

К. К. ЗАПОЛЬСКИЙ

**ЧАСТОТНО-ВРЕМЕННАЯ ТРАКТОВКА МАГНИТУДЫ  $m_{PV}$   
НА ПРИМЕРЕ МОНЕРОНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 5 IX 1971 г.**

(Представлено академиком М. А. Садовским 25 V 1973)

В основу магнитудной классификации землетрясений в единицах  $m_{PV}$  положено определение максимальной в  $P$ -волне амплитуды колебательной скорости  $(A/T)_{\max} = \dot{x}/(2\pi) = \dot{A}$ . Логарифм этой величины полностью определяет  $m_{PV}$  в любой точке наблюдения, в которой известны значения калибровочной функции  $\sigma(\Delta)$  (1)

$$m_{PV} = \lg (A/T)_{\max} + \sigma(\Delta). \quad (1)$$

Таким образом, магнитуда  $m_{PV}$  аналогична характеристике максимальной мгновенной мощности колебаний в очаговой функции. Простота формальной процедуры определения  $m_{PV}$ , которая сводится к измерению на записи всего лишь одной представительной амплитуды, способствовала быстрому включению  $m_{PV}$ -классификации в программы работ всех сейсмических служб мира.

Однако на практике оказалось, что  $m_{PV}$  определяется различными службами неоднозначно. Особенно велики расхождения при сильных землетрясениях ( $m_{PV} \geq 7,5$ ), достигающие двух единиц  $m_{PV}$  при общем диапазоне телесеismicкой регистрации всего три единицы — от  $m_{PV} = 5$  до  $m_{PV} = 8$ . Эти расхождения намного превышают возможные ошибки измерений на сейсмограммах и не могут быть объяснены случайным рассеянием результатов. Причину неоднозначного определения  $m_{PV}$  следует, таким образом, искать в неопределенности динамических представлений о  $P$ -волне, в пределах которой подлежит измерению максимум колебательной скорости. Прежде всего это относится к выбору временного интервала и спектрального диапазона измерений. Поэтому задача о физически обоснованных определениях  $m_{PV}$  рассматривалась как часть более общей задачи об изучении динамических характеристик прямых сейсмических волн как очаговых функций.

В работах (2, 3) при рассмотрении динамики  $P$ -волн сейсмический процесс в точке наблюдения был представлен в виде частотно-временного поля интенсивности. Такое поле описывает интенсивность колебательного процесса системой изолиний колебательной скорости на частотно-временной плоскости

$$A = A(t, T). \quad (2)$$

В точке наблюдения, для которой известна калибровочная функция, выражение (2) принимает вид:

$$m_{PV} = m_{PV}(t, T). \quad (3)$$

Частотно-временное поле интенсивности в форме (3) представляет собой поле возможных магнитудных определений при измерении  $A/T$  в различные моменты времени  $t$  и на разных периодах  $T$ . Из всех возможных

определений  $m_{PV}$  формуле (1) соответствует только одна величина  $(m_{PV})_{max}$  с координатами на частотно-временной плоскости  $\tau_M$  и  $T_M$ . В качестве примера на рис. 1 приведено частотно-временное поле Монеронского землетрясения 5 IX 1971 г. с  $M=7,5$ , построенное по наблюдени-

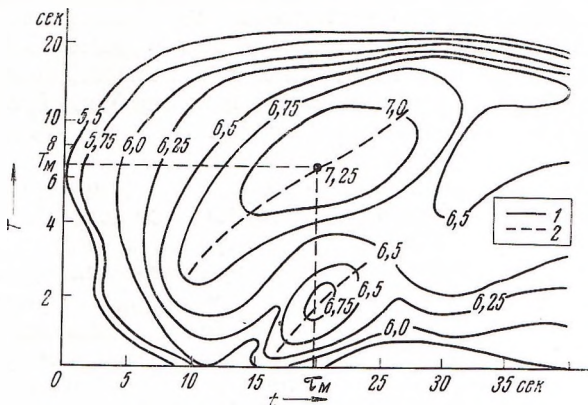


Рис. 1. Частотно-временное поле  $P$ -волны Монеронского землетрясения 5 IX 1971 г. 1 — изолинии равных магнитуд, 2 — гребни интенсивности

ям велосиметра ЧИСС-Москва ( $\Delta=60^\circ$ ) с изолиниями интенсивности в единицах  $m_{PV}$ . В данном случае  $(m_{PV})_{max}=7,3$  наступает через  $\tau_M=20$  сек. от вступления  $P$ -волны на периоде  $T_M=6,5$  сек.

