

ISSN 0253-3782

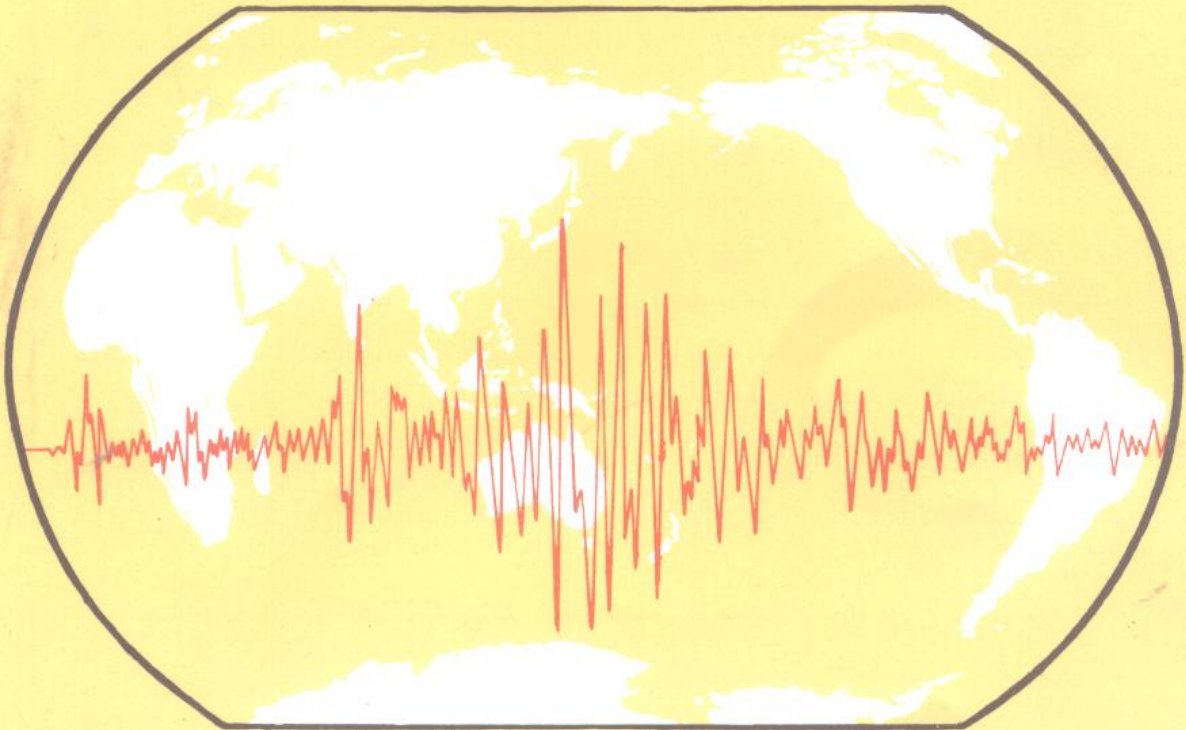
第 21 卷

第 4 期

1999 年

地震学报

ACTA
SEISMOLOGICA
SINICA



ISSN 0253-3782



07>



中国地震学会主办

地震学报期刊社出版

欢迎订阅 1999 年度中、英文版《地震学报》

《地震学报》中、英文版由中国地震学会主办,是国内外广大地震工作者进行工作、科研之必备的重要文献。《地震学报》是中国地震学领域的核心期刊,并为国内外著名检索系统和文摘收录、引用。

本刊中、英文版采用微机排版、激光照排、胶版印刷,全部采用高级胶版纸本,封面为进口铜版纸三色精印。本刊中、英文版均为双月刊,内容一一对应且同步出版、国内外发行。1999 年本刊中文版为每期 112 页,定价 15 元,全年 6 期每份定价 90 元;英文版为每期 144 页,定价 50 元,全年 6 期每份定价 300 元。以上定价均含邮资。

订阅办法 本刊中、英文版均由地震学报期刊社负责征订和发行。订户通过邮局或银行汇款均可。邮局汇款汇至:北京海淀区民族大学南路 5 号地震学报期刊社,邮政编码 100081;银行汇款汇至:中国工商银行北京市海淀区紫竹院分理处 891281-36 中国地震局地球物理研究所。

1999 年的新订户可速向地震学报期刊社索取订单,汇款办理订阅手续。

地震学报期刊社

地震学报 中文版

ACTA SEISMOLOGICA SINICA

DIZHEN XUEBAO

Chinese Edition

(双月刊 1979 年创刊)

(Bimonthly Started in 1979)

1999 年 第 21 卷 第 4 期

Vol. 21 No. 4 1999

主 办 中 国 地 震 学 会
编 辑 地 震 学 报 编 辑 委 员 会
(北京海淀区民族大学南路 5 号
邮政编码:100081)

主 编 陈 运 泰
出 版 地 震 学 报 期 刊 社
(北京海淀区民族大学南路 5 号
邮政编码:100081)

印刷装订 北 京 时 事 印 刷 厂
订购发行 地 震 学 报 期 刊 社
国外总发行 中 国 国 际 图 书 贸 易 总 公 司
(中 国 国 际 书 店)
北 京 399 信 箱

电子版网址 <http://www.chinainfo.gov.cn/periodical> 或 <http://www.chinainfo.cn.net/periodical>

