

МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

О некоторых корреляциях в сейсмодинамике и двух компонентах сейсмической активности Земли

А.М. Фридман, Е.В. Поляченко, Н.Р. Насырканов

Дан краткий критический анализ статей, опубликованных в журнале "Физика Земли".

PACS numbers: 91.30. – f, 91.45.Hc, 91.50.Wy

DOI: 10.3367/UFNr.0180.201003f.0303

Содержание

1. Введение (303).
2. Две компоненты сейсмической активности Земли (305).
3. М- и Т-компоненты в наиболее сейсмически активном районе Земли (306).
4. М-компонента срединно-океанических хребтов (308).
5. Анализ сейсмичности Альпийско-Гималайского пояса (308).
6. О связи сейсмической активности Земли с широтой в зависимости от глубины эпицентров (309).
7. О связи сейсмической активности с суточным вращением Земли (310).
8. Заключение (311).
9. Приложение (312).
- Список литературы (312).

Сейсмология сложилась позднее большинства физических наук. Сейчас так же трудно представить себе сейсмолога без его основного прибора — сейсмографа, как и астронома без телескопа. Между тем телескоп был построен около 1600 г., а первые эффективные сейсмографы — между 1879 и 1890 гг.

Ч. Рихтер. Элементарная сейсмология [1]

1. Введение

Предсказание землетрясений требует формулирования достаточного признака их возникновения, который пока неизвестен. При этом главная трудность сейсмологических задач, по сравнению, например, с астрономическими, состоит не только в том, что экспериментальная

сейсмология была развита значительно позднее наблюдательной астрономии, но и в сложности внутреннего строения Земли, делающей построение сейсмической динамики необычайно трудным. Именно поэтому нам представляется привлекательным построение прежде всего феноменологической модели сейсмической активности (аналогично тому, как термодинамика была построена значительно ранее статистической физики). Для этого и потребуются, в частности, знание тех корреляционных соотношений, которые приведены в данной статье. Однако прежде чем приступить к описанию этих достаточно важных корреляций, характеризующих сейсмическую активность Земли $N(t)$, следует, видимо, хотя бы очень кратко пояснить, как определяются величины $N(t)$, т.е. как детектируются землетрясения и их основные характеристики.

Из очага землетрясения (размер которого определяет энергию землетрясения, примем для определённости, что он порядка нескольких километров) испускаются сейсмические волны. Последние представляют собой низкочастотные волны инфразвукового диапазона в твёрдой упругой Земле. Эти волны делятся на поверхностные и объёмные. Первые распространяются вдоль земной поверхности, вторые, в свою очередь, делятся на продольные (упругие волны сжатия) и поперечные (упругие волны сдвига). Объёмные волны в буквальном смысле слова "просвечивают" нашу планету и подобно рентгеновскому анализу позволяют выявлять внутреннее строение Земли без непосредственного проникновения в её недра (рис. 1). Скорость продольных волн, которые называются Р-волнами (primary), в 1,7 раза больше скорости поперечных, поэтому продольные волны первыми регистрируются на сейсмографах. Поперечные волны называются S-волнами (secondary).

Скорости объёмных волн выражаются через модули упругости (модуль сжатия k , модуль сдвига μ) и плотность ρ среды известными выражениями:

$$v_p = \sqrt{\frac{1}{\rho} \left(k + \frac{4}{3} \mu \right)}, \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (1)$$

Согласно полученным сейсмологией данным Землю можно условно считать состоящей из трёх основных

А.М. Фридман, Е.В. Поляченко. Институт астрономии РАН, ул. Пятницкая 48, 119017 Москва, Российская Федерация, Российский научный центр "Курчатовский институт", пл. Курчатова 1, 123182 Москва, Российская Федерация
Тел. (495) 951-79-93
E-mail: fxela11@yahoo.com, epolyach@gmail.com

Н.Р. Насырканов. Московский физико-технический институт (государственный университет), Институтский пер. 9, 141707 г. Долгопрудный, Московская обл., Российская Федерация

Статья поступила 19 июня 2009 г.,
после доработки 12 октября 2009 г.

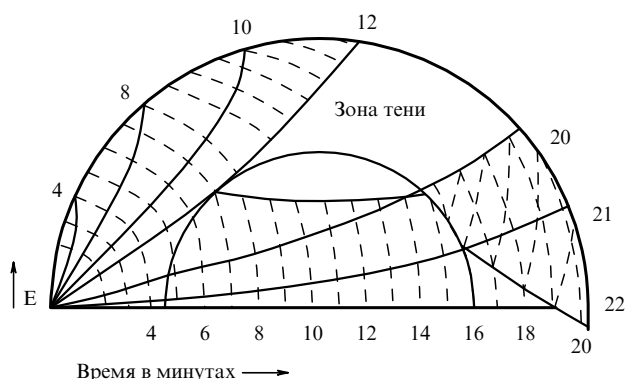


Рис. 1. Распространение сейсмических Р-волн в Земле. Сечение Земли показывает пути сейсмических Р-волн, исходящих из очага землетрясения, расположенного непосредственно под эпицентром (точка Е). Штриховые кривые (изохроны) указывают время прихода Р-волн в минутах в различные точки земной поверхности. Р-волны не регистрируются в обширной зоне тени, что обусловлено преломлением этих волн на границе мантия – ядро [2].

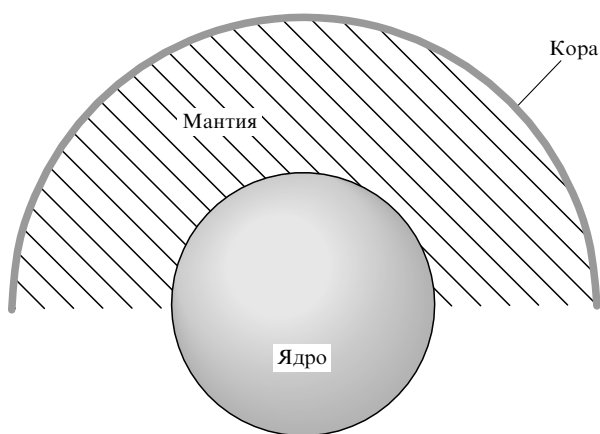


Рис. 2. Внутреннее строение Земли, состоящее из трёх основных областей: коры, мантии и ядра.

областей: коры, мантии и ядра (рис. 2). Кора отделена от мантии резкой сейсмической границей, на которой свойства среды скачкообразно изменяются (возрастают скорости v_p и v_s и плотность ρ). Толщина земной коры нерегулярна, она изменяется примерно от 10 км (с учётом толщи воды) в океанах до 100 км и более в горных районах континентальных областей. Вклад земной коры в полную массу Земли и её момент инерции мал, поэтому обычно при рассмотрении Земли в целом земную кору представляют в виде однородного слоя эффективной толщиной порядка 35 км. Ниже коры в интервале глубин 35–2885 км расположена силикатная оболочка, или мантия Земли.

Наконец, центральная часть Земли располагается в интервале глубин 2885–6371 км, образуя ядро. Так как средняя плотность Земли $\rho_{av} \approx 5,5 \text{ г см}^{-3}$, а плотность гранита и базальта, образующих поверхностный слой коры, равны соответственно 2,8 и 3,0 г см^{-3} , то ядро должно быть достаточно тяжёлым. Заметим, что плотность железных метеоритов $\approx 7,85 \text{ г см}^{-3}$.

На границе мантия–ядро скорость Р-волн скачком уменьшается от 13,6 до 8,1 км с^{-1} , скорость S-волн падает от 7,3 км с^{-1} до нуля, плотность возрастает от 5,5 до 10 г см^{-3} . Так как в ядре $v_s = 0$, следовательно, согласно (1) $\mu = 0$, т.е. ядро является жидким.

