

УДК 550.34+519.23.25

СПЕКТР ЭНЕРГИИ ПОТОКА СЕЙСМИЧНОСТИ

Г.М. Водинчар^{1,2}, А.В. Викулин^{1,2},

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006*

² *Камчатский государственный университет, Петропавловск-Камчатский, 683032*

Миграция - волновое свойство сейсмичности

Многочисленными исследованиями доказано, что миграция очагов землетрясений является свойством сейсмического процесса. Литература по миграции сейсмичности, по ее

волновым свойствам обширна. Достаточно полная библиография таких работ приведена в работах [3,4]. Следует выделить работы Р.З.Тараканова, S.Duda, К.Могі, Ш.А.Губермана, которые первыми количественно описали перемещение эпицентров землетрясений в пределах разных пространственно-временных масштабов от очагов отдельно взятых сильных землетрясений до планеты в целом и показали его волновую природу. По-видимому, отсутствие физически прозрачных механизмов, с помощью которых можно было бы объяснить природу явления и, в первую очередь, малые значения скоростей миграции (10-1000 км/год), уменьшило интерес ученых к этой проблеме.

Бурное развитие «нелинейной геофизики» (работы W.M.Elsasser, J.B.Savage, А.В.Николаева и В.Н.Николаевского с сотрудниками, О.Б.Хаврошкина, В.Н.Быкова и многих других), имеющее место в последнее время, с использованием формализма уединенных волн - солитонов, на новом физическом уровне возродило интерес к проблеме миграции сейсмичности [4].

Построение рядов данных

Исходными данными исследования, проводимого в настоящей работе, являются координаты и магнитуды (энергии) землетрясений с глубинами гипоцентров $H < 100$ км и магнитудами $M \geq 7$, которые произошли в пределах Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг в период с 1900 по 2002 гг. Полные данные о всех $N = 347$ таких землетрясениях, содержащиеся в региональных и международных каталогах, представлены в любезно предоставленной нам В.К.Гусяковым базе данных [17], которой мы и воспользовались при анализе.

Свойства пространственно-временного распределения эпицентров землетрясений (волнового миграционного процесса) будем исследовать в плоскости переменных «расстояние по дуге l - время t ». В отличие от других работ такого плана, например, работ [2,4,15], в которых определение координат землетрясений l проводилось «вручную» путем построения карт сейсмичности, в настоящем исследовании определение координат l было формализовано и проводилось с использованием компьютера. Для представления изучаемой совокупности данных в координатах (l, t) достаточно получить аналитические выражения для уравнений, описывающих распределение эпицентров землетрясений в пределах каждой из трех островных дуг, и «сшить» их в точках «состыковки».

Эпицентры всей исследуемой совокупности в координатах географические широта - долгота представлены на рис.1. Из данных, представленных на этом рисунке, следует, что форма всех островных дуг хорошо приближается многочленами второй степени, параметры