В работе (2) показано, что длительность  $\tau_M$  формирования максимума интенсивности в  $P$ -волне увеличивается с магнитудой и при неглубоких землетрясениях зависи-

мость  $\tau_M$  от  $M$  выражается эмпирической формулой  $\lg \tau_M=0,35 M-1,4$ . В единицах  $m_{PV}$  эта зависимость имеет вид  $\lg \tau_M=0,55 m_{PV}-2,8$ . Это значит, что подлежащая измерению максимальная амплитуда колебательной скорости в  $P$ -волне при определении  $m_{PV}$  перемещается на сейсмограмме от 1 сек. от момента вступления  $P$ -волны при  $m_{PV}=5$  до 40 сек. и более при  $m_{PV}=8$  и выше. Сейсмические службы при определениях  $m_{PV}$  не учитывали до сих пор временного хода нарастания максимальной интенсивности  $P$ -волн при землетрясениях различной магнитуды и интервал измерений принимался постоянным для землетрясений любой силы. В этом состоит одна из систематических ошибок определения  $m_{PV}$  в настоящее время.

Аналогично, период  $T_M$ , соответствующий периоду максимума спектра  $P$ -волны, также зависит от магнитуды, изменяясь от 1,2 сек. при  $m_{PV}=5$  до  $\sim 8$  сек. при  $m_{PV}=8$ . Приблизительно эта зависимость для неглубоких

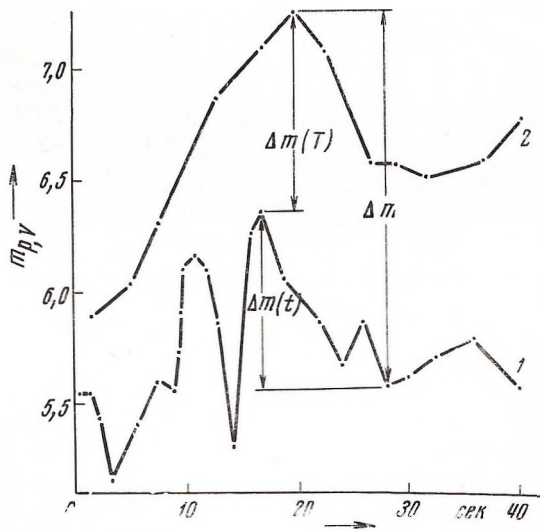


Рис. 2. Спектральные  $\Delta m(T)$  и временные  $\Delta m(t)$  погрешности определения  $m_{PV}$  на примере огибающих записей двух каналов ЧИСС  $P$ -волны Монеронского землетрясения. 1 — полоса пропускания 0,85–1,5 сек., 2 — 4,3–7,2 сек.

землетрясений при  $\Delta=30-70^\circ$  может быть описана формулой  $\lg T_M=0,27 m_{PV} - 1,27$ . Отсюда следует, что правильное определение  $m_{PV}$  сильных землетрясений возможно только достаточно длиннопериодной аппаратурой, включающей полосу периодов по скорости до 8 сек. Это условие также нарушается некоторыми сейсмическими службами, которые производят определения  $m_{PV}$  высокочувствительными короткопериодными станциями, не регистрирующими колебания с периодами более 1,5–2 сек.

Количественная оценка возможных погрешностей определения  $m_{PV}$  связана, таким образом, с учетом двух видов ошибок, обусловленных неверной локализацией  $(A/T)_{\max}$  во времени — временная погрешность  $\Delta m(t)$  — и неверным выбором частотного диапазона регистрации — спектральная погрешность  $\Delta m(T)$ . На практике приходится иметь дело с суммарной погрешностью  $\Delta m(t, T)$ , которая полностью описывается частотно-временным полем и определяется как разность значений  $m_{PV}(\tau_M, T_M)$  и  $m_{PV}$  в точке с координатами  $(t, T)$ :