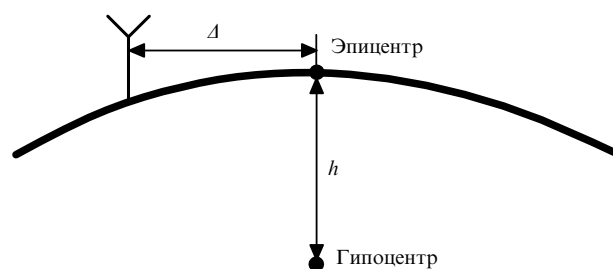


Рис. 3. Гипоцентр землетрясения, находящийся на глубине h , его проекция на поверхность Земли, называемая эпицентром, и расстояние Δ от эпицентра до сейсмической станции.

Чарльз Рихтер ввёл в сейсмологию понятие магнитуды землетрясения M_S , которая представляет собой количественную характеристику последнего, связанную с параметрами поверхностных волн, возбуждаемых этим землетрясением (шкала Рихтера):

$$M_S = \lg \frac{a [\text{мкм}]}{T [\text{с}]} + f(\Delta, h) + C, \quad (2)$$

где a — амплитуда смещения почвы в микрометрах в поверхностных волнах с периодом T в секундах ($T \approx 20 \text{ с}$), Δ — эпицентральный расстояние, h — глубина очага землетрясения (рис. 3), $f(\Delta, h)$ — эмпирическая функция, которая позволяет приводить все наблюдения к эпицентральному расстоянию $\Delta = 100 \text{ км}$, C — поправка на отклонение грунта от "стандартного".

Логарифмическая шкала позволяет одной формулой охватить значительный интервал энергий землетрясений. Сильнейшие землетрясения характеризуются магнитудами, большими восьми баллов по шкале Рихтера. Так, катастрофическое чилийское землетрясение 22 мая 1960 г. имело магнитуду $M_S = 8,3$. Это землетрясение вошло в историю ещё и потому, что после него впервые был зарегистрирован весь спектр собственных колебаний Земли. Магнитуды слабых толчков, которые регистрируются, доходят до отрицательных величин (вплоть до -3).

Глубокие землетрясения излучают объёмные волны. Характеризующая их магнитуда m определяется формулой, аналогичной (2), с периодом $T = 1 \text{ с}$. Между обеими магнитудами существует связь (шкала Гутенберга – Рихтера):

$$m = 2,5 + 0,63 M_S. \quad (3)$$

Определение магнитуды было выбрано таким образом, чтобы величины отражали энергетическую характеристику землетрясений. Представим себе, что сейсмическое излучение очага землетрясения состояло бы только из монохроматической волны с периодом $T = 20 \text{ с}$. Тогда энергия такого излучения $E_S \sim v^2$, где $v \sim a/T$ — скорость вертикальных колебаний почвы в поверхностной волне. Согласно (2) и (3) имеем

$$\lg E_S \sim 2 \lg v \sim 2 \lg \frac{a}{T} \approx B M_S + A, \quad (4)$$

где

$$B = 2, \quad A = -\lg f(\Delta, h) - C. \quad (5)$$

Вследствие более сложного спектра излучения и учёта некоторых дополнительных факторов на практике имеем

$$B \approx 1,5, \quad A \approx 11,8. \quad (6)$$

Окончательно можно записать

$$\lg E_S \approx 11,8 + 1,5 M_S. \quad (7)$$

Отсюда легко оценить энергию чилийского землетрясения (в эргах), подставив в (7) магнитуду $M_S = 8,3$. Получим $E_S \sim 10^{24}$ эрг.

Землетрясения классифицируются по глубине гипоцентров как неглубокие (литосферные), $h < 70$ км, промежуточные (астеносферные), $h \sim 70-300$ км, и глубокие, $h > 300$ км. На глубине более 720 км землетрясения не наблюдались.

2. Две компоненты сейсмической активности Земли

На рисунке 4 изображены временные кривые ежегодного числа землетрясений с $m > 4,0, 4,5, 5,0, 5,5$ и $6,0$ с 1964 г. по 2008 г. Здесь и ниже используются данные каталога Национального информационного центра по землетрясениям Геологической службы США [3] начиная лишь с 1964 г.

Как видно из рис. 4, число землетрясений с малой амплитудой, $m \leq 4,5$, аномально возрастает, тогда как число сильных землетрясений, $m > 5$, остаётся примерно на одном уровне. Можно предположить, что возрастание числа малых землетрясений является следствием увеличения числа сейсмических станций, их чувствительности и расширения зоны покрытия, т.е. это возрастание

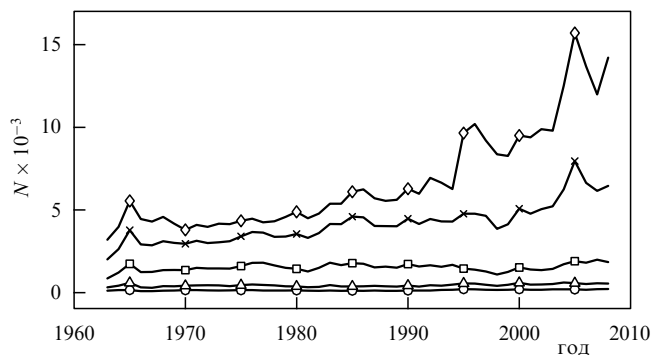


Рис. 4. Вариации глобальной сейсмической активности Земли (1964–2008 гг.). Различными символами обозначены временные кривые ежегодного числа землетрясений $N(t)$ с соответствующей магнитудой m : кривая, помеченная символом $\diamond$, соответствует $m \geq 4$, $\times$ — $m \geq 4,5$, $\square$ — $m \geq 5,0$, $\triangle$ — $m \geq 5,5$, $\circ$ — $m \geq 6,0$.

аналогично эффекту селекции в астрономии — преобладанию в каталогах наиболее ярких объектов.

На всех кривых замечен пик сейсмической активности 1965 г. и уменьшение активности в 1998 г. Такое локальное по времени изменение сейсмической активности и наличие более спокойного промежуточного интервала можно считать глобальной закономерностью сейсмического режима Земли в рассматриваемый период, поскольку отмеченные выше особенности наблюдаются не только для различных магнитуд, но и в каждом из полушарий: Северном, Южном, Западном и Восточном. Действительно, на рис. 5а,в, где показано изменение числа землетрясений с $m > 4,0$ и $4,5$ в 1964–2008 гг. в Северном и Южном полушариях, мы вновь видим общие локальные максимумы и минимумы сейсмической актив-

