

文章编号: 0253-3782(2002)02-0113-13

# 用余震作为经验格林函数从 GDSN 长周期波形资料中提取 1999 年集集地震的震源时间函数<sup>\*</sup>

许力生<sup>1)</sup> G. Patau<sup>2)</sup> 陈运泰<sup>1)</sup>

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 法国巴黎 75252 法国巴黎地球物理研究所

**摘要** 1999 年 9 月 20 日 17 h 47 min UTC(北京时间 9 月 21 日 01 h 47 min) 中国台湾省南投县集集镇发生  $M_w 7.6$  地震, 随后又发生许多中强余震。我们从这些余震中选择了  $M_w 6.1$  和  $M_w 6.2$  两次余震分别作为经验格林函数, 并从包括 IRIS, GEOSCOPE 和 CDSN 在内的全球数字地震台网的长周期波形资料中提取了主震的震源时间函数。对于发生在 9 月 22 日的  $M_w 6.1$  余震, 有 26 个台站的 78 条记录的 97 对震相清晰可用; 对于发生在 9 月 25 日的  $M_w 6.2$  余震, 有 24 个台站的 72 条记录的 81 对震相清晰可用。对于每个台站, 从 P 和 S 两种震相中提取震源时间函数, 分别称之为 P 波震源时间函数和 S 波震源时间函数。这样, 利用两次余震从长周期波形资料中共提取了 178 个震源时间函数。从这些震源时间函数可以看到, 除在特殊方位的几个震源时间函数由于主震和余震的震源机制的差别引起较大的畸变外, 大多数台站的震源时间函数都具有相似性; 同时, 其形状随方位发生一定程度的变化。这两种特征都是对所提取的震源时间函数的稳定性和可靠性的客观反映。通过分析确认, 这次地震由两次子事件构成, 总持续时间约 26 s。第二次事件比第一次事件晚大约 7 s, 第一次事件的矩释放率比第二次事件大 15%。

**关键词** 集集地震 长周期波形 震源时间函数 经验格林函数

**中图分类号:** P315.3      **文献标识码:** A

## 引言

1999 年 9 月 20 日, 中国台湾省南投县集集镇发生了  $M_w 7.6$  地震。这次地震发震时刻为 17 h 47 min UTC(北京时间 9 月 21 日 01 h 47 min), 震中位置为  $120.80^\circ\text{E}$ 、 $23.86^\circ\text{N}$ 。地震之后, 有关机构很快给出了快速测定的或初步的研究成果。美国哈佛大学、地质调查局和日本东京大学用全球的地震资料快速确定了地震矩张量(震源机制)等参数(表 1)。许力生等(1999)利用中国数字地震台网的长周期波形资料进行反演也确定了这次地震的地震矩张量(震源机制)等参数。这些结果在很大程度上是彼此一致的。

地震发生后, 很快地确定了余震的位置和其它震源参数。通过综合分析余震的分布和

\* 国家自然科学基金(49904004)和法国巴黎地球物理研究所资助。中国地震局地球物理研究所论著 02AC1012。2001-09-18 收到初稿, 2002-01-22 收到修改稿并决定采用。

地震矩张量反演结果, 认为主震是一次在走向 NNE、倾角约 30°的断层面上的以逆冲为主的运动(许力生等, 1999).

表 1 集集地震的快速测定结果

节面 I			节面 II			$M_0$ $/10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$	$M_W$	震中位置		深度 /km	持续时间 /s	资料来源
走向 /(°)	倾角 /(°)	滑动角 /(°)	走向 /(°)	倾角 /(°)	滑动角 /(°)			$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$			
26	27	82	215	64	94	4.1	7.7	23.94	120.71	21	37.6	Harvard
357	29	67	202	63	102	2.4	7.5	23.78	121.09	5		USGS
44	38	114	194	55	72	2.5	7.5	23.72	121.12	24		Tokyo
17	28	87	201	62	92	3.5	7.6					许力生等(1999)
						5.7						Lee 等(2000)
						3.5						Yagi 和 Kikuchi(2000)*
20	30	85										Shin(2000)**
5	34	65										Chang 等(2000)

注: \* 为 GPS; \*\* 表示 P 波初动.

关于主震的震源过程也有一些初步的研究结果. Yagi 和 Kikuchi 用 IRIS 台的宽频带垂直分量的 P 波获得了破裂的扩展图象. 结果表明, 集集地震的震源过程总体上具有单侧破裂的特征, 破裂向北扩展 45 km, 向南扩展 25 km, 在深度方向宽 40 km, 形成约 70 km  $\times$  40 km 的破裂面, 最大位错约 6 m, 断层面上的平均位错约 2.5 m. 另外, 地震矩为  $2.4 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ , 破裂持续时间为 28 s, 矩心深度为 11 km. 断层面上的破裂区可大体划分成两块, 一块在震中北面, 另一块在震中南面. 南面的滑动量相对较小, 并可进一步划分成 3 部分, 分别分布在不同深度. 北面的滑动量比南面大, 是这次地震的主破裂区. 最大滑动量的地点在震中北 35 km 处, 深度为 12 km. 许力生等(1999)用 CDSN 的长周期资料也获得了这次地震的破裂过程的图象. 图象表明, 这次地震是一次从南向北的单侧破裂, 震源破裂的持续时间约 27 s. 断层面上破裂区由 3 个最大滑动量大于 4 m 的子破裂区构成: 第一个在震中南面 15 km 处, 深度约 28 km, 最大滑动量为 4.5 m; 第二个在震中北 30 km 处, 深度约 15 km, 最大滑动量为 4.4 m; 第三个在震中北 30 km 处, 接近于地表, 最大滑动量为 6 m. 破裂面在走向方向约 100 km, 在断层面倾斜方向约 75 km. Chen 和 Zeng 的反演结果<sup>①</sup>表明, 破裂区由两个滑动量均大于 10 m 的子破裂区构成, 而且这两个破裂区具有不同的机制: 第一个破裂区在震中以南, 具有左旋走滑机制; 第二个在震中以北, 具有逆冲机制.

综上所述, 不同研究者得到的地震震源的总体特征是彼此接近的, 如发震断层的走向为 NNE、倾角约为 30°、断层是以逆冲为主的机制、总体上是从南向北的单侧破裂, 等等. 但是, 在某些方面还存在着差异. 因此, 非常有必要用尽可能多的资料从不同的方面作系统的研究. 本文中, 我们使用了全球数字地震台网(包括 IRIS、GEOSCOPE 和 CDSN)的主震和两次较大余震的长周期波形记录, 用经验格林函数方法重点分析研究这次地震的震源时间过程.