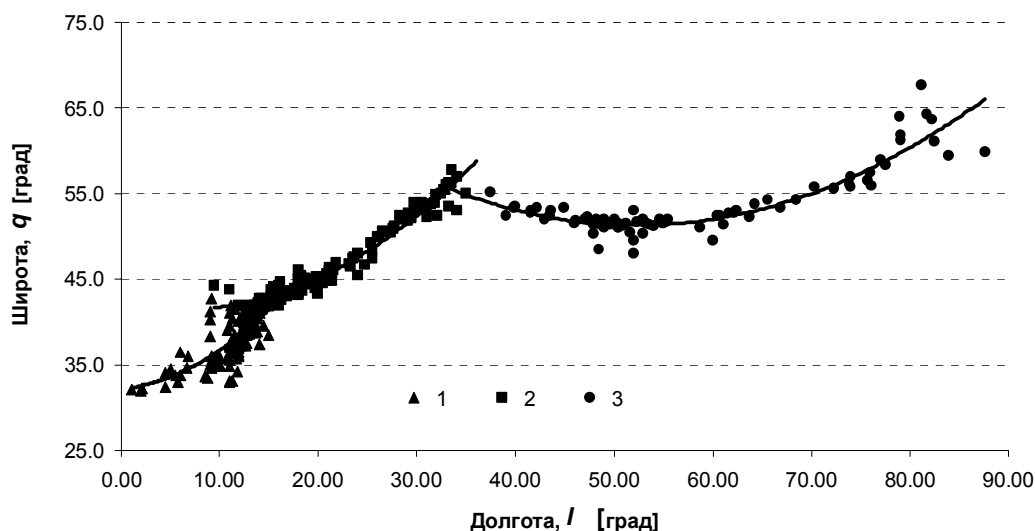


Рис. 1. Аппроксимация островных дуг. 1, 2, 3 - эпицентры Японских, Курило-Камчатских и Алеутских землетрясений, соответственно. Долгота отсчитывается от географической восточной долготы 130^0 , значение которой принято нами за начало отсчета.

которых можно определить методом наименьших квадратов. Тогда уравнение для «объединенной» дуги получается в виде:

$$\theta = \begin{cases} 0.0369\lambda^2 + 0.0687\lambda + 32.329 & \text{если } \lambda \leq 16.38^\circ, \\ 0.0188\lambda^2 - 0.2039\lambda + 41.654 & \text{если } 16.38^\circ < \lambda \leq 33.25^\circ, \\ 0.0119\lambda^2 - 1.251\lambda + 84.099 & \text{если } \lambda > 33.25^\circ. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь, как и на рис. 1, θ - географическая северная широта, а λ - долгота, отсчитываемая от географической восточной долготы 130° , значение которой принято нами за начало отсчета.

Для определения координаты l эпицентр каждого землетрясения по нормали проектируем на «объединенную» дугу. В результате для каждой точки с географическими координатами $[\lambda, \theta(\lambda)]$, где широта вдоль «объединенной» дуги θ определяется из соотношений (1), координата вдоль дуги l будет определяться с помощью интеграла

$$l = R_0 \int_0^\lambda \sqrt{\cos^2 \theta + \left(\frac{d\theta}{d\lambda}\right)^2} d\lambda. \text{ Здесь } \theta \text{ и } \lambda \text{ измеряются в радианах, а } R_0 \text{ - радиус Земли.}$$

Таким образом, диапазон изменения используемых нами при анализе координат $[l, t]$ составляет $\Delta L: 0 \leq l \leq l_{max} = 8150$ км, и $\Delta T: 0 \leq t \leq t_{max} = 103$ года и включает всю самую сейсмически активную в XX столетии северо-западную окраину Тихого океана. Представляется, что такой исходный сейсмологический материал ($N = 347$), «распределенный» в пределах достаточно представительного пространственно-временного интервала, является достаточным для получения корректных статистических оценок.

Спектральный анализ рядов данных

Дискретный Фурье-анализ описанной выше совокупности землетрясений проведем в координатах $[l, t]$. Для получения исходных статистических данных координатную плоскость $[l, t]$ в диапазонах ΔL и ΔT разобьем на прямоугольники $[l_i; t_j] \times [l_{i+1}; t_{j+1}]$ со сторонами 50 км (по дуге) и 1 год по временной координате: $i = 0, \dots, 162$ и $j = 0, \dots, 102$. Анализ будем проводить для двух рядов данных: E_{ij} и μ_{ij} , где μ_{ij} - количество землетрясений, координаты которых попали в прямоугольник $[l_i; t_j] \times [l_{i+1}; t_{j+1}]$, E_{ij} - суммарная сейсмическая энергия, выделившаяся при землетрясениях, попавших в такой прямоугольник. Величина энергии определялась по формуле Гуттенберга-Рихтера [10]. Таким образом, данные первого ряда характеризуют поле энергии, а второго - можно использовать для оценки плотности пуассоновского двумерного потока землетрясений (потока сейсмичности) [11].