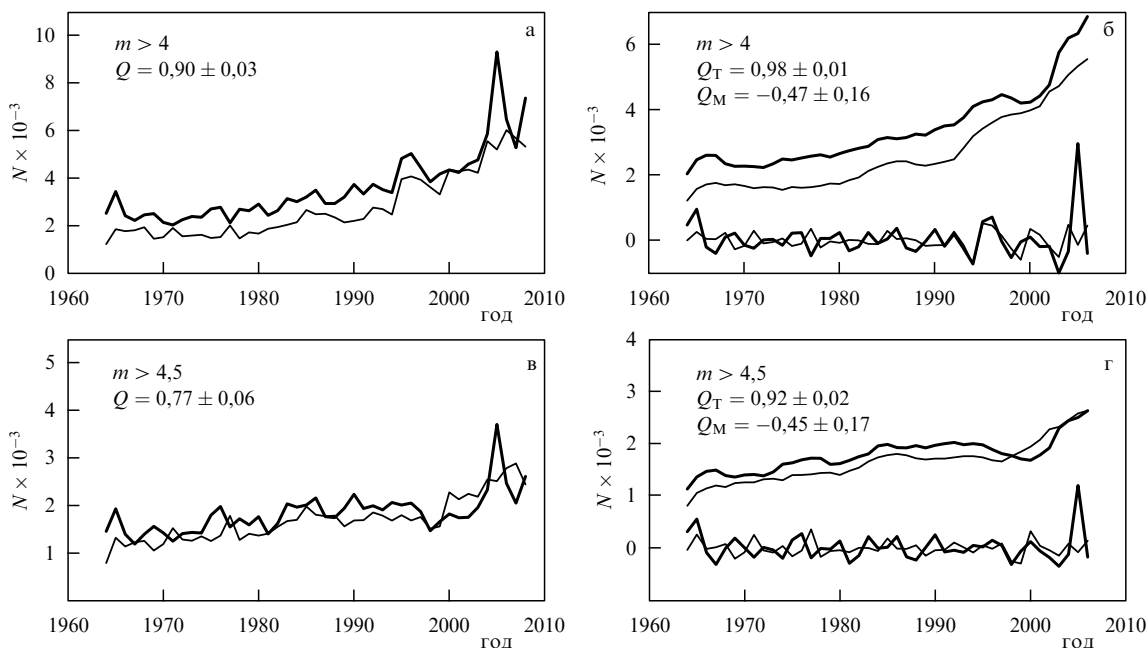


Рис. 5. Изменение числа землетрясений с $m \geq 4,0$ (а, б) и с $m \geq 4,5$ (в, г) в Северном (жирные кривые) и Южном (тонкие кривые) полушариях Земли: на рис. а — годовые данные, коэффициент корреляции между двумя кривыми $Q = 0,90 \pm 0,03$; на рис. б — скользящее среднее по пяти годам, коэффициент корреляции $Q_T = 0,98 \pm 0,01$, разность между годовыми и усредненными данными для каждого полушария, коэффициент корреляции $Q_M = -0,47 \pm 0,16$ для "спокойного" периода 1966–1988 гг. и $Q_M = 0,15 \pm 0,15$ для всего временного интервала; на рис. в — годовые числа событий для Северного и Южного полушарий, коэффициент корреляции между двумя кривыми $Q = 0,77 \pm 0,06$; на рис. г — сглаженные кривые и разности. Для двух верхних кривых $Q_T = 0,92 \pm 0,02$, для двух нижних $Q_M = -0,45 \pm 0,17$ для "спокойного" периода 1966–1988 гг. и $Q_M = 0,00 \pm 0,15$ за весь период 1964–2008 гг.

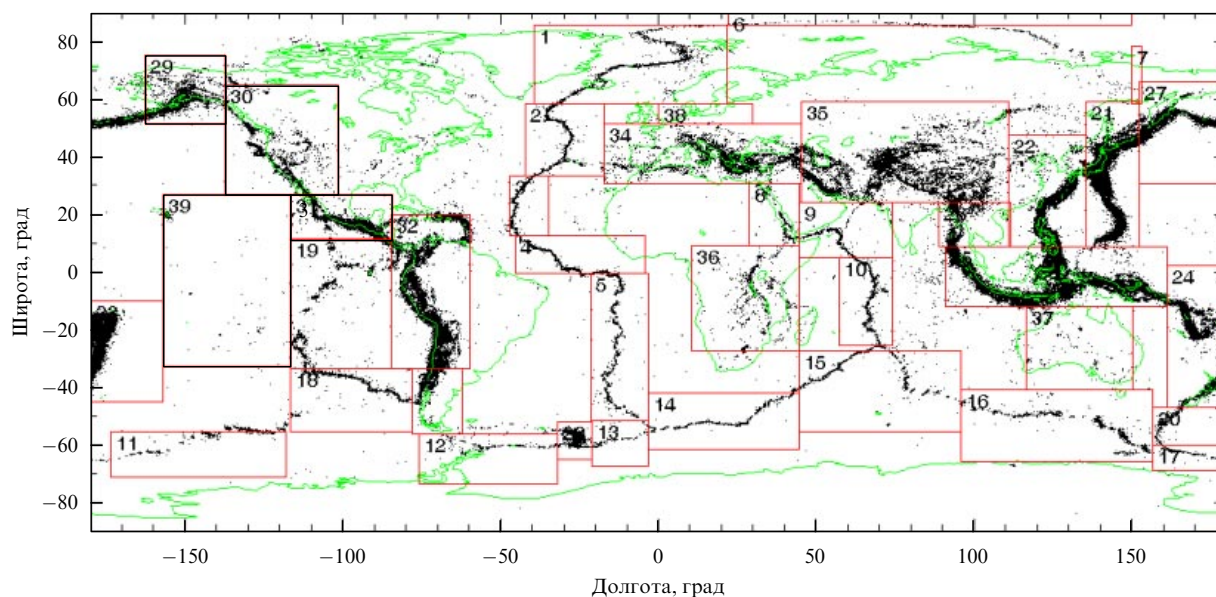


Рис. 6. Карта землетрясений с магнитудой $m \geq 4,0$ (отмечены точками) за период 1964–2008 гг. Указаны границы и нумерация рассматриваемых в статье регионов. Участки 1–20 соответствуют областям спрединга в районах расположения срединно-океанических хребтов, где вулканическая активность способствует формированию океанической коры и вызывает постепенный сдвиг тектонических плит в направлении от хребтов. Участки 21–39 отвечают зонам субдукции — областям стыка тектонических плит, в которых одна тектоническая плита заходит под другую.

ности в указанные годы. Что касается интервала так называемой спокойной сейсмичности 1966–1988 гг., то здесь можно заметить зеркальную симметрию графиков числа землетрясений в Северном и Южном полушариях. Эта антисимметрия проявляется в отрицательных значениях коэффициента корреляции, рассчитанных для спокойного периода.

Определим, из каких компонент состоит сейсмическая активность различных полушарий. На рисунке 5б, г, показаны сглаженные данные по каждому полушарию (скользящее среднее по пяти годам) и разность между годовыми данными и значениями сглаженной кривой для выборок землетрясений с магнитудами $m \geq 4,0$ и $m \geq 4,5$ соответственно. Если коэффициент корреляции между кривыми, изображёнными на рис. 5а, составляет $Q = 0,90 \pm 0,03$, то между сглаженными кривыми (рис. 5б) $Q_T = 0,98 \pm 0,01$ (формулы, используемые для вычисления коэффициентов корреляции, приведены в приложении). В последнем случае мы ввели индекс Т (от англ. total — глобальный), указывающий на то, что сглаженные кривые отражают временное изменение сейсмической активности *всего* земного шара. У кривых на рис. 5а корреляция $Q < Q_T$, следовательно, Q содержит кроме крупномасштабной составляющей Q_T некую мелкомасштабную составляющую. Как следует из вида нижних кривых (рис. 5б), в спокойный период мелкомасштабная компонента проявляет отчётливую зеркальную симметрию с отрицательными коэффициентами корреляции ($Q_M = -0,47 \pm 0,16$), в то время как для всего временного интервала отрицательной корреляции между полушариями не наблюдается* ($Q_M = 0,15 \pm 0,15$). В обозначении коэффициента корреляции, характеризующего зеркальную симметрию, используется индекс М (от англ. mirror — зеркальный). Для

сглаженных кривых (рис. 5г) коэффициент корреляции $Q_T = 0,92 \pm 0,02$, для мелкомасштабной М-компоненты в спокойный период $Q_M = -0,45 \pm 0,17$.

Аналогичные результаты были получены как для Западного и Восточного полушарий [4], так и для северных и южных частей Восточного и Западного полушарий.

Изложенное выше демонстрирует наличие двух компонент сейсмической активности Земли (Т- и М-компонент) для наиболее крупных регионов (минимальный размер — 1/4 поверхности Земли). В работе [4] аналогичные результаты были получены для регионов, размер которых составлял 1/16 часть земной поверхности, причём показано, что зеркальная симметрия М-компоненты наблюдается только в сейсмически спокойные годы, тогда как в остальные годы (высокой сейсмической активности) корреляция М-компонент может быть положительной.