① Chen Z. H., Zeng Y. H. 1999. 个人交流.

## 1 资料及其预处理

用经验格林函数研究地震震源时间函数的关键, 是选择可以作为经验格林函数的较小地震。我们知道, 经验格林函数地震必须与主震具有相同的震源机制和震源位置, 而且其震源过程必须足够简单, 以致与主震的震源时间函数相比, 其震源时间函数可以被视为狄拉克 $\delta$ -函数。一般说来, 地震越小, 震源过程越简单。但是, 远距离的台站则记录不到过小的地震信号。因此, 为了使用尽可能多的资料, 我们不能选择太小的地震作为经验格林函数地震。根据这些条件, 我们从截至 1999 年 12 月 31 日在台湾地区发生的地震(图 1a 和表 2)中选择了发生于 1999 年 9 月 22 日 00 h14 min39 s UTC 的  $M_w=6.1$  余震(E265)和发生于 1999 年 9 月 25 日 23 h52 min48 s UTC 的  $M_w=6.2$  余震(E268)。表 3, 4 列出了有资料的台站、选用的震相。对于余震 E265, 有 26 个三分量台站的 57 个 P 震相和 40 个 S 震相可以使用; 对于余震 E268, 有 24 个三分量台站的 51 个 P 震相和 30 个 S 震相可以使用(图 1b)。对于那些震中距大于 90° 的台站, 所用的震相不是直达 P 和 S, 而是  $P_{\text{K}}P_{\text{diff}}$ ( $PKP_d$ ),  $P_{\text{diff}}(P_d)$ ,  $S_{\text{diff}}(S_d)$ (表 3, 4)。

表 2 1999 年 12 月 31 日前发生的强余震和主震的震源参数

No.	年-月-日	发震时刻 (UTC) h:min:s	震中位置		深度 /km	节面 I			节面 II			$M_0$	$M_w$
			$\varphi_N/(\circ)$	$\lambda_E/(\circ)$		走向 /(\circ)	倾角 /(\circ)	滑动角 /(\circ)	走向 /(\circ)	倾角 /(\circ)	滑动角 /(\circ)		
1	1999-09-20	17:47:18.50	24.150	120.800	21	37	25	96	211	65	87	34.0	7.6
2	1999-09-20	21:46:42.90	23.600	120.690	20	246	89	179	336	89	1	4.8	6.1
3	1999-09-21	18:18:40.00	24.120	120.710	33	212	74	9	119	81	164	7.1	4.9
4*	1999-09-22	00:14:39.20	23.830	120.840	28	327	12	55	183	80	97	5.0	6.1
5	1999-09-22	00:49:42.80	23.740	120.720	37	3	25	97	175	65	87	6.3	5.5
6	1999-09-22	12:17:19.30	23.560	121.010	33	294	18	0	24	90	-108	9.3	5.0
7	1999-09-23	12:44:34.70	24.000	120.900	33	350	13	83	178	77	92	8.8	5.0
8	1999-09-25	08:43:31.60	23.770	120.840	25	12	38	80	205	52	98	5.1	4.8
9*	1999-09-25	23:52:48.70	23.880	120.870	17	12	20	95	187	70	88	6.0	6.2
10	1999-10-01	12:54:12.40	24.460	121.640	31	91	18	153	207	82	74	7.0	4.9
11	1999-10-02	17:14:17.80	24.160	122.570	21	259	12	94	75	78	89	6.1	4.9
12	1999-10-18	16:00:44.50	23.560	121.280	25	90	3	140	220	88	87	1.3	5.1
13	1999-10-22	02:18:58.60	23.570	120.200	15	178	49	54	46	52	125	7.0	5.6
14	1999-10-22	03:10:19.00	23.590	120.340	15	327	78	0	237	90	168	2.5	5.3
15	1999-10-30	08:27:53.80	23.380	121.940	56	162	64	13	66	78	154	1.3	5.1
16	1999-11-01	17:53:00.10	23.380	121.590	46	218	38	108	15	54	76	3.3	6.0

注: \* 用作经验格林函数的事件。 $M_0$  的单位为  $10^{19} \text{ N} \cdot \text{m}$ 。

表 3 E265 用作经验格林函数时所用的震相和有关台站的参数

台站	纬度/(\circ)	经度/(\circ)	高程/km	方位/(\circ)	震中距			分量		
					/km	(\circ)	Z	R	T	
ATD	11.53N	42.85E	0.61	275.99	8 211.59	74.51	P, S	P, S	P, S	
BJT	40.02N	116.17E	0.20	347.69	1 856.50	16.84	P	P	*	
CHTO	18.79N	98.98E	0.32	260.93	2 300.33	20.87	P	P	*	
DAV	7.09N	125.58E	0.09	163.55	1 877.05	17.03	P	P	*	
ENH	30.28N	109.49E	0.49	305.92	1 330.70	12.07	P	P	*	

