

**ФОРМАЛИЗОВАННЫЙ АНАЛИЗ КОРОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО
ОРОГЕНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ**

А.Н. Диденко^{1,3}, В.С. Захаров^{2,4}, Г.З. Гильманова¹, Т.В. Меркулова¹, М.В. Архипов¹

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: itig@itig.as.khb.ru

²ФГБОУ ВО Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1, г. Москва, 119991

³ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017

⁴ГБОУ ВО Университет «Дубна», ул. Университетская 19, г. Дубна, Московская область, 141982

Поступила в редакцию 1 сентября 2016 г.

Установлена фрактальная размерность эпицентрального поля землетрясений для Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий ($D = 1.6$), согласно которой регион занимает место между Камчаткой, Курилами (1.61 и 1.69) и Восточным Китаем, Байкалом (1.55. и 1.40). Дифференциация исследуемой территории по величине фрактальной размерности количества землетрясений и величине выделившейся при этом энергии, рассчитанным на единицу площади, показывает, что наиболее активные участки земной коры связаны с Харпийско-Курско-Приамурской зоной северо-восточного простирания, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу.

Анализ временного ряда сейсмических событий ($MLH \geq 2.4$) Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий с 1960 по 2013 гг. показал, что наиболее ярко проявлена «гармоника» с периодом 10.5 лет. Этот период (11–13 лет) по наибольшему количеству землетрясений с магнитудой ≥ 4.4 для интервала 1971–2003 гг. был выявлен ранее Б.В. Левиным с соавторами.

Ключевые слова: геодинамика, сейсмичность, фракталы, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоническое строение и современная геодинамика континентальной части юга Дальнего Востока определяется, в первую очередь, сочетанием здесь процессов, связанных с взаимодействием океанической (Тихоокеанская), субокеанической (Охотоморская) и континентальных (Евразийская, Амурская) тектонических плит. Значительную часть этой окраины образуют покровно-складчатые системы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса, который разделен рифтовой структурой Татарского пролива миоценового возраста на Сихотэ-Алинскую и Хоккайдо-Сахалинскую ветви, ранее составлявшие единое целое. Структуры последней ветви занимают площадь островов Хоккайдо (Япония), Сахалин (Россия) и ограничены с востока современной островодужной системой, маркирующей границу Тихоокеанской и Охотоморской плит. Структуры первой, являющейся основным объектом исследований настоящей работы, занимают значительную часть территории

России от берегов Японского моря на юге до побережья Охотского моря на севере (рис. 1а). На западе континентальная ветвь пояса ограничена Буреинским и Ханкайским древними массивами с раннепалеозойской континентальной корой, на севере по торцовому сочленению граничит с раннемезозойским Монголо-Охотским покровно-складчатым поясом.

Работ, посвященных обстоятельному анализу сейсмичности Сихотэ-Алинского региона и активных тектонических структур ее определяющих, не так много. Пожалуй, только в коллективной монографии под руководством В.В. Николаева [18], в разделе, написанном В.А. Бормотовым и А.А. Коковкиным, из коллективной монографии [1] и работе Б.В. Левина с соавторами [11] проведен такой анализ. За прошедшие годы накоплены новые данные, весьма значительные по объему (в последней цитированной работе использовался каталог землетрясений за 1988–2004 гг. [11]), которые необходимо проанализировать и систематизировать для построения современной геодинамической модели региона на предмет разработ-

