of clusters of seismic events. The shock clusters show evidence of strong influence on the statistical results of seismicity in the lithosphere of the Baikal region, and in an effort to predict large earthquakes we recommend to use the spatiotemporal data sets which does not contain clustering seismic events.

Key words: *Baikal region, lithosphere, seismic process,  $D$  dimensionality,  $H$  factor, earthquake clusters.*