Sponsored by Seismological Society of China
Edited by Editorial Committee of Acta Seismologica Sinica, No. 5 Minzudaxue Nanlu, Beijing, 100081, China
Editor-in-Chief: Chen Yuntai
Published by Acta Seismologica Sinica Press, No. 5 Minzudaxue Nanlu, Beijing, 100081, China
Printed by Beijing Shishi Printing House
Distributed in China
Acta Seismologica Sinica Press
Distributed Abroad by
China International Book Trading Corporation (Guoji Shudian)
P.O. Box 399, Beijing, China

公开发行 国内统一刊号: CN 11-2021/P 国外刊号: BM 148 定价: 15.00 元

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 $18^\circ46'N$, $108^\circ42'E$ 和 $18^\circ45'N$, $108^\circ42'E$,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	$18^\circ53.17'$	$108^\circ39.40'$
板桥	BAQ	$18^\circ48.00'$	$108^\circ41.29'$
感城	GAC	$18^\circ51.15'$	$108^\circ38.63'$
岭头	LIT	$18^\circ41.24'$	$108^\circ42.40'$
中沙	ZOS	$18^\circ48.18'$	$108^\circ46.31'$

* 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 $M_L=2.1\sim 3.6$.

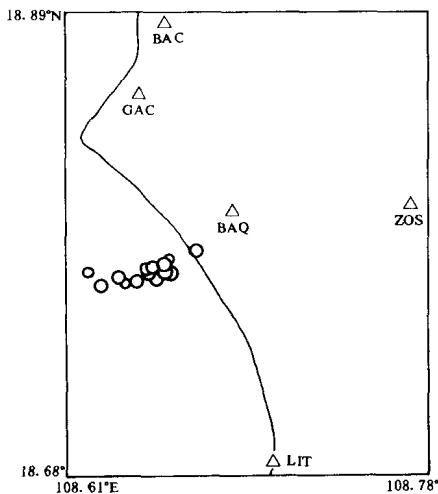


图1 海南东方震群震中和流动台站分布图. 图中圆圈表示震中位置; 空心三角为观测台站; 其中折线为海岸线位置

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

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

式中, f 表示频率, $\hat{G}_{ij,k}(\mathbf{r}, f; \mathbf{r}')$ 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, $\hat{M}_{jk}(f)$ 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

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

相应的 Fourier 反变换为

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

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

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

根据 Fourier 变换的积分定理有

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

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

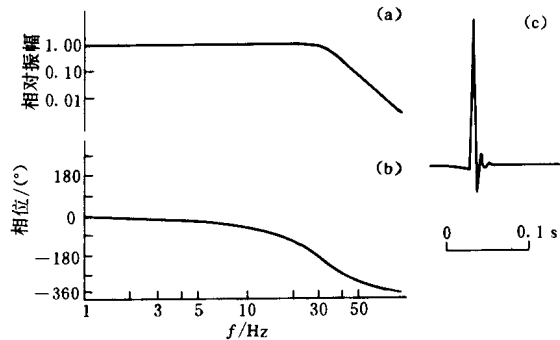


图 2 DCS-302 数字磁带记录地震仪的振幅特性(a)、相位特性(b)和脉冲响应(c)

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

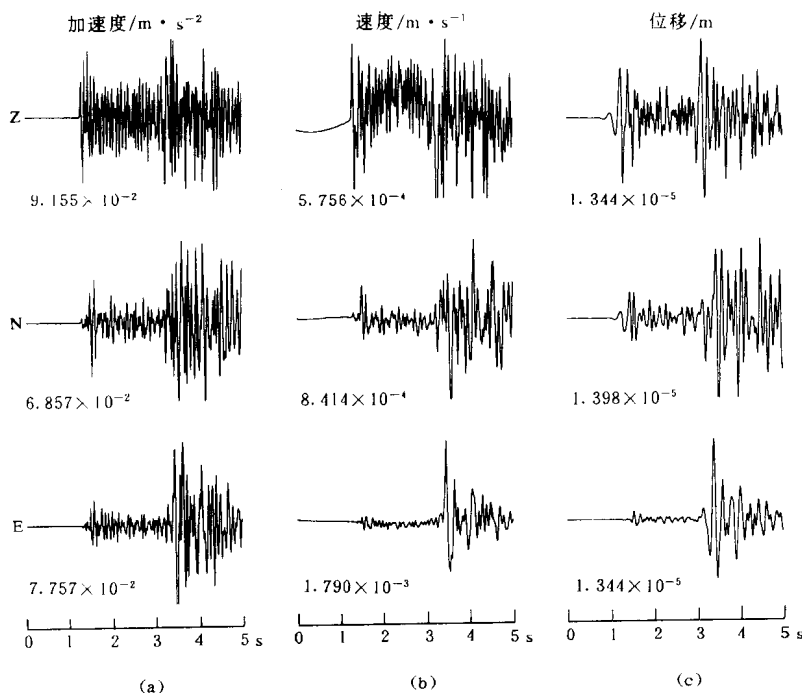


图 3 1994 年 7 月 18 日 BAC 台 $M_L=3.6$ 地震的加速度记录(a)、速度记录(b)和位移记录(c)

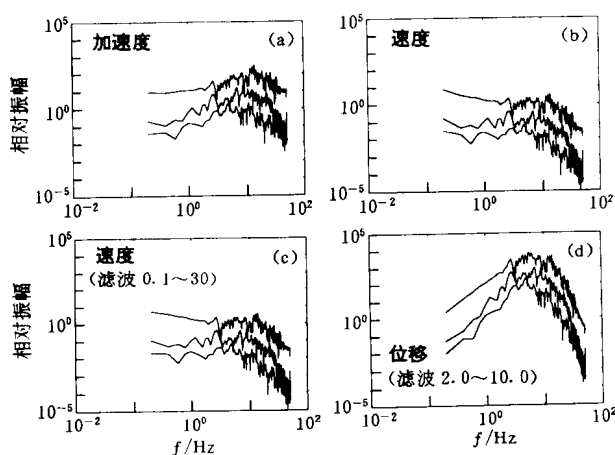


图 4 1994 年 7 月 18 日 BAC 台 $M_L=3.6$ 地震的加速度谱(a)、速度谱(b)、滤波后的速度谱(c)和位移谱(d)

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). 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.