续表 3

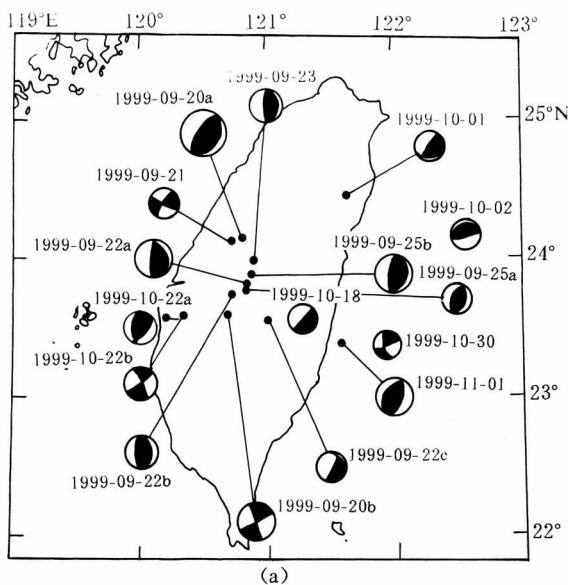
台站	纬度/(°)	经度/(°)	高程/km	方位/(°)	震中距		分量		
					/km	(°)	Z	R	T
GUMO	13.59N	144.87E	0.01	109.29	2 739.87	24.86	P	P	*
HYB	17.42N	78.55E	0.51	269.26	4 398.99	39.92	P, S	P, S	P, S
KEV	69.76N	27.01E	0.08	338.22	7 647.61	69.39	P, S	P, S	P, S
KIEV	50.69N	29.21E	0.16	318.36	8 053.97	73.08	P, S	P, S	P, S
KMI	25.12N	102.74E	1.98	279.02	1 819.73	16.51	P	P	P
KOG	5.21N	52.73W	0.01	346.71	16 606.70	150.69	PKP <sub>d</sub> , SKS <sub>d</sub>	SKS <sub>d</sub>	SKS <sub>d</sub>
KONO	59.65N	9.60E	0.22	331.26	8 811.72	79.96	P, S	S	P, S
LSA	29.70N	91.15E	3.79	289.39	2 989.89	27.13	P	P	P
MA2	59.58N	150.77E	0.34	22.49	4 593.54	41.68	P, S	P, S	S
MAJO	36.55N	138.21E	0.41	45.34	2 184.00	19.81	P	P	P
MAKZ	46.81N	81.98E	0.60	316.51	4 266.94	38.72	P, S	P, S	*
MDJ	44.62N	129.60E	0.25	16.84	2 445.25	22.18	P, S	P, S	S
NWAO	32.93S	117.23E	0.27	183.58	6 203.39	56.29	P, S	P, S	*
PMG	9.41S	147.15E	0.07	138.79	4 596.98	41.71	P, S	P, S	S
SSB	45.28N	4.54E	0.70	320.71	9 947.62	90.26	P, S	S	P, S
SSE	31.10N	121.19E	0.02	2.67	825.91	7.49	P	P	*
TAM	22.79N	5.53E	1.37	301.43	11 241.00	102.00	P <sub>d</sub>	P <sub>d</sub>	P <sub>d</sub>
TIKI	71.65N	128.87E	0.05	3.42	5 324.48	48.31	P	S	S
WMQ	43.82N	87.70E	0.91	314.76	3 725.95	33.81	P, S	P, S	*
XAN	34.03N	108.92E	0.63	317.74	1 619.80	14.69	P	P	*
YSS	46.96N	142.76E	0.10	31.65	3 222.31	29.24	P, S	*	S

注: \* 表示无可用震相。

表 4 E268 用作经验格林函数时所用的震相和有关台站的参数

台站	纬度/(°)	经度/(°)	高程/km	方位/(°)	震中距		分量		
					/km	(°)	Z	R	T
ATD	11.53N	42.85E	0.61	275.99	8 211.59	74.52	P, S	P, S	P, S
BJT	40.02N	116.17E	0.20	347.69	1 856.50	16.85	P	P	*
CCM	38.06N	91.25W	0.22	26.78	12 310.30	111.71	P <sub>d</sub>	P <sub>d</sub> , S <sub>d</sub>	P <sub>d</sub> , S <sub>d</sub>
CHTO	18.79N	98.98E	0.32	260.93	2 300.33	20.87	P	P, S	P, S
COLA	64.88N	147.85W	0.19	27.11	7 658.02	69.49	P	*	*
DAV	7.09N	125.58E	0.09	163.55	1 877.05	17.03	P	P	*
FURI	8.90N	38.69E	2.55	275.08	8 737.42	79.29	P, S	P, S	S
GUMO	13.59N	144.87E	0.01	109.29	2 739.87	24.87	P	P	*
HIA	49.27N	119.74E	0.61	358.43	2 826.64	25.65	P, S	P, S	P, S
HKT	29.96N	95.84W	-0.41	35.23	12 804.40	116.19	P <sub>d</sub> , S <sub>d</sub>	S <sub>d</sub>	S <sub>d</sub>
HYB	17.42N	78.55E	0.51	269.26	4 398.99	39.92	P, S	P, S	S
KEV	69.76N	27.01E	0.08	338.22	7 647.61	69.39	P, S	P, S	S
KIP	21.42N	158.02W	0.07	73.29	8 158.00	74.03	*	P	*
KMI	25.12N	102.74E	1.98	279.02	1 819.73	16.51	P	P	*
KOG	5.21N	52.73W	0.01	346.71	16 606.70	150.69	P	*	*
LSA	29.70N	91.15E	3.79	289.40	2 989.89	27.13	P	P, S	*
MAJO	36.54N	138.21E	0.41	45.35	2 184.00	19.82	P	P	*
MDJ	44.62N	129.59E	0.25	16.84	2 445.25	22.19	P, S	P	P, S
PEL	33.15S	70.68W	0.66	135.95	18 308.10	166.14	PKP <sub>d</sub>	PKP <sub>d</sub>	PKP <sub>d</sub>
SSE	31.10N	121.19E	0.02	2.67	825.91	7.49	P	P	*
TAM	22.79N	5.53E	1.38	301.43	11 241.00	102.01	P <sub>d</sub> , S <sub>d</sub>	P <sub>d</sub>	P <sub>d</sub> , S <sub>d</sub>
WMQ	43.82N	87.70E	0.90	314.76	3 725.95	33.81	P, S	P, S	S
XAN	34.03N	108.92E	0.63	317.74	1 619.80	14.69	P	P	*
YSS	46.96N	142.76E	0.10	31.66	3 222.31	29.24	P	P	*

注: \* 表示无可用震相。



(a)

图 1 (a) 1999 年 9 月 20 日(UTC)台湾  $M_s 7.6$  地震 (1999-09-20a) 与截至 1999 年 12 月 31 日台湾地区中等强度地震震中分布及其震源机制(由 Harvard 提供). 其中, 事件 1999-09-22a(E265) 和 1999-09-25b (E268) 是用作经验格林函数的地震(图中字母 a, b, c 用于按发震时刻顺序区分同一天发生的事件)

我们对原始资料作了 3 方面的预处理. 首先, 将三分量记录从 UD-NS-EW 分量旋转变换成 Z-R-T 分量; 然后, 将主震和余震的速度记录经积分变换为位移记录; 最后, 用  $0.01 \sim 0.1$  Hz 的三阶 Butterworth 滤波器对积分后的位移记录进行滤波.