3. М- и Т-компоненты в наиболее сейсмически активном районе Земли

В этом разделе попытаемся на некоторых частных и, на наш взгляд, ярких примерах проиллюстрировать характер М-компоненты сейсмической активности — пока только на феноменологическом уровне. Где могут лучше проявиться черты М-компоненты, как не в наиболее сейсмически активном районе Земли на стыке Евразийской, Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит? На карту мира нанесены все землетрясения за 1964–2008 гг. с магнитудой $m \geq 4,0$ (рис. 6). Самые широкие сейсмоактивные области по краям Тихого океана принадлежат зонам субдукции — границам плит, а более узкие дорожки сейсмоактивности по срединно-океаническим хребтам — областям спрединга (зоны субдукции отличаются также и значительно большей глубиной землетрясений).

* В этой статье мы полагаем, что корреляции (значимые) наблюдаются при $|Q| \geq 0,5$.

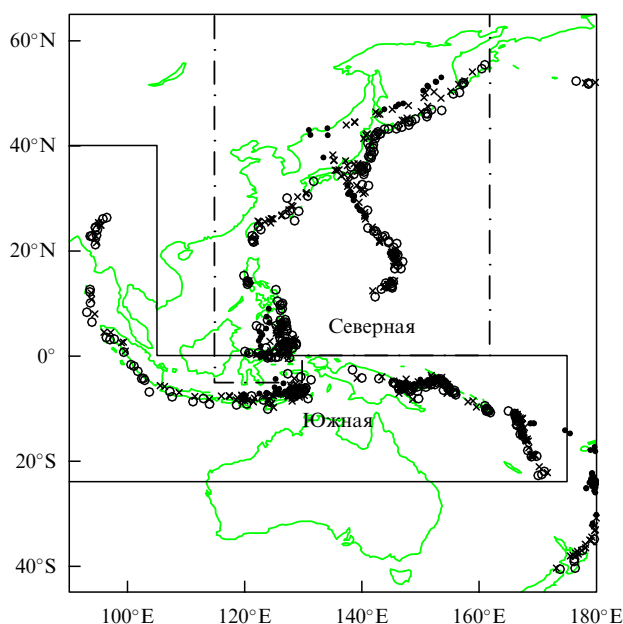


Рис. 7. Самый активный сейсмический район Земли на стыке Евразийской, Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит. Нанесены землетрясения с гипоцентрами: 70–120 км (○), 120–400 км (×), более 400 км (●).

Ранее мы привели ряд примеров проявления зеркальной симметрии М-компоненты сейсмичности. В частности между северной и южной частями Восточного полушария коэффициент корреляции $Q_M = -0,59 \pm 0,14$ (при усреднении по пяти годам событий с $m \geq 4,0$ за 1966–1988 гг.). Разбивая основные сейсмические зоны на отдельные регионы и варьируя их границы, можно определить, что коэффициент отрицательной корреляции наиболее высок между двумя районами: Гималайско-Фиджийским и Филиппинско-Камчатским (см. рис. 6 и 7). На рисунке 7 указаны усреднённые положения землетрясений относительно разлома в диапазоне глубин 70–120 км всех толчков в интервале глубин 120–400 км и глубже 400 км. Направления движения плит можно определить по относительному расположению мелких и более глубоких землетрясений.

В данных ветвях, где происходит примерно половина всех землетрясений мира, $Q_M = -0,74 \pm 0,09$ (при усреднении по пяти годам событий с $m \geq 4,0$). Северной

ветвью зоны субдукции будем называть область, расположенную в Северном полушарии (до 65° северной широты (N)) между 115° и 162° восточной долготы (E). В неё же включена зона Южного полушария с координатами 0–5° южной широты (S) и 115°–130° восточной долготы (южное окончание Филиппинской зоны). Южной ветвью зоны субдукции будем называть район, который начинается в Северном полушарии — в Гималаях, южнее 30° с.ш. и идёт на юг до экватора. Далее (за исключением упомянутой южной области Филиппин) эта ветвь включает в себя все землетрясения от экватора до 22° ю.ш. Область, лежащую восточнее Южной ветви почти перпендикулярно её основной части, назовём Новозеландской зоной. На рисунке 8а изображены графики числа землетрясений с $m \geq 4,0$ в Южной и Северной ветвях зон субдукции. Отчётливо видны две особенности графика — главное возрастание активности в обеих ветвях (обусловленное, видимо, увеличением сети сейсмостанций) и зеркально-симметричное расположение экстремумов на обеих кривых в 1966–1988 гг.

Приведённые на рис. 8б верхние кривые суть кривые рис. 8а, усреднённые по пяти годам. Нижние кривые на рис. 8б являются результатом вычитания значений верхних (усреднённых) кривых из значений неусреднённых кривых рис. 8а. Число и магнитуда сейсмических событий такие же, как и на рис. 8а. Отчётливо виден факт зеркальной симметрии нижних кривых на протяжении всего времени. Коэффициент корреляции между М-компонентами $Q_M = -0,71 \pm 0,10$ за 1966–1988 гг.

Для феноменологического исследования данного явления попробуем понять основной признак отличия Южной и Северной ветвей друг от друга. Вызвана ли данная сейсмическая зеркальная симметрия их взаимно перпендикулярной ориентацией или главным фактором является то, что Южная ветвь — это зона контакта между Индо-Австралийской и другими плитами (Тихоокеанской и Евразийской), а Северная — зона контакта как раз между двумя последними плитами?

На рисунке 7 отчётливо видны направления движения субдирирующих Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит — от мелких землетрясений к более глубоким. В качестве примера приведём район острова Хонсю, в котором максимальное число землетрясений наблюдается в области субдукции (Тихоокеанская плита опускается под Евразийскую (рис. 9)). Видно, что зоной субдукции Тихоокеанской плиты, практически перпендикулярной к направлению её движения, являются районы:

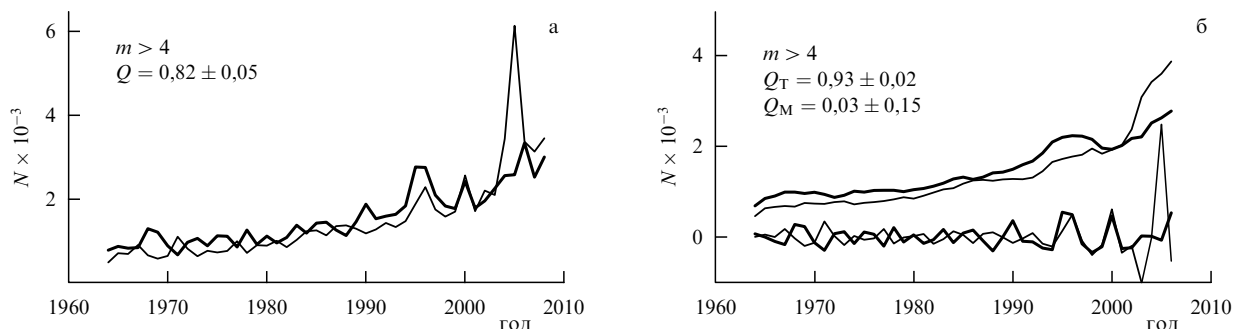


Рис. 8. Число ежегодных землетрясений за 1964–2008 гг. в Северной (жирная кривая) и Южной (тонкая кривая) ветвях зон субдукции. Магнитуда толчков $m \geq 4,0$. (а) Годовые данные $Q = 0,81 \pm 0,05$. (б) Две составляющие сейсмической активности Северной и Южной ветвей: усреднённые по пяти годам Т-компоненты (верхние кривые) и быстропеременные М-компоненты (нижние кривые). Коэффициенты корреляции за весь период времени $Q_T = 0,93 \pm 0,02$ и $Q_M = 0,03 \pm 0,15$; за "спокойный" период 1966–1988 гг. $Q_M = -0,71 \pm 0,10$.

