

许洋, 吴忠良, 蒋长胜, 俞言祥, 杨建思. 2008. 用前3秒P波估计地震大小的早期预警方法是否适用于短周期记录? ——1999年集集地震序列的模拟实验. 地震学报, 30(2): 135-143.

Xu Yang, Wu Zhongliang, Jiang Changsheng, Yu Yanxiang, Yang Jiansi. 2008. Estimating the size of an earthquake using short-period seismograms of the first three seconds: A simulated experiment using the 1999 Jiji(Chi-Chi) earthquake sequence. *Acta Seismologica Sinica*, 30(2): 135-143.

# 用前3秒P波估计地震大小的早期预警方法是否适用于短周期记录? ——1999年集集地震序列的模拟实验<sup>\*</sup>

许 洋<sup>1)</sup> 吴忠良<sup>1,2),†</sup> 蒋长胜<sup>1)</sup> 俞言祥<sup>1)</sup> 杨建思<sup>1)</sup>

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100049 中国科学院研究生院地球科学学院

**摘要** 现有的地震早期预警系统大多采用宽频带记录或强震记录, 然而很多地震台站仍然使用短周期地震仪。用短周期地震记录估计大地震震级时会出现饱和的现象早已众所周知。但需要研究的问题是  $\tau_c$  和  $Pd$  方法估计地震震级时出现饱和的震级到底是多少。为研究使用短周期记录进行地震早期预警的可能性, 本文使用1999年集集地震序列的强震数据(包括主震和31次余震)进行模拟实验, 所选地震序列的震级在4级到7.6级范围内。用强震记录与短周期地震仪响应函数的卷积模拟短周期记录, 利用其前3秒波形计算参数  $\tau_c$  和  $Pd$ , 并与用原始的强地面运动记录计算得到的结果进行比较。结果表明, 在一定程度上, 短周期地震记录仍可用作地震的早期阈值预警, 并且  $Pd$  方法直到6.5级才出现饱和, 好于  $\tau_c$  方法。

**关键词** 地震早期预警系统  $\tau_c$  方法  $Pd$  方法 短周期地震记录

文章编号: 0253-3782(2008)02-0135-09 中图分类号: P315.8 文献标识码: A

## Estimating the size of an earthquake using short-period seismograms of the first three seconds: A simulated experiment using the 1999 Jiji(Chi-Chi) earthquake sequence

Xu Yang<sup>1)</sup> Wu Zhongliang<sup>1,2),†</sup> Jiang Changsheng<sup>1)</sup>  
Yu Yanxiang<sup>1)</sup> Yang Jiansi<sup>1)</sup>

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) College of Earth Science, Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

**Abstract:** Most of the present earthquake early warning systems are based on

\* 基金项目 中国地震局地震行业科研专项资助。中国地震局地球物理研究所论著 08AC1002。

收稿日期 2007-09-11 收到初稿, 2008-01-21 决定采用修改稿。

† 通讯作者 e-mail: wuzhl@gucas.ac.cn

broadband or strong motion recordings. However, the short-period instruments are still deployed. It is well-known that short-period recordings have saturation problems for large earthquakes when estimating the size of an earthquake. Thus, it is necessary to make clear the magnitude at which saturation starts to occur for the commonly used  $\tau_c$  and  $Pd$  measurements, respectively. To investigate the possibility of using short-period seismic recordings for earthquake early warning, we conducted a simulated experiment using the strong motion data of the 1999 Jiji(Chi-Chi) earthquake sequence including its main shock and 31 aftershocks, with magnitude span from 4 to 7.6. The strong motion acceleration recordings were convolved with the instrument response of short-period seismographs in North China to simulate short-period recordings. Parameters  $\tau_c$  and  $Pd$  from the first-three-second seismograms were calculated for the simulated short-period recordings and compared with that obtained by the original strong ground motion recordings. The result showed that to some extent, short-period recordings can be used for threshold earthquake early warning, while the magnitude saturation of  $Pd$  estimation can be up to 6.5, better than  $\tau_c$  estimation.