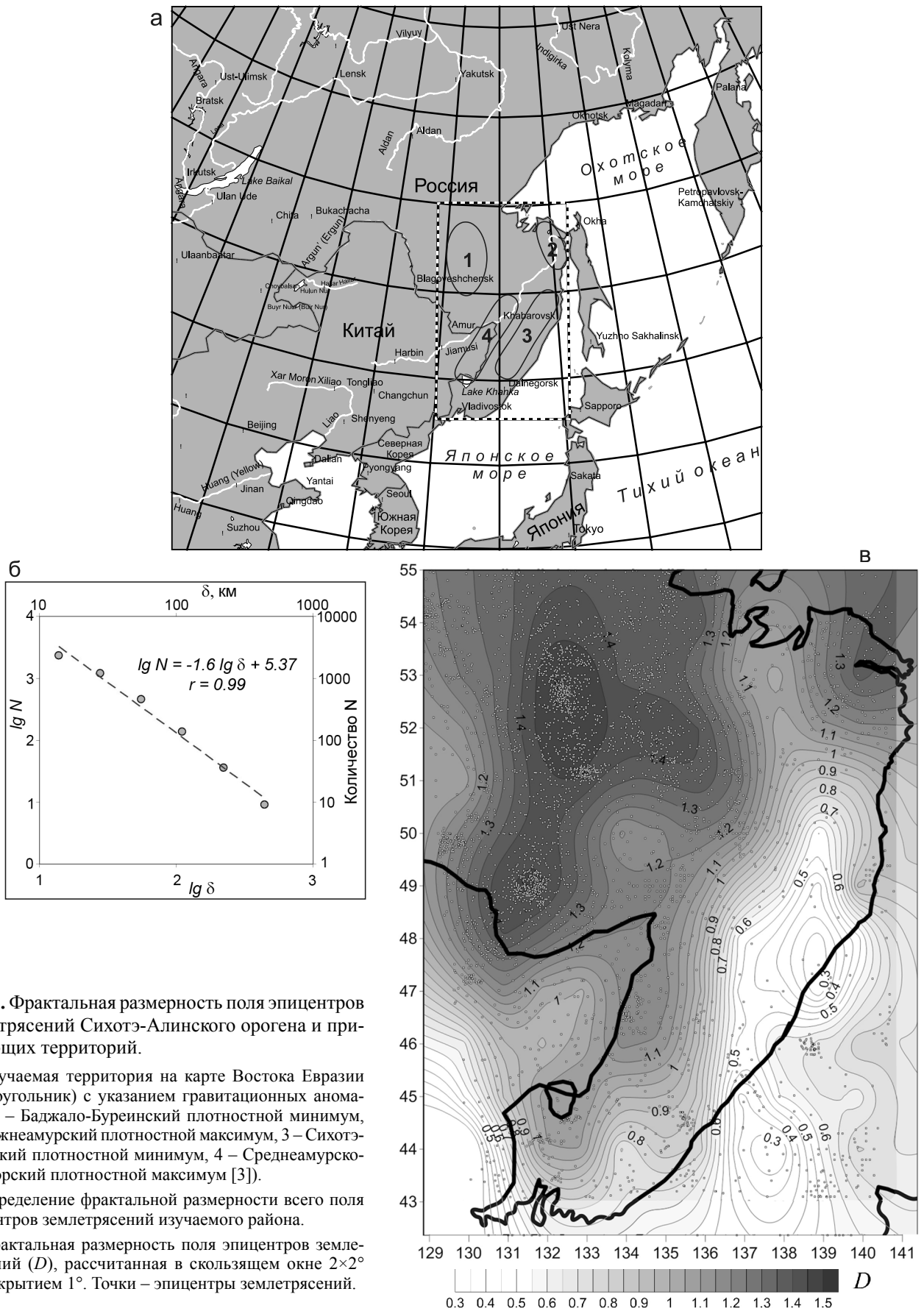


Рис. 1. Фрактальная размерность поля эпицентров землетрясений Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий.

а – изучаемая территория на карте Востока Евразии (прямоугольник) с указанием гравитационных аномалий (1 – Баджало-Буреинский плотностной минимум, 2 – Нижнеамурский плотностной максимум, 3 – Сихотэ-Алинский плотностной минимум, 4 – Среднеамурско-Приморский плотностной максимум [3]).

б – определение фрактальной размерности всего поля эпицентров землетрясений изучаемого района.

в – фрактальная размерность поля эпицентров землетрясений (D), рассчитанная в скользящем окне $2 \times 2^\circ$ с перекрытием 1° . Точки – эпицентры землетрясений.

ки основ единой системы наблюдений за природными катастрофическими процессами. Следует также отметить и то, что анализ сейсмичности региона, в первую очередь это относится к временным характеристикам процесса, в выше цитированных работах проведен с использованием традиционных, в значительной степени качественных, методов.

Анализ глубин гипоцентров землетрясений в регионе [1, 11] показал, что их можно разделить, как минимум, на две группы – коровые и мантийные. Последние связаны с процессом субдукции Тихоокеанской океанической плиты под восточную окраину Евразии и не являются предметом изучения в настоящей работе. Основную сейсмичность региона определяют коровые землетрясения, связанные с современной разломно-блоковой тектоникой. Поэтому задачами настоящей работы являлись: а) анализ коровой сейсмичности Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий на основе существенно пополненного каталога данных о сейсмичности (1986–2013 гг.); б) определение характеристик современного геодинамического процесса в пространстве и времени на основе применения современных математических и геоинформационных методов (расчет фрактальных размерностей, вейвлет- и фурье-преобразование, создание ГИС-проекта с несколькими тематическими слоями); в) определение основных сейсмогенерирующих структур и их связи с установленными региональными разломами. Учитывая, что почти 60 % населения Дальневосточного федерального округа проживает в пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса, изучение сейсмичности этой территории является задачей, важной не только в научном плане, но и в социальном отношении.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА

Согласно современным представлениям, Сихотэ-Алинский орогенный пояс образован террейнами различного генезиса, включающими фрагменты юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и турбидитового бассейна [22]. Как следует из реконструкций, проведенных на основе комплексных исследований, большая часть пород пояса формировалась в условиях активной окраины Евразийского палеоконтинента на широтах существенно южнее нынешних [4, 5], которые затем в результате трансляции по крупномасштабной левосторонней системе окраинно-континентальных сдвигов были перемещены на северо-восток. На восточные структуры Сихотэ-Алинского орогена, несогласно пересекая его покровно-складчатые структуры раннемеловых и юрских террейнов, наложен Сихотэ-Алинский вулканоплутонический

пояс, протягивающийся почти на 1500 км вдоль побережья Татарского пролива в северо-северо-восточном направлении.

По представлениям Ю.Ф. Малышева с соавторами [1], «плотностная структура земной коры Сихотэ-Алиня относительно простая»; гравитационное поле характеризуется крупными линейными и изометричными региональными аномалиями разного знака: Нижнеамурским, Среднеамурско-Приморским максимумами и Сихотэ-Алинским и Баджало-Буринским минимумами (рис. 1 а). Земная кора в районе работ по скоростным характеристикам относится к трем типам: 1) тонкая континентальная кора мощностью 25–35 км с низкой скоростью сейсмических волн (6.2–6.3 км/с); 2) континентальная кора нормальной мощности (35–40 км) со средней скоростью сейсмических волн (6.5 км/с); 3) кора переходного типа как по мощности, так и скорости сейсмических волн (6.3–6.5 км/с). По мнению Ю.Ф. Малышева (рис. 1–3 в [3]), граница тонкой низкоскоростной континентальной земной коры мезозойд Сихотэ-Алиня на западе совмещена с Пограничной (в Китае – Дахинган-Тайхан-Улинская) трансрегиональной гравитационной ступенью, и ее можно рассматривать как фронтальную линию воздействия Тихоокеанской океанической литосферной плиты на Амурскую континентальную плиту.

Современную геодинамику Сихотэ-Алиня в значительной степени определяют и определяют, наряду с субдукцией на востоке, системы разломов северо-северо-восточного простирания на востоке (Центрально-Сихотэ-Алинская) и северо-восточного простирания на западе (Харпийско-Курско-Приамурская – северный сегмент системы Тан-Лу), с которыми связана современная сейсмичность в регионе. В качестве основы для корреляционного анализа сейсмичности и существующей разломной сети нами использованы карта разломов и их описание*, подготовленные В.Ю. Забродиним с соавторами [7]. Согласно им и другим более ранним построениям, дизъюнктивные нарушения широко распространены в районе исследования, как в складчатых, так и в покровных комплексах. По времени заложения они делятся на две группы: 1) аккреционного и раннеорогенного этапов заложения нижнего структурного этажа; 2) позднеорогенного этапа заложения верхнего структурного этажа и структур вулканогенного пояса. В исходную карту [7] нами добавлена информация о положении основных разломов на сопредельной территории КНР [2].

*http://itig.as.khb.ru/ppl/gis/2015-mono-Fault_Tect_FE-Zabr_Ry_Gil.pdf

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ И ИХ АНАЛИЗ

В качестве основного источника данных о сейсмичности региона нами использован банк данных землетрясений, составленный в лаборатории сейсмологии и сеймотектоники ИТиГ ДВО РАН по геоисторическим материалам и каталогам ГС РАН по 2013 г.