Перед проведением гармонического анализа с целью подавления возможного влияния волновых компонент, периоды и/или длины которых превосходят l_{max} и t_{max} , из построенных рядов E_{ij} и μ_{ij} был исключен линейный тренд [1].

Двумерный Фурье-анализ рядов проводился с использованием разработанных одним из авторов программ [6]. Фрагмент результатов анализа для ряда μ_{ij} , характеризующего волны, перемещающиеся вдоль объединенной дуги в «положительном» направлении (от Японии к Алеутам), представлен на рис. 2.

Спектр, представленный на рис. 2, не содержит максимумов с нормированной амплитудой более 0.7, является достаточно «равномерным» (белым) по амплитуде, поэтому говорить о существовании волн со статистически значимыми амплитудами не представляется возможным.

Спектр поля энергии представлен на рис. 3 А, В. Из данных, представленных на этих двух рисунках, видно, что спектр содержит достаточно «острые» максимумы, которые могут соответствовать реально существующим волновым компонентам. Детальный анализ позволил выделить 23 пространственных гармоники с нормированными амплитудами на уровне 0.7 и более. Их параметры представлены в таблице.

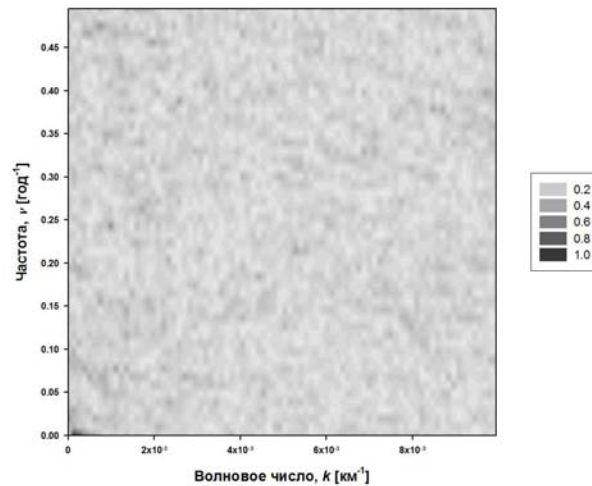


Рис. 2. Амплитудный спектр плотности потока сейсмичности. На рисунке интенсивность окраски соответствует величинам амплитуд волн, нормированных к наибольшей амплитуде.

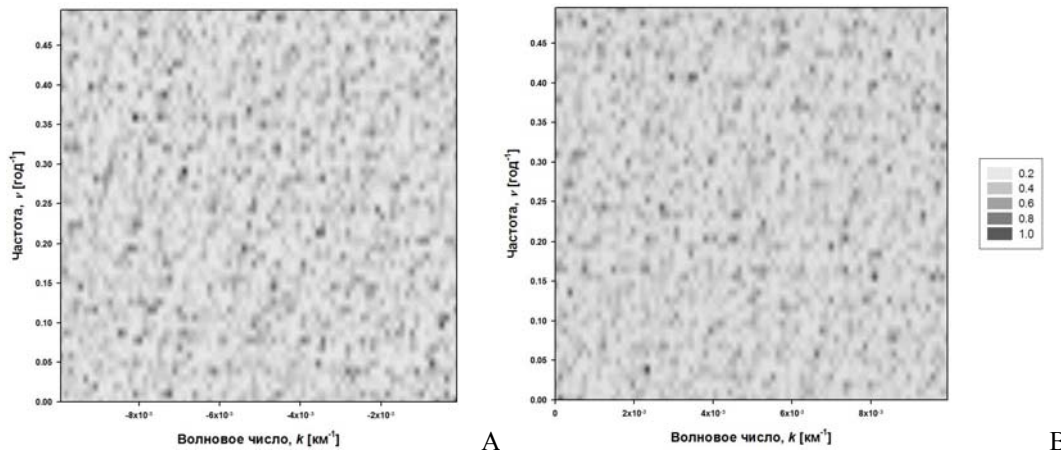


Рис. 3. Амплитудный спектр поля сейсмической энергии. А - для пространственных гармоник, распространяющихся в положительном направлении (от Японии к Аляске), В - для гармоник, распространяющихся в отрицательном направлении (от Аляски к Японии). Интенсивность окраски и способ ее интерпретации те же, что и на рис. 2.

