

用广义射线理论线性反演一般 地震点源的地震矩张量*

刘瑞丰 党京平 方韶东 陈培善

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

主题词 线性反演 地震矩张量 点源

震源物理的研究工作是当代地震学的一个重要前沿课题. 由于地震矩张量在一级近似下完整地描述了地震震源的等效力, 它可以表示各种形式的震源, 不需要对地震破裂过程的细节作任何假设, 因此, 用地震矩张量可以比较精细、全面地描述地震的震源. 现代观测表明, 一些震源有明显的体积变化, 剪切位错源已不能完全表示出震源的性质.

自 1974 年以来, 世界各国的数字地震仪得到了迅速的发展, 从而为精确测定地震的震源机制和地震矩张量提供了可能. 从 80 年代开始, 哈佛大学 Dziewonski 等(1981)定期发表他们用体波的信息, 包括多重反射波和 P, S 波的转换波测定全球中强地震的矩心矩张量(CMT)解; 美国地质调查局(USGS)Sipkin 等(1982)使用长周期体波测定中强地震的地震矩张量和断层面解, 并与哈佛大学的 CMT 结果平行地发表在国际地震中心(ISC)出版的地震报告(BISC)和美国地震信息中心(NEIC)出版的地震报告(PDE)上. 他们把中强地震的地震矩张量, 断层面解, P , T , N 轴的倾角、方位角以及标量地震矩等参数同地震的时空强参数一起, 作为地震的基本参数在地震报告中列出. 这些资料可用于分析强震的震源机制和成因、预测强地震发生时地面的应力状态和运动情况, 为防震减灾提供基础资料.

由美国地震学联合研究协会(IRIS)组织协调的新一代全球地震台网(GSN)已基本上投入正常观测. 本文利用 GSN 和 CDSN 的资料, 采用一般点源模型用线性反演方法, 反演了 3 个中强地震的地震矩张量和断层面解. 由于利用了国外台站的资料, 在计算中国边界地区的地震时, 使台站的分布更有利于矩张量的反演.

1 方法概述

1.1 一般地震点源的位移解

一般类型的地震震源所产生的位移场可表示为(Aki, Richards, 1980)

$$U_n = M_{ij} * G_{m,j} \quad n, i, j = 1, 2, 3 \quad (1)$$

其中, U_n 为在场点 n 方向质点的位移, M_{ij} 为地震矩张量的分量. 由于地震满足内源条件, 所以地震矩张量是一对称张量, 有 6 个独立分量. $G_{m,j}$ 为在直角坐标系中格林函数 G_m 对震源坐标 j 分量的微商, 在物理上等效于在源点的力偶(i, j)在场点产生的 n 方向的位移. 对于力的 3 个分量和 3 个可能的力臂方向,

* 国家地震局地球物理研究所论著 97A0039.
1995-11-01 收到初稿, 1996-06-12 收到修改稿并决定采用.

有 9 个广义力偶，因此对于一般的地震点源的等效力，可表示为 9 个力偶的组合。

我们首先在直角坐标系下求出点源辐射地震波位移场的表达式，利用下列坐标变换将其变换到圆柱坐标系中。

$$\begin{cases} q_r = \cos\theta u_1 + \sin\theta u_2 \\ \nu_\theta = -\sin\theta u_1 + \cos\theta u_2 \\ w_z = u_3 \end{cases}$$

式中， q_r 、 ν_θ 和 w_z 分别为在圆柱坐标系下径向、切向和垂向的位移分量， u_1 、 u_2 和 u_3 分别为在直角坐标系下 x 、 y 和 z 向的位移分量， θ 为台站的方位角。