Пространственная структура эпицентрального поля землетрясений имеет весьма сложный неоднородный вид, причем эти свойства проявляются в широчайшем диапазоне масштабов, то есть имеет место самоподобие, или фрактальность [15]. Если не учитывать размер очага, то совокупность очагов имеет характер канторовых (точечных) множеств. Количественной мерой самоподобия и степени сложности совокупности объектов является фрактальная размерность D [17, 23], которая показывает, насколько плотно и равномерно элементы данного множества заполняют пространство, и вычисляется из соотношения:

$$\lg N = -D \lg \delta + c,$$

где δ – масштаб рассмотрения, N – количество элементов, c – постоянная.

Для всех 5320 сейсмических событий, зарегистрированных на исследуемой площади с координатами 42.6 и 130.2°, 42.6 и 140.3° на юге и 55.1 и 141.9°, 55.1 и 128.8° на севере (рис. 1 а), вне зависимости от их магнитуды была определена фрактальная размерность распределения эпицентров землетрясений с помощью авторской программы FrAnGeo [8, 9]. Установлено, что фрактальная размерность всего поля эпицентров составляет $D = 1.6 \pm 0.1$ (рис. 1 б; уравнение регрессии – $\lg N = -1.6 \lg \delta + 5.37$, коэффициент корреляции $r = 0.99$).

Дифференциация исследуемой территории по величине фрактальной размерности, рассчитанной в скользящем окне $2 \times 2^\circ$ (рис. 1 в), показывает, что наиболее активные участки земной коры связаны с Харпийско-Курско-Приамурской зоной северо-восточного простирания, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу [1, 16]. Здесь по наибольшей частоте проявления сейсмических событий выделяются четыре участка (с юга на север): 1) между Куканским и юго-западной ветвью Буреинского горными хребтами; 2) у южных предгорий Туранского хребта; 3) у северо-восточной ветви Буреинского хребта; 4) между хребтами Эзоп, Ямалин и Селемджинский. Последний участок характеризуется наиболее высоким значением фрактальной размерности распределения эпицентров землетрясений в регионе (рис. 1 в).

В отличие от Харпийско-Курско-Приамурской зоны, в пределах собственно Сихотэ-Алинского орогена столь же активных участков земной коры не

наблюдается. Здесь можно говорить о превышении фоновой активности для участков (с севера на юг; рис. 1 в): 1) в низовьях р. Амур у г. Николаевск-на-Амуре; 2) в районе Советской Гавани–Ванино; 3) в акватории Японского моря в районе бухт Светлая и Максимовка; 4) на юге Приморья. Наиболее активные участки в районах г. Владивостока и бухты Ольга связаны с глубинными зонами субдукции.

По глубине гипоцентров сейсмические события объединены в три группы (рис. 2а): 1) с неизвестной глубиной гипоцентра; 2) с глубиной гипоцентра от 0 до 60 км; 3) с глубиной гипоцентра более 60 км. Как и следовало ожидать, эпицентры последних (мантийных) занимают акваторию Японского моря и прибрежную часть континента [11]. Глубина их гипоцентров составляет от 70 до 600 км, и связаны они с субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийский континент, количество их на рассматриваемой территории невелико – 246 событий в интервале магнитуд $0.1 \leq MLH \leq 7.7$. Вторую группу количеством 2084 составляют землетрясения в интервале магнитуд $0.1 \leq MLH \leq 7.7$ с глубиной гипоцентров до 60 км. Подавляющее их количество (2072) имеет глубину до 40 км (мощность земной коры под Центральным Сихотэ-Алинем [3]), остальные 12 – не более 54 км, но судя по распределению глубин их гипоцентров (рис. 2 а), они образуют единую совокупность с остальными 2072 явно коровыми событиями. Третью самую многочисленную группу (2900) составляют сейсмические события в интервале магнитуд $0.1 \leq MLH \leq 6.5$ с неизвестной глубиной гипоцентров, но практически все они, за исключением 35–40 событий, географически сопряжены с коровыми.

Фрактальная размерность коровых землетрясений $D = 1.6 \pm 0.1$, что в пределах погрешности совпадает со значением, полученным для всех землетрясений. Это связано, по всей видимости, с тем, что абсолютное большинство землетрясений региона – именно коровые. Согласно этим результатам, регион занимает место между Камчаткой, Курилами (1.61 и 1.69, соответственно) и Восточным Китаем, Байкалом (1.55. и 1.40, соответственно) [8].

Первое землетрясение, зафиксированное в летописях для исследуемой территории, относится к 1500 г., второе – к 27 июня 1865 г. Как видно на рис. 2 б, зафиксированные землетрясения крайне неравномерно распределены по времени. До 1960 г. каталог содержит отдельные редкие сейсмические события, параметры которых определены по макросейсмическим данным, после 1960 г. количество регистрируемых событий возросло на порядок и более, что связано с развитием сейсмической сети в регионе [11, 18]. Следует также отметить резкое уменьшение