Как видно из статистических (St) данных, представленных в таблице, скорости выделенных волн, их периоды и длины заключены в пределах $\delta V_{ST} = 8\text{-}650$ км/год, $\delta T_{ST} = 2\text{-}26$ лет, $\delta L_{ST} = 103\text{-}2700$ км соответственно.

Выявленные с помощью Фурье-анализа волны с максимальной амплитудой на плоскости «волновое число k - частота ν » представлены на рис. 4.

Из данных, представленных на рис. 4, следует, что все поле точек на плоскости «волновое число k - частота ν » распределено не равномерно. При этом достаточно отчетливо можно выделить три группы точек, соответствующих различным дисперсионным кривым. Первая включает точки с отрицательными значениями k (группа 1, в табл. № п.п. 2, 4, 11, 14, 15, 17, 20, 22, 23), вторая - точки из вертикальной полосы $k = 0\text{-}0.004$ км⁻¹ (группа 2, в табл. № п.п. 1, 6, 8-10, 12), третья включает точки с $k > 0.006$ км⁻¹ (группа 3, в табл. № п.п. 3, 5, 7, 13, 16, 18, 19, 21).

Точки первой и второй групп аппроксимируем прямыми, проходящими через «начало координат» ($k = 0, \nu = 0$). Аппроксимирующие линии найдем методом наименьших квадратов.

Уравнения прямых имеют вид для точек группы 1 и 2 соответственно:

$$\nu = V^{(-)}k, \quad V^{(-)} = 38 \div 50 \text{ км/год} \quad (2)$$

$$\nu = V^{(+)}k, \quad V^{(+)} = 17 \div 203 \text{ км/год} \quad (3)$$

Параметры наиболее интенсивных пространственных гармоник каталога землетрясений, произошедших в пределах Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг в XX веке

№ п.п.	Длина, км	Волновое число, км ⁻¹	Период, лет	Частота, год ⁻¹	Нормированная амплитуда	Фазовая скорость, км/год
1	428.9	0.0023	25.8	0.0388	1.000	16.7
2	123.5	-0.0081	2.8	0.3592	0.919	44.4
3	123.5	0.0081	6.4	0.1553	0.916	19.2
4	145.5	-0.0069	3.4	0.2913	0.884	42.4
5	118.1	0.0085	2.3	0.4369	0.787	51.6
6	291.1	0.0034	2.5	0.4078	0.786	118.7
7	103.2	0.0097	2.7	0.3689	0.779	38.1
8	370.5	0.0027	4.1	0.2427	0.760	89.9
9	1358.3	0.0007	2.1	0.4757	0.758	646.2
10	339.6	0.0029	2.5	0.4078	0.756	138.5
11	2037.5	-0.0005	10.3	0.0971	0.743	197.8
12	2716.7	0.0004	7.4	0.1359	0.743	369.3
13	143.0	0.0070	5.2	0.1942	0.725	27.8
14	1358.3	-0.0007	20.6	0.0485	0.721	65.9
15	135.8	-0.0074	2.6	0.3883	0.718	52.8
16	150.9	0.0066	17.2	0.0583	0.709	8.8
17	185.2	-0.0054	5.2	0.1942	0.708	36.0
18	135.8	0.0074	4.9	0.2039	0.707	27.7
19	107.2	0.0093	4.3	0.2330	0.700	25.0
20	108.7	-0.0092	2.5	0.3981	0.699	43.3
21	104.5	0.0096	6.4	0.1553	0.694	16.2
22	281.0	-0.0036	4.7	0.2136	0.686	60.0
23	214.5	-0.0047	6.9	0.1456	0.685	31.2

Примечание: положительные значения скоростей и волновых чисел соответствуют волнам, перемещающимся в «положительном» направлении, а отрицательные - волнам, перемещающимся в «отрицательном» направлении.