1.2 地震矩张量的线性反演

在圆柱坐标系下，一般地震点源在垂向、径向和切向位移场的表达式为(姚振兴等，1994)

$$\begin{cases} w_z(t) = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{d}{dt} [\dot{D}(t) * \sum_{m=0}^2 A_m W_m(t)] \\ q_r(t) = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{d}{dt} [\dot{D}(t) * \sum_{m=0}^2 A_m Q_m(t)] \\ \nu_\theta(t) = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{d}{dt} [\dot{D}(t) * \sum_{m=0}^2 A_m V_m(t)] \end{cases} \quad (2)$$
$$\begin{cases} A_0 = \frac{1}{2} M_{33} \\ A_1 = -(M_{13} \cos\theta + M_{23} \sin\theta) \\ A_2 = M_{11} \cos^2\theta + M_{22} \sin^2\theta + M_{12} \sin 2\theta \\ A_3 = M_{13} \sin\theta - M_{23} \cos\theta \\ A_5 = -\frac{1}{2} (M_{11} - M_{22}) \sin 2\theta + M_{12} \cos 2\theta \end{cases} \quad (3)$$

式中， $\dot{D}(t)$ 为震源的时间函数， $W_m(t)$ 、 $Q_m(t)$ 和 $V_m(t)$ 分别是由力偶 (i, j) 的线性组合构成的在圆柱坐标系中垂向、径向和切向介质响应，即格林函数， ρ 为震源处介质的密度。

计算格林函数的方法很多，本文采用分层均匀介质模型，利用广义射线理论(GRT)和 Cagniard-de Hoop 回路积分技术计算格林函数。实际计算表明，这种方法对 $3^\circ < \Delta < 90^\circ$ 震中范围内的计算都十分有效。

式(3)即为 A_m 与地震矩张量之间的关系式，我们把 A_m 与带有约束(地震矩张量的迹为零)的震源模型相比较可知， A_2 是不同的。令

$$M = (M_{11}, M_{12}, M_{13}, M_{22}, M_{23}, M_{33})^T = (M_1, M_2, M_3, M_4, M_5, M_6)^T$$

以垂向向为例，由式(2)得

$$w_z(t) = \sum_{m=1}^6 C_m(\theta, t) M_m \quad (4)$$

这样，我们就可以把位移表达式(2)变成关于地震矩张量的线性方程组。利用不同震中距、不同方位角的观测资料 $O(t, \theta)$ ，就可以得到线性方程

$$CM = O \quad (5)$$

式中， C 是 $N \times 6$ 矩阵， M 是 6×1 矩阵， O 是 $N \times 1$ 矩阵， N 是观测资料的采样点个数。

我们正是利用了矩张量与观测资料的上述线性关系。首先利用奇异值分解法解方程(5)，计算出地震矩张量，然后求其本征值，最后得到有关的震源参数。

1.3 主轴坐标系中矩张量的分解

设 $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ 是地震矩张量的 3 个本征值， t, b, p 是相应的本征向量，在主轴坐标系下地震矩张量可分解为

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} = M_0 \left\{ S_p \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} + S_c \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 2 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} \right\}$$

其中, M_0 是最佳双力偶标量地震矩, S_p 是各同性部分的相对强度, S_c 是补偿线性矢量偶极 (CLVD) 的相对强度.

$$\begin{cases} M_0 = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \\ S_p = \frac{1}{3M_0}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) \\ S_c = \frac{1}{6M_0}(2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3) \end{cases}$$

2 资料 and 反演结果

2.1 资料

我们所用的资料为新一代全球地震台网 (GSN) 和中国数字化地震台网 (CDSN) 的长周期 (LP) 垂直分量 P 波记录. 研究了发生在新疆若羌、滇缅边境和台湾海峡地区 3 次中强地震的震源过程, 台站和地震的分布如图 1 所示, 地震的基本参数 (据“中国地震台临时报告”) 列于表 1 中.