**Key words:** earthquake early warning system;  $\tau_c$  measurement;  $Pd$  measurement; short-period recording

## 引言

近年来, 地震早期预警系统(EEWS)的研究和应用在减轻地震灾害方面显示出巨大潜力(Heaton, 1985; Nakamura, 1988, 1989; Espinosa-Aranda *et al*, 1995; Kanamori *et al*, 1997; Wu, Teng, 2002; Allen, Kanamori, 2003; Kanamori, 2005; Wu, Kanamori, 2005a, b, 2007; Olson, Allen, 2005; Horiuchi *et al*, 2005; Zollo *et al*, 2006; Boese *et al*, 2007), 其中重要的一类早期预警系统是“现地型”早期预警系统(On-site EEWs)。“现地型”早期预警中的一个关键问题是利用P波前几秒波形估计地震的大小, 从而确定强地面运动(Wu *et al*, 2006; Wu, Zhao, 2006). Olson 和 Allen (2005)认为, 由于宽频带地震记录P波前几秒反映了震源破裂过程和应力状态, 地震的最终震级可以由宽频带地震记录P波的前几秒确定. 这一观点是地震早期预警应用的物理基础, 尽管在震源物理方面尚有争议(Rydelek, Horiuchi, 2006), 但对于6级以下的地震是成立的. 对于震级更大的地震, P波前3秒波形和地震最终震级的关系是否仍然成立尚待研究. 但至少, 通过这样的震级估计可以做到对于大震级的阈值预警(即估计地震可能的最低震级).

世界上的多数地区并没有日本、中国台湾岛、美国加州等地那么密集的观测仪器, 另一个比较突出的问题是多数地区布设的仪器不是宽频带地震仪, 而是短周期地震仪, 这就给“现地型”早期预警增加了难度. 长期以来, 短周期地震记录主要用于监测地方地震活动. 这些短周期记录能否用于地震早期预警, 不仅在理论上是一个有意义的课题, 而且在应用上也有现实需要. 众所周知, 用短周期地震记录估计地震震级时会出现饱和现象, 然而需要研究的是, 用  $\tau_c$  和  $Pd$  方法估计地震震级时, 出现饱和现象的震级到底是多少(Kanamori, 2005; Wu, Kanamori, 2005a; Wu *et al*, 2006). 为研究这一问题, 本文使用1999年集集地震主震和余震记录进行模拟实验.

## 1 $\tau_c$ 和 $Pd$ 方法

根据前人的研究结果 (Kanamori, 2005; Wu, Kanamori, 2005a; Wu *et al*, 2006, 2007), 本文在模拟实验中采用  $\tau_c$  和  $Pd$  方法来估计地震的最终震级.  $\tau_c$  方法使用垂直分量地面位移  $u(t)$  和速度  $\dot{u}(t)$  计算比值  $r$

$$r = \frac{\int_0^{\tau_0} \dot{u}^2(t) dt}{\int_0^{\tau_0} u^2(t) dt} \quad (1)$$

式(1)中积分区间为 P 波的前  $\tau_0$  s, 一般取  $\tau_0$  为 3 s (Kanamori, 2005). 根据帕塞瓦定理, 有

$$r = \frac{4\pi^2 \int_0^{\infty} f^2 |\hat{u}(f)|^2 df}{\int_0^{\infty} |\hat{u}(f)|^2 df} = 4\pi^2 \langle f^2 \rangle \quad (2)$$

式中  $\hat{u}(f)$  为  $u(t)$  的频谱,  $\langle f^2 \rangle$  为  $f^2$  以  $|\hat{u}(f)|^2$  加权后的平均. 基于这些参数,  $\tau_c$  定义为 (Wu, Kanamori, 2005a)

$$\tau_c = \frac{1}{\sqrt{\langle f^2 \rangle}} = \frac{2\pi}{\sqrt{r}} \quad (3)$$

从物理上, 可以认为  $\tau_c$  反映的是 P 波初始部分的特征周期. 根据经验关系,  $\tau_c$  越大, 对应的地震震级越大. 前人研究得出  $\lg\tau_c$  的值随地震震级的增大而呈线性增加 (Wu *et al*, 2006, 2007)

$$M_{\tau_c} = a \lg \tau_c + b \quad (4)$$

式中  $a$  和  $b$  为常数,  $M_{\tau_c}$  是用  $\tau_c$  方法得到的估计震级.

另一个参数  $Pd$  定义为 P 波前几秒 (通常也是 3 s) 的最大位移 (Wu *et al*, 2006),  $\lg Pd$  与估计震级  $M_{Pd}$  和  $\lg R$  ( $R$  为震源距) 之间近似呈线性关系

$$M_{Pd} = A \lg Pd + B \lg R + C \quad (5)$$

式中  $A$ ,  $B$ ,  $C$  均为经验常数. 因此, 如可确定  $Pd$  的衰减关系, 并且在已知震源距的情况下,  $Pd$  可用来估计震级. 对于震源距较小的地震, 例如在“现地型”早期预警的情况下, 式(5)可简化为

$$M_{Pd} = A' \lg Pd + C' \quad (6)$$

式中  $A'$  和  $C'$  为常数.  $\tau_c$  和  $Pd$  的值可使用 MatLab 工具包来计算.