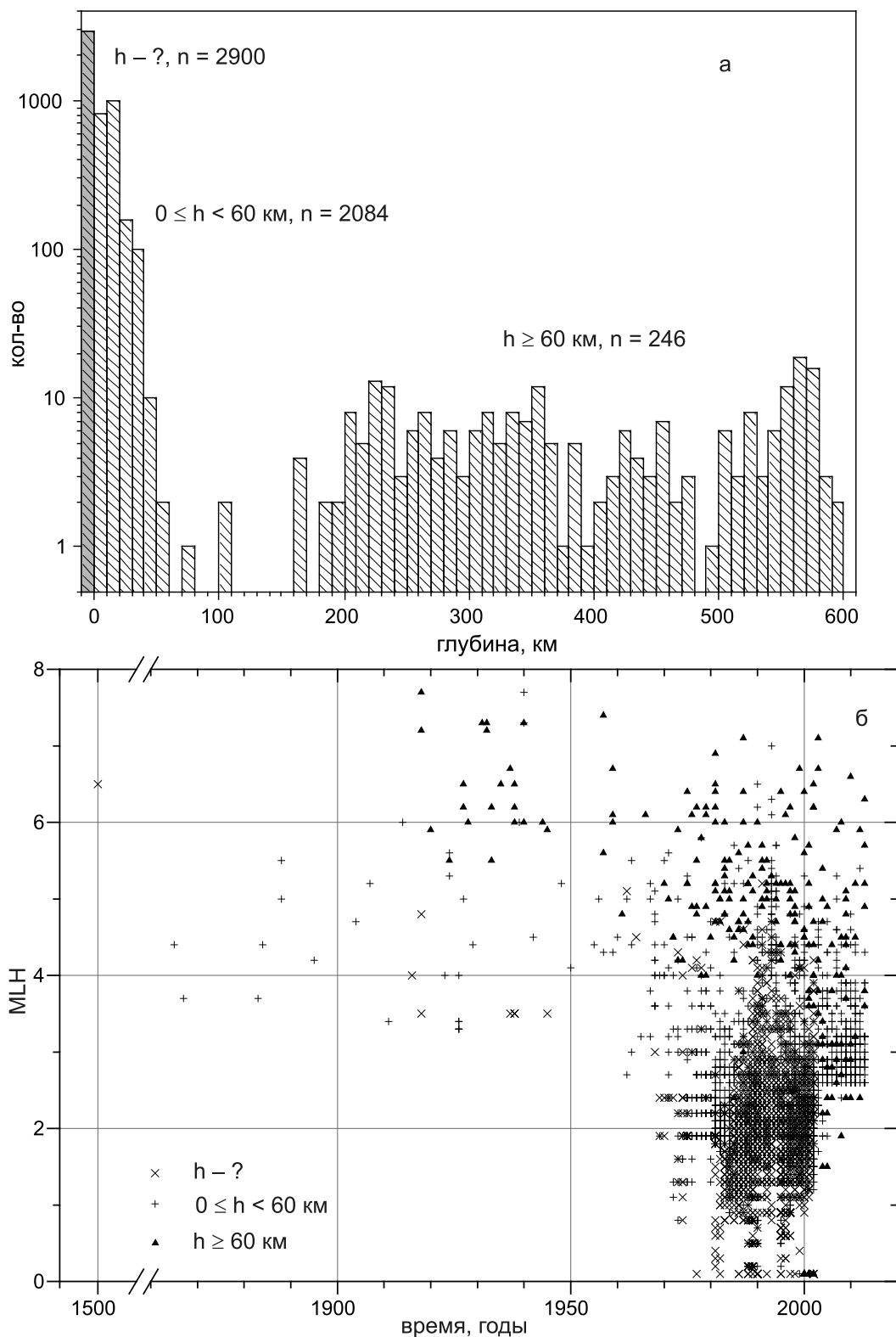


Рис. 2. Распределение землетрясений Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий по глубине (а) и времени (б).

h – глубина гипоцентра.

количества регистрируемых землетрясений с магнитудой менее 2.4 с начала двухтысячных годов (рис. 2 б).

Другим ярким проявлением самоподобия сейсмического режима является закон Гутенберга-Рихтера для распределения количества землетрясений по магнитудам, имеющий фундаментальное значение в сейсмологии [10]:

$$\lg N = -B \times \lg M + C,$$

где C и B – эмпирические константы, N – количество землетрясений за определенный промежуток времени с магнитудой, превосходящей M , в определенном регионе. Это соотношение выполняется для области спада графика распределения $\lg N(M)$ – графика повторяемости.

Расчет графика повторяемости для всех зафиксированных сейсмических событий в регионе представлен на рис. 3 а. Значение наклона графика повторяемости (B), которое выражает соотношение между числом сильных и слабых сейсмических событий в регионе, было рассчитано в диапазоне магнитуд 2–7.6 и составляет $B = 0.44 \pm 0.03$ (уравнение регрессии $\lg N = -0.44 MLH + 4.06$, $r = 0.95$; рис. 3 а).

Поле значений наклона графика повторяемости для всех землетрясений, рассчитанного в скользящем окне $2 \times 2^\circ$, показывает, что наибольшее его абсолютное значение (≥ 0.7) соответствует районам развития дизъюнктивных нарушений в Харпийско-Курско-Приамурской зоне северо-восточного простираения (рис. 3 б), являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу [1, 16], и в акватории Японского моря, где проявлены глубокофокусные (мантийные) землетрясения, связанные с субдукцией. Минимальные значения наклона графика повторяемости приходятся на южную и северную зоны Сихотэ-Алиня (рис. 3 б).

Учитывая невысокую плотность сети сейсмостанций в Приморье и Приамурье, возможность включения слабых сейсмических событий с магнитудой от 2 до 4 в систему расчетов для оценки графика повторяемости событий может вызывать вопросы, о чем указывалось в [12]. Учитывая это и основную задачу настоящей работы – оценка коровой сейсмичности Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий, расчет графиков повторяемости для коровых землетрясений был проведен в трех вариантах. Для чего землетрясения с глубиной менее 60 км были объединены в одну группу с землетрясениями с неизвестной глубиной (практически все они ассоциируются с коровыми событиями) и проведены расчеты для событий с $MHL \geq 2$, ≥ 3 и ≥ 4 (табл.).

Как видно из данных таблицы, значения B и C для всех трех случаев совпадают в пределах ошибки, а увеличение стандартных ошибок и уменьшение коэффициента корреляции легко объясняется существенным уменьшением количества событий, участвующих в расчетах. Следует отметить, что наклон графика повторяемости для Сихотэ-Алиня ($B \sim 0.54-0.56$; табл.) равен наклону графика повторяемости для о. Сахалин ($B = 0.55$) [8]. Полагаем, что такое совпадение вряд ли является случайным и определенные нами параметры графика повторяемости отвечают реальности.

Для последующего анализа временного и пространственного распределений землетрясений по площади исследований была проведена следующая трансформация исходного ряда наблюдений. Во-первых, были полностью исключены события с магнитудой менее 2.4, так как они зафиксированы в банке данных в достаточно узком временном интервале – 1970–2002 гг. (рис. 2 б). Да и точность определения их основных характеристик проблематична. Например, Б.В. Левин с соавторами порог «надежности» магнитуд поднимает до 4.5 [11]. Во-вторых, были полностью исключены землетрясения с глубиной гипоцентра ≥ 60 км (рис. 2 а), так как они явно «выбиваются» из общей картины графика повторяемости (рис. 3 в).