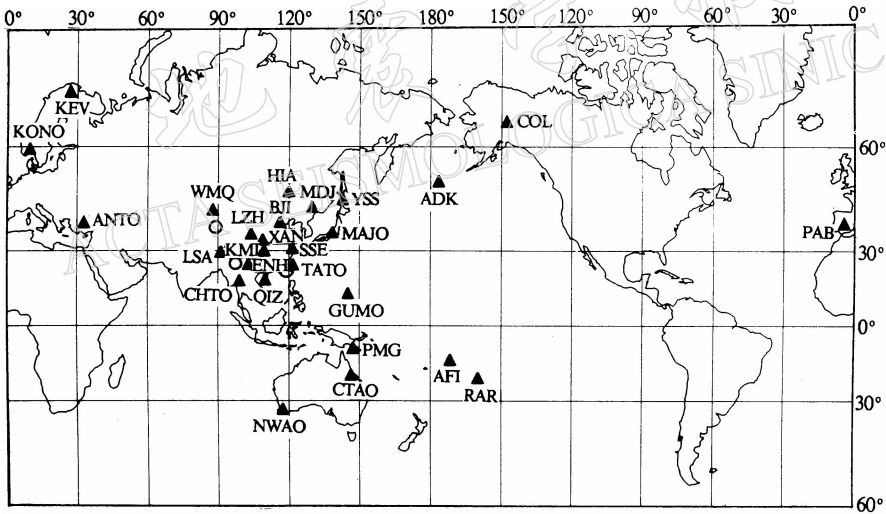


图 1 台站和地震分布图

在计算理论地震图时, 对于远场时间函数, 我们取间隔为 $(\delta t_1, \delta t_2, \delta t_3)$ 的梯形时间函数, 并对其面积归一化. 实际计算表明, 地震波形对震源的远场时间函数形状的变化并不敏感, 而且时间函数的变化对 P_{n1} 波影响较小, 这样对本文的反演都十分有利.

表 1 地震基本参数

No.	发震时间 (北京时) 年-月-日 时:分:秒	$\varphi_N / (^{\circ})$	$\lambda_E / (^{\circ})$	M_s	深度 /km	参考地区
1	1993-10-02 16:42:31.9	38.28	88.78	6.4	14	新疆若羌
2	1994-01-11 08:51:59.3	25.24	97.29	6.3	32	滇缅边界
3	1994-09-16 14:20:18.0	22.60	118.73	7.4	10	台湾海峡

2.2 反演结果

3 个地震的波形拟合结果如图 2~4 所示，每组曲线上面一条粗线为地震记录，下面一条细线为合成地震图，曲线右侧的两个数为记录图和合成图峰值的数字数，左侧的数为相关系数。下半球等面积投影图中粗实线表示矩张量解的节面，细实线表示最佳双力偶的节平面。表 2 和表 3 列出了反演得到的新疆若羌、滇缅边境、台湾海峡 3 次地震的矩张量和震源参数。在表 3 中， P 、 A 分别为 T 轴、 B 轴和 P 轴的倾角和方位角， θ 、 δ 、 λ 分别为最佳双力偶节面 1 和节面 2 的方位角、倾角和滑动角。

表 2 地震矩张量解(以 10^{27} N·m 为单位)

No	$\delta t_1/s$	$\delta t_2/s$	$\delta t_3/s$	M_{xx}	M_{yy}	M_{zz}	M_{xy}	M_{xz}	M_{yz}	M_0	量级	ex
1	1.0	1.5	1.0	-1.40	-0.35	0.66	-1.18	0.41	-0.25	1.58	18	
2	1.0	1.5	1.0	1.35	-0.97	-0.93	0.93	1.48	0.35	2.02	18	
3	2.0	2.0	2.0	1.67	0.32	-0.35	0.40	-0.36	-0.17	1.13	19	

表 3 由矩张量解求得的震源参数

No.	T 轴		B 轴		P 轴		节面 1			节面 2			S_p	S_c
	P	A	P	A	P	A	θ	δ	λ	θ	δ	λ		
1	53	308	36	119	4	212	93	59	46	335	52	139	-0.23	0.14
2	25	18	18	280	59	157	142	26	-45	273	72	-109	-0.09	-0.26
3	10	196	6	287	79	46	111	55	-83	279	35	-100	0.45	-0.15

我们把上述结果与哈佛大学、美国地质调查局的结果进行了比较，基本上与他们的结果相一致。从每个地震的波形拟合结果来看，理论地震图与观测图的相关系数都在 0.8 以上，这说明我们的方法和模型是合理的。