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1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1层 9.2 km 分为等厚的 4 层,又将第2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 海南南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 /($^{\circ}$)	倾角 /($^{\circ}$)	滑动角 /($^{\circ}$)	走向 /($^{\circ}$)	倾角 /($^{\circ}$)	滑动角 /($^{\circ}$)
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

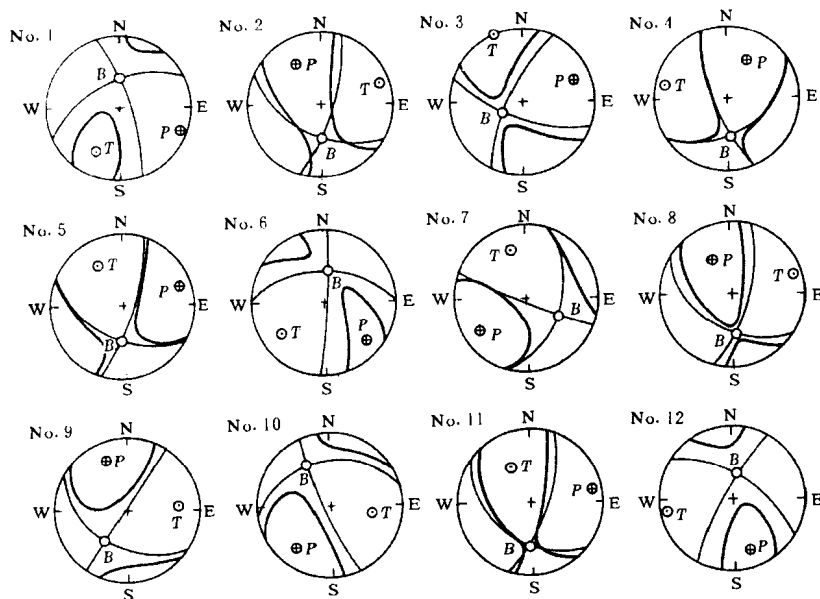


图 5 海南南方震群的矩张量解(震源球下半球投影)

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 年海南南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

用长周期体波数据反演 1988 年 11 月 6 日 澜沧-耿马 $M_s7.6$ 地震的矩张量*

P. Mozaffari^{1,2)} 许力生¹⁾ 吴忠良¹⁾ 陈运泰¹⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 伊朗德黑兰 14394 德黑兰大学地球物理研究所

摘要 应用中国数字地震台网(CDSN)记录的长周期体波波形数据,反演了 1988 年 11 月 6 日中国云南省澜沧-耿马 $M_s7.6$ 地震的矩张量,求得了其震源机制和震源时间过程. 反演结果表明,断层面解的一个节面是右旋走滑断层,另一个节面是左旋走滑断层;震源时间过程较简单,持续时间约 15 s;标量地震矩为 6.4×10^{20} N·m. 根据地质资料、区域构造、野外观测和余震震中分布,确认走向 313° 的节面是地震断层面,主压应力轴位于几乎水平的南北向.

关键词 矩张量反演 震源机制 主应力轴 震源时间函数

引言

1988 年 11 月 6 日晚,在中国云南省西部,在不到 13 分钟的时间内相继发生两次强震. 第 1 次震级较大($M_s7.6$),发震时间为 11 月 6 日 13 时 03 分 14.5 秒 UTC(21 时 03 分 14.5 秒 BJT),震中在澜沧西北约 40 km 处,位于澜沧县战马坡村竹塘乡村以西,哈卜马和大塘子之间. 约 13 分钟后,被认为是第 1 次地震触发引起的第 2 次地震($M_s7.2$)发生在前一个地震西北约 60 km 处的耿马附近,其震中位于耿马县和沧源县交界处的汗母坝和小麻劫之间. 截至 1988 年 12 月,共记录到 $M_L \geq 1.5$ 的余震 7 000 多次,其中 6 次地震震级大于 6.0(姜葵, 1993). 表 1 是由不同资料来源得到的地震基本参数. 由表 1 可见,对于这

表 1 澜沧-耿马地震的基本参数

地震机构	日期 年-月-日	发震时间 时:分:秒	震中位置		震源深度 /km	M_s	m_b
			$\varphi_N/(^\circ)$	$\lambda_E/(^\circ)$			
NEIC	1988-11-06	13:03:19.3	22.79	99.61	18	7.3	6.1
HRVD	1988-11-06	13:03:31.2	23.00	99.68	15		
ISC	1988-11-06	13:03:19.9	22.80	99.59	18	7.4	6.0
MOS	1988-11-06	13:03:15.8	22.83	99.83	3	7.3	6.6
KUNM	1988-11-06	13:03:14.5	22.83	99.71	13	7.6	
CDSN	1988-11-06	13:03:16.8	22.92	99.83	9	7.5	6.7

* 国家攀登计划项目 95-05-05 资助. 中国地震局地球物理研究所论著 99AC1023.
1998-11-23 收到初稿, 1999-04-29 收到修改稿并决定采用.

次地震的震中, 不同地震机构给出的结果存在一些差异.