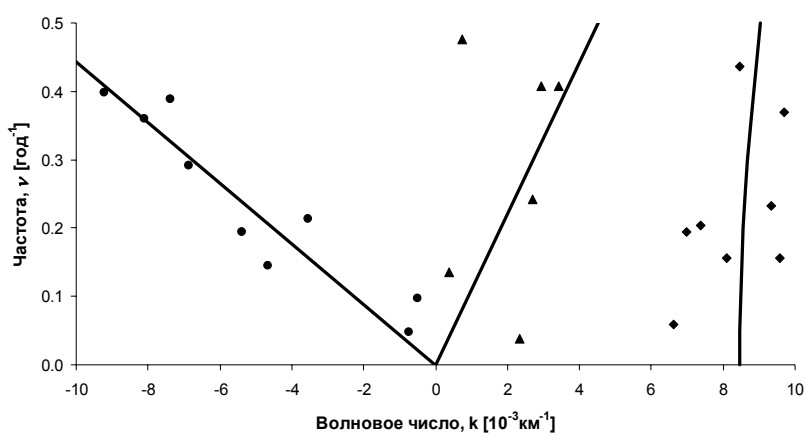


Рис. 4. Представление статистических данных таблицы на плоскости «волновое число–частота» и определенные по ним дисперсионные соотношения, характеризующие каталог сильных землетрясений северо-западной окраины Тихого океана в XX веке.

Положительные и отрицательные значения скоростей, как и в таблице, соответствуют волнам, распространяющимся в направлениях от Японии к Аляске и от Аляски к Японии, соответственно. Интервальные оценки скоростей получены при уровне доверительной вероятности 0.95.

Рассмотрим точки группы 3. Поскольку дисперсионные кривые должны быть симметричны относительно начала координат [7], их аппроксимация прямой линией, которая заведомо не проходит через начало координат, не имеет физического смысла. Аппроксимируем эти точки с помощью центральной кривой второго порядка, центр которой поместим в начало координат.

Точечная оценка дисперсионного уравнения дает гиперболу:

$$\frac{k^2}{k_0^2} - \frac{v^2}{v_0^2} = 1, \quad k_0^2 = 7.2 \cdot 10^{-5} \text{ км}^{-2}, \quad v_0^2 = 1.74 \text{ год}^{-2}. \quad (4)$$

Асимптота такой гиперболы задается уравнением

$$v = V_g \cdot k, \quad V_g = 156 \text{ км/год}, \quad (5)$$

где V_g - по сути, групповая скорость.

При интервальном оценивании параметров гиперболы оказывается, что 95%-ый доверительный интервал для v_0^{-2} содержит и отрицательные значения. Другими словами, при таком уровне доверительной вероятности точки группы 3 аппроксимируются гиперболой или эллипсом. Поскольку в ряду дисперсионных соотношений, соответствующих каноническим волновым уравнениям, эллиптическая зависимость не встречается, отбрасываем отрицательную часть интервала при оценке v_0^{-2} . Тогда 95%-ые доверительные интервалы для k_0^2 и v_0^2 , соответственно, равны $[5.1 \cdot 10^{-5}; 11.9 \cdot 10^{-5}]$ и $[0.197; +\infty]$. Отсюда можно получить только нижнюю оценку для групповой скорости:

$$V_g \geq 40.7 \text{ км/год}. \quad (6)$$

Для получения верхней оценки необходимо устранить неопределенность в типе дисперсионной кривой. Неопределенность между эллипсом и гиперболой снимается при переходе к уровню доверительной вероятности 0.2. При этом получают 20%-ые интервальные оценки:

$$V_g = 112 \div 416 \text{ км/год} \text{ и } V^{(+)} = 101 \div 120 \text{ км/год}. \quad (7)$$

Из сопоставления 95%-ых доверительных интервалов для скоростей V_g и $V^{(+)}$ из (3) и (6) с соответствующими 20%-ми интервалами из (7) видно, что оценки скоростей волн групп 2 и 3 согласуются на обоих уровнях доверительной вероятности.