## 2 方法

用经验格林函数提取震源时间函数的方法已有许多文章述及(Hartzell, 1978; Dreger, 1994; Velasco *et al.*, 1994; Hogh, Dreger, 1995), 在此, 我们只作简单的说明. 在频率域里, 主震的位移谱  $U(\omega)$  等于余震的位移谱  $U'(\omega)$  乘以主震的震源时间函数谱  $S(\omega)$

$$U(\omega) = U'(\omega) \cdot S(\omega) \quad (1)$$

因此, 从  $U(\omega)$  和  $U'(\omega)$  很容易得到震源时间函数谱  $S(\omega)$ . 在实际计算中, 我们采用下面的方式来稳定商谱:

$$S(\omega) = \frac{U(\omega)U'^*(\omega)}{U'(\omega)U'^*(\omega) + \alpha} \quad (2)$$

这里, “\*”代表共轭,  $\alpha$  称为“水准”的常数, 它一般是  $|U'(\omega)|$  的最大值的一个很小的分数. 在本研究中, 通过综合分析经验格林函数位移记录的噪声水准后, 取  $\alpha$  为 0.1. 对

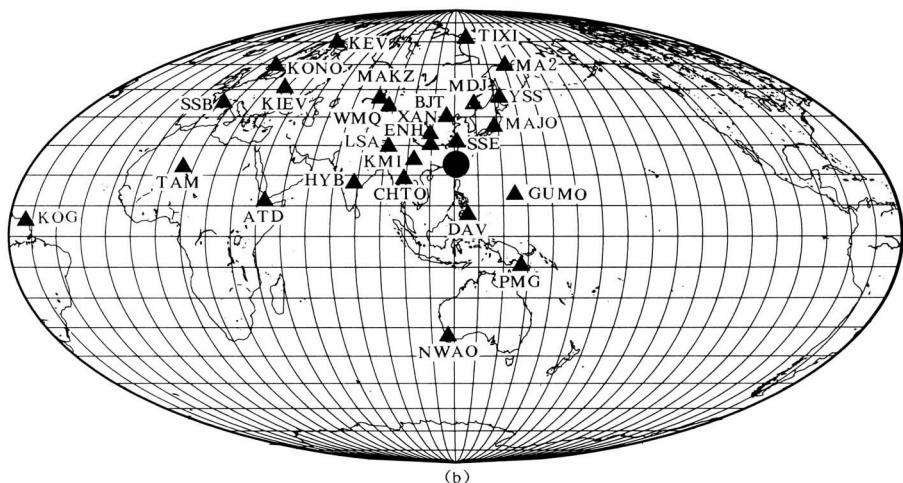
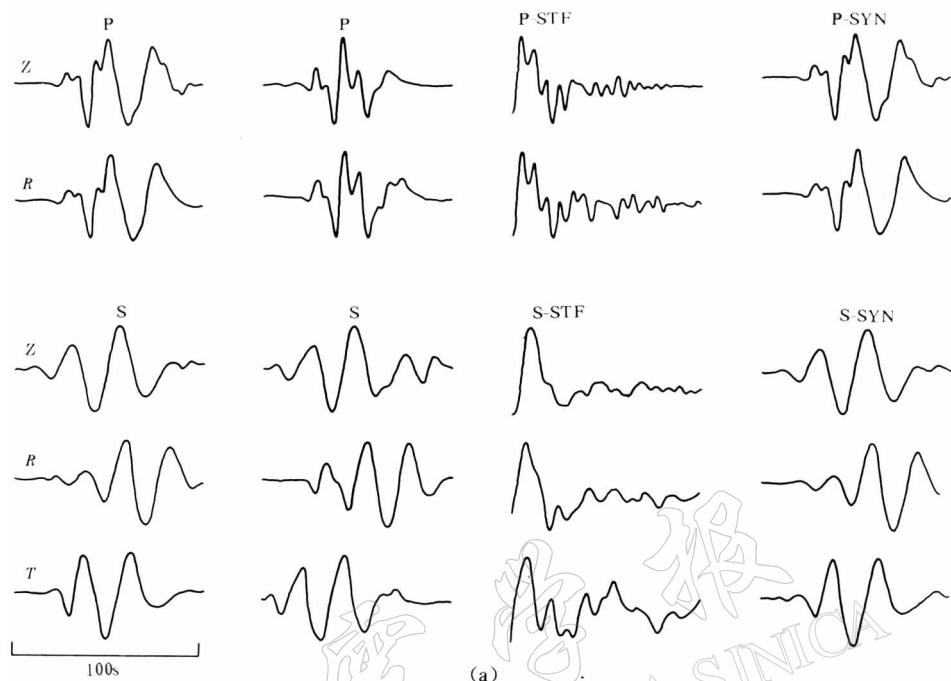


图 1 (b) 1999 年 9 月 20 日(UTC)台湾  $M_s 7.6$  地震震中与所用的台站分布

于每一组位移记录或震相，我们先按上述方法得到  $S(\omega)$ ；然后，通过逆富里叶变换得到震源时间函数  $S(t)$ ；最后，使用 0.1 Hz 的低通滤波器滤掉不稳定的高频成分。



(a)

图 2 (a) 从 HYB 台的 P 和 S 波震相提取震源时间函数的过程

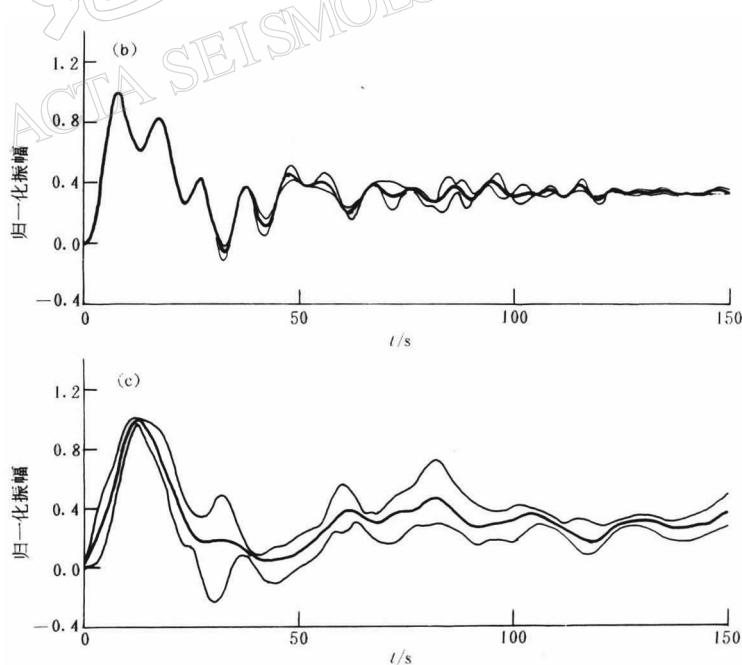


图 2 (b) HYB 台的 P 波震源时间函数(粗线)及其误差范围(细线)；

(c) HYB 台的 S 波震源时间函数(粗线)及其误差范围(细线)