В-третьих, для оставшихся после отбраковки сейсмических событий был произведен пересчет их магнитуд в энергию согласно формуле Гутенберга-Рихтера [6]. Вновь полученный ряд $Es(t)$ использовался для расчета выделенной энергии при землетрясениях по площади исследований.

В-четвертых, если в какой-либо день было несколько землетрясений, то их энергия суммировалась, а дни без зафиксированных сейсмических событий заполнялись нулями. В результате был получен временной ряд выделения энергии землетрясений на изучаемой территории с дискретностью в один день, где 1 год равняется 365.2224 дня (сидерический год). Для последующего временного анализа событие 1500 года было исключено, и, таким образом, он был проведен для временного ряда в интервале 1865–2013 гг., то есть примерно за последние 150 лет (рис. 2 б).

Для большинства природных временных рядов аналитическое нахождение фрактальной размерности невозможно, поэтому ее определяют численно через величины, связанные с ней простым соотношением. Часто используемой характеристикой самоподобия (фрактальности) временного ряда является показатель Херста (H). Он вычисляется в результате анализа соотношения R/S (R/S – анализ) [13, 20, 23]. Здесь R – «размах» временного ряда – разность наибольшего и

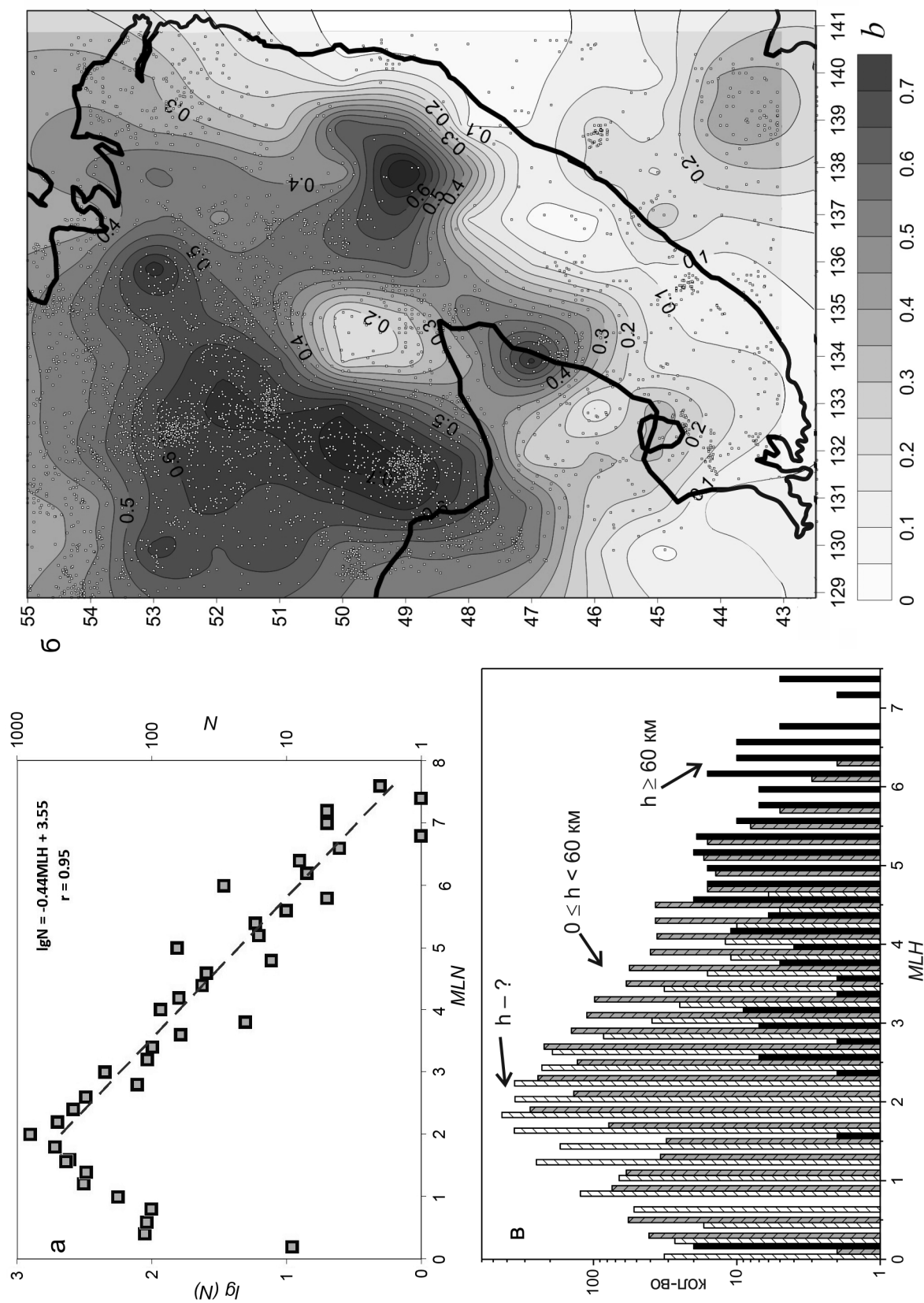


Рис. 3. Повторяемость землетрясений и фрактальная размерность наклона графика повторяемости землетрясений Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий по площади.

а – распределение всех землетрясений по магнитудам и определение наклона графика повторяемости, рассчитанное в скользящем окне $2 \times 2^\circ$ с перекрытием 1° . Точки – эпицентры землетрясений. в – распределение трех групп землетрясений (рис. 2а) по магнитудам.

Таблица. Расчет параметров графика повторяемости коровых землетрясений Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий.

Диапазон магнитуд	N	B	\pm	C	\pm	r
$2.0 \leq MLH \leq 7.7$	2804	-0.556	0.022	3.952	0.110	-0.981
$3.0 \leq MLH \leq 7.7$	720	-0.544	0.032	3.882	0.173	-0.968
$4.0 \leq MLH \leq 7.7$	233	-0.555	0.054	3.947	0.311	-0.940

Примечание. MLH – магнитуда, N – количество событий, B , C – эмпирические константы для исследуемого региона (B – наклон графика повторяемости, C – точка пересечения графиком повторяемости оси ординат или десятичный логарифм количества сейсмических событий при $MHL \rightarrow 0$), r – коэффициент корреляции Пирсона.

