

由矩张量反演得到的海南东方震群的震源机制^{*}

周荣茂 陈运泰 吴忠良

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 利用 DCS-302 数字磁带记录加速度仪组成的流动地震台网记录的 1992 年 6~8 月海南省东方县附近发生的地震震群中的 12 次地震的波形资料, 反演了这些地震的震源机制。结果表明, 构成每次地震震源参数的主要部分是纯剪切分量, 这些地震的主压应力轴与主张应力轴, 分别落在北西-南东方向与北东-南西方向, 且均接近水平。这种方向性的一致性反映了这些地震具有相似的构造应力环境。

关键词 矩张量反演 东方震群 震源机制

引言

1992 年 1 月 4 日 23 时 01 分 24 秒和 23 时 01 分 54 秒, 在海南省东方县感城—板桥一带, 相继发生了 $M_L=3.4$ 和 $M_L=3.7$ 地震, 震中位置分别位于 $18^{\circ}46'N, 108^{\circ}42'E$ 和 $18^{\circ}45'N, 108^{\circ}42'E$, 震源深度约为 10 km。此后, 该地区小震频繁发生。1992 年 5 月 26 日 18 时 43 分 25 秒发生了序列中最大的地震($M_L=4.5$)。据刘赛君等(1994)统计, 自 1991 年 11 月 14 日~1992 年 8 月上旬止, 共发生 $M_L \geq 2.0$ 地震 150 余次。

东方地震震中区及其附近地区, 历史上无 $M_s \geq 4.8$ 地震记载。自 1970 年海南省有地震仪器记录以来, 海南岛记录到的最近的一次最大地震是 1982 年 1 月 25 日崖城 $M_L=4.0$ 地震, 距这次地震已有 10 年。因此, 1992 年东方震群引起了地震专家的特别关注。1992 年 6 月 1 日~8 月 30 日, 国家地震局地球物理研究所强地面运动研究室和海南省地震局合作, 在震区周围十几千米范围内, 布设了由 5 台 DCS-302 数字化磁带记录三分向加速度地震仪组成的小孔径流动观测台网(表 1), 对地震活动进行了监测。在 3 个月的连续观测中, 该流动台网共记录到 125 次小地震。刘赛君等(1994)利用 HYP071 定位程序, 对其中的 18 次地震进行了精确定位(图 1)。本研究对这 18 次地震中具有 3 个或 3 个以上台站的三分向记录的 12 次地震(表

表 1 海南东方流动地震台网的地理分布

台站	代码	台站坐标	
		φ_N	λ_E
871 台	BAC	$18^{\circ}53.17'$	$108^{\circ}39.40'$
板桥	BAQ	$18^{\circ}48.00'$	$108^{\circ}41.29'$
感城	GAC	$18^{\circ}51.15'$	$108^{\circ}38.63'$
岭头	LIT	$18^{\circ}41.24'$	$108^{\circ}42.40'$
中沙	ZOS	$18^{\circ}48.18'$	$108^{\circ}46.31'$

* 地震科学联合基金重点项目(95-07-411)资助。中国地震局地球物理研究所论著 98A01025
1998-11-23 收到初稿, 1999-05-31 收到修改稿并决定采用。

2) 进行了地震矩张量反演, 这 12 次地震的震级范围为 $M_L = 2.1 \sim 3.6$.