图 2a 以 HYB 台记录的主震和余震 E265 的 P 和 S 波震相为例, 简要说明提取震源时间函数的过程。具体地讲, 通过富里叶变换, 将 P 波或 S 波震相变换到频率域里, 以余震震相的谱除主震震相的谱; 最后, 将这个商谱(有时也记为“谱商”)变换到时间域里得到震源时间函数。图 2a 中第一列是 HYB 台记录到的 P 波和 S 波, 它们已经被旋转成垂直分量、径向分量和切向分量; 第二列是同一个台记录到的余震 E265 的 P 波和 S 波; 第三列是从相应震相中提取的震源时间函数; 第四列是由余震的震相和相应的震源时间函数计算得到的主震的合成震相(P-SYN 或 S-SYN), 也即主震震相的拟合波形。对每一个台站, 我们首先从每一组波形中得到一个震源时间函数, 然后分别平均 P 波震源时间函数(P-STF)和 S 波震源时间函数(S-STF), 得到平均的 P 波震源时间函数和 S 波震源时间函数作为该台的震源时间函数。在图 2a 中为了强调波形和震源时间函数的形状, 所有的震相和震源时间函数都已归一化, 没有给出相应的单位。

图 2b 和 c 从一般意义上对我们所提取的震源时间函数的误差范围作了评价。图中, 粗线分别是 HYB 台的平均 P 和 S 波震源时间函数, 细线分别给出它们误差的上限和下限。误差的上限由平均前所有归一化震源时间函数在同一时刻的最大值确定, 误差下限由平均前所有归一化震源时间函数在同一时刻的最小值确定。我们注意到, 有“信号”段误差范围较小, 无“信号”段误差范围较大。

### 3 震源时间函数

图 3a 和 b 分别给出了当 E265 用作经验格林函数时, 从 P 和 S 波震相中提取的震源时间函数和相关的台站在震源机制解上的分布; 图 4a 和 b 分别给出了当 E268 用作经验格林函数时, 从 P 和 S 波震相中提取的震源时间函数和相关的台站在震源机制解上的分布。通过分析这些震源时间函数, 可以得到以下两方面的认识:

第一, 此次地震的断层具有相当的尺度, 破裂传播具有明显的方向性。因为, 震源时间函数的形状在随方位变化, 或者说, 存在着方位依赖性。不同方位台站的震源时间函数具有不同的特征。例如图 3a 中台站 TIXI、MDJ、MA2、YSS 和 MAJO, 台站 GUMO、PMG、DAV 和 NWAQ, 台站 CHTO、HYB 和 ATD, 以及台站 WMQ、MAKZ、KIEV、SSB、KONO 和 KEV; 又如图 4a 中台站 CCM、COLA、YSS、HKT 和 MAJO, 台站 GUMO、PEL 和 DAV, 台站 CHTO、HYB、FURI 和 ATD, 台站 KMI、LSA 和 TAM 以及台站 WMQ、XAN、KEV 和 KOG。

第二, 这次地震是由两次较大的子事件构成。因为, 双事件特征在很多台站上清晰可辨, 反映两次子事件的“波峰”之间的时间差随方位的变化而变化。例如图 3a 中 PMG、DAV、NWAQ、CHTO、HYB、ATD、LSA、WMQ、XAN、MAKZ、KIEV、SSB、KONO、KEV 和 KOG; 又如图 4a 中 KIP、GUMO、PEL、DAV、CHTO、HYB、FURI、ATD、LSA、TAM、WMQ、XAN、KEV 和 KOG。

图 5a 和 b 分别给出了 E265 和 E268 地震作为经验格林函数时的平均 P 和 S 震源时间函数以及总平均的 P 和 S 波震源时间函数。图中的水平直线由总平均震源时间函数在 100 s 的幅度确定, 它反映了震源时间函数的噪声的平均水平。我们注意到, S 震源时间函数的噪声水平略高于 P 震源时间函数的噪声水平。考虑它们的噪声水平, 可以认为这次地震震源的持续时间约为 26 s。同时, 我们还可以在平均的 P 震源时间函数上注意到双事件特征。

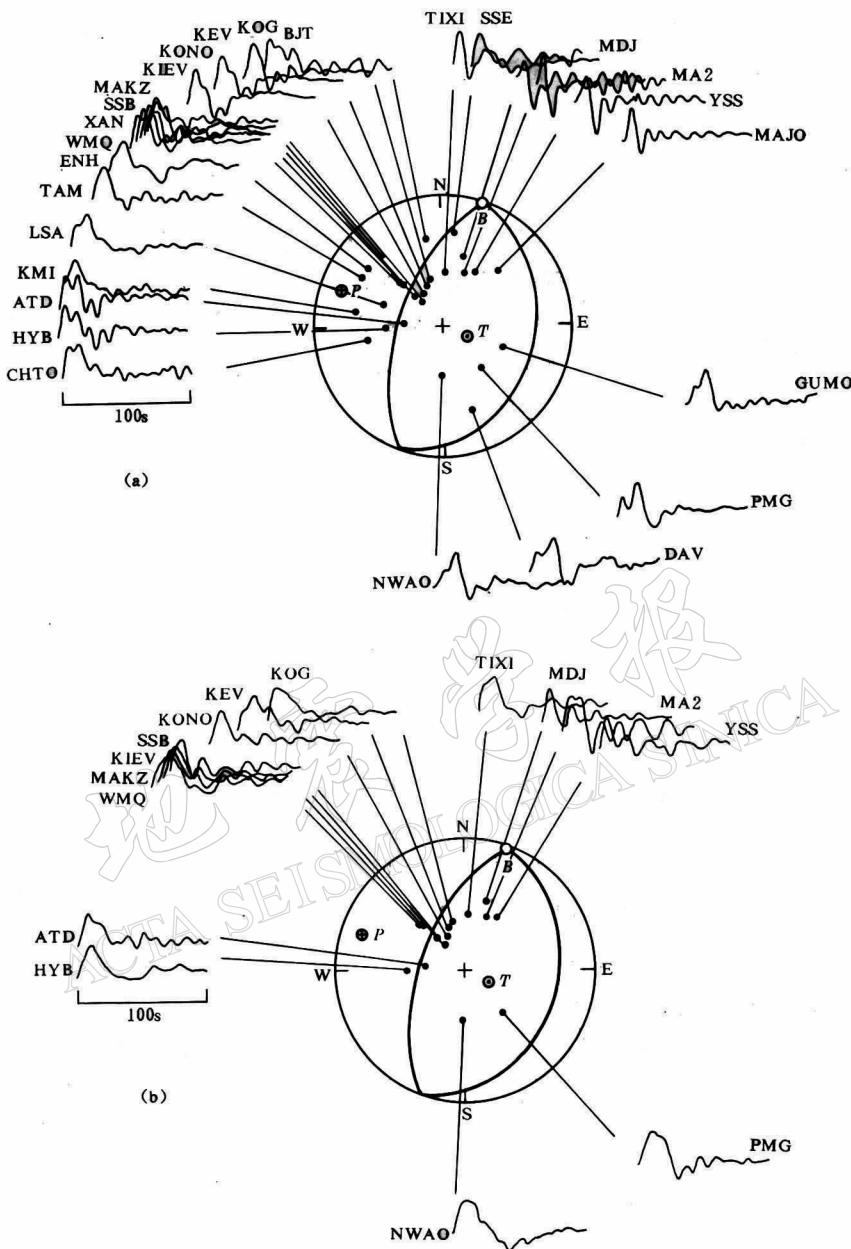


图 3 (a)E265 余震用作经验格林函数时提取的 P 波震源时间函数以及相应的台站在震源球下半球上的分布; (b)E265 余震用作经验格林函数时提取的 S 波震源时间函数以及相应的台站在震源球下半球上的分布

第一次事件的地震矩释放比第二次事件约大 15%. 第二次事件比第一次事件晚约 7 s.