许多研究人员从不同角度研究了这次地震. 陈运泰, 吴大铭(Chen, Wu, 1989)应用矩张量反演的方法(Longston, 1981), 用 7 个台站的 P 波和 SH 波资料反演了震源参数(参见表 4). 根据他们的结果, $M_s7.6$ 地震的震源时间过程较简单, 持续时间约 10 s, 标量地震矩为 $4.5 \times 10^{19} \text{ N} \cdot \text{m}$. 王凯等(1991)采用 CDSN 的记录将理论地震图方法应用于长周期 P 波(图 1). 他们的结果表明, $M_s7.6$ 地震是一次复杂事件, 由地震矩和震源机制均不相同的 3 次事件构成. 第 2 次事件和第 3 次事件与第 1 次事件的时间间隔分别为 25 和 70 s, 但空间间隔却非常小, 实际上这几次子事件被认为是发生在同一地点的.

张之立, 方兴(1988)以及张之立, 王华强(1992)采用一种新方法研究余震活动模式, 并用以研究了澜沧-耿马地震的破裂机制. 他们发现, $M_s7.6$ 地震是一次几乎对称的双侧破裂, 总破裂长度为 $(70 \pm 5) \text{ km}$, 破裂走向 NW-SE. 陈培善, 秦嘉政(1991)研究了由不同作者和机构得出的震源参数和震源机制的差异. 他们根据地震的标度律估计 $M_s7.6$ 地震的断层长度为 52 km、宽度为 26 m, 平均位错为 2.0 m, 这一断层从初始破裂点向 NW 和 SE 两侧扩展; 耿马地震($M_s7.2$)的破裂面积是澜沧地震的 2 倍. 根据这一结果, 他们得出了由 $M_s7.2$ 地震辐射出的体波振幅, 比由 $M_s7.6$ 地震辐射出的大的结论. 李立平等(1990)发现, 耿马地区地震的应力降比澜沧地区的大, 耿马地区地震振幅谱拐角频率比澜沧地区同样地震矩的高. 使用经验格林函数反褶积方法, Mozaffari 等(1998)发现这一地震是一较简单的事件. 根据他们的结果, 破裂从震中开始, 几乎对称地分别向北西和南东传播. 他们估算总破裂长度为 70 km, 持续时间为 19 s.

通过研究这些地震事件的孕震机制和表面破裂特征, 俞维贤等(1991, 1994)指出, $M_s7.6$ 和 $M_s7.2$ 澜沧-耿马地震分别受控于北西-南东走向的木戛断裂和北北东-南南西走向的汗母坝断裂. 他们通过分析在木戛断裂两端地震所造成破坏的明显方向性特征, 指出澜沧地震是一个双侧破裂过程. 刁桂苓等(1993, 1995)对这一地震序列的发震特征和大同地震序列的发震特征做了综合研究, 比较了这一地震序列的应力场和唐山地震序列的应力场. 通过对强余震、中小地震震中分布、等震线和发震构造的分析, 他们得出了澜沧地震是 3 个断层重新恢复活动造成的结论.

云南省地震局的野外观测结果(张之立, 王华强, 1992)表明, $M_s7.6$ 和 $M_s7.2$ 地震分别存在不同形变带, 这两次地震的形变带主要是右旋的, 最大水平位错分别是 1.3 m 和 0.96 m.

综上所述, 不难发现不同的研究结果存在着一些差异, 尤其是震源过程的差异. 有的

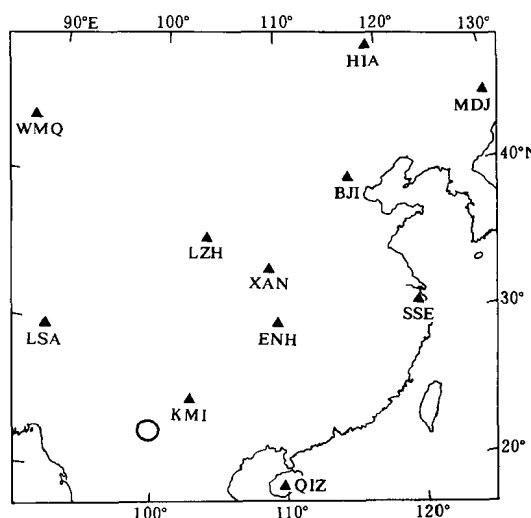


图 1 CDSN 台站和由昆明遥测地震台网测定的澜沧-耿马地震震中分布

研究表明,这一地震是由多次破裂构成的(王凯等,1991);另一些研究则指出这是一次简单事件(Chen, Wu, 1989; Mozaffari 等, 1998). 考虑到这些差异的存在,为进一步研究该震的破裂过程,我们用矩张量反演方法研究了这一地震.

1 方法

1.1 一般点源的位移解

地震学的一个主要研究对象是研究震源的物理机制. 近年来,震源物理的研究在许多方面都有所发展,其中最重要的进展是用地震矩张量对震源进行物理描述. 地震矩张量这一概念可以追溯到 70 年代. Gilbert(1970)在计算自由表面位移时引入了地震矩张量,将地震矩张量各分量与其相应的格林函数褶积,再求和就可得到自由表面的位移解. 格林函数是震源到观测点之间传播介质的脉冲响应. 介质对其它时间过程的响应为这一时间函数与脉冲响应的褶积. 格林函数与震源和观测点的坐标以及介质模型有关,可以用张量表示(Jost, Herrmann, 1989). 根据格林函数和矩张量的线性关系, Gilbert(1973)用观测数据计算了矩张量的各个分量. 从此矩张量反演方法被广泛采用并逐步发展(Backus, Mulcahy, 1976). 所使用的数据可以是简正振型(Gilbert, Dziewonski, 1975)、长周期面波(Patton, Aki, 1979)或长周期体波(Langston, 1981)和近震源的宽频带数据(倪江川等, 1991; 吴忠良等, 1994). 其中既有天然地震、地下爆破(Stump, Johnson, 1977; 倪江川, 1987),也有矿山产生的岩爆(Sato, Fujii, 1989).