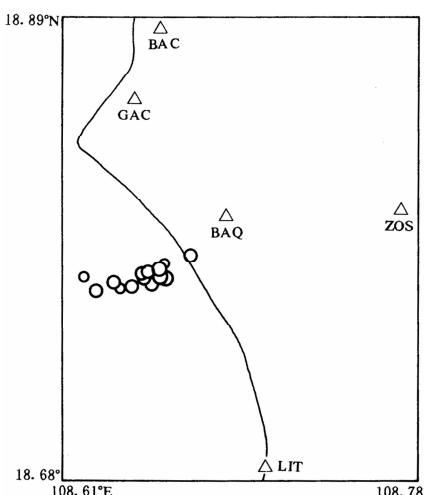


图 1 海南东方震群震中和流动台站

分布图. 图中圆圈表示震中
位置; 空心三角为观测台站;
其中折线为海岸线位置

表 2 海南东方地震的震源参数

编号	日期 年-月-日	发震时间 时:分:秒	震中位置		震源深 度/km	震级 M_L
			$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$		
1	1992-06-04	14:20:08	18.78	108.66	9	3.1
2	1992-06-10	23:39:15	18.77	108.65	9	2.5
3	1992-06-13	11:36:44	18.77	108.65	11	2.5
4	1992-06-16	04:25:18	18.77	108.65	9	2.1
5	1992-06-19	15:27:03	18.77	108.65	10	2.1
6	1992-06-19	16:04:20	18.78	108.65	10	2.5
7	1992-06-28	22:39:34	18.77	108.64	10	2.3
8	1992-07-09	12:36:04	18.78	108.65	11	2.2
9	1992-07-11	14:55:10	18.78	108.65	10	2.7
10	1992-07-18	15:15:34	18.77	108.66	7	3.6
11	1992-07-23	21:32:25	18.78	108.66	10	2.9
12	1992-08-05	19:30:06	18.77	108.66	10	3.1

1 地震矩张量反演

尽管近 30 年来由 Gilbert(1970) 引入的地震矩张量已被广泛地运用到不同的观测资料, 如简正振型资料(Gilbert, Dziewonski, 1975)、面波资料(McCowan, 1976; Mendiguren, 1977; Aki, Patton, 1978; Kanamori, Given, 1981; Romanowicz, 1982; Lay *et al.*, 1982)、体波资料(Stump, Johnson, 1977; Ward, 1980; Fitch *et al.*, 1981; Dziewonski *et al.*, 1981)和近震源资料(Stump, Johnson, 1984; 倪江川等, 1991; 吴忠良等, 1994)^①, 以提取描述震源破裂过程的震源时间函数、确定描述震源机制的地震矩张量和量度地震强度的标量地震矩等信息, 并通过所求得的矩张量了解地壳应力场, 但目前地震矩张量的反演多数限于较大的地震. 降低能够用矩张量反演求出震源参数、应力轴方向的地震的阈值, 一直是地震学家关注和追求的目标之一. 因为中、小地震的频度比大地震的频度高, 是可望获得有关地壳应力场的更多信息的重要来源. 因此利用近震源宽频带记录进行小地震的震源参数的研究, 近年来成为了一个活跃的研究领域(倪江川等, 1991; 吴忠良等, 1994; 陈运泰等, 1997). 当震源尺度远小于所考虑的特征波长时, 弹性介质中 r 处沿 i 方向的位移谱

$$\dot{U}_i(\mathbf{r}, f) = \dot{G}_{ij, k}(\mathbf{r}, f; \mathbf{r}') \cdot \dot{M}_{jk}(f) \quad (1)$$

式中, f 表示频率, $\dot{G}_{ij, k}(\mathbf{r}, f; \mathbf{r}')$ 是格林函数 $G_{ij}(\mathbf{r}, t; \mathbf{r}', t')$ 相对于 k 方向的源点坐标的偏导数的谱, $\dot{M}_{jk}(f)$ 表示地震矩张量的谱. 由式(1)可见, 地震矩张量反演是一个标准的线性反演问题.

2 观测资料的预处理

DCS-302 数字磁带记录地震仪的记录器可以外接多种不同型号的拾震器, 如位移计、

^① 陈运泰, 吴忠良, 李鸿吉, 等. 1997. 数字地震学. 国家地震局地球物理研究所, 160

速度计或加速度计(王培德等, 1993)^①. 反映地面运动的电信号由输入端进入仪器, 经截止频率 30 Hz 的 5 阶 Butterworth 低通滤波器滤波后, 由模数转换电路转换为数字量. 由于信号数字化以后的处理不再形成任何畸变, 因而可以认为, 5 阶 Butterworth 低通滤波器的频率特性就是整个记录系统的频率特性(图2). DCS-302 数字磁带记录加速度仪, 其采样率为 100 sps, 动态范围 112 dB.

在对原始观测资料处理的过程中, 我们注意到个别加速度图中有“限幅”现象. 这是由 DCS-302 的结构造成的(王培德等, 1993). 放大倍率可调的放大器在模数转换电路和数据存储单元的前部, 进行放大倍率调节判断的逻辑电路, 需从存储单元中得到数据并进行运算, 才能对放大电路是否调节放大倍率发出控制指令. 突然增大的信号在放大倍率尚未变化时已经进入存储单元, 形成“限幅”, 这种“限幅”的时间不会超过仪器设定的一个“短时段”. 通常, 这样的“限幅”点只是一个, 但这些点的数值比它的邻点要大几十倍甚至几百倍. 我们在处理时, 用它前面和后面一点的平均值来代替, 以免在积分时使波形出现进一步的畸变.