这次地震由两次子事件构成, 震源过程持续时间约为 26 s, 但震源过程在时间上没有明显的间断, 这一特征不同于在时间上具有明显时间间断的 1990 年青海共和  $M_s 6.9$  地震(许力生, 陈运泰, 1996)和 1996 年云南丽江  $M_s 7.0$  地震(许力生等, 1998).

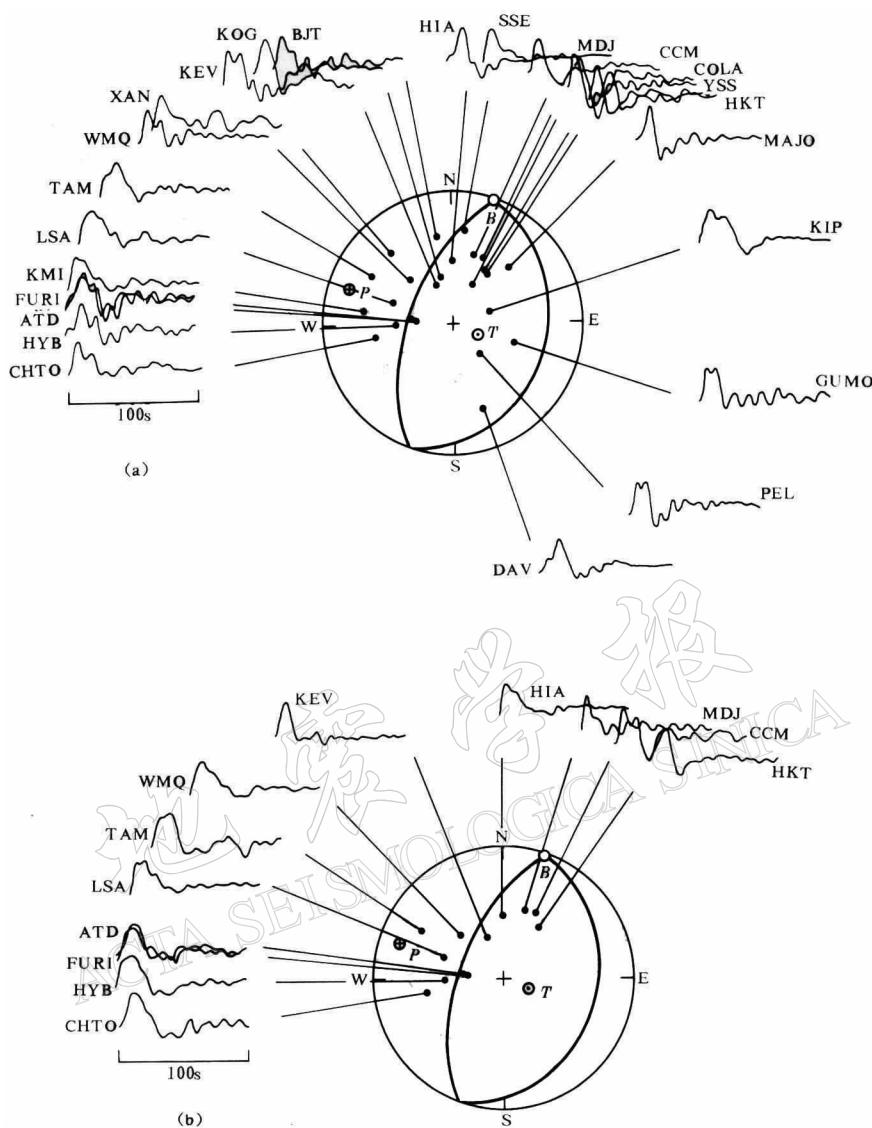


图 4 (a)E268 余震用作经验格林函数时提取的 P 波震源时间函数以及相应的台站  
在震源球下半球上的分布; (b)E268 余震用作经验格林函数时提取的  
S 波震源时间函数以及相应的台站在震源球下半球上的分布

#### 4 讨论

震源时间函数在时间域里可以通过大震记录和小震记录的反褶积求得，也可以在频率域里通过大震和小震记录的商谱求得。时间域反褶积的优点是很容易去掉物理上不合理的负的解答，但缺点是解答中往往包含许多似乎很难解释的子事件(Hartzell, Heaton, 1983; Ihmle, 1998)。通过商谱方法常常会得到相对光滑的、更合理反映震源过程的震源时间函数，但经常有不易解释的相当的振荡和负的解答(Xie et al., 1991; Dreger, 1994; Hough, Dreger, 1995)。所以，在任何情况下，都离不开研究者的综合分析和判断。一般的处理方