数字地震学的发展为地震学家用地震矩张量反演方法提取震源参数提供了良机. 地震矩张量这一概念的重要意义在于,作为一级近似,它对相应于地震点源的力进行了完整的描述. 地震矩张量提供了震源的最基本参数,如:矩张量各分量、震源时间函数、断层面解(走向、倾角和滑动角)、主应力轴和标量地震矩,这些数据可用于分析地应力状态和地面振动,并有助于防震减灾. 本研究用 1988 年 11 月 6 日发生于中国云南澜沧-耿马的 $M_s 7.6$ 地震的体波数据在频率域做矩张量反演. 所采用的方法、数据和结果如下.

假设震源尺度与所涉及的地震波波长相比非常小,则在一观测点的地动位移 $U_i(t)$ 可以表示为格林函数、仪器响应和矩张量时间函数的褶积

$$U_i(t) = G_{ij,k}(t) * I(t) * M_{jk}(t) \quad (1)$$

式中, $U_i(t)$ 是地动位移的 i 分量,格林函数 $G_{ij,k}(t)$ 是介质对单位阶跃函数的响应, $I(t)$ 是仪器响应; $M_{jk}(t)$ 是作为时间函数的地震矩张量,它描述了震源的时间过程;“*”表示时间域褶积.

在频率域,公式(1)可简化为

$$\hat{U}_i(\omega) = \hat{G}_{ij,k}(\omega) \cdot \hat{I}(\omega) \cdot \hat{M}_{jk}(\omega) \quad (2)$$

由上式可以很清楚地看到,地震矩张量与观测到的地动位移之间存在线性关系. 这一关系可以用矩阵表示为

$$AX = B \quad (3)$$

其中, A 是 $N \times 6$ 矩阵, X 是由不同的地震矩张量分量(即 M_{11} , M_{12} , M_{13} , M_{22} , M_{23} , M_{33})组成的 6×1 矩阵, B 是 $N \times 1$ 观测数据矩阵, N 是观测数据的时间序列点数.

由多个台的数据和格林函数就可以用最小二乘法由方程(3)解得地震矩张量,由此就

可以得到其它一些震源参数.

1.2 地震矩张量在主轴坐标系下的分解

设 $M_1 > M_2 > M_3$ 是对称的地震矩张量的 3 个本征值; t , b 和 p 是相应的本征矢量. 地震矩张量可以分解为

$$M = PI + M_0 D + CL \quad (4)$$

其中, I 是膨胀分量, D 是双力偶分量, L 是补偿线性矢量偶极; P , M_0 和 C 分别为 I , D 和 L 的标量系数, 可表示为

$$\begin{cases} P = \frac{1}{3}(M_1 + M_2 + M_3) \\ M_0 = \frac{1}{2}(M_1 - M_3) \\ C = \frac{1}{6}(2M_2 - M_1 - M_3) \end{cases} \quad (5)$$

1.3 震源时间函数

地震矩张量是时间的函数, 它描述了震源破裂的过程, 我们可以写为

$$M(t) = P(t)I + M_0(t)D + C(t)L \quad (6)$$

其中

$$\begin{cases} P(t) = \frac{1}{3}[M_1(t) + M_2(t) + M_3(t)] \\ M_0(t) = \frac{1}{2}[M_1(t) - M_3(t)] \\ C(t) = \frac{1}{6}[2M_2(t) - M_3(t) - M_1(t)] \end{cases} \quad (7)$$

分别是 I , D 和 L 的标量系数, 它们分别代表膨胀分量、双力偶和补偿线性矢量偶极.

2 数据和反演结果

2.1 数据

在本研究中, 我们使用的数据是中国数字地震台网(CDSN)的 8 个台记录的三分向长周期体波数据. 图 1 表示了 CDSN 台站和由昆明遥测地震台网测定的澜沧-耿马地震的震中分布. 我们将观测地震图由 $U-N-E$ 坐标系转换到 $Z-R-T$ 坐标系, 并经过 $0.05 \sim 0.01$ Hz 带通滤波. 尽管我们努力构制一个完整的介质速度模型, 但与观测地震图相比, 理论地震图仍不能解释观测地震图中的所有波形. 如果以解释全部波列为目标, 那么必然在反演结果中引入人为的干扰(Sileny *et al.*, 1992). 在理论模型中没有计算的震相, 在观测资料中也不能用来进行反演, 否则它们起的作用将跟噪声一样. 所以我们加时间窗选取了信噪比较高的 P 波和 S 波, 反演结果的好坏依赖于所选震相的观测地震图和理论地震图的符合程度.

2.2 速度结构和格林函数

在一定程度上, 矩张量反演的困难并不在于反演本身, 而在于格林函数的计算. 计算格林函数, 要求对在震源与接收点之间传播路径上真实的地球介质结构有充分的了解. 在对波的传播和介质结构不太了解的情况下, 也许能够使合成地震图与观测地震图拟合得很

好,但这种拟合是表面上的,会在反演结果中引入虚假信息.这意味着反演前格林函数的计算是非常重要的.实际上,正确的格林函数和在震源与接收点之间介质的速度结构模型是反演成功的保证.在对介质结构不太了解的情况下,台站分布就显得更为重要.在一定范围内,合适的台站分布能对计算得出的格林函数的不完善性起一定的补偿作用.

