

Т. Г. РАУТИАН, В. И. ХАЛТУРИН

СПЕКТРАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА КОДЫ МЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК ИНСТРУМЕНТ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЧАГОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

(Представлено академиком М. А. Садовским 23 IX 1975)

Рассеяние сейсмических колебаний в реальной среде формирует хвостовую часть сейсмограммы (коду), которая используется для получения сведений о среде и сейсмическом источнике (¹⁻⁷). В настоящей работе исследуется зависимость колебаний в коде как от частоты, так и от времени (вдоль сейсмограммы) по записям аппаратуры ЧИСС (⁸). Показана устойчивая связь спектральных характеристик коды со спектром очагового излучения.

Обработаны сейсмограммы более 120 местных землетрясений по данным трех станций ЧИСС, расположенных в Гармском районе Таджикистана (среднее расстояние между станциями около 40 км). Регистрация велась десятью частотными каналами в диапазоне от 0,05 до 40 гц. Эпицентральные расстояния не превышали 200 км, а магнитуды изменялись от 2,5 до 6,5.

Временные свойства коды описываются набором спектральных огибающих $A_f(t)$, где f — центральная частота данного канала. Отсчет времени производился от момента в очаге. Сечения семейства огибающих $A_i(f)$ в фиксированные моменты времени t являются мгновенными ЧИСС-спектрами (⁹⁻¹¹) колебательной скорости в коде.

Сопоставление огибающих одного землетрясения на разных станциях при разных R , но одинаковых f показало их практическое совпадение при достаточно больших t . Конечно, вблизи вступления поперечной волны огибающие разных станций существенно различаются. Однако по мере увеличения времени они сближаются и при некотором $t=t_c$ выходят на асимптоту с разбросом, не превышающим 0,1 лог. ед.

Точное совпадение уровней спектральных огибающих одного землетрясения на разных станциях достигается после введения $C(f)$ — станционной спектральной поправки, которая определяется с малой погрешностью (0,15 лог. ед.) и одинакова для всех землетрясений и любых участков коды при $t > t_c$.

Время t_c выхода на асимптоту пропорционально R и несколько уменьшается с частотой. Оно примерно равно трехкратному времени пробега волны S , а для частот ниже 1 гц — пробега максимальной фазы поверхностных волн.

На рис. 1 приведены обобщенные огибающие $G_f(t)$, полученные путем совмещения индивидуальных кривых разных землетрясений при временах $t > t_c$. При $t_c > 50$ сек. форма огибающей не зависит от того, расположены ли очаг или станция в северной части района, сложенной кристаллическими палеозойскими породами, или же в южной части, где развиты мощные толщи мезо-кайнозоя. Это свидетельствует в пользу предположения о том, что кода есть наложение множества рассеянных объемных волн, пронизывающих весь район, и временная структура коды определяется эффективными свойствами всего района. При $t=5-50$ сек. для землетрясений с $R=5-15$ км форма огибающих изменяется в пределах заштрихованных участков на рис. 1 в зависимости от локальных геологических условий места расположения очага и станции.

Мгновенные спектры коды одного землетрясения на разных станциях при одинаковых t после введения $C(f)$ практически совпадают между собой (рис. 2). Видимо, механизм формирования коды обеспечивает эффективное осреднение функции направленности, так что мгновенный спектр коды пропорционален очаговому спектру $\Phi_0(f)$, среднему по всем направлениям выхода излучения из очага. Отношение спектров коды двух землетрясений (при одинаковых $t > 50$ сек.) является отношением средних очаговых спектров землетрясений (рис. 3).

Таким образом, спектрально-временная структура огибающей коды может быть описана как $A(f, t) = \Phi_0(f) \cdot C(f) \cdot G(f, t)$, где $G(f, t)$ — совокупность огибающих для излученного сигнала типа δ -функции.

Спектры $A_i(f)$ разных землетрясений свободны от влияния направленности излучения и локальных условий на трассах лучей и их сопоставление эквивалентно сопоставлению $\Phi_0(f)$. Хотя измерения $A(f, t)$ у слабых близких землетрясений могут быть сделаны только при малых временах $t = 50-100$ сек., а у сильных и более удаленных — при $t = 200-1000$ сек., для нормировки их к фиксированному t можно использовать набор кривых (рис. 1) в качестве палетки.

Чтобы перейти от спектра коды $A_i(f)$ к спектру очагового излучения $\Phi_0(f)$, мы пока не можем использовать теоретические модели для $G(f, t)$. Для среды, однородной по своим параметрам поглощения и рассеяния, предложено уже несколько моделей (^{1, 3, 4, 7, 12}). Они дают однотипные выражения вида

$$G(f, t) \sim \sqrt[3]{\alpha(f)} \cdot t^{-\nu} \cdot \exp(-\pi f t / Q), \quad (1)$$

где α — коэффициент рассеяния, ν — параметр расхождения рассеянных волн, Q — добротность.