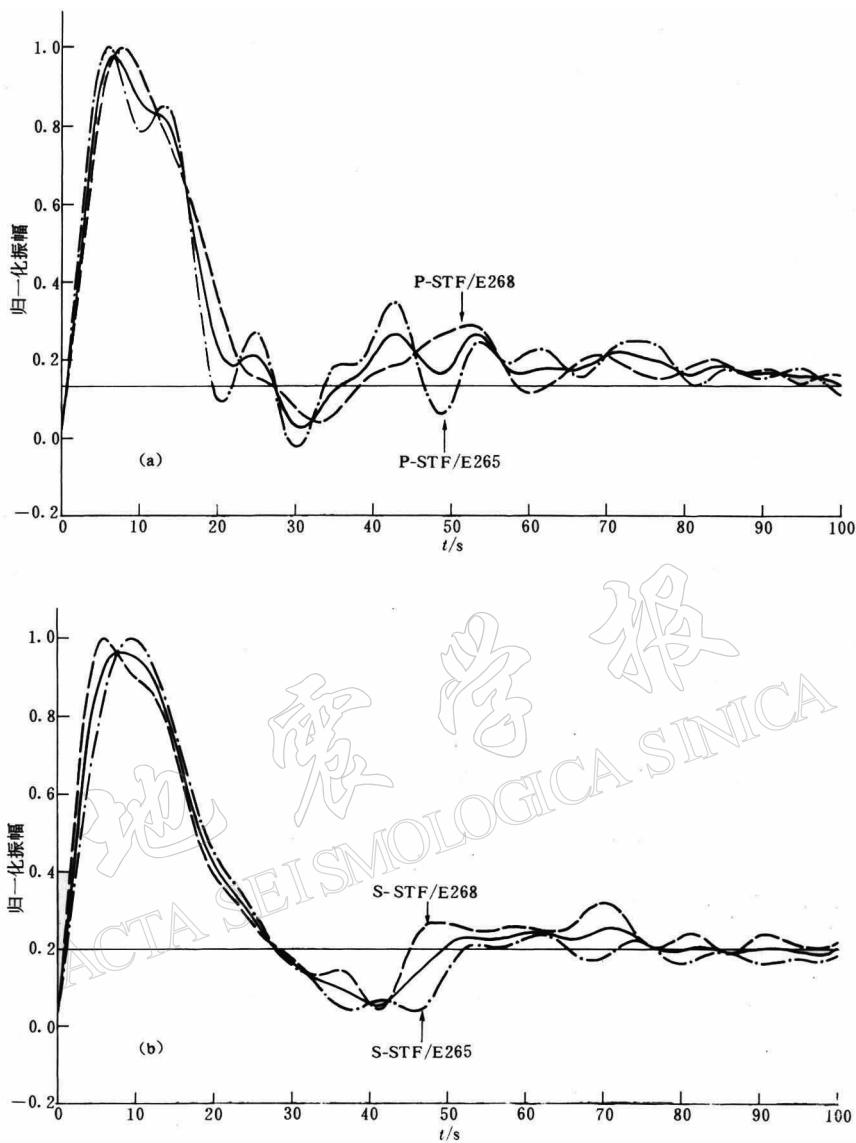


图 5 (a) E265 和 E268 余震用作经验格林函数时获得的平均 P 波震源时间函数(分别为点划线和虚线)以及总平均的 P 波震源时间函数(实线); (b) E265 和 E268 余震用作经验格林函数时获得的平均 S 波震源时间函数(分别为点划线和虚线)以及总平均的 S 波震源时间函数(实线). 图中的水平直线由总平均震源时间函数在 100 s 的幅度确定, 它反映了震源时间函数的平均噪声水平

法是保留非常明显的信号, 舍弃模棱两可的部分(许力生, 陈运泰, 1996; Lanza *et al.*, 1999). 我们的分析和判断即遵循了这个原则.

震源时间函数是描述发震断层面上一点地震能量或地震矩释放的函数. 如果震源足够小, 可以被视为点源, 其震源时间函数当不随视角和视点变化. 但是在大多数情况下, 或者说在实际情况下, 因为地震震源具有一定的尺度, 所以观测到的震源时间函数随空间位

置变化。在理解和解释震源时间函数时，必须考虑具体的视角和视点。例如，从一个具体台站提取的震源时间函数仅仅描述从那个距离和那个角度观测到的能量释放情况。这就是为什么常常要研究从不同台站的不同震相中提取的震源时间函数个体的原因(Dreger, 1994; Hough, Dreger, 1995; Lanza *et al.*, 1999)。从不同台站提取的震源时间函数的平均(平均震源时间函数)描述从台站的“中心点”或断层的“矩心点”考虑的震源时间函数，它仅有统计意义，这种震源时间函数仅用来讨论震源的一般特征。通过把断层面上不同点的震源时间函数投影到断层面上的破裂起始点或其它一个特定点形成的震源时间函数，描述的是破裂起始点或那个特定点的能量释放(Mendoza, Hartzell, 1999; Kolar, 2000)。后面两种仅仅是统计和投影描述，差别仅在于投影点不同而已。对上面几点的理解对用不同处理方式得到的震源时间函数的解释是非常有帮助的。在我们的工作中，仅仅分析了个体震源时间函数和“矩心点”震源时间函数。

我们知道，找到两个震源机制和震源位置完全相同的地震事件几乎是不可能的。所以，震源机制和震源位置的差别造成的影响常常会混入结果。所幸的是，包括深度差异在内的位置差异的影响依赖于所涉及的波长(Velasco *et al.*, 1994; 许力生, 陈运泰, 1996, 1997)。这项工作中所涉及的波的周期大于 10 s，所以，一个波长(约 60 km)的距离差不会对震源时间函数产生明显的影响。主震、E265 和 E268 的深度分别是 21, 28 和 17 km。它们彼此接近，对最后得到的震源时间函数几乎不造成影响。许力生(1995)用数字试验分析了震源机制的差异对震源时间函数的影响，注意到机制的差异可能会导致那些在断层的走向附近的台站上的震源时间函数的相位移动。因此，图 3a 中的 TIXI、MDJ、MA2、YSS、MAJO、PMG、DAV、NWAO 台和图 4a 中的 MDJ、CCM、COLA、YSS、HKT、MAJO、DAV 台的“怪异”的震源时间函数是可以用主震和经验格林函数余震的震源机制的差异加以解释的。

如何理解我们用经验格林函数方法得到的震源时间函数的持续时间是另一个需要注意的问题。我们得到的震源时间函数的持续时间仅仅是平均或统计的估计。除此以外，正如我们讨论过的，这样的估计是基于用作经验格林函数的地震的持续时间的。如果经验格林函数地震的持续时间可以忽略不计，则估计的持续时间便十分接近真实的持续时间。如若不然，则所估计的持续时间便会有较大误差。这或许就是为什么 Yagi 和 Kikuchi 获得的震源时间函数的宽度为 40 s, Harvard 估计的半持续时间为 18.8 s, 而我们得到的震源破裂持续时间为 26 s 的原因。

## 5 结论

为了获得关于 1999 年 9 月 20 日台湾集集  $M_s 7.6$  地震的震源时间函数，了解其震源的复杂性，我们使用了两次余震作为经验格林函数地震。对于第一次余震，我们分析了 26 个台的 57 组 P 震相和 40 组 S 震相，得到了 26 个 P 震源时间函数和 15 个 S 震源时间函数。对于第二次余震，分析了 24 个台的 51 组 P 震相和 30 组 S 震相，得到了 24 个 P 震源时间函数和 12 个 S 震源时间函数。通过对这些震源时间函数的综合分析，我们得到了如下认识：①总体上主震是一次连续的事件，没有明显的时间间断，持续时间为 26 s。从细节上看，这次地震由两次相隔约 7 s 的较大的子事件构成，第一次子事件的地震矩释放率比第二次子事件约大 15%；②震源时间函数的形状以及两个子事件的时间间隔和相对强度随方