## 2 数据分析

现有的地震震级和 P 波前几秒记录观测参数 (包括  $\tau_c$  和  $Pd$ ) 的关系, 主要是基于宽频带记录得到的 (Kanamori, 2005; Wu, Kanamori, 2005a, b; Wu *et al*, 2006). 此处关注的重点则是短周期记录. 思路十分简单: 比较模拟的短周期记录和原始的强震记录的结果. 众所周知, 用短周期记录估计震级时会出现饱和. 需要用实际记录研究的是在多大震级会出现饱和的问题. 这一问题, 在探讨用短周期记录是否可以进行地震早期预警的问题时至关重要.

我们使用台湾地区 CWB 提供的 1999 年集集地震自由场强地面运动数据 (Lee *et al*,

2001)进行模拟实验. 这批数据共包括 34 次地震(1 次主震和 33 次余震). 我们选取了其中的 32 次地震(表 1), 这些地震的震级大于 4, 深度小于 25 km. 另外两个地震的记录因信噪比过低而没有采用. 所有这些地震都是 TSMIP 台网(包括布设在自由场站点的 650 个数字加速度计)记录下来的. 记录所用的强震仪从直流到 50 Hz 响应平坦<sup>①</sup>(Chen *et al*, 2006; Wu *et al*, 2001), 记录范围土  $2g$  ( $g=9.8 \text{ m/s}^2$ ), 输出为 16 bit 字长数据, 采样率 200 点/秒或 250 点/秒. 图 1 为这次实验选取的地震以及选取地震记录的强震加速度计所在的位置. 之前的研究选取距离每次地震最近的几个台站记录, 联合计算参数  $\tau_c$  和  $Pd$  以模拟“现地型”地震早期预警的情况. 本文的实验中也类似地选取了距离每次地震最近的 8 个台站

表 1 研究中所选地震事件  
Table 1 Earthquakes used in this study

序号	日期	发震时刻(UTC)	$\varphi_N/^\circ$	$\lambda_E/^\circ$	震源深度 /km	M
	年-月-日	时:分:秒				
1	1999-09-20	17:57:15.3	23.93	121.03	11	6.4
2	1999-09-20	18:03:41.2	23.81	120.86	8	6.6
3	1999-09-20	18:21:28.6	23.96	121.06	10	5.2
4	1999-09-20	18:32:55.1	23.83	120.99	17	5.1
5	1999-09-20	18:34:25.9	23.84	121.02	21	4.9
6	1999-09-20	18:50:49.3	23.93	120.97	14	4.8
7	1999-09-20	18:56:04.5	23.77	120.80	9	4.7
8	1999-09-20	19:17:10.7	23.93	120.79	11	4.4
9	1999-09-20	19:19:49.6	24.00	120.90	19	4.6
10	1999-09-20	19:34:51.0	23.85	120.76	10	4.7
11	1999-09-20	19:40:32.6	23.55	120.88	7	5.3
12	1999-09-20	19:44:56.3	24.06	120.74	9	4.6
13	1999-09-20	19:57:52.6	24.03	120.81	12	5.2
14	1999-09-20	20:02:15.9	23.98	120.74	12	5.4
15	1999-09-20	20:08:11.4	24.13	120.93	11	4.8
16	1999-09-20	20:11:39.5	23.95	120.80	10	4.5
17	1999-09-20	20:21:59.7	24.11	120.98	11	5.2
18	1999-09-20	20:29:20.9	23.80	120.92	15	4.8
19	1999-09-20	21:23:23.9	23.61	120.85	10	4.9
20	1999-09-20	21:27:56.7	24.09	121.03	12	5.0
21	1999-09-20	21:39:53.7	23.59	120.56	14	4.1
22	1999-09-20	21:46:37.5	23.61	120.81	1	6.6
23	1999-09-20	21:54:47.1	23.62	120.77	4	5.3
24	1999-09-20	21:57:12.4	23.47	120.86	9	4.7
25	1999-09-20	22:15:34.0	23.59	120.82	3	4.7
26	1999-09-20	22:22:46.0	23.55	120.83	5	5.2
27	1999-09-20	22:33:54.8	24.11	120.98	13	4.8
28	1999-09-20	22:56:45.9	23.88	120.92	12	4.9
29	1999-09-20	22:58:52.5	23.61	120.80	11	4.6
30	1999-09-20	23:18:13.2	23.45	120.91	10	5.1
31	1999-09-22	00:14:40.8	23.83	121.05	16	6.8
32	1999-09-20	17:46:40.0	23.86	120.81	11	7.6

① Kinematics Inc. 1997. User's Guide — The FBA-23 Force Balance Accelerometer.