наименьшего накопленного отклонения от текущего среднего (на данном интервале времени τ); S – стандартное отклонение ряда на том же интервале. Установлено, что для многих природных процессов устойчиво выполняется соотношение:

$$R/S \sim \tau^H,$$

где H – показатель Херста.

Для получения надежной численной оценки показателя Херста и фрактальности с помощью существующих на сегодняшний день алгоритмов требуется большое количество данных – порядка 10^3 – 10^4 [19]. В нашем случае таких событий (дней с землетрясениями магнитудой ≥ 2.4) было 3707. Для выявления свойств рассчитанного временного ряда, в том числе скрытой периодичности, были использованы три метода – фрактальный, вейвлет- и Фурье-преобразования, реализованные в программе [21].

Расчет показателя Херста как для всего ряда (150 лет), так и для наиболее подробной его части от 1960 до 2013 гг. показал, что показатель равен для этих двух вариантов 0.6465 ± 0.0004 при $r^2 = 0.963$ (рис. 4 а) и 0.6366 ± 0.0003 ($r^2 = 0.996$), соответственно. Это означает, что в анализируемом временном ряду корреляция положительна: положительное приращение в прошлом означает в среднем тенденцию к увеличению в будущем, то есть процесс имеет персистентный характер (сохранение наблюдаемой тенденции).

В последние годы для структурного анализа геофизических временных рядов успешно применяется вейвлет-анализ [14], так как он лучше параметрических методов подходит для анализа нестационарных сигналов, а именно таким является построенный нами ряд $Es(t)$. Вейвлет-преобразование не просто «режет» исследуемый ряд на куски, а выделяет из него компоненты разных масштабов, и каждый компонент анализируется с той степенью детальности временной развертки, которая соответствует его масштабу. Кроме того, дает возможность представить на

одной диаграмме все интересующие периоды и снять вопрос о четных гармониках.

Применение вейвлет-преобразования показало, что для расчета периодичности для всего 150-летнего ряда явно не хватает данных примерно до 1960 года (рис. 2 б). Расчет временного ряда сейсмических событий Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий с 1960 по 2013 гг. (рис. 4 б) показал, что наиболее ярко проявлена «гармоника» с частотой примерно от 0.08 до 0.1, что соответствует интервалу в годах от 12.5 до 10 лет, соответственно. Этот период (11–13 лет) по наибольшему количеству землетрясений с магнитудами ≥ 4.4 был для интервала 1971–2003 гг. указан в работах [11, 12]. По нашим данным можно уверенно говорить о существовании такого периода начиная с 1960 по 2013 гг.

Интересно, что эта «гармоника» отчетливо выражена и при разложении временного ряда на составляющие с использованием алгоритма быстрого Фурье-преобразования. В результате были зафиксированы 3 гармоники (рис. 4 в): 0.057 (17.5 лет) – 21.3 % от всей мощности, 0.095 (10.5 лет) – 62.3 % от всей мощности спектра, 0.259 (3.9 лет) – 16.4 % от всей мощности спектра. Период наибольшей по амплитуде гармоники составляет 10.5 лет с вероятностью 99.9 % (рис. 4 в), что хорошо согласуется с данными вейвлет-преобразования.

Для пространственного анализа выделившейся энергии событий и выявления их связи с тектоническими структурами был проведен расчет энергии на единицу площади (рис. 5), в нашем случае это площадь $0.5 \times 0.5^\circ$. Еще раз укажем, что расчет проводился только для событий с магнитудой ≥ 2.4 .

Проведенный расчет показал, что наиболее активные участки земной коры связаны с Харпийско-Курско-Приамурской зоной северо-восточного простиранья, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу [1, 16]. На фоне общего повышенного выделения сейсмической

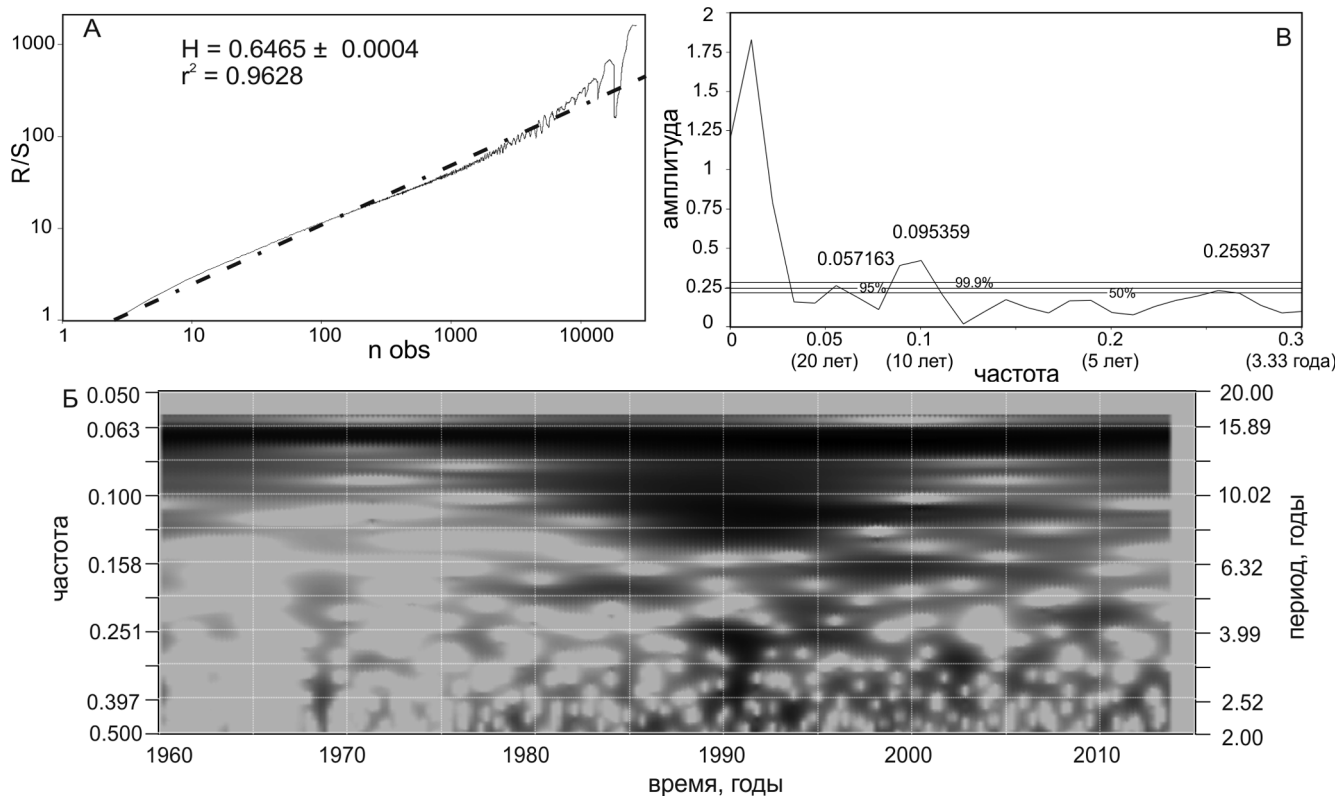


Рис. 4. Структурный анализ временной последовательности землетрясений Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий.