在有些方向上,地震波的振幅和走时的数学表达式是震源距的函数.通过对一组模型计算出的走时和振幅与原始观测图比较,可以得到一个或一定范围内的模型,使它产生的合成地震图与观测地震图相符合.这种建立模型的正演模拟方法,可以使我们在一个模型变化范围内,经过迭代得到一个能与观测记录符合得更好的模型.对于只有几个参数的简单模型情况,用这种正演模拟来得到一个最佳模型是不可能的,但是人们必须用一个关键量来定义最佳模型,如唯一性以及通过此标准来判断资料的拟合程度.地震图的形状受多种因素的影响.传播路径(即源和接收点之间的结构)、源的作用以及地震仪本身的特性,在数学上每一项都可以模拟出,因而就可以形成一个能计算出真实地球模型下产生地震图的方法.用这种方法得到的地震图就是合成(理论)地震图,合成地震图与观测地震图的比较就是波形拟合.对地震学家来讲,波形模拟已成为一种研究地球结构和了解地震破裂过程的最有效的方法.一般而言,波形拟合是一种迭代过程,通常是通过调整地球结构参数或震源项使得合成图与观测图之间的差别最小.

根据上面的讨论,为建立一个更加可靠的地球结构模型来计算用于反演的格林函数,我们首先用一个初始的速度结构来计算一个已知震源机制的地震的合成地震图.我们将得到的合成地震图与观测资料进行比较.通过调整模型参数和迭代计算来减小二者之间的差别,直到得到一个能使合成与观测图两者拟合得很好的结果.本研究仅利用 P 和 S 波,判断拟合程度的标准是到时和体波波形的拟合及其相关系数.

本研究使用的初始速度模型是 Kennett, Engdahl(1991)给出的,所研究的距离范围为 $4^{\circ} \sim 33^{\circ}$. 在 $200 \sim 1\,500$ km 范围内,波的传播主要由地壳和上地幔控制.在 $1\,500 \sim 3\,500$ km 范围内, P 和 S 波主要穿过 $300 \sim 800$ km 深的上地幔过渡区.在这个距离范围内存在一个负的速度梯度区,在靠近 400 和 670 km 处存在一个大的速度变化,对于长波长的波而言是一个间断面(Kennett, 1983).

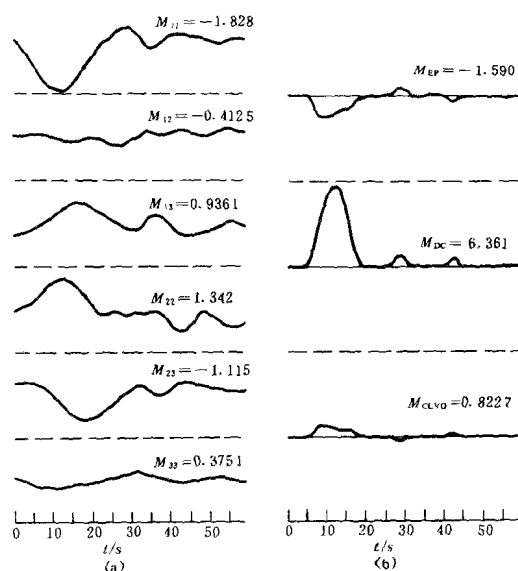
在初始模型中,考虑到这一现象并通过迭代进行了校正,亦即通过校正结构模型中的不同参数如波速、层厚、密度和衰减因子,直到合成地震图的波的到时和波形与观测地震图达到最佳拟合为止.观测地震图与合成地震图的相关系数是评判每次试验的标准.最后的结果是一个 14 层的模型,其中地壳厚度 55 km,分为 20 和 35 km 两层(表 2).必须指出,表 2 所示的模型是一个平均的一维模型.

在建立速度结构模型时,我们考虑了震源深度为 10 km,震源机制为走向 333° 、倾角 78° 、滑动角 174° ,震源时间函数为梯形函数,其上升、持续和下降时间分别为 2, 6 和 2 s 的一个震源.然后,将合成地震图与仪器响应褶积后与观测地震图比较,以此来验证结构模型.

用上面的结构模型,运用广义反射、透射系数矩阵和离散慢度积分方法(Kennett, 1983)来计算格林函数.慢度区间为 $0.07 \sim 0.32$ s/km,频率间隔为 $0.05 \sim 0.001$ Hz,反演前将格林函数与仪器响应进行褶积.

表 2 多层壳-幔速度结构

层数	v_p /km · s ⁻¹	v_s /km · s ⁻¹	密度 /g · cm ⁻³	厚度 /km
1	5.80	3.30	2.72	20.0
2	6.50	3.75	2.92	35.0
3	8.04	4.47	3.29	16.0
4	8.05	4.50	3.31	49.0
5	8.19	4.51	3.34	51.0
6	8.30	4.52	3.38	39.0
7	8.52	4.63	3.45	61.0
8	8.89	4.80	3.57	139.0
9	9.90	5.41	3.91	161.0
10	11.05	6.21	4.28	100.0
11	11.07	6.22	4.29	11.0
12	11.25	6.29	4.35	100.0
13	11.42	6.36	4.41	100.0
14	11.57	6.43	4.46	1 918.0



2.3 反演结果

反演结果经过了 0.05~0.001 Hz 的带通滤波, 去掉了背景噪声. 图 2 和图 3 给出了反演结果. 图 2a 给出了反演得到的

图 2 澜沧-耿马 $M_s7.6$ 地震矩张量
元素(a)和震源过程(b)

的 6 个矩率元素随时间的变化, 左边的数字是矩元素的值; 图 2b 给出了膨胀分量(EP)、最佳双力偶(DC)和补偿线性矢量偶极(CLVD)成分, 单位为 $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$, 震源的时间过程比较简单, 但不排除仍存在一定程度的几何复杂性.

