

# 2000年姚安 $M_s$ 6.5 地震震源破裂过程研究\*

毛燕<sup>1,2</sup>, 崔建文<sup>2</sup>, 刘娜<sup>2</sup>, 李君<sup>3</sup>, 张潜<sup>2</sup>

(1. 昆明理工大学 建筑工程学院, 昆明 650224; 2. 云南省地震局, 昆明 650224;  
3. 昆明昆船物流信息产业有限公司, 昆明 650051)

**摘要:** 利用从 IRIS 上获取的 11 个台站震相清晰的 P 波波形记录资料对 2000 年姚安  $M_s$  6.5 地震的震源破裂过程进行了反演, 结果表明: (1) 地震破裂持续时间为 5.6 s, 破裂主要集中在破裂开始 0.2 s 后的时间段内, 由两次 2 s 多的破裂组成, 而且后一次破裂的强度超过了前一次; (2) 静态滑动位移和应力降分布图均显示存在震中区

和震中以东区两个变化比较明显的区域, 破裂沿北西向断裂进行。

**关键词:** 震源破裂; 反演; 姚安地震

**中图分类号:** P315.3<sup>+</sup>3

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2009)04-0345-06

## 0 前言

地震破裂过程就是能量释放的过程。随着地震震源研究的不断深入, 地震学家们不再满足于只对震源时间函数的了解, 他们还试图通过对震源时空破裂过程的反演来了解地震破裂期间发生在断层面上的破裂传播行为以及断层面上不同位置的滑动位错大小分布。中外学者们已研究出了多种由地震观测资料反演震源时空过程的方法。这些方法可分为直接反演和间接反演两类, 即由观测地震图直接反演震源时空过程 (Kikuchi, Kanamori, 1982, 1991; Hartzell *et al.*, 1991, 1996) 以及由观测地震图提取震源时间函数, 再由震源时间函数反演震源时空过程 (Mori, Hartzell, 1990; Mori, Frankel, 1990, 许力生, 1995, 1996; 周云好, 2002a, 2002b)。Kikuchi 和 Kanamori (1982, 1991) 假设大地震是由在时间、空间上分布的一系列小破裂事件组成, 从地震图上将这些小破裂事件识别出来, 分别定出每个小破裂事件的时空位置和震源机制, 并用迭代方法求出这些小破裂事件的标量地震矩和震源时间函数, 从而得出大地震时空发展的总体过程, 该方法不需要事先假定震源时间函数的形状, 但识别每个

小破裂事件依赖于研究者的经验。Hartzell 等 (1991, 1996) 假设大地震过程中震源机制是不变的, 将大地震的平面断层分解为许多子断层, 由多个地震台的观测地震图直接反演各子断层的滑动量, 从而给出大地震断层面上的滑动分布, 但这种方法需要设定破裂起始点位置、破裂传播速度、各子断层滑动函数的形状和持续时间。Mori 和 Hartzell (1990) 也假设大地震在破裂过程中震源机制是不变的, 将大地震的平面断层分解为很多子断层, 与 Hartzell 等 (1991, 1996) 的方法不同的是他们用观测地震图与格林函数提取各台依赖于台站方位的大震震源时间函数, 再由时间函数反演各子断层的滑动量, 从而求出大地震断层面上的滑动分布, 该方法同样也需要设定破裂起始点位置、破裂传播速度、各子断层滑动函数的形状和持续时间。

许力生和陈远泰 (1996)、周云好等 (2002a, 2002b) 对上述方法进行了改进, 在用震源时间函数反演大地震平面断层上的滑动分布时, 不需要预先设定破裂的传播速度、各子断层滑动函数的形状和持续时间等, 从而减少了人为因素。

2000 年 1 月 15 日 7 时 37 分 5 秒, 云南省姚安县发生  $M_s$  6.5 地震。笔者利用全球 11 个台站的长周期记录的 P 波波形资料, 通过直接波形反演方法 (张勇等, 2008) 对此次地震的震源破裂过程

\* 收稿日期: 2008-07-09.