А – расчет параметра Херста для временного ряда сейсмических событий Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий в период 1886–2013 гг.

Б – вейвлет-диаграмма Морле (Morlet) для временного ряда сейсмических событий Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий в период 1960–2013 гг.

В – расчет гармоник временного ряда сейсмических событий Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий в период 1960–2013 гг. с помощью быстрого Фурье-преобразования.

энергии более $1 \cdot 10^{10}$ Дж на единицу площади выделяются два обширных участка: 1) изометричной формы между Харпийским и Суньхэ-Бирским разломами на юге; 2) вытянутой в меридиональном направлении формы между Ургальским, Кындалским примерно от г. Чегдомын и Сехтагским разломами с выделившейся энергией на единицу площади более $3 \cdot 10^{11}$ Дж (рис. 5). Здесь же выделяются два изометричных участка с выделившейся энергией на единицу площади более $3.6 \cdot 10^{13}$ Дж: 1) в районе северного окончания Уликанского разлома; 2) в районе взаимодействия Удыхынского, Сехтагского и Верхнекупуриного разломов.

В отличие от выше обозначенной зоны, в пределах собственно Сихотэ-Алинского орогена активных участков земной коры существенно меньше. Два из них лежат на северо-восточном продолжении Харпийско-Курско-Приамурской: 1) с выделившейся энергией на единицу площади более $1 \cdot 10^{12}$ Дж располагается в низовьях р. Амур у г. Николаевск-на-Амуре; 2) между

Приамурским (Киселевским) и Дигдаланским разломами. Собственно к разломным структурам Сихотэ-Алиня можно отнести два небольших участка: 1) в районе Советской Гавани–Ванино с суммарной выделившейся энергией на единицу площади более $1 \cdot 10^{12}$ Дж; 2) севернее г. Кавалерово и Дальнегорск с выделившейся энергией на единицу площади более $3 \cdot 10^{10}$ Дж.

Проведенный анализ показал также, что максимальное значение (более $2.8 \cdot 10^{16}$ Дж) отмечается для двух участков, располагающихся в акватории Японского моря между континентальной частью Евразии и островом Хоккайдо. Один из них расположен напротив субширотной Бикинской группы разломов (рис 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Установлена фрактальная размерность поля эпицентров землетрясений для Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий ($D = 1.6$), согласно которой регион занимает место между Камчаткой,