根据矩张量解计算了最佳双力偶解, 结果表示在表 3 和表 4 中. 表中还表示了由其它方法得到的结果以便于比较. 图 3a, b 表示了矩张量解和最佳双力偶解. 图中还表示了本

表 3 澜沧-耿马 $M_s7.6$ 地震的矩张量解 $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$

作者	M_{rr}	$M_{\theta\theta}$	$M_{\phi\phi}$	$M_{r\theta}$	$M_{r\phi}$	$M_{\theta\phi}$	M_0
本文	-1.828	1.342	0.375	-0.412	0.936	-1.115	6.4
HRVD	-0.011	-0.292	0.281	0.050	0.067	0.212	0.37
NEIC	-0.18	-3.86	4.04	-1.18	1.91	-0.11	4.5

表 4 不同研究者得到的澜沧-耿马 $M_s7.6$ 地震的震源参数

作者	T 轴		B 轴		P 轴		节面 I			节面 II			所用方法
	方位 /(°)	倾角 /(°)	方位 /(°)	倾角 /(°)	方位 /(°)	倾角 /(°)	θ /(°)	δ /(°)	λ /(°)	θ /(°)	δ /(°)	λ /(°)	
本文	271	24	83	65	180	3	313	71	164	48	75	20	①
HRVD	289	13	90	77	198	4	333	78	174	64	84	12	②
NEIC	266	22	129	61	3	18	46	62	3	314	87	152	①
NEIC	269	8	106	79	359	5	314	88	171	44	81	2	③
姜葵(1993)	268	10	106	79	358	4	313	85	43	44	80	134	③
张之立, 王华强 (1992)	271	12	45	80	2	5	316	85	46	46	80	316	③
陈运泰, 吴大铭 (Chen, Wu, 1989)							153	87	189				①

注: ① 表示矩张量解; ② 表示矩心矩张量解; ③ 表示 P 波初动解[引自张之立, 王华强(1992)].

研究中用到资料的台站在震源球球面上的位置. 最佳双力偶解是: 节面 I: 走向 313° /倾角 71° /滑动角 164° ; 节面 II: $48^{\circ}/75^{\circ}/20^{\circ}$. 标量地震矩为 $6.4 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$. 由表 4 可见, 用不同方法估算的破裂面的走向在 313° 和 333° 之间. 所有结果都显示了这次地震具有右旋走滑断层特征.

为了检验震源机制和震源时间函数的精度, 我们把根据反演结果计算的理论地震图与观测地震图作了比较. 为便于比较, 图 3a, b 分别单独表示了 P 波和 S 波的拟合情况. 上边的曲线是观测地震图, 下边是理论地震图. 台站各边上括号内的数字是理论地震图与观测地震图的相关系数. 图 4 比较了全波列体波观测地震图和根据反演结果计算的理论地震图. 由图可见, 在走时和不同震相形态方面, 观测波形和理论波形都相当一致. 图中的竖