本研究所采用的东方震群的原始资料, 是 DCS-302 数字地震仪记录到的地面运动的加速度. 为了得到速度和位移地震图, 必须进行积分运算. 积分运算既可以在时间域进行, 也可以在频率域进行. 时间域的积分运算有多种方法, 如 Simpson 方法等. 本研究对资料的处理不是在时间域, 而是直接在频率域进行.

本研究所采用的 Fourier 变换为

$$\dot{F}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} F(t) \exp(i\omega t) dt \quad (2)$$

相应的 Fourier 反变换为

$$F(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \dot{F}(\omega) \exp(-i\omega t) d\omega \quad (3)$$

$F(t)$ 和 $\dot{F}(\omega)$ 组成一个 Fourier 变换对, 记为

$$F(t) \longleftrightarrow \dot{F}(\omega) \quad (4)$$

根据 Fourier 变换的积分定理有

$$\int_{-\infty}^{t^*} F(t) dt \longleftrightarrow \frac{1}{-i\omega} \dot{F}(\omega) \quad (5)$$

也就是说, 一次积分运算在频率域就是除以一次 $-i\omega$. 我们知道, 时间域的资料经过一次 Fourier 变换到频率域, 频率域的数据同时间域一样也是点点对应的. 在频率域中, 频率起始点是零频, 步长为 $(N\Delta t)^{-1}$, N 表示总数据点数, Δt 为时间域采样间隔, 最大频率为 Nyquist 频率 $(2\Delta t)^{-1}$. 与高频段相比, 由于前几个点所对应的频率较小, 谱与角频率相除

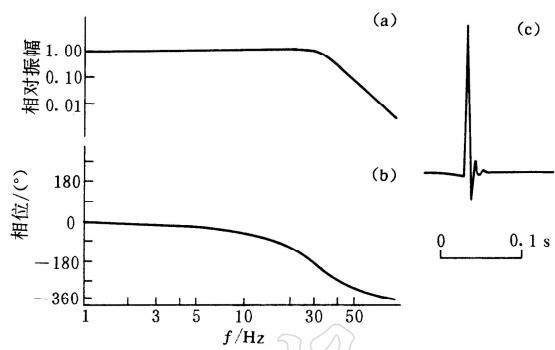


图 2 DCS-302 数字磁带记录地震仪的振幅特性(a)、相位特性(b)和脉冲响应(c)

^① 陈运泰, 王培德, 吴忠良. 1992. 地震矩张量及其反演. 国家地震局地球物理研究所, 101

的结果相对误差较大, 经反变换后使低频成分发生较大的畸变, 以致会掩盖真正的有用信号, 因此, 在数据处理中必须进行相应的滤波处理.