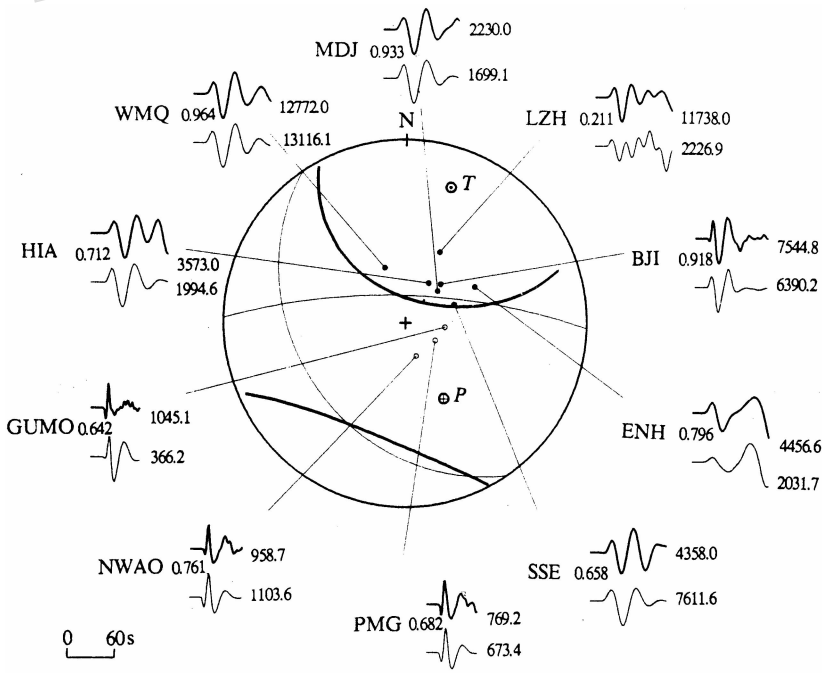


图 2 新疆若羌地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

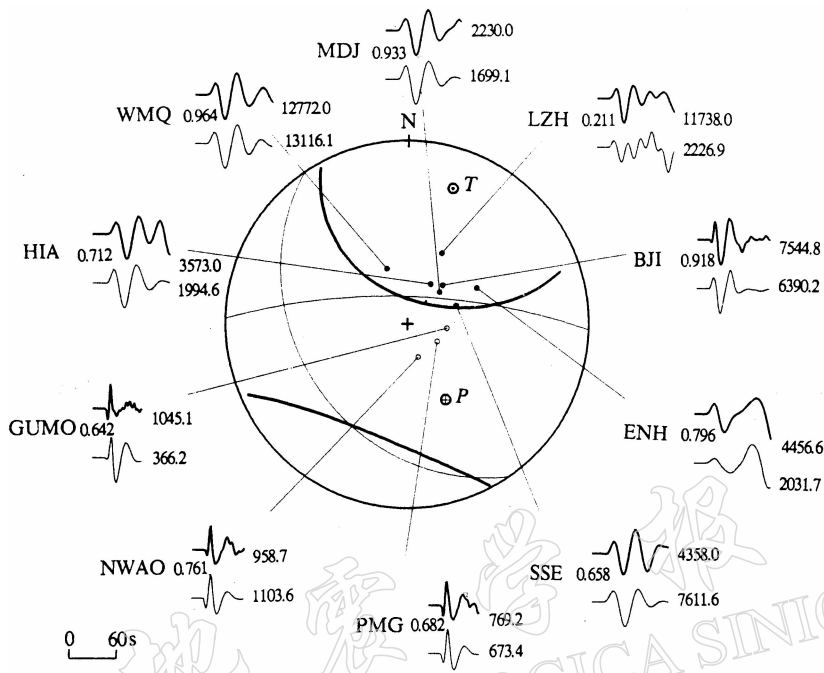


图 3 滇缅边界地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

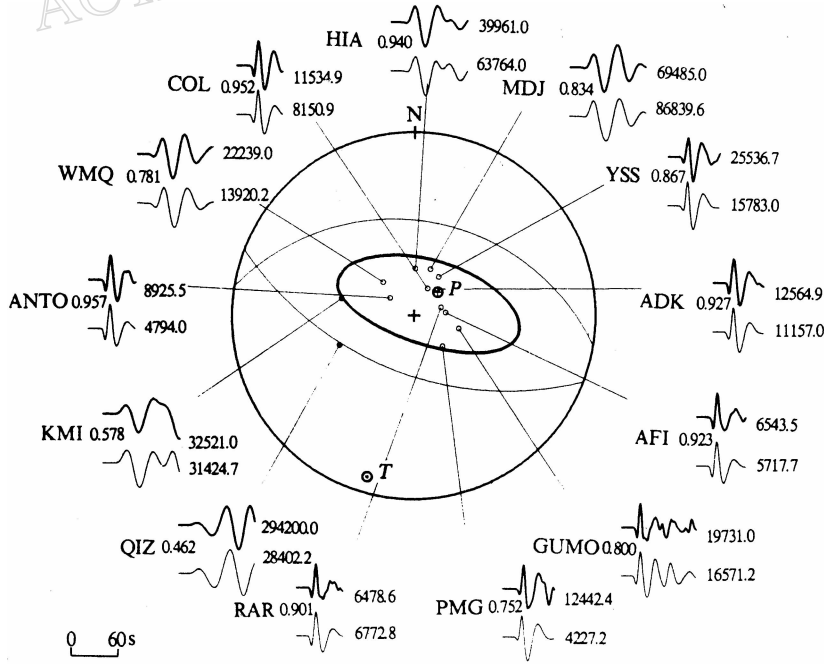


图 4 台湾海峡地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

若差地震与双力偶震源有一定的偏差, 体积变化较明显, 这个地震发生在青藏高原的东北部, 压应力轴沿 NE 方向, 并接近于水平. 这次地震是在压应力轴方向为 NE 向的构造应力场作用下发生的.

滇缅边境地震的体积变化不明显, 但 CLVD 的相对强度为 -26% . P 轴倾角为 59° , T 轴倾角为 25° , 该地震是以正断层为主, 并且有一定的走滑成分. 这次滇缅边境地震也是印度板块向北挤压的结果.

台湾海峡地震是我国东南沿海自 1918 年南澳 $7\frac{1}{4}$ 级地震以来最大的一次地震, 研究表明(王洪涛, 林锦华, 1995), 这次地震是台湾海峡盆地与南海海盆断块差异升降活动强烈的交接带内正断层活动产物. 该地震具有板内地震的属性, 受陆缘区海域断陷带周边近东西向与北西向断层交汇构造控制并具有新生性特点. 该地震与双力偶震源的偏差较大, 是一个体积变化很大的膨胀源, T 轴接近水平, P 轴近似垂直. 如果震源的膨胀分量很大, 说明断层处于张性状态, 在剪应力不很大的情况下也易发生较大地震. 台湾海峡这次 7.4 级强烈地震可能正是在低剪切应力状态下, 膨胀分量起很大作用时发生的.

3 结论

实际计算表明, 本文的方法可以快速而又比较准确地反演地震矩张量, 也可以得到震源的其它动力学参数, 具有较强的实用性. 我们研制了一套常规处理软件, 使研究工作向常规化工作转变迈出了重要的一步. 由于使用了国外台的资料, 在研究新疆、台湾海峡、云南等边远地震多发地区的地震时, 使台站的分布更有利于地震矩张量的线性反演.

本文得到姚振兴研究员的大力帮助, 在此表示感谢.

参 考 文 献

- 王洪涛, 林锦华, 1995. “9.16”地震的构造环境与发震构造研究. 福建地震, **11**(1): 37~44
- 姚振兴, 郑天愉, 温联星, 1994. 用 P 波波形资料反演中强地震地震矩张量的方法. 地球物理学报, **37**(1): 36~41
- Aki K, Richards P G, 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, 1 and 2, San Francisco: Freeman W H. 932
- Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H, 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J Geophys Res*, **86**(B4): 2 825~2 852
- Sipkin S A, 1982. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Synthetic waveforms. *Phys Earth Planet Inter*, **30**(2): 242~259