的记录, 利用这些记录的平均值来估计地震震级。选取地震记录的台站的震中距多数小于 35 km, 只有极少数情况由于地震事件周围台站较疏, 震中距最大为 52 km。模拟实验中使用垂直向记录。加速度记录通过一次积分得到速度记录, 通过两次积分得到位移记录, 每次积分后都用 0.075 Hz 的巴特沃兹高通滤波器去除低频漂移。使用类似于 Allen(1978)给出的自动 P 波拾取器来检测 P 波到时, 然后使用滤波后的前 3 秒 P 波数据计算  $\tau_c$  和  $Pd$  的值。

由于台湾地区强震加速度计在整个带宽范围内(从直流到 50 Hz)仪器响应平坦, 因此强震仪加速度记录可近似看作原始的强地面运动。使用强震仪加速度记录与北京台网短周期地震仪的仪器响应(中国地震局地球物理研究所, 2006)进行卷积来模拟短周期记录, 然后将卷积后得到的时间序列积分得到短周期速度记录——它可近似看作北京地震台网的地震记录的模拟, 反过来, 强震仪加速度记录与短周期仪器响应直接做卷积, 则与短周期地震记录的差分相对应——或者说, 这样卷积后得到的是模拟的“短周期加速度记录”。图2给出了1999年集集地震主震的强震仪加速度记录和模拟的“短周期加速度

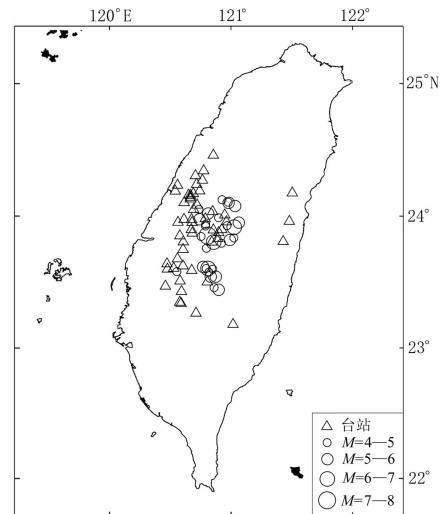


图 1 台湾地区 TSMIP 台网的台站(△)和本文选用的 32 次地震震中位置(○)

Fig. 1 Stations (triangles) of the Taiwan Strong Motion Instrumentation Program (TSMIP) and the epicenters of the 32 earthquakes (circles) used in this study

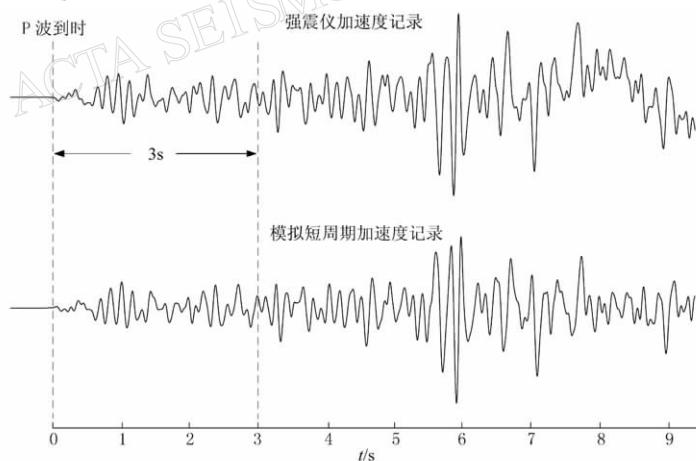


图 2 1999 年集集地震主震强震仪加速度垂向记录及模拟短周期加速度垂向记录

前 3 秒波形由两条虚线标出。需要注意的是由于短周期地震仪记录的是速度而不是加速度, 因此下方的波形对应地震台网的短周期记录作差分后的结果

Fig. 2 The vertical component strong motion (acceleration) recording and the simulated short-period acceleration recording of the 1999 Jiji(Chi-Chi) main shock