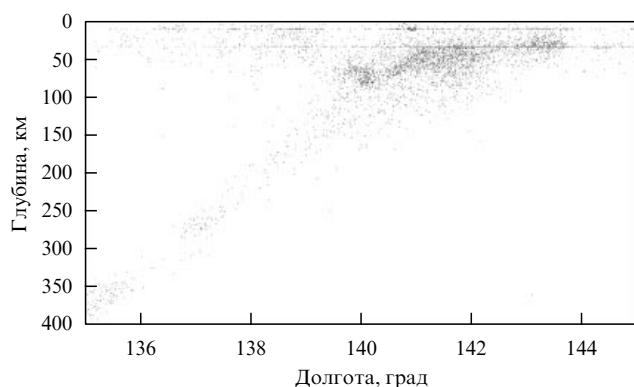


Рис. 9. Связь глубины землетрясений с $m \geq 4,0$ с долготой в интервале $135^\circ - 145^\circ$ в.д. и $35^\circ - 40^\circ$ с.ш. (остров Хонсю). Виден горизонтальный слой землетрясений в толще Евразийской литосферной плиты (от 0 до 70 км) и наклонный слой землетрясений вдоль опускающейся Тихоокеанской плиты.

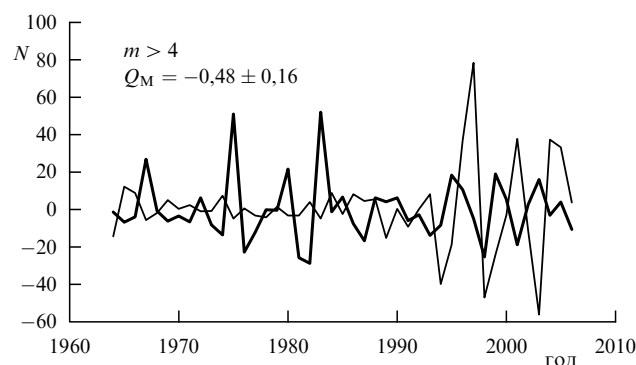


Рис. 10. Отрицательная корреляция сейсмической активности на перекрестье трёх систем срединно-океанических хребтов в Индийском океане (координаты этой точки — 25° ю.ш. и 70° в.д.), $Q_M = -0,48 \pm 0,16$. Коэффициенты корреляции вычислены для спокойного периода 1966–1988 гг.

Камчатка–Япония–острова Нампо и Марианские острова и зона Филиппин, а также район Новой Зеландии. Зона субдукции Индо-Австралийской плиты идёт по островам: Суматра, Ява, Новая Гвинея, Соломоновы острова и Новые Гебриды. Рассмотрим Новозеландский регион, который географически принадлежит к продолжению Южной ветви, но ориентирован практически поперёк основной части Южной ветви, так же как и Северная ветвь. При этом Новозеландская зона вместе с Северной ветвью являются зоной субдукции Тихоокеанской плиты, в то время как Южная ветвь — зона субдукции Индо-Австралийской. Добавление новозеландских землетрясений (что увеличивает общее число событий с $m \geq 4,0$ на 45%) к землетрясениям Южной ветви уменьшает по модулю отрицательную корреляцию: от $Q_M = -0,71 \pm 0,10$ до $Q_M = -0,59 \pm 0,14$. Добавление этих событий к Северной ветви практически не меняет коэффициента корреляции: $Q_M = -0,71 \pm 0,10$ (здесь значения М-компоненты вычислялось для спокойного периода 1966–1988 гг.). Следовательно, динамика землетрясений в Новозеландском регионе близка к динамике сейсмичности в Северной ветви.

4. М-компонента срединно-океанических хребтов

Тихоокеанская и Индо-Австралийская зоны субдукции образуют Т-образное перекрестие с центром вблизи экватора. Если в данном регионе действует фактор, перераспределяющий напряжение в точке Т-образного стыка тектонических плит, то, может быть, аналогичный фактор действует и в других подобных точках пересечения разломов?

В Индийском океане в точке с координатами 25° ю.ш. и 70° в.д. сходятся три срединно-океанических хребта (на границе зон 10 и 15 (см. рис. 6)): с севера идёт Аравийско-Индийский хребет (мы начинаем рассмотрение этого разлома с Аденского залива, с 50° в.д. и на юге заканчиваем на перекрестье, на 25° ю.ш.). С юго-востока и юго-запада к пересечению подходят цепи антарктических хребтов. Анализ показывает, что сейсмичность Аравийско-Индийского хребта коррелирует (Q велико по модулю, но отрицательно) с сейсмичностью указанных антарктических хребтов (на рис. 10 жирная

кривая — М-компонента вдоль Аравийско-Индийского хребта, тонкая кривая — М-компонента вдоль цепи антарктических хребтов; коэффициент корреляции $Q = -0,48 \pm 0,16$).

5. Анализ сейсмичности Альпийско-Гималайского пояса

В сейсмичности Альпийско-Гималайского пояса выделим четыре характерные зоны: Гималайскую — от 76° до 95° в.д. и от 26° до 33° с.ш.; Тибетскую, которая является расширением Гималайской до 50° с.ш. и включает в себя Гималаи, Тибет и Тянь-Шань; Сычуаньскую — от 95° до 106° в.д. и от 20° до 35° с.ш.; Индокитайскую, которая является расширением Сычуаньской до 15° ю.ш. Первые две зоны характеризуются широтными направлениями хребтов (складчатости), т.е. сжатие происходит по направлению север–юг. Для третьей и четвёртой областей типичны меридиональные хребты и разломы: сжатие происходит по линии запад–восток. Как мы видели ранее, при перпендикулярном действии силы возникает М-компонента сейсмического процесса. Из вышеуказанных четырёх зон можно составить четыре парные комбинации с поперечным действием сил. Вычисление коэффициентов корреляции в каждой такой паре между усреднёнными (по трём годам) кривыми активности (Q_T) и разница между ежегодными землетрясениями (Q_M) при $m \geq 4$ дают параметры, приведённые в таблице.

Таблица. Коэффициенты корреляции между усреднёнными (по трём годам) кривыми активности (Q_T) и разница между ежегодными землетрясениями (Q_M) при $m \geq 4$

Зона	Q_T	Q_M	Q_M за спокойный период 1966–1988 гг.
Гималайская-Сычуаньская	$0,61 \pm 0,10$	$0,42 \pm 0,13$	$-0,54 \pm 0,15$
Тибетская-Сычуаньская	$0,59 \pm 0,10$	$0,41 \pm 0,13$	$-0,45 \pm 0,17$
Тибетская-Индокитайская	$0,65 \pm 0,09$	$-0,08 \pm 0,15$	$-0,65 \pm 0,12$
Гималайская-Индокитайская	$0,57 \pm 0,10$	$-0,04 \pm 0,15$	$-0,81 \pm 0,07$

6. О связи сейсмической активности Земли с широтой в зависимости от глубины эпицентров

Исследования зависимости плотности землетрясений от широты проводились ранее [5]. В качестве базы данных был использован тот же каталог Национального географического информационного центра по землетрясениям Геологической службы США VX DAT за 1962–2008 гг. [3]. Были построены графики зависимости плотности землетрясений от широты их эпицентров $\rho_\theta = N_\theta / S_\theta$, где N_θ — число землетрясений, произошедших в интервале широт $(\theta + 5^\circ; \theta - 5^\circ)$; S_θ — соответствующая площадь, выраженная в единицах $2\pi R^2$, где R — радиус Земли. Величина θ_n , которой соответствует определенное число землетрясений N_{θ_n} , удовлетворяет условию $\theta_n = 10n$, где $n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm 7$. Поэтому все экстремумы на кривых $N(\theta)$ или на использованных нами кривых $\rho(\theta)$ находятся лишь в точках $\theta = \theta_n$.