Сопоставление эксперимента (рис. 1) с теоретическими моделями вида (1) показывает, что реальные $G(f, t)$ не могут быть аппроксимированы выражениями (1) с фиксированными значениями параметров. Модели пока не обобщены на случай вариаций параметров α и Q в разных блоках земной коры и их изменения с глубиной. Поэтому мы ограничились определением из наблюдений осредненного по многим землетрясениям отношения между спектром S -волны и спектром коды $B_i(f) = S_0(f) / A_i(f)$. Нормировка ЧИСС-спектров S -волн, $S_R(f)$, наблюдаемых на расстоянии R , к референц-расстоянию $R_0 = 10$ км производилась по формуле

$$S_0(f) = S_R(f) \cdot (R/R_0) \exp(\pi f R / Q \nu_s) / C(f). \quad (2)$$

Добротность была определена из экспериментальных кривых (рис. 1) в интервале t от 50 до 200 сек., используя формулу (1) и принимая $\nu = 0,75$. Неопределенность величины α и изменение предположения о параметре ν практически не влияют на оценку Q . В диапазоне частот от 1 до 18 гц опытные данные хорошо аппроксимируются выражением $Q(f) = 300 \sqrt{f}$, которое и было использовано в формуле (2).

Разброс отдельных точек относительно средних $B_i(f)$ соответствует $\sigma(\lg B) = 0,25$. Он отражает как влияние направленности излучения, так и локальные различия затухания на трассах прямых волн. Из рис. 4 видно, что $B_{50}(f)$ слабо зависит от частоты, так что по своей форме $A_{50}(f)$ приближенно подобна нормированному ЧИСС-спектру колебательной скорости в прямой S -волне.

Обратимся к рис. 2. Из него видно, что форма спектров отличается от ожидаемой из дислокационной модели очага (^{8, 13, 14}). Многие спектры имеют два максимума: в высокочастотной и в низкочастотной частях спектра. Такая особенность отмечалась ранее (^{9, 15}). Отмечается систематическое различие в характере спектров для землетрясений с очагами в осадочной толще (рис. 2а) и в кристаллических породах (рис. 2б): первые более низкочастотны. При переходе от слабых землетрясений к сильным форма спектра меняется таким образом, что кроме общего повышения