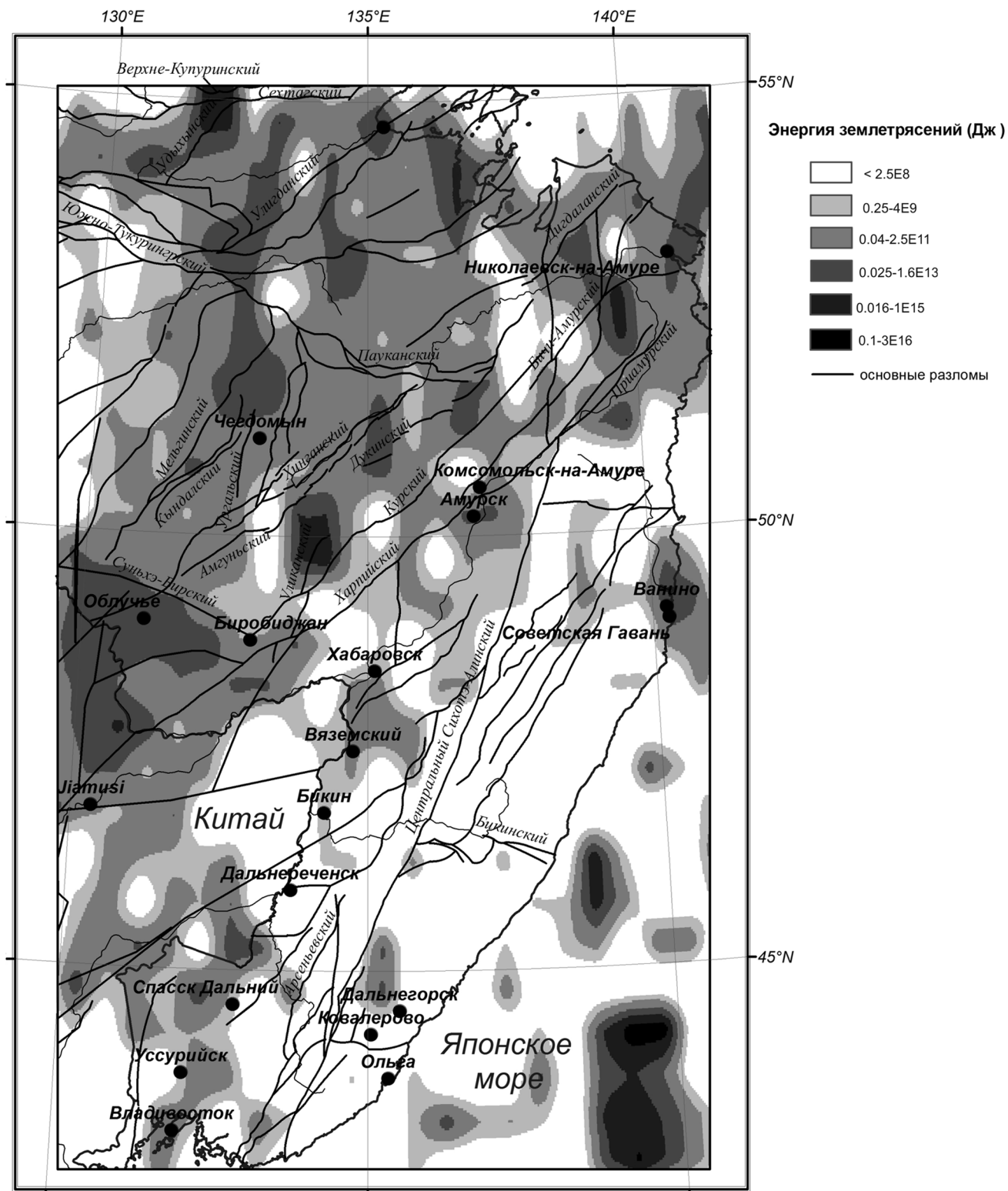


Рис. 5. Пространственное распределение выделившейся энергии коровых землетрясений в пределах Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий в период 1886–2013 гг.

Курилами (1.61 и 1.69, соответственно) и Восточным Китаем, Байкалом (1.55. и 1.40, соответственно).

2. Дифференциация исследуемой территории по величине фрактальной размерности количества землетрясений и величине выделившейся при этом энергии показывает, что наиболее активные участки земной коры связаны с Харпийско-Курско-Приамурской зоной северо-восточного простирания, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу.

3. Практически на всей территории развития Центрально-Сихотэ-Алинского разлома сейсмические события и по частоте, и по магнитуде существенно уступают таковым в Харпийско-Курско-Приамурской зоне, хотя потенциальная сейсмическая опасность разлома велика. Так в его зоне в начале прошлого века произошло несколько сильных землетрясений с магнитудой до 5–6, и согласно расчетам (ОСР-97В и ОСР-97С) здесь могут возникать землетрясения силой 7–8 и 9 баллов, соответственно.

4. Расчет временного ряда сейсмических событий ($MLN \geq 2.4$) Сихотэ-Алиния и прилегающих территорий с 1960 по 2013 гг. показал, что наиболее ярко проявлена «гармоника» с периодом 10.5 лет. Этот период (11–13 лет) по наибольшему количеству землетрясений с $M \geq 4.4$ был для интервала 1971–2003 гг. указан в работе [11].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность и благодарность С.В. Трофименко и рецензентам рукописи Б.В. Левину и В.С. Имаеву, замечания и предложения которых существенно улучшили окончательный вариант работы. Помощь в проведении расчетов и подготовке графического материала оказали О.А. Колягина, О.М. Меньшикова, за что им авторы благодарны. Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00015).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1: 250 000 / Ред. З. Л.И. Красный, Пэн Юнбяо. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998.
3. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
4. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.
5. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 20–40.
6. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. Элементарное введение в планетную и спутниковую геофизику. М.: ООО «Наука и образование», 2013. 414 с.
7. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
8. Захаров В.С. Анализ характеристик самоподобия сейсмичности и систем активных разломов Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 6. С. 10–17.
9. Захаров В.С. Предварительный анализ самоподобия афтершоковой последовательности японского землетрясения 11 марта 2011 г. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 52–56.
10. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
11. Левин Б.В., Ким Чун Ун, Нагорных Т.В. Сейсмичность Приморья и Приамурья в 1888–2008 гг. // Вестн. ДВО РАН. 2008. № 6. С. 16–22.
12. Левин Б.В., Сасорова Е.В., Борисов С.А., Борисов А.С. Оценка параметров слабых землетрясений и их сигналов // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 60–70.
13. Лукк А.А., Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 210 с.
14. Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.
15. Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. Москва–Ижевск: Ин-т компьютерных исследований, 2002. 656 с.
16. Николаев В.В. Танлу–Курский разлом: структура фундамента и сейсмичность // Проблемы тектоники, энергетические и минеральные ресурсы. Хабаровск: Приамур. фил. Географ. об-ва СССР, ДВО РАН, 1992. С. 81–92.
17. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
18. Сеймотектоника и сейсмическое районирование Приамурья / В.В. Николаев, Р.М. Семенов, Л.С. Оскорбин, Л.П. Карсаков, Ю.Ф. Малышев, Ф.С. Онухов, В.Н. Ставров. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1989. 128 с.
19. Старченко Н.В. Индекс фрактальности и локальный анализ хаотических временных рядов: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МИФИ, 2005. 119 с.
20. Федер Е. Фракталы. М: Мир, 1991. 260 с.
21. AutoSignal – pioneering automated signal analysis and advanced filtering. Users Guide. SeaSolve Software Inc. 2003. <http://www.seasolve.com>.
22. Khanchuk A.I, Kemkin I.V. Jurassic geodynamic history of the Sikhote-Alin-Priamurye region / Late Jurassic margin of Laurasia: a record of faulting accommodating plate rotation / Ed. T.H. Anderson et al. Boulder, Colorado: Geol. soci. Amer. 2015. P. 509–525.
23. Turcotte D.L. Fractals and chaos in geology and geophysics. 2nd edn. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

Рекомендована к печати Б.В. Левиным

A.N. Didenko, V.S. Zakharov, G.Z. Gil'manova, T.V. Merkulova, M.V. Arkhipov

Formalized analysis of crustal seismicity in the Sikhote-Alin orogen and adjacent areas

The fractal dimension for the epicentral field of earthquakes in the Sikhote-Alin orogen and adjacent areas is determined to be $D = 1.6$, according to which the region occupies the position between the Kamchatka Peninsula, the Kuril Islands (1.61 and 1.69) and East China area, and Lake Baikal region (1.55. and 1.40). The differentiation of the study area based on the fractal dimension value, the number of earthquakes and the released energy calculated for a unit square, shows that the most active crustal areas are associated with the northeast-trending Kharpi-Kur-Priamurye zone, which is the northern segment of the Tan-Lu transregional fault system. A time series analysis of the seismic events with $MLH \geq 2.4$ occurred in the Sikhote-Alin and adjacent areas during 1960–2013 has shown that the «harmonic» with a 10.5-year period is most clearly displayed. The period of 11–13 years has been earlier derived from studying the largest number of earthquakes with $M \geq 4.4$ for a 1971–2003 time span by B.V. Levin and coauthors.

Key words: geodynamics, seismicity, fractals, Sikhote-Alin.