$$\Delta m(t, T) = m_{PV}(\tau_M, T_M) - m_{PV}(t, T). \quad (4)$$

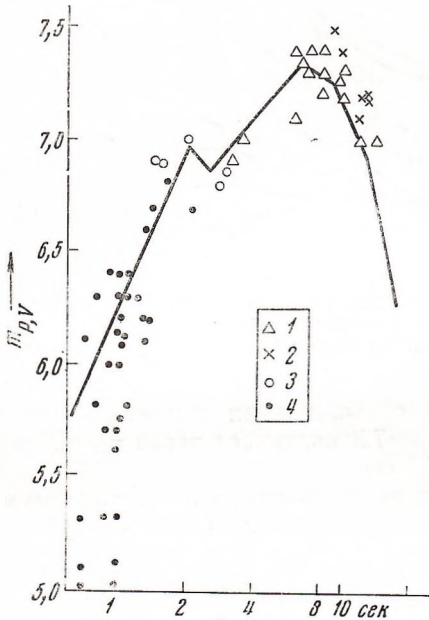


Рис. 3. ЧИСС-спектр  $P$ -волны Монеронского землетрясения и  $m_{PV}$ -определения сейсмических служб СССР и США: 1–3 — ЕССН СССР (1 — приборы СК, 2 — СКД, 3 — СВКМ), 4 — данные ВГС США

Понятие чисто временной и чисто спектральной погрешностей удобно пояснить посредством сопоставления двух огибающих сейсмических записей, полученных в различных частотных интервалах регистрации. На рис. 2 на магнитудно-временной плоскости  $(t, m_{PV})$  построены две огибающие записей землетрясения 5 IX 1971 г., полученные каналами ЧИСС с полосами пропускания 0,85–1,5 сек. (1) и 4,3–7,2 сек. (2). Полоса регистрации канала 2 включает период  $T_M$ , в то время как полоса 1 его не включает.

Каждая огибающая количественно описывает, в какой мере измеряемая магнитуда зависит от момента измерения  $A/T$  на сейсмограмме. Если для измерения выбран участок записи в пределах первых девяти секунд от вступления волны, а регистрация производится короткопериодным каналом 1, то измеренная магнитуда окажется в данном случае преуменьшенной на 1,7 единицы (5,6 вместо 7,3); это суммарная погрешность  $\Delta m(t, T)$ . Если на этом же канале провести измерения с учетом  $\tau_M$ , т. е. на максимуме интенсивности волны, то временная погрешность  $\Delta m(t)=0,8$  будет исключена, спектральная же погрешность  $\Delta m(T)=0,9$  останется и может быть исключена только при измерении  $(A/T)_{\max}$  на канале 2, включающем период  $T_M$ .

Более полное представление о спектральных погрешностях дает ЧИСС-спектр, являющийся сечением частотно-временного поля по гребням интенсивности и отображающий частотное распределение относительных максимумов колебательной скорости в октавных каналах ЧИСС (4). Спектр количественно описывает, в какой мере определяемая магнитуда зависит от периода, на котором производится измерение  $(A/T)_{\max}$ . На рис. 3 приведен ЧИСС-спектр  $P$ -волны Монеронского землетрясения со шкалой интенсивности в единицах  $m_{PV}$ . Этот спектр был сопоставлен

данными измерений  $m_{PV}$  станциями ЕССН СССР и БГС США, оснащенными приборами различного типа и расположенными в разных азимутах на эпицентральных расстояниях  $\Delta$  от 20 до 88°. Видно, что определения  $m_{PV}$  различными станциями производились на периодах от 0,7 до 14 сек., а измеренные значения магнитуды при этом изменялись от  $m_{PV}=5$  до 7,5. Эти определения хорошо согласуются с ЧИСС-спектром: в сторону коротких периодов спектральная интенсивность в  $P$ -волне круто понижается и соответственно уменьшаются значения  $m_{PV}$ , измеренные на этих периодах, а максимальные значения  $m_{PV}$  оказываются приуроченными к области максимума спектральной интенсивности волны. Значительные отклонения определений  $m_{PV}$  от ЧИСС-спектра в сторону меньших значений на периодах 0,7–1,2 сек., вероятно, обусловлены временными погрешностями, т. е. измерениями в начальной части записи, до наступления максимума интенсивности.

Таким образом, совокупность магнитудных определений по сети сейсмических станций можно рассматривать как интегральную характеристику интенсивности, обусловленную частотным распределением амплитуд колебательной скорости  $P$ -излучения очаговой функции.

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

Поступило  
17 V 1973

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

<sup>1</sup> В. Gutenberg, С. F. Richter, Ann. Geofis., 9, № 1 (1956). <sup>2</sup> К. К. Запольский, ДАН, 240, № 6 (1973). <sup>3</sup> К. К. Запольский, Р. П. Соловьева, В сборн. Экспериментальная сейсмология, «Наука», 1971. <sup>4</sup> К. К. Запольский, Н. А. Жбрыкунова и др., В сборн. Землетрясения в СССР в 1969 г., «Наука», 1973.