На рисунке 11а приведены графики распределения полной плотности землетрясений в зависимости от широты эпицентров. Пять кривых соответствуют землетря-

сениям с магнитудой $M_b \geq 4,0, 4,5, 5,0, 5,5$ и $6,0$. Видны чёткая зависимость плотности землетрясений от широты для землетрясений со всеми магнитудами и два максимума — первый на 40° с.ш. и второй, меньший, на 10° ю.ш. Как мы видим, для всех значений магнитуд положения максимумов совпадают. На рисунке 11б представлены те же графики, но для поверхностных землетрясений с глубиной гипоцентров менее 30 км. Видно, что в Южном полушарии поверхностных землетрясений зарегистрировано существенно меньше, чем в Северном полушарии. График распределения землетрясений с глубиной гипоцентров 30–100 км (рис. 11в) практически повторяет таковой на рис. 11а, с той лишь разницей, что максимальная плотность составляет 10^6 вместо $1,8 \times 10^6$.

В интервале глубин 100–300 км (рис. 11г) максимальная плотность землетрясений уже приходится на Южное полушарие. С дальнейшим возрастанием глубины число землетрясений, приходящихся на Северное полушарие, резко уменьшается, в отличие от числа землетрясений в Южном, где они происходят на глубинах вплоть до 600–700 км (рис. 11д).

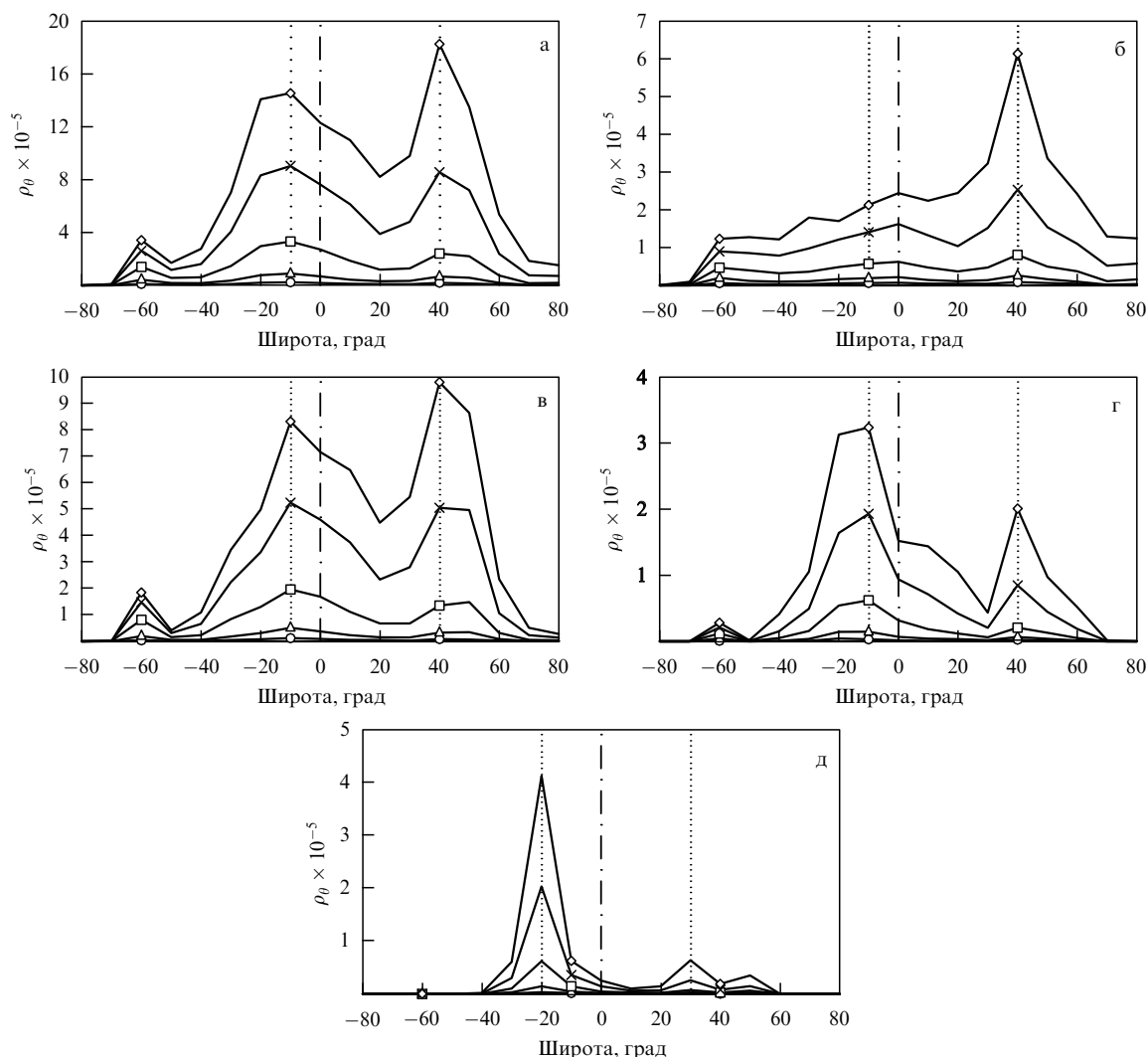


Рис. 11. Распределение плотности землетрясений по широтам для всех глубин (а); для глубин гипоцентров (б) $d < 30$ км, (в) $30 < d < 100$ км, (г) $100 < d < 300$ км, (д) $d > 300$ км. Различными символами обозначены кривые, соответствующие землетрясениям с магнитудами $m \geq 4$ ($\diamond$), $m \geq 4,5$ ($\times$), $m \geq 5,0$ ($\square$), $m \geq 5,5$ ($\triangle$), $m \geq 6,0$ ($\circ$). (Данные 1964–2008 гг.)

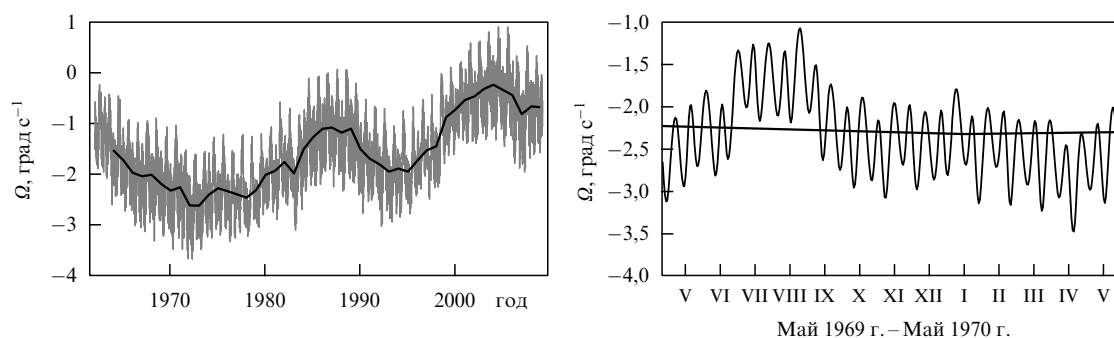


Рис. 12. (а) Вариация частоты вращения $\Omega(t)$ относительно среднего уровня $\Omega_0 = 72921151,467$ пикорад с^{-1} и усреднённая вариация (чёрная кривая, среднее за период от 1 июля до 30 июня следующего года приписывается к середине периода). (б) Вариация частоты вращения $\Omega(t)$ на более мелком масштабе. Видны плавные колебания с периодом 13,6 дней, обусловленные влиянием Луны.