图 3a 是 871 台(BAC) $M_L = 3.6$ 的三分向加速度记录, 自上向下分别为 U-D 向、N-S

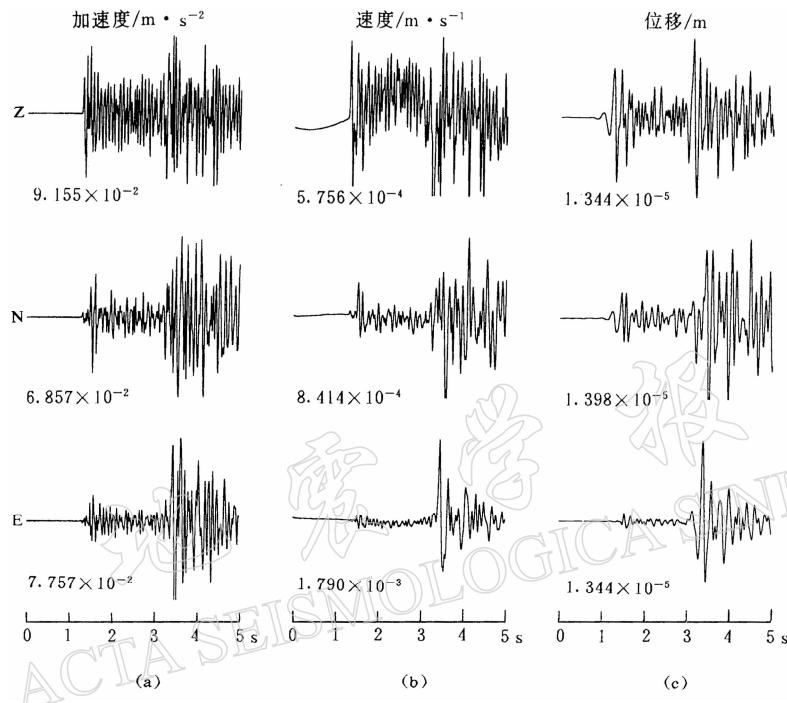


图 3 1994 年 7 月 18 日 BAC 台 $M_L = 3.6$ 地震的加速度记录(a)、速度记录(b)和位移记录(c)

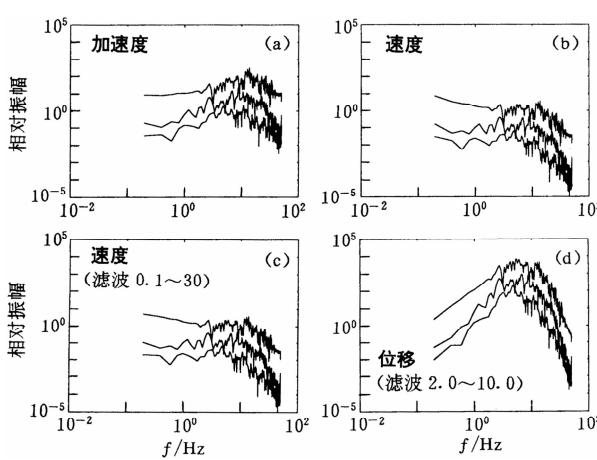


图 4 1994 年 7 月 18 日 BAC 台 $M_L = 3.6$ 地震的加速度谱(a)、速度谱(b)、滤波后的速度谱(c)和位移谱(d). 最后, 我们对地震图由 Z , N , E 转换到 Z , R , T 方向. 相应地, 理论计算出的合成地震图也经过同样频段(2~10 Hz)的带通滤波以便与观测地震图比较.

向和 E-W 向. 图 4a 为加速度记录谱, 为了使三分量的谱表示在同一幅图上, 我们将 N-S 向和 U-D 向的谱分别放大了 10 倍和 100 倍. 加速度谱变为速度谱后, 我们对速度谱进行了带通滤波. 为了尽量减少地震波中有用信号的丢失, 我们取带通滤波器(4 阶 Butterworth 滤波器)的高通截止频率为 0.1 Hz, 低通截止频率为 30.0 Hz. 图 4b, c 是不滤波和带通滤波后的速度谱, 图 4d 是位移谱(经 2~10 Hz 的带通滤波). 将速度谱和位移谱经过 Fourier 反变换分别得到时间域的速度记录(图 3b)和位移记录(图 3c).

很明显，在频率域通过对频谱的处理来实现积分运算，相对于在时间域的积分运算既简单又直接。为了检验频率域积分的效果，我们将积分后的位移记录用 IASPEI 组织编写的 PITSA (Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis) 软件的微分计算功能进行了微分运算，所得的速度和加速度结果与积分前几乎一样。

3 介质模型和格林函数的计算

高频信号对介质的细结构比较敏感，在地震波的传播路径中，介质性质的微小变化都会影响地震波中的高频信号。虽然我们在计算理论地震图时选用的均匀分层介质模型是对实际地球模型的一种较好的近似，但除非我们知道某一地区的精细结构，否则仍然无法将地震波传播路径上可能遇到的所有小尺度的速度间断面的效应都考虑进来，这是使用高频信号研究震源过程的主要困难。刘赛君等(1994)在对海南东方震群定位时，采用的地壳模型是海南-广西地壳模型以及华南综合地壳模型，用这两种模型得出的震中几乎完全相同。为了计算东方震群的理论地震图，笔者参照了他们所用的模型，并进行了适当的修改。刘赛君等(1994)使用模型的第一层层厚为 9.2 km，这个深度对于长周期的资料是合适的。然而，当我们需要计算高频地震波时，必须提高它的分辨率。在目前对海南地区的精细速度结构不了解的情况下，不能期望计算出的理论地震图能解释观测地震图中的每一个震相。根据精确定位的结果，东方震群的震源深度在 7.5~11.0 km 之间。根据它们模型的速度梯度，我们将第一层 9.2 km 分为等厚的 4 层，又将第二层的 12.3 km 分成 2.3 km 和 10 km 两层，从而构制了的海南地区的地壳模型，该模型的介质参数如表 3 所示。我们尝试用这样一个相对“复杂”的介质模型来解释观测图中的一些主要震相，如直达 P 波、直达 S 波以及 SP 转换波，并用它们来反演这些地震的震源机制。