The portion of the first three seconds is indicated by the two dashed lines. Note that the short-period (SP) seismographs record velocities rather than accelerations, therefore the bottom trace corresponds to the differentiation of the SP seismogram seen in the seismological network

记录”的比较。从该图可以看出, P 波到达后的前几秒, 尤其是前 3 秒, 强震仪记录和模拟短周期记录仍十分相似, 这给使用短周期记录开展地震早期预警带来了一定的信心。我们分别用强震仪记录和模拟短周期记录的前 3 秒波形计算参数  $\tau_c$  和  $Pd$ , 并将两者进行比较。

### 3 模拟结果

对于所有的主震和余震, 均使用台湾地区 CWB 提供的震级作为参考。在台湾地区 CWB 的观测报告中, 余震使用的是  $M_L$ , 而主震使用的是哈佛矩震级。与以往研究(Wu *et al.*, 2006)相似, 表 1 中将所有的震级都简记为  $M$ 。显然, 本文讨论的“饱和”问题, 与教科书上所说的饱和问题不同。这里的“饱和”指的是无论用何种震级, 相对于强震仪记录, 用短周期记录估计震级时总会出现低估的情况。

图 3a 显示  $M_{\tau_c}$  与最终震级  $M$  (参照台湾地区 CWB 的报告) 的关系,  $M_{\tau_c}$  由强震仪 P 波前 3 秒记录确定。 $M_{\tau_c}$  的值近似随  $M$  线性增加, 相关系数为 0.86, 标准差为 0.41。对于短周期记录, 如图 3b 所示, 相关系数下降到 0.53, 标准差增加到 0.67。对短周期记录而言, 相对较差的线性关系主要是 6 级以上地震的饱和现象造成的。之所以把“饱和”点粗略定为 6 级, 是因为在 5.5 级至 6.3 级之间缺少数据, 根据图中线性增长部分和“饱和”部分的相交位置, 只能将“饱和”震级大致定在 6.0 左右。

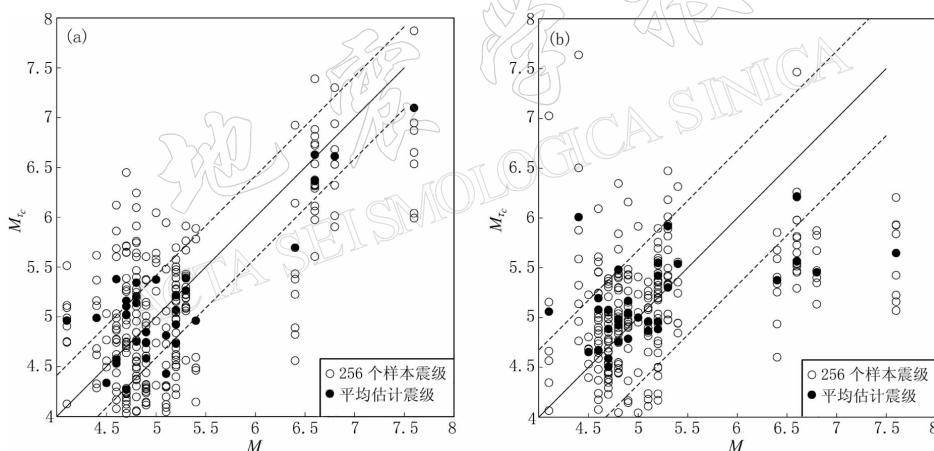


图 3 强震仪记录估计震级  $M_{\tau_c}$  (a) 及模拟短周期记录估计震级  $M_{\tau_c}$  (b) 与最终震级  $M$  的关系  
针对选取的 32 次地震, 用距离每次地震最近的 8 个台站记录作震级估计, 总共计算出 256 个估计震级  $M_{\tau_c}$  (空心圆圈表示) 和每次地震的平均估计震级  $M_{\tau_c}$  (实心圆圈表示)。实线为最小方差拟合线, 另外两条虚线分别表示上一个标准差的范围。图 3a 中数据标准差为 0.41, 相关系数为 0.86; 图 3b 中标准差为 0.67, 相关系数为 0.53

Fig. 3 Magnitude estimated from  $\tau_c$  calculated using strong motion recordings (a) and calculated using simulated short-period recordings (b) *versus* the magnitude  $M$  of the earthquake. The 256 estimated  $M_{\tau_c}$  (open circles) are from the closest 8 stations of 32 events, together with the average  $M_{\tau_c}$  (solid circles) of each event. Solid line shows the least squares fit and two dashed lines show the range of one standard deviation. In Figure 3a standard deviation is 0.41, and correlation coefficient is 0.86; and in Figure 3b standard deviation is 0.67, and correlation coefficient is 0.53