基金项目: 地震联合基金 (606046)、社会发展科技计划—社会事业发展专项 (2007CA002)、地震行业科学专项 (20708031-5) 和云南省科技计划项目 (2008ZC160M) 联合资助。

进行了反演。

# 1 原理

地震时空破裂过程反演的基本思想是将断层面均匀地划分为若干个子断层，然后利用各个台站接收到的波形信息和相应的格林函数，确定各子断层的滑动幅度和时间函数。综合所有子断层的破裂信息，就得到地震的整个破裂在时间和空间上的分布。位移表示为（陈运泰，顾浩鼎，2000）

$$U(t) = G(t) \cdot s(t).$$

(1)

式中， $U(t)$  为观测记录， $G(t)$  为特定震源机制对应的格林函数， $s(t)$  为各子断层的矩率时间函数。反演过程中，为了使反演保持稳定，我们在空间和时间域加上光滑约束（Yugi *et al.*, 2004）以及地震矩最小约束：

$$\begin{bmatrix} WU \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} WG \\ \lambda_1 D \\ \lambda_2 T \\ \lambda_3 Z \end{bmatrix} [s].$$

(2)

其中， $W$  为对各台站数据施加的权重， $D$  为空间光滑矩阵， $T$  为时间光滑矩阵， $Z$  为约束地震矩最小的矩阵。 $\lambda_1$  和  $\lambda_2$  分别为空间和时间上的光滑权重， $\lambda_3$  为地震矩最小约束权重。实际反演过程中，通过调整  $W$  来确保矩阵  $WG$  绝对值的平均数值在 1 左右，使得约束权重  $\lambda_1$ 、 $\lambda_2$  和  $\lambda_3$  的数值大小与 1 相当。由于整个系数矩阵较为庞大，我们选择一种反演计算效率较高的带约束的梯度法（Ward, Barrientos, 1986）来求解（2）式所表示的线性问题。在梯度法迭代的每一步，我们都对解施以非负的约束条件，即在正值空间中搜索最优解  $s$ 。

# 2 数据

笔者从 IRIS（Incorporated Research Institution for Seismology）网站上获取了 50 个震中距离小于 90° 的远场波形资料，从这些数据中选用了 11 个台站的震相清晰的垂直向的 P 波波形资料。选用台

站和震中位置如图 1 所示，台站参数见表 1。

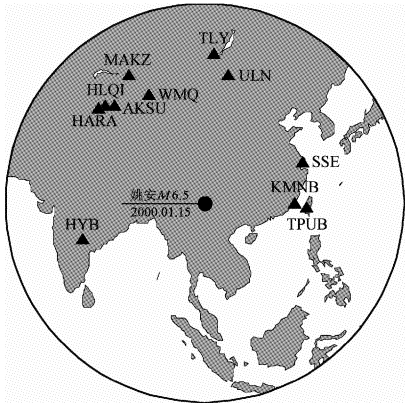


图 1 选用台站及地震分布图

Fig. 1 The chosen stations and earthquakes distribution

表 1 11 个选用台站的参数

Tab. 1 The parameters of 11 chosen stations

名称	纬度/(°)	经度/(°)	震中距/km
HYB	17. 417	78. 553	2473
AKSU	41. 144 1	80. 109 8	2 584. 9
KMNB	24. 463 8	118. 388 2	1 729. 8
HLQI	40. 841 5	77. 964 3	2 715. 9
SSE	31. 094 8	121. 190 8	2 045. 1
WMQ	43. 813 8	87. 704 9	2 334. 6
TPUB	23. 300 5	120. 629 6	1 973
TLY	51. 68	103. 64	2 877. 4
MAKZ	46. 808	81. 977	2 890. 3
HARA	40. 174 2	76. 836 7	2 761. 1
ULN	47. 86	107. 05	2 503. 1

# 3 姚安地震的震源破裂过程

王绍晋等（2002）的研究结果表明：姚安  $M_s6.5$  地震序列的主要发震断层是在走向为北 50° 西、倾角陡立、在南南东向接近水平的主压应力作用下具有以右旋走滑为主的错动性质的构造断裂。毛燕等（2006）从本序列余震的震源机制解得出 NW—NWW 方位的节面占主导地位，再结合余震分布尺度可以判断发震断裂是北西向的断裂，且应力场以南南东向接近水平的主压应力为主。我们根据不同资料来源给出的地震的震源机制解（表 2）、震中分布（图 2）、震源机制的分析结果以及地震裂缝等，选取哈佛大学矩张量结果的断

层 A 为发震构造。反演中地震参数为：震中在  $25.61^{\circ}\text{N}$ 、 $101.06^{\circ}\text{E}$ ，震源深度 30 km，矩震级 5.9，走向  $118^{\circ}$ ，倾角  $84^{\circ}$ ，滑动角  $-168^{\circ}$ 。