7. О связи сейсмической активности с суточным вращением Земли

Энергия суточного вращения Земли настолько велика, что её изменение, вызванное влиянием Луны, сезонным переносом массы в атмосфере и др., на несколько порядков превосходит совокупную энергию землетрясений. Действительно, простые оценки показывают, что энергия суточного вращения

$$E = \frac{1}{2} I \Omega^2 \sim \frac{1}{5} M R^2 \Omega^2 = \frac{4\pi}{15} R^5 \rho \Omega^2 \sim 10^{36} \text{ эрг},$$

где R , ρ — средний радиус и плотность Земли соответственно. Энергия, запасённая в поверхностном слое толщиной L [км], тогда выражается в виде

$$E_L \approx E \frac{L}{R} \sim \frac{L}{600} \times 10^{36} [\text{эрг}],$$

а изменение энергии δE_L вращения тонкого поверхностного слоя глубиной L , связанное с изменением частоты вращения, $\delta E_L \sim E_L (2\delta\Omega/\Omega)$.

На рисунке 12 показана типичная зависимость вариации частоты вращения Земли на разных временных масштабах с 1962 по 2008 гг., согласно данным [6]. Из рисунка видно, что относительная вариация частоты $\delta\Omega/\Omega \sim 10^{-8}$ за время порядка 10 дней, т.е. изменение энергии поверхностного слоя толщиной $L \sim 300$ км за это время порядка 10^{28} эрг. Суммарная годовая энергия землетрясений находится на уровне 10^{25} эрг. Таким образом, изменение энергии вращения на несколько порядков превосходит среднюю энергию землетрясений. Этот факт послужил основой высказанной в [7] гипотезы о том, что землетрясения являются следствием неравномерности вращения Земли.

Развитие данной гипотезы было предпринято в работе [8], авторы которой пытаются сопоставить сейсмическую активность Земли с вариацией угловой скорости вращения Земли и модулем её производной по времени (характеризующим ускорение и замедление вращения Земли). Проиллюстрируем их результаты на основе данных по вращению с 1962 г. по 2008 г. На рисунке 13 показана высокая корреляция $Q = 0,80 \pm 0,05$ между нижней кривой числа землетрясений $N(t)$ с магнитудой $m > 4$ и усреднённой (по одному году) частотой вращения Земли $\Omega(t)$.

Однако отмеченный выше высокий коэффициент корреляции может являться следствием указанной в

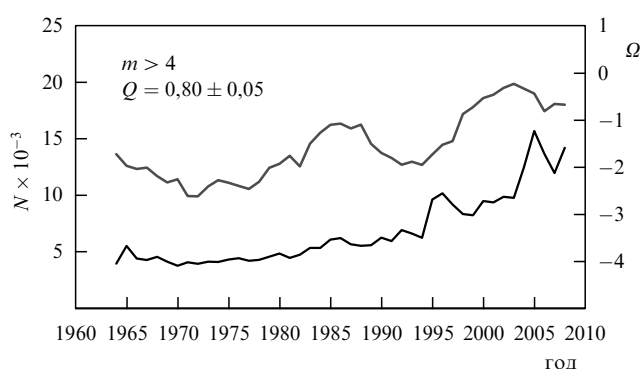


Рис. 13. Корреляция числа землетрясений $N(t)$ (чёрная кривая) с усреднённой (по одному году) частотой вращения $\Omega(t)$ (светлая кривая).

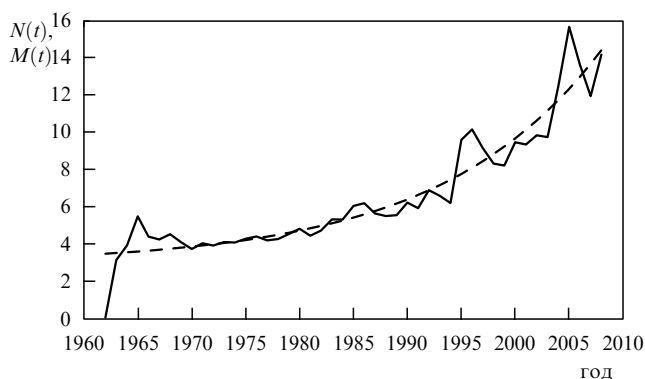


Рис. 14. Зависимость числа землетрясений $N(t)$ (сплошная кривая) и кривая $M(t) = a \exp(bt) + c$ (штриховая) с коэффициентами a , b и c , описывающими наилучшим образом кривую $N(t)$.

начале данной статьи селективности измерения землетрясений с малой магнитудой. Действительно, посмотрим на рис. 14, где изображена та же кривая $N(t)$ (сплошная) и штриховая кривая $M(t) = a \exp(bt) + c$ с коэффициентами a , b , c , описывающими наилучшим образом кривую $N(t)$. Очевидно, что экспоненциальное возрастание числа сравнительно слабых землетрясений отражает не столько рост сейсмической активности Земли, сколько увеличение числа сейсмографов и их чувствительности. Действительно, убрав этот экспоненциальный тренд, т.е. разделив $N(t)$ на $M(t)$ (рис. 15), мы

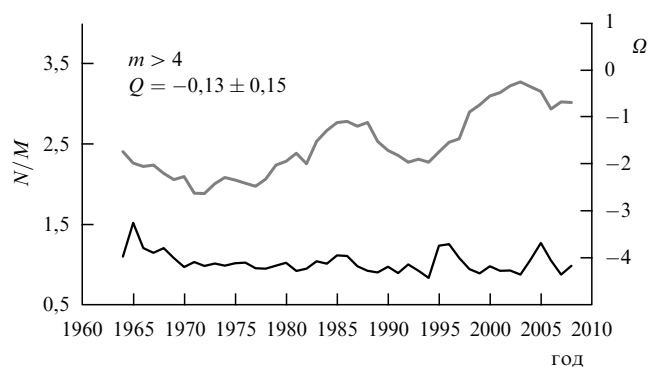


Рис. 15. Корреляция приведённого числа землетрясений $N(t)/M(t)$ (чёрная кривая) с усреднённой (по одному году) частотой вращения $\Omega(t)$ (светлая кривая).

приходим к отсутствию корреляции ($Q = -0.13 \pm 0.15$) между такими же двумя кривыми.

Те же самые результаты можно видеть (с учётом тренда) и при вычислении корреляций для землетрясений с магнитудой $m \geq 4.5$. Тогда как корреляции с числом более сильных землетрясений отсутствуют изначально.

Исследование связи сейсмической активности с ускорением вращения проводилось на усреднённой за год зависимости $\Omega(t)$. Корректность такого исследования можно поставить под вопрос, поскольку при усреднении выпадают короткопериодические компоненты, дающие, несомненно, наибольший вклад в зависимость $|d\Omega(t)/dt|$ (см. рис. 12).

Таким образом, вопрос о влиянии вариации суточного вращения на сейсмическую активность остаётся открытым. Если предположить наличие такой связи, то почему мы не видим периодичного изменения частоты землетрясений? Данных по землетрясениям (особенно слабым) вполне достаточно для того, чтобы провести частотный анализ сейсмической активности и сопоставить результаты с хорошо изученным спектром колебаний частоты вращения Земли. Однако выполненный нами частотный анализ не выявил такой связи.