图 4a 显示由强震仪记录估算出的  $M_{Pd}$  与最终震级  $M$  间的关系。由图可见  $M_{Pd}$  与  $M$  呈线性关系, 只有  $M_w$  7.6 的集集主震偏离了线性关系: 由  $Pd$  估计的震级比实际震级低很

多。显然这一低估现象与选取的震级类型并无关系——如果选取  $M_L$ , 低估现象甚至会更加明显。对于模拟短周期记录, 如图 4b 所示, 饱和现象发生在 6.5 级以上。比较强震仪记录和模拟短周期记录, 后者相关系数略为下降, 从 0.93 下降到 0.85, 而标准差从 0.29 增加到 0.42。

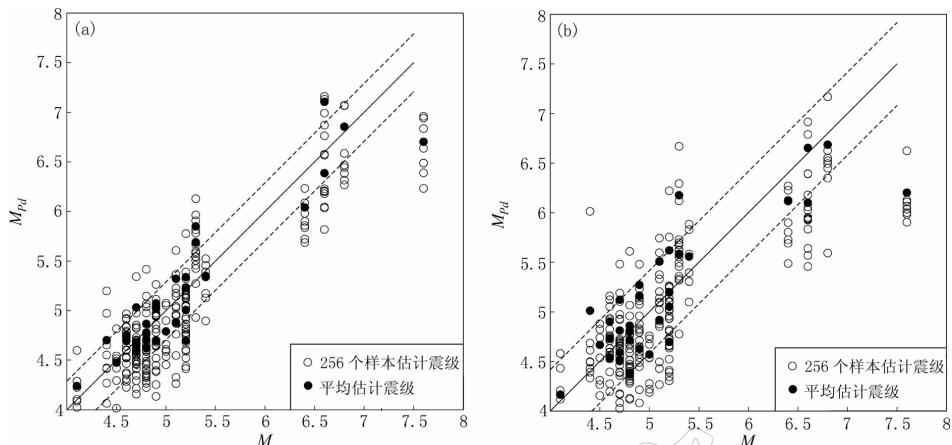


图 4 强震仪记录估计震级  $M_{Pd}$  (a) 及模拟短周期记录估计震级  $M_{Pd}$  (b) 与最终震级  $M$  的关系  
图 4a, b 中数据标准差分别为 0.29 和 0.42, 相关系数分别为 0.93 和 0.85. 其余同图 3

Fig. 4 Magnitude estimated from  $Pd$  calculated using strong motion recordings (a) and calculated using simulated short-period recordings (b) versus the magnitude  $M$  of the earthquake  
In Figures 4a and 4b standard deviation is 0.29 and 0.42, respectively, and correlation coefficient is 0.93 and 0.85, respectively. Others are same as Figure 3

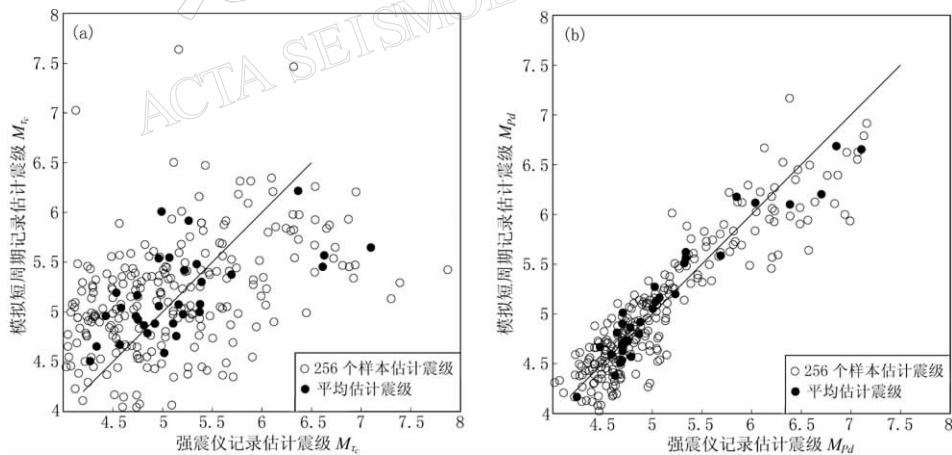


图 5 (a) 强震仪记录估计震级  $M_{t_c}$  与模拟短周期记录估计震级  $M_{t_c}$  的比较;  
(b) 强震仪记录估计震级  $M_{Pd}$  与模拟短周期记录估计震级  $M_{Pd}$  的比较