位变化，反映了发震断层具有相当的规模，且断面上的破裂具有明显的方向性。

非常感谢法国巴黎地球物理研究所 J. P. Montager 教授和 P. Bernard 教授的热情帮助，以及美国地质调查局 P. Spudich 博士对本文提出的许多宝贵建议。

### 参 考 文 献

- 许力生. 1995. 青海共和地震的震源复杂性研究[D]: [博士论文]. 北京: 中国地震局地球物理研究所, 1~130
- 许力生, 陈运泰. 1996. 用经验格林函数方法从长周期波形资料中提取共和地震的震源时间函数[J]. 地震学报, **18**(2): 156~169
- 许力生, 陈运泰. 1997. 震源深度误差对矩张量反演的影响[J]. 地震学报, **19**(5): 462~470
- 许力生, 陈运泰, Fasthoff S. 1998. 用经验格林函数方法反演 1996 年云南丽江地震的破裂过程[A]. 见: 晏凤桐, 刘祖荫主编. 1996 年丽江地震[C]. 北京: 地震出版社, 79~81
- 许力生, 杨智娟, 陈运泰. 1999. 集集地震序列和震源破裂过程初步分析[A]. 见: 陈运泰主编. 中国地震学会成立 20 周年纪念文集[C]. 北京: 地震出版社, 97~112
- Chang C H, Wu Y M, Shin T C, et al. 2000. Relocation of the 1999 Chi-chi earthquake in Taiwan[J]. TAO, **11**(3): 581~590
- Dreger D S. 1994. Empirical Green's function study of the January 17, 1994 Northridge, California earthquake[J]. Geophys Res Lett, **21**: 2 633~2 636
- Hartzell S H. 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions[J]. Geophys Res Lett, **5**: 1~4
- Hartzell S H, Heaton T H. 1983. Teleseismic time functions for large, shallow subduction zone earthquakes[J]. Bull Seism Soc Amer, **73**: 965~1 004
- Hough S E, Dreger D S. 1995. Source parameters of the 23 April 1992  $M_6.1$  Joshua Tree, California, earthquake and its aftershocks: empirical Green's function analysis of GEOS and TERRAscope data[J]. Bull Seism Soc Amer, **85**: 1 576~1 590
- Ihmle P F. 1998. On the interpretation of subevents in teleseismic waveforms: the 1994 Bolivia deep earthquake revisited [J]. J Geophys Res, **103**: 17 919~17 932
- IRIS Data Center. 1999. Spatio-temporal Distribution of Source Rupture Process for Taiwan Earthquake ( $M_S=7.7$ ) [A].
- Kolar P. 2000. Two attempts of study of seismic source from teleseismic data by simulated annealing non-linear inversion [J]. JOSE, **4**: 197~213
- Lanza V, Spallarossa D, Cattaneo M, et al. 1999. Source parameters of small events using constrained deconvolution with empirical Green's functions[J]. Geophys J Int, **137**: 651~662
- Lee S J, Ma K F, Mori J, et al. 2000. Teleseismic and GPS data analysis of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake[A]. 2000 Western Pacific Geophysics Meeting, Tokyo, Japan
- Mendoza C, Hartzell S. 1999. Fault-slip distribution of the 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake, geophysics[J]. Bull Seism Soc Amer, **89**: 1 338~1 344
- Shin T C. 2000. Some seismological aspects of the 1999 earthquake in Taiwan[J]. TAO, **11**(3): 555~566
- Velasco A, Ammon C, Lay T. 1994. Empirical Green's function deconvolution of broadband surface waves: rupture directivity the 1992 Landers, California ( $M_w=7.3$ ) earthquake[J]. Bull Seism Soc Amer, **84**: 735~750
- Xie J, Liu Z, Herrmann R B, et al. 1991. Source parameters of three aftershocks of the 1983 Goodnow, New York, earthquake: High-resolution image of rupturing cracks[J]. Bull Seism Soc Amer, **81**: 818~843
- Yagi Y, Kikuchi M. 2000. Source rupture process of the Chi-chi, Taiwan, earthquake of 1999, obtained by seismic wave and GPS data[A]. 2000 Western Pacific Geophysics Meeting, Tokyo, Japan

# SOURCE TIME FUNCTIONS OF THE 1999, Jiji(Chi-Chi) EARTHQUAKE FROM GDSN LONG PERIOD WAVEFORM DATA USING AFTERSHOCKS AS EMPIRICAL GREEN'S FUNCTION

Xu Lisheng<sup>1)</sup> G. Patau<sup>2)</sup> Chen Yuntai<sup>1)</sup>

1) Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China

2) Institut de Physiques du Globe de Paris, Paris 75252, France

**Abstract:** A large earthquake ( $M_w = 7.6$ ) occurred in Jiji(Chi-Chi), Taiwan, China on September 20, 1999, and was followed by many moderate-size shocks in the following days. Two of the largest aftershocks with the magnitudes of  $M_w 6.1$  and  $M_w 6.2$ , respectively, were used as empirical Green's functions (EGF) to obtain the source time functions (STFs) of the main shock from long-period waveform data of the Global Digital Seismograph Network (GDSN) including IRIS, GEOSCOPE and CDSN. For the  $M_w 6.1$  aftershock of September 22, there were 97 pairs of phases clear enough from 78 recordings of 26 stations; for the  $M_w 6.2$  aftershock of September 25, there were 81 pairs of phases clear enough from 72 recordings of 24 stations. For each station, 2 types of STFs were retrieved, which are called P-STF and S-STF due to being from P and S phases, respectively. Totally, 178 STF individuals were obtained for source-process analysis of the main shock. It was noticed that, in general, STFs from most of the stations had similarities except that those in special azimuths looked different or odd due to the mechanism difference between the main shock and the aftershocks; and in detail, the shapes of the STFs varied with azimuth. Both of them reflected the stability and reliability of the retrieved STFs. The comprehensive analysis of those STFs suggested that this event consisted of two sub-events, the total duration time was about 26 s, and on the average, the moment-release rate of the second event was about 7 s later than that of the first one, and the first event was stronger by about 15% than the second one.

**Key words:** Jiji(Chi-Chi) earthquake; long-period waveform; source time function; empirical Green's function