表 3 海南地区的地壳模型

层序	$\alpha/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	$\beta/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	$\rho/\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	H/km
1	5.00	2.66	2.50	2.30
2	5.50	2.92	2.64	2.30
3	5.86	3.12	2.74	2.30
4	6.00	3.19	2.79	2.30
5	6.15	3.28	2.82	2.3
6	6.27	3.34	2.86	10.0
7	6.84	3.64	3.02	11.6
8	8.10	4.31	3.31	1000

本研究运用 Kennett 的广义反射透射

系数矩阵方法和离散慢度积分方法计算格林函数。Kennett 的广义反射透射系数矩阵方法用矩张量来表示震源，即通过输入矩张量的各个分量的方式输入震源参数，可以用来处理任意类型的震源(如位错源和爆炸源)。该方法具有可灵活地选择求得与矩张量多个分量对应的格林函数、便于合成一般震源的理论地震图及反演地震矩张量的优点。

4 结果和讨论

反演结果如表 4 和图 5 所示。从反演结果来看，对于所选取的 12 次地震，构成每次地震震源参数的主要部分是纯剪切分量。我们的反演是在没有假定所研究的地震为剪切位错源的情况下进行的，这个结果说明了剪切位错源可以作为天然地震震源的一种很好的表示。所得震源时间函数为简单的脉冲状函数，反映这些小地震比较简单的破裂过程。

虽然这 12 次地震的震源机制有较大的变化，但是具有共同的特征，即这些地震的主压应力轴与主张应力轴，分别处在北西-南东方向与北东-南西方向，且均接近水平。可以推

测, 这种方向性的一致性反映了这些地震是在相似的构造应力环境下发生的, 而这些地震震源机制之间的差异则反映了局部的非均匀性。

表 4 海南东方震群的矩张量反演结果

地震 编号	地震矩张量/ $10^{13} \text{N} \cdot \text{m}$						最佳双力偶解					
							节面 I			节面 II		
	M_{11}	M_{12}	M_{13}	M_{22}	M_{23}	M_{33}	走向 /(\degree)	倾角 /(\degree)	滑动角 /(\degree)	走向 /(\degree)	倾角 /(\degree)	滑动角 /(\degree)
1	-1.29	8.53	-1.50	-19.2	-5.31	-2.02	244	59	165	342	77	32
2	-0.67	1.56	-0.34	2.77	1.17	-0.60	17	76	-36	117	55	-163
3	1.59	-2.83	-0.80	-4.00	-2.19	-1.34	109	71	-17	205	74	-160
4	-1.81	-1.80	-1.42	3.30	-1.94	-1.51	56	50	-21	160	74	-138
5	0.07	-0.07	0.04	-0.08	-0.06	0.05	18	78	141	118	52	15
6	1.25	2.25	-1.04	2.28	-1.97	1.12	4	86	36	271	54	175
7	1.84	-2.66	2.07	-1.42	1.66	1.56	18	48	173	113	85	42
8	-0.04	1.62	-0.06	3.75	1.39	-0.06	15	71	-43	122	50	-155
9	-4.09	3.49	-4.16	9.25	5.63	3.61	121	47	178	212	89	43
10	14.73	-39.2	14.73	47.72	64.94	44.93	157	81	127	258	38	14
11	9.68	-14.5	9.49	-47.0	-20.2	11.0	20	72	133	129	46	26
12	-11.8	27.6	9.99	103	-22.6	9.17	208	80	-26	303	64	-169