45 度实线表示两种估计震级相等的情况, 其余同图 3

Fig. 5 (a) Comparison of the  $t_c$ -magnitudes from (broadband) strong motion recordings with that from simulated short-period recordings; (b) Comparison of the  $Pd$ -magnitudes from strong motion recordings with that from simulated short-period recordings  
The solid line show the theoretical relation  $M_{t_c}(\text{SM}) = M_{t_c}(\text{SP})$  and  $M_{Pd}(\text{SM}) = M_{Pd}(\text{SP})$ , respectively. Others are same as Figure 3

图 5a 所示为分别使用强震仪记录和模拟短周期记录估计的地震震级  $M_{\tau_c}$  之间的关系. 45 度线上的点表示两种估计结果相等, 对此线向下的偏离给出饱和现象. 从该图可以看出, 震级大于 6 时, 模拟短周期记录的估计存在明显的饱和现象. 对于  $Pd$  方法, 这一饱和现象的起始震级要高一些, 如图 5b 所示, “饱和”起始于 6.5 级. 此外, 与  $\tau_c$  方法相比,  $Pd$  方法的数据离散程度也低得多.

## 4 讨论和结论

目前业已建立的  $\tau_c$  或  $Pd$  与最终震级间的关系, 主要是针对宽频带记录而言, 然而很多地区布设的地震台站是短周期台站. 因此研究能否用短周期记录通过  $\tau_c$  或  $Pd$  方法估计地震震级, 具有实际的应用价值. 研究结果直接关系到短周期地震台网能否应用于地震早期预警系统.

本文使用 1999 年集集地震序列的强震仪记录, 对这一问题进行了研究. 如所周知, 用短周期记录估计震级时会出现饱和现象. 问题是要弄清楚饱和何时出现. 本文结果表明, 对于  $\tau_c$  方法, “饱和”出现在 6 级; 而对于  $Pd$  方法, “饱和”出现在 6.5 级.  $\tau_c$  和  $Pd$  方法饱和现象差异的物理原因如图 2 所示: 比较原始强震加速度记录和模拟“短周期加速度记录”, 地震图振幅的差异要小于频率的差异. 从图 2 可以看出, 强震仪记录有一个长周期成分(从地震图 7 s 到 9 s 之间的部分可以清楚地看到), 这一长周期成分在通过高通滤波器(原始强震仪记录和短周期仪器响应的卷积相当于该记录波形通过一个高通滤波器)模拟短周期记录时被压制掉了. 此外, 由于  $Pd$  是最大位移幅度, 而位移又是加速度记录通过两次积分得到的, 从宽频带累积震级(Bormann, Wylegalla, 2005)的角度讲,  $Pd$  与从速度记录得到的  $\Sigma m_B$  作用相似, 因此饱和现象会弱一些. 本文结果表明, 在一定程度上, 短周期记录 P 波前 3 秒可用来估计地震震级, 并且  $Pd$  方法对于更高的震级才会出现饱和, 好于  $\tau_c$  方法.

必须指出, 本文的结果决不意味着在地震早期预警系统建设中, 短周期地震台网可以取代强震台网. 本文结果只是说明将短周期地震仪与宽频带地震仪相结合, 可以因更多的台站得到利用而加快地震早期预警系统对地震反应的速度. 短周期地震仪对于估计小于 6 级的地震能够发挥作用, 但对于大地震, 还不得不考虑强地面运动的幅度超过短周期地震仪动态范围的问题, 在某些情况下强震甚至会破坏地震仪器本身, 或者更为常见地破坏通信链路. 然而, 即使出现后一种情况, 鉴于地震震级是用 P 波前 3 秒估计的, 在大多数情况下, 短周期地震台仍有可能在仪器或网络失效之前报出大地震的信息.

感谢吴逸民教授在北京地震台网的地震早期预警系统试验中所给予的帮助.