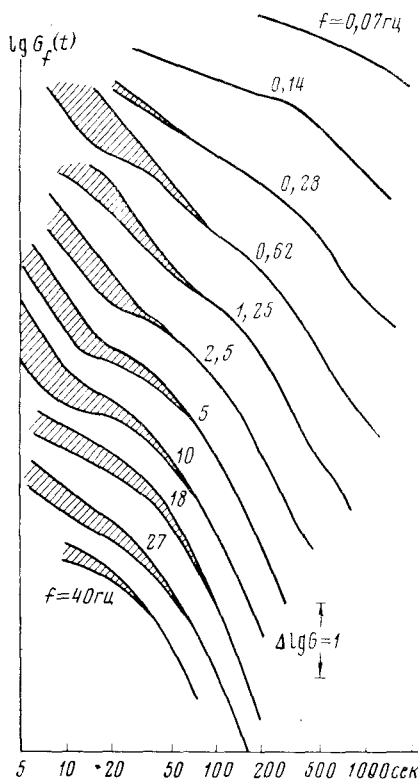


Рис. 1

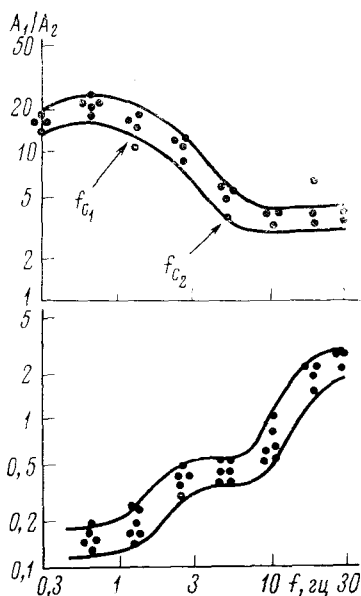


Рис. 3

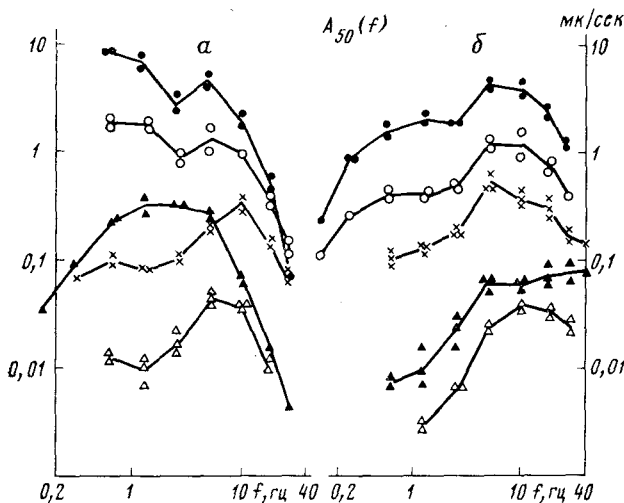


Рис. 2

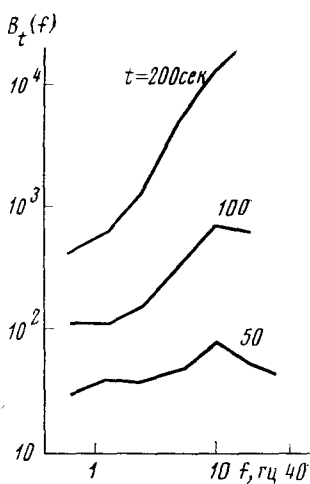


Рис. 4

Рис. 1. Обобщенные обходящие записи коды; уровень кривых произвольный

Рис. 2. Примеры спектров коды $A_{50}(f)$ (в мкм/сек) для землетрясений с энергетическими классами K от 8,3 до 13 и очагами в осадочной толще (а) и с K от 7,6 до 12,5 с очагами в кристаллических породах (б). Разные землетрясения отмечены разными значками. Разброс точек относительно осредняющего их спектр отдельного землетрясения характеризует сходимость данных разных станций

Рис. 3. Отношение мгновенных спектров коды для двух пар землетрясений, полученное по шести моментам времени; вверху для двух землетрясений, различающихся по энергетическому классу ($K_1=12,5$ и $K_2=10,4$); внизу — для двух землетрясений, различающихся по глубине очага ($h_1=28$ км и $h_2=5$ км)

Рис. 4. Средние отношения $B_t(f)$ при $t=50, 100$ и 200 сек., полученные осреднением данных 25 землетрясений

уровня спектра и смещения его максимума в сторону низких частот, наблюдается уменьшение крутизны низкочастотного склона и более явное проявление низкочастотного максимума. Для землетрясений с очагами в осадочных толщах характерно, что часто спектры двух землетрясений, различающихся по уровню вблизи 1–2 гц на 1,5–2 порядка, имеют на частотах 18–30 гц примерно одинаковую интенсивность. Для землетрясений с очагами в кристаллических породах приращение спектра слабее зависит от частоты.

Таким образом, мгновенные спектры коды $A_i(f)$ позволяют изучать средние по всем направлениям спектральные характеристики излучения отдельных землетрясений как по форме, так и по уровню. При этом использование 2–3 станций позволяет гарантировать погрешность результата, не превышающую 0,1 лог. ед., т. е. 25 %.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Академии наук СССР
Москва

Поступило
8 IX 1975

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ J. R. Wesley, J. Geophys. Res., v. 70 (1965). ² А. В. Николаев, Физика Земли, № 2 (1968).
- ³ K. Aki, J. Geophys. Res., v. 74 (1969). ⁴ H. Berckhemer, Zs. Geophys., B. 36 (1970).
- ⁵ Г. А. Востриков, ДАН, т. 220, № 2 (1975). ⁶ И. Л. Нерсесов, Ю. Ф. Копничев, Г. А. Востриков, ДАН, т. 222, № 1 (1975).
- ⁷ Ю. Ф. Копничев, ДАН, т. 222, № 2 (1975). ⁸ К. К. Запольский, Сб.: Экспериментальная сейсмология, М., 1971.
- ⁹ К. К. Запольский, И. Л. Нерсесов и др., Сб.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, М., 1974.
- ¹⁰ М. А. Гостев, Сб.: Комплексные геофизические наблюдения в Обнинске, Обнинск, 1970.
- ¹¹ T. G. Raupach, ДАН, т. 225, № 2 (1975).
- ¹² A. Dainty, N. Toksöz, K. Anderson, The Moon, v. 9 (1974).
- ¹³ K. Aki, J. Geophys. Res., v. 72 (1967).
- ¹⁴ J. N. Brune, J. Geophys. Res., v. 75 (1970).
- ¹⁵ Б. Г. Пулев, Сб.: Экспериментальная сейсмология, М., 1971.