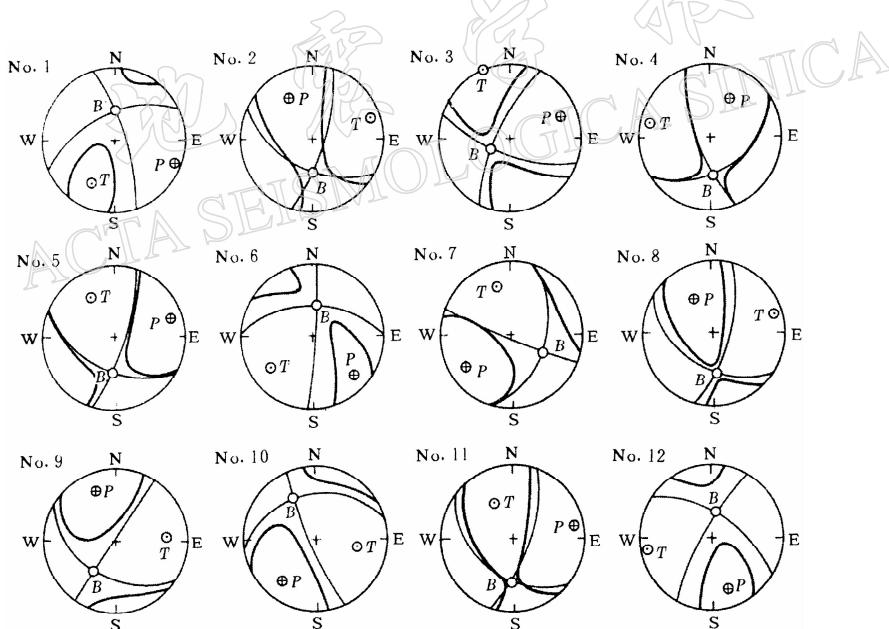


图 5 海南东方震群的矩张量解(震源球下半球投影)

感谢王培德教授在观测资料应用方面给予的指导。

参 考 文 献

- 刘赛君, 陈金海, 曾刚平, 等. 1994. 1992年海南东方小震群震源破裂特征探讨. 见: 陈运泰主编. 中国固体地球物理学进展——庆贺曾融生教授诞辰七十周年. 北京: 海洋出版社, 358~367
- 倪江川, 陈运泰, 王鸣, 等. 1991. 云南禄劝地震部分余震的矩张量反演. 地震学报, 13(4): 412~419
- 王培德, 陈运泰, 王鸣. 1993. 中国西南地区近震源强地面运动特征. 北京: 地震出版社, 120
- 吴忠良, 陈运泰, 倪江川, 等. 1994. 近震源宽频带记录的地震矩张量反演. 地震学报, 16(2): 141~152

- Aki K, Patton H. 1978. Determination of seismic moment tensor using surface waves. *Tectonophysics*, **49**: 213~222
- Dziewonski A M, T-A Chou, Woodhouse J H. 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J Geophys Res*, **86**: 2 825~2 852
- Fitch T J, North R G, Sields M W. 1981. Focal depth and moment tensor representation of shallow earthquakes associated with the great Sumba earthquake. *J Geophys Res*, **86**: 9 357~9 374
- Gilbert F. 1970. Excitation of the normal modes of the Earth by earthquake sources. *Geophys J R astr Soc*, **22**: 223~226
- Gilbert F, Dziewonski A M. 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Phil Trans R Soc*, **A278**: 187~269
- Kanamori H, Given J W. 1981. Use of long period surface waves for rapid determination of the earthquake source parameters. *Phys Earth Planet Inter*, **27**: 8~31
- Lay T, Giveva J W, Kanamori H. 1982. Long period mechanism of the 8 November 1980 Eureka, California, earthquake. *Bull Seism Soc Amer*, **72**: 439~456
- McCowan D W. 1976. Moment tensor representation of surface wave sources. *Geophys J R astr Soc*, **44**: 595~599
- Mendiguren J. 1977. Inversion of surface wave data in source mechanism study. *J Geophys Res*, **82**: 889~894
- Romanowicz B. 1982. Moment tensor inversion of long period Rayleigh waves: a new approach. *J Geophys Res*, **87**: 5 395~5 407
- Sileny J. 1997. Moment tensor rate functions from waveforms with non-homogeneous variance. *Geophys J Intl*, **131**: 767~769
- Stump B W, Johnson L R. 1977. The determination of source properties by the linear inversion of seismograms. *Bull Seism Soc Amer*, **67**: 1 489~1 502
- Stump B W, Johnson L R. 1984. Near-field source characterization of contained nuclear explosions in tuff. *Bull Seism Soc Amer*, **74**: 1~26
- Ward S N. 1980. A technique for the recovery of the seismic moment tensor applied to the Oaxaca, Mexico earthquake of November 1978. *Bull Seism Soc Amer*, **70**: 717~734