## 参 考 文 献

- 中国地震局地球物理研究所. 2006. 中国地震局地球物理研究所地震监测志 [M]. 北京: 地震出版社: 300–334.
- Allen R V. 1978. Automatic earthquake recognition and timing from single traces [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **68**: 1 521–1 532.
- Allen R M, Kanamori H. 2003. The potential for earthquake early warning in Southern California [J]. *Science*, **300**: 786–789, doi: 10.1126/science.1080912.
- Boese M, Ionescu C, Wenzel F. 2007. Earthquake early warning for Bucharest, Romania: Novel and revised scaling rela-

- tions[J]. *Geophys Res Lett*, **34**: L07302, doi:10.1029/2007GL029396.
- Bormann P, Wylegalla K. 2005. Quick estimator of the size of great earthquakes[J]. *EOS*, **86**: 464.
- Chen Y L, Sammis C G, Teng T L. 2006. A high-frequency view of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, source rupture and fault mechanics[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **96**: 807–820, doi:10.1785/0120050059.
- Espinosa-Aranda J M, Jiménez A, Ibarrola G, Alcantar F, Aguilar A, Inostroza M, Maldonado S. 1995. Mexico City seismic alert system[J]. *Seism Res Lett*, **66**(6): 42–53.
- Heaton T H. 1985. A model for a seismic computerized alert network[J]. *Science*, **228**: 987–990.
- Horiuchi S, Negishi H, Abe K, Kamimura A, Fujinawa Y. 2005. An automatic processing system for broadcasting earthquake alarms[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **95**: 708–718, doi: 10.1785/0120030133.
- Kanamori H. 2005. Real-time seismology and earthquake damage mitigation[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, **33**: 195–214, doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122626.
- Kanamori H, Hauksson E, Heaton T. 1997. Real-time seismology and earthquake hazard mitigation[J]. *Nature*, **390**: 461–464, doi: 10.1038/37280.
- Lee W H K, Shin T C, Kuo K W, Chen K C, Wu C F. 2001. *CWB Free-Field Strong-Motion Data from the 921 Chi-Chi Earthquake: Processed Acceleration Files on CD-ROM*[DB/CD]. Taipei: Seismological Observation Center, Central Weather Bureau.
- Nakamura Y. 1988. On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS)[C]// Proc. of the 9th World Conference on Earthquake Engineering. Tokyo-Kyoto, Japan, VII: 673–678.
- Nakamura Y. 1989. Earthquake alarm system for Japan railways[J]. *Jpn Railway Eng*, **109**: 1–7.
- Olson E L, Allen R M. 2005. The deterministic nature of earthquake rupture[J]. *Nature*, **438**: 212–215, doi: 10.1038/nature04214.
- Rydelek P, Horiuchi S. 2006. Is earthquake rupture deterministic? [J]. *Nature*, **442**: E5–E6.
- Wu C J, Takeo M, Ide S. 2001. Source process of the Chi-Chi earthquake: A joint inversion of strong motion data and global positioning system data with a multifault model[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **91**: 1128–1143.
- Wu Y M, Kanamori H. 2005a. Experiment on an on site early warning method for the Taiwan early warning system[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **95**: 347–353, doi: 10.1785/0120040097.
- Wu Y M, Kanamori H. 2005b. Rapid assessment of damaging potential of earthquakes in Taiwan from the beginning of P waves[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **95**: 1181–1185, doi: 10.1785/0120040193.
- Wu Y M, Kanamori H. 2007. Exploring the feasibility of on site earthquake early warning using close-in records of the 2007 Noto Hanto earthquake[J]. *Earth Planets Space*, **60**: 155–160.
- Wu Y M, Kanamori H, Allen R M, Hauksson E. 2007. Determination of earthquake early warning parameters,  $\tau_c$  and  $P_d$ , for southern California[J]. *Geophys J Int*, **170**: 711–717, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03430.x.
- Wu Y M, Teng T L. 2002. A virtual subnetwork approach to earthquake early warning[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **92**: 2008–2018, doi: 10.1785/0120010217.
- Wu Y M, Yen H Y, Zhao L, Huang B S, Liang W T. 2006. Magnitude determination using initial P waves: A single-station approach[J]. *Geophys Res Lett*, **33**: L05306, doi: 10.1029/2005GL025395.
- Wu Y M, Zhao L. 2006. Magnitude estimation using the first three seconds P-wave amplitude in earthquake early warning[J]. *Geophys Res Lett*, **33**: L16312, doi: 10.1029/2006GL026871.
- Zollo A, Lancieri M, Nielson S. 2006. Earthquake magnitude estimation from peak amplitude of very early seismic signals on strong motion records[J]. *Geophys Res Lett*, **33**: L23312, doi: 10.1029/2006GL027795.