Обсуждение результатов

1. Ранее, на сейсмологическом (Sm) материале землетрясений северо-западной окраины Тихого океана, включающей Японскую, Курило-Камчатскую и Алеутскую дуги, было показано существование класса сильнейших землетрясений, очаги которых имеют тенденцию закономерным образом располагаться в пространстве и во времени [2,8,12,14,16]. Размеры очагов таких землетрясений в пределах Японии, Курил-Камчатки и Алеутских островов составляют $\delta L_{SM} = 100-1300 \text{ км}$ [4,8,13,14]. Значения скоростей миграции таких землетрясений, как известно [3,4], расположены в пределах $\delta V_{SM} = 10-300 \text{ км/год}$. Интервалы времени повторяемости таких землетрясений в одном месте δT_{SM} изменяются в достаточно широких пределах от нескольких секунд (например, главный толчок Шикотанского землетрясения с $M = 8.2$ за 4 сек. предварялся форшоком с $M = 7.4$ и через 5 сек. сопровождался афтершоком с $M = 7.8$ [9]) до, в среднем, для окраины Тихого океана 100 ± 50 лет [4,12,13]: $\delta T_{SM} \approx 1 \text{ сек.} \div 150 \text{ лет}$.

Как видим, интервалы значений δV_{ST} и δV_{SM} , δV_{ST} и δV_{SM} , δT_{ST} и δT_{SM} попарно являются близкими (в значительной степени перекрываются). Наличие статистически значимых (с большой амплитудой) волн для ряда E_{ij} и отсутствие таких волн для ряда μ_{ij} физически может рассматриваться как аргумент, подтверждающий существование класса сильнейших землетрясений.

Таким образом, размеры очагов сильнейших землетрясений и времена их повторяемости, а, следовательно, и соответствующие параметры пространственно-временных структур сейсмофокальной зоны, по сути, соответствуют длинам и частотам характерных для сейсмического (сейсмо-тектонического) процесса волн, скорости распространения которых являются скоростями миграции сейсмичности.

2. Многочисленными исследованиями показано, что количественные значения характерных параметров сейсмо-тектонического процесса могут быть получены в рамках сильно нелинейных геодинамических моделей (уравнений), допускающих решения в виде солитонов - уединенных волн (см. работы А.В.Николаева, В.Н.Николаевского, Б.Г.Быкова, О.Б.Хаврошкина и др.). В частности, для описания сейсмо-тектонического процесса, протекающего в пределах окраины Тихого океана, была разработана ротационная геодинамическая модель, описываемая уравнением синус-Гордона

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial l^2} - \frac{1}{c_0^2} \cdot \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = k_0^2 \sin \theta$$

[4]. Здесь 2θ - угол поворота сейсмофокального блока, k_0^{-1} - характерный размер блока, c_0 - предельная скорость солитонных решений.

В рамках такой модели удалось количественно описать весь спектр значений скоростей миграции землетрясений в виде двух решений - солитонного и экситонного (в терминологии А.С.Давыдова). Дисперсионные соотношения, характеризующие солитонные решения (кинки), имеют вид:

$$\frac{k^2}{k_0^2} - \frac{v^2}{(k_0 c_0)^2} = a^2 \quad (8)$$

где a - положительный параметр. Для экситонных решений в квазилинейном приближении дисперсионная кривая задается уравнением:

$$-\frac{k^2}{(v_0/c_0)^2} + \frac{v^2}{v_0^2} = 1 \quad (9)$$

Здесь v_0 - собственная частота поворотного движения блока. В рамках феноменологического приближения получена оценка $c_0 \approx 300$ км/год [4].