8. Заключение

1. Как было показано в более ранних работах [4, 9–13], сейсмическую активность Земли можно представить в виде двух составляющих — глобальной, медленно меняющейся, Т-компоненты и быстро меняющейся М-компоненты. Этот факт был подтверждён на основе более полных данных за 1964–2008 гг. Также было обнаружено принципиальное различие в поведении М-компоненты в "спокойный" период 1966–1988 гг. и в остальное время ("активные" периоды). В спокойный период М-компонента сейсмической активности достаточно крупных регионов демонстрирует отрицательную корреляцию, в то время как в активные периоды корреляция становится положительной, что хорошо заметно даже на глаз, например, на графиках рис. 5б, г. Поскольку Q_M характеризует коэффициент корреляции графиков сейсмической активности в соседних регионах (плитах), т.е. является численной характеристикой М-компоненты, то причина разных по знаку вкладов в Q_M в спокойный и активные периоды может состоять в следующем: когда в

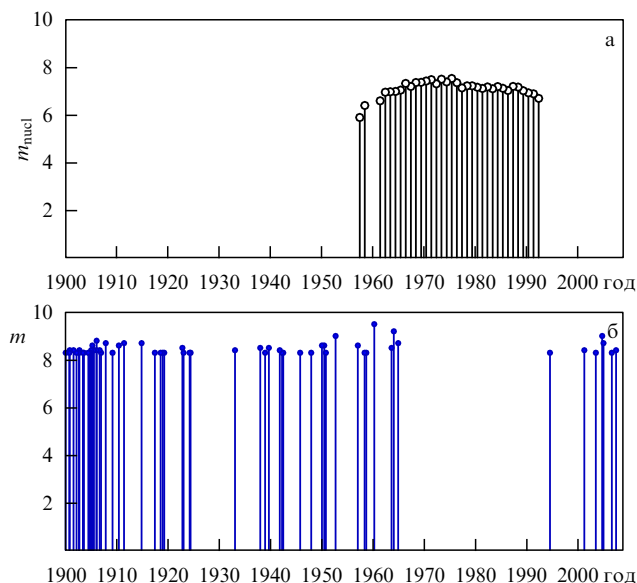


Рис. 16. (а) Ежегодная совокупная энергии подземных ядерных взрывов СССР и США m_{nucl} , выраженная по шкале Гутенберга – Рихтера согласно (3), (7) в период 1957–1992 гг. [14]. (б) Сильнейшие землетрясения с магнитудой $m \geq 8.3$ с 1900 г. по 2008 г. [15]. Во время проведения полномасштабной программы подземных испытаний в обеих странах (1966–1988 гг.) землетрясений с указанной магнитудой не наблюдается.

одной плите происходит землетрясение, это приводит к уменьшению внутриплитовых напряжений, что соответственно понижает вероятность возникновения землетрясения в соседней плите. Но в периоды высокой сейсмической активности внутриплитовые напряжения настолько велики, что уменьшение напряжений, вызванное землетрясениями в одной области, слабо влияет на соседнюю, и поэтому землетрясения происходят в обеих областях.

Интересно сопоставить обнаруженный нами "спокойный" период сейсмической активности с проведением подземных ядерных испытаний в СССР и США. Согласно данным [14], впервые подземные испытания были проведены в США в 1957 г. и 1958 г., но до 1964 г. они носили эпизодический характер. С 1964 г. в обеих странах начинаются программы подземных ядерных испытаний (полностью вытеснив испытания в атмосфере к 1966 г.), которые продолжают вплоть до конца 1980-х годов. На рисунке 16а показана годовая совокупная энергия подземных ядерных взрывов, проведённых СССР и США, выраженная в единицах шкалы Гутенберга – Рихтера (см. введение). Наиболее интенсивные испытания проводились как раз в период с 1966 г. по 1988 г. Таким образом, в этот период можно говорить об изменении характера сейсмической активности Земли.

Характерные изменения сейсмической картины можно наблюдать и у наиболее сильных землетрясений с магнитудой $m \geq 8.3$. На рисунке 16б эти землетрясения показаны для периода с 1900 г. по 2008 г., и, как видно из рисунка, они отсутствуют в период проведения подземных ядерных взрывов (исключая самое начало периода).

Таким образом, существует, по крайней мере, два класса динамических факторов, определяющих изменение сейсмичности в крупных тектонических структурах:

а) глобальный механизм (Т-компонента), определяющий изменение во времени общего числа сильных землетрясений;

б) механизм (М-компонента), вызывающий переменное напряжение на стыках тектонических плит (особенно заметное на перекрестьях), влияет только на слабые землетрясения. Возможно, этот механизм связан со своеобразными колебаниями в движении тектонических плит. В настоящее время колебательный характер тектонических движений с периодом 2–3 года подтверждается данными космической геодезии [16].

9. Приложение

Для вычисления коэффициента корреляции использовалась формула для линейной корреляции (корреляция Пирсона)

$$Q = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{N\sigma_x\sigma_y},$$

где $\bar{x}$ — среднее значение величины x , $\sigma_x = \sqrt{D_x}$ — стандартное отклонение,

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum x_i, \quad D_x = \frac{1}{N} \sum (x_i - \bar{x})^2.$$

Аналогично опреляются $\bar{y}$ и σ_y . Ошибка определения коэффициента корреляции

$$\Delta Q = \frac{1 - Q^2}{\sqrt{N}}.$$

Список литературы

1. Richter C F *Elementary Seismology* (San Francisco: W.H. Freeman, 1958) [Рихтер Ч *Элементарная сейсмология* (М.: ИЛ, 1963)]
2. Жарков В Н *Внутреннее строение Земли и планет* (М.: Наука, 1978) [Zharkov V N *Interior Structure of the Earth and Planets* (Chur: Harwood Acad. Publ., 1986)]
3. US Geological Survey, National Earthquake Information Center, <http://earthquake.usgs.gov>
4. Горькавый Н Н и др. *Физика Земли* (10) 23 (1994)
5. Левин Б В, Чирков Е Б *Вулканоология и сейсмология* (6) 65 (1999)
6. IERS Reference System Service, Earth Rotation Data, <http://www.iers.org/products/176/11165/orig/eopc04.62-now>
7. Кропоткин П Н, Трапезников Ю А *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (11) 32 (1963)
8. Фридман А М, Клименко А В, в сб. *Нелинейные волны* (Отв. ред. А В Гапонов-Грехов) (Н. Новгород: ИПФ РАН, 2003) с. 133
9. Горькавый Н Н, Минин В А, Тайдакова Т А, Фридман А М *Астрон. циркуляр* (1540) 35 (1989)
10. Горькавый Н Н и др. *Физика Земли* (10) 33 (1994)
11. Горькавый Н Н и др. *Физика Земли* (10) 52 (1999) [Gor'kavyi N N et al. *Izv., Phys. Solid Earth* 35 840 (1999)]
12. Горькавый Н Н, Трапезников Ю А, Фридман А М *Докл. РАН* 338 525 (1994)
13. Горькавый Н Н и др. *Физика Земли* (11) 28 (1999) [Gor'kavyi N N et al. *Izv., Phys. Solid Earth* 35 906 (1999)]
14. Database of nuclear tests. Compiled by Wm. Robert Johnston, 2006, <http://www.johnstonsarchive.net/nuclear/tests>
15. National Geophysical Data Center. The Significant Earthquake Database 1900–2008, <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/hazards.shtml>
16. Татевян С К *Исследование Земли из космоса* (1) 87 (1999)

On some correlations in seismodynamics and on two components of Earth's seismic activity

A.M. Fridman, E.V. Polyachenko

*Institute of Astronomy, Russian Academy of Sciences,
ul. Pyatnitskaya 48, 119017 Moscow, Russian Federation
Russian Research Center "Kurchatov Institute",
pl. Kurchatova 1, 123182 Moscow, Russian Federation
Tel. (7-495) 951-79 93*

E-mail: fxela11@yahoo.com, epolyach@gmail.com

N.R. Nasyrkanov

*Moscow Institute of Physics and Technology (State University),
Institutskii per. 9, 141707 Dolgoprudnyi, Moscow region, Russian Federation*

A brief critical review of papers published in *Fizika Zemli* is presented.

PACS numbers: 91.30. – f, 91.45.Hc, 91.50.Wy

DOI: 10.3367/UFNr.0180.201003f.0303

Bibliography — 16 references

Received 19 June 2009, revised 12 October 2009

Uspekhi Fizicheskikh Nauk 180 (3) 303–312 (2010)

Physics – Uspekhi 53 (3) (2010)