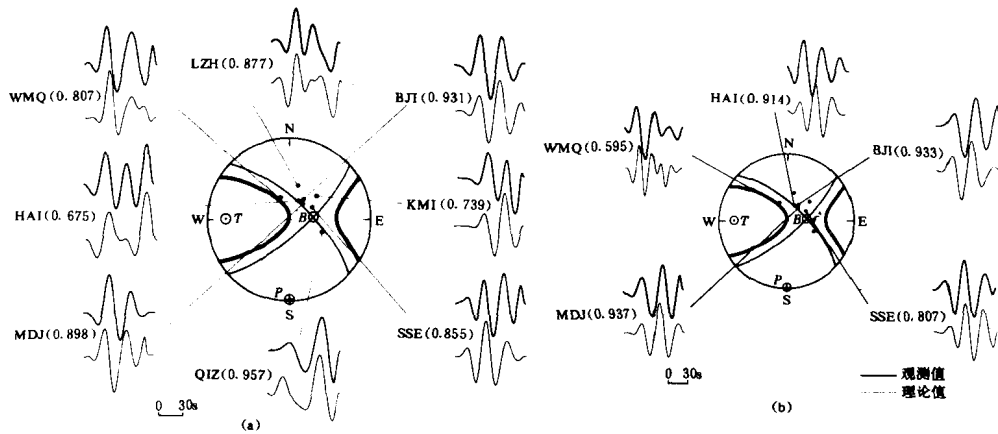


图 3 澜沧-耿马 $M_s 7.6$ 地震观测地震图与理论地震图比较及震源机制解
(a) P 波; (b) S 波

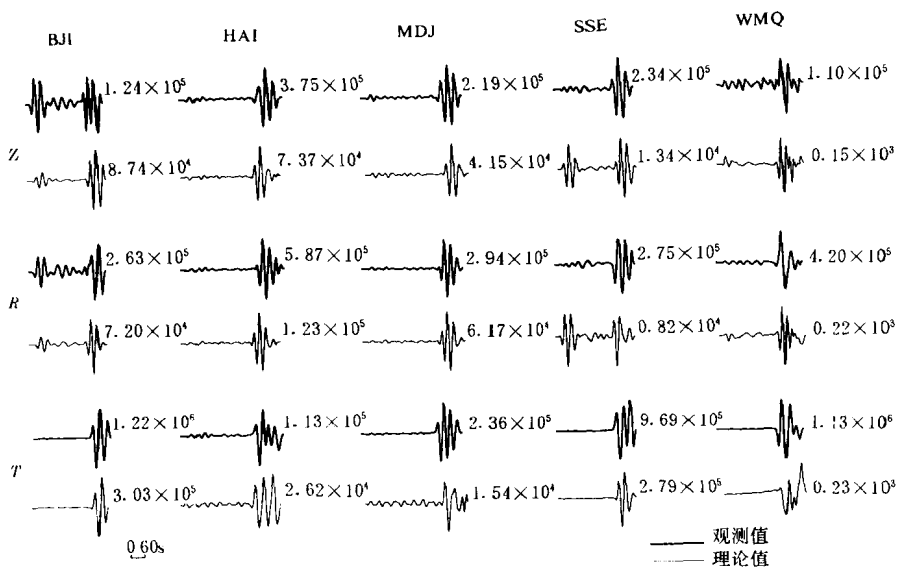


图 4 澜沧-耿马 $M_s 7.6$ 地震观测地震图与理论地震图的全波列比较.
垂线所示的波列如图 3a, b 所示

线指示图 3a, b 中出现的 P 波和 S 波. 图 5 用震源机制解比较了本研究结果和其它研究结果. 由图 5 和表 4 可见, 本研究所得结果很接近 HRVD 和 NEIC 的结果.

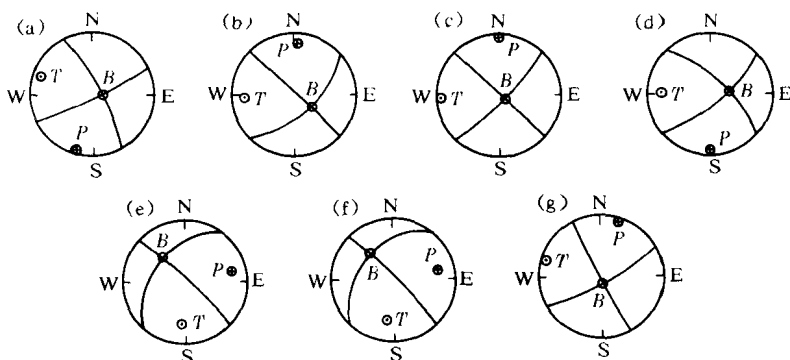


图 5 不同作者得到的澜沧-耿马 $M_s7.6$ 地震震源机制解的比较

(a) HRVD 矩心矩张量解; (b) NEIC 矩张量解; (c) NEIC P 波初动解; (d) 本文结果;
(e) 姜葵 P 波初动解; (f) 张之立, 王华强 P 波初动解; (g) 陈运泰, 吴大铭矩张量解

3 讨论与结论

从图 2 可以发现, 澜沧-耿马 $M_s7.6$ 地震的震源的主要分量是双力偶, 但也存在相当大的非双力偶分量. 非双力偶分量的存在可部分地归因于震源本身, 但也可能是反演结果存在误差造成的. 与数值计算有关的误差, 在选择和分离震相过程中造成的震相畸变及随机噪声本身也在反演结果中引入明显的非剪切分量. 噪声的作用主要是造成震源时间函数的形状发生畸变. 吴忠良等(1994)研究了反演结果中随机噪声的作用, 并指出, 它可能将人为的非双力偶分量引入反演结果. 别的误差来源可能是计算理论地震图时选择了不正确的震源深度, 这可能造成震源时间函数发生畸变, 并给反演结果引入非双力偶分量(Christensen, Ruff, 1985; 许力生, 陈运泰, 1997). 本反演结果显示了比较简单的、持续时间为 15 s 的震源时间函数, 与其它研究结果(Chen, Wu, 1989; Mozaffari 等, 1998)相一致.

从上述讨论和本研究结果可得出如下结论: 澜沧-耿马地震是一次震源破裂过程比较简单、持续时间约为 15 s 的地震. 这与 Mozaffari 等

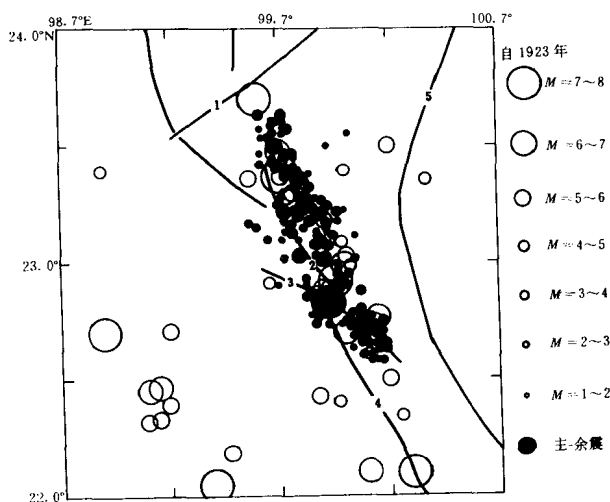


图 6 澜沧-耿马 $M_s7.6$ 地震发生后 48 小时内沿主断层的余震分布图

(1) 南汀河断裂带; (2) 澜沧-耿马断裂带; (3) 木夏断裂带;
(4) 澜沧-勐海断裂带; (5) 澜沧江断裂带