Из сопоставления уравнений (4) и (8) видно, что выделенным в настоящей работе волнам группы 3 и солитонным решениям модельного уравнения соответствуют кривые одного типа. При этом асимптотическое значение групповой скорости выделенных волн V_g на обоих доверительных уровнях согласуется со значением $c_0 \approx 300$ км/год. Прямая, задаваемая уравнением (3), описывающая волны группы 2, близка к асимптоте гиперболы экситонных решений (9) при 95%-ой оценке скорости. Таким образом, волны группы 2 соответствуют экситонам.

Волны группы 1 также могут соответствовать экситонам. Различие в углах наклона прямых (2) и (3), т.е. в скоростях миграционного процесса, можно объяснить эффектом Доплера, связанным с вращением Земли. Если предположить, что вращение Земли может, в соответствии с данными работы [5], исказить симметрию решений относительно оси частот, то левая ветвь гиперболы должна будет «уйти» за пределы доступного спектральному анализу диапазона волновых чисел.

Как видим, разработанные авторами методические подходы и выполненный на их основе статистический анализ позволяют вычислять значения кинетических коэффициентов, входящих в модельные уравнения.

Отметим, что попытка статистического Фурье-исследования миграции сейсмичности для Камчатского региона схожим методом была предпринята в 1999 году в дипломной работе студента КГПУ Д.Р.Ахтямова, выполненной под руководством А.Н.Кролевца. Результаты этой дипломной работы противоположны результатам, полученным в настоящем исследовании - статистически значимо не удалось подтвердить существование волн миграции сейсмичности. Причина такого расхождения, на наш взгляд, заключается в том, что пространственно-временные и энергетические масштабы и, как следствие, полнота статистических данных рассматриваемых в дипломной работе каталогов оказались явно недостаточными для выявления миграционных волн, имеющих планетарную природу.

Настоящая работа выполнена при поддержке Президиума ДВО РАН (проект 05-III-G-08-018).

Список литературы

1. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных. М.: Мир, 1989. 540 с.
2. Викулин А.В. Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 4. С. 821-824.
3. Викулин А.В. Миграция и осцилляция сейсмической активности и волновые движения земной коры // Проблемы геодинамики и прогнозы землетрясений. I Российско-Японский семинар.. Хабаровск, 26-29 сентября 2000 г. Хабаровск: ИтиГ ДВО РАН, 2001. С. 205-224.
4. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003 а. 150 с.
5. Викулин А.В., Кролевец А.Н. Чандлеровское колебание полюса и сейсмотектонический процесс // Геология и геофизика. 2001. № 6. С. 996-1009.
6. Водинчар Г.М. Доверительные интервалы для параметров периодических составляющих в сигналах пуассоновского характера. Библиотека программ. Рег. № ИБФ России - 50200200514.
7. Корпел А., Банерджи П.П. Эвристический подход к нелинейным волновым уравнениям с дисперсией и к решениям солитонного типа // ТИИЭР. 1984. Т. 72. № 9. С. 6-30.
8. Мого К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 384 с.
9. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР // Под ред. Н.В.Кондорской, Н.В.Шебалина. М.: Наука, 1977. 536 с.
10. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во Иностран. лит., 1963. 670 с.
11. Справочник по теории вероятностей и математической статистике // Королюк В.С., Портенко Н.И., Скороход А.В., Турбин А.Ф. М.: Наука, 1985. 640 с.
12. Федотов С.А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды ИФЗ АН СССР. 1965. № 203 (36). С. 66-93.
13. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121-150.
14. Kelleher J. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions // J. Geophys. Res. 1972. 77. № 11. P. 2087-2103.
15. Mogi K. Migration of seismic activity // Bul. of Earthquakes Res. Inst. 1968. V. 46. P. 53-74.
16. Proceedings of Conference VI Methodology for identifying seismic gaps and soon-to-break gaps. California. 1978. 924 p.
17. Integrated Tsunami Database for the Pasific, Version 5.11 of July 31, 2004 (электронный ресурс).