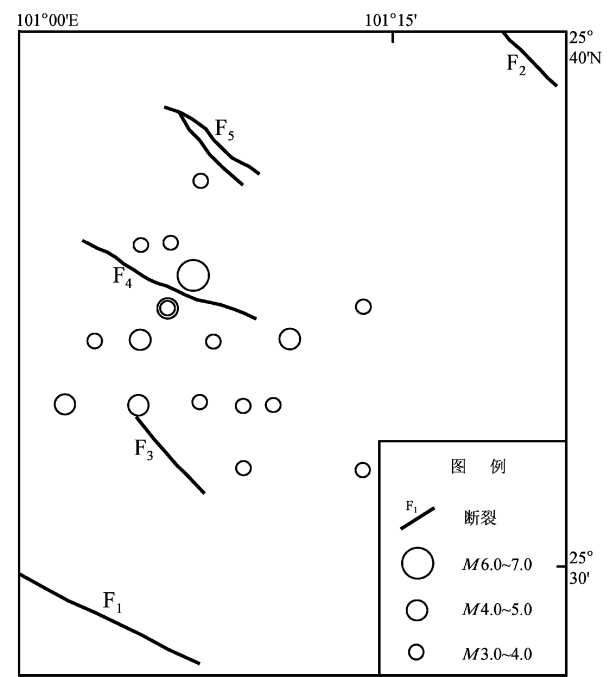


图 2  $3.0 \leq M_L \leq 5.0$  余震震中分布图  
 $F_1$ ：建水—楚雄断裂； $F_2$ ：通海—牟定断裂； $F_3$ ：滥泥  
旦断裂； $F_4$ ：马尾箐断裂； $F_5$ ：花椒园断裂  
Fig. 2 Epicenter distribution of aftershocks

表 2 2000 年姚安地震震源机制解

Tab. 2 The focal - mechanism solution of Yaoan earthquake in 2000

数据来源	断层 A			断层 B		
	走向	倾角	滑动角	走向	倾角	滑动角
NEIC 矩张量	113°	61°	180°	204°	90°	29°
哈佛大学中心矩张量	118°	84°	-168°	209°	85°	17°
王绍晋等 (2002)	302°	85°	-170°	31°	80°	

挑选出的 11 个台的记录信噪比较高，反演前我们对该记录进行了预处理，去除了直流分量和倾斜分量，并去除了仪器响应，按 5 sps 重新采样。

为了客观地反演出实际破裂过程，反演时我们将破裂区域范围选得足够大，使之大于实际破裂区域。整个区域设定为沿断层走向取 65 km，沿断层倾向取 50 km，再将整个区域划分为 130 个子断层，即走向上进行 13 等分，倾向上进行 10 等分，每个子断层的尺度大小为 5 km \* 5 km。震中位于走向第 7、倾向第 6 的子断层上。

首先运用反射—折射率方法计算全球的格林函数 (Kennett, 1983)。地震的震源时间函数为有限断层面上所有点的震源时间函数的叠加，地震矩随震源破裂时间的释放率函数如图 3 所示，可以看出地震矩主要在破裂开始 0.2 s 后开始释放，总的破裂持续时间约为 5.6 s，但主要分两次进行，第二次破裂强度大于第一次。

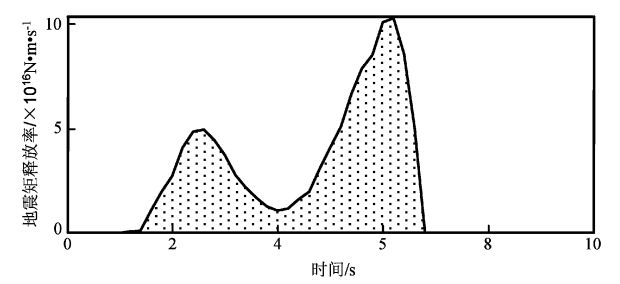


图 3 地震矩释放率函数  
Fig. 3 Earthquake moment rate function

从反演得到的断层面上的静态滑动位移图可以看出 (图 4)，静态滑动位移分布同样存在着两个明显的区域，最大的静态位移在震中以东区域，最大值达 0.22 m，震中以东区域东南端的静态位移比西北端的大，这个结果与由震源机制得到的北西向的发震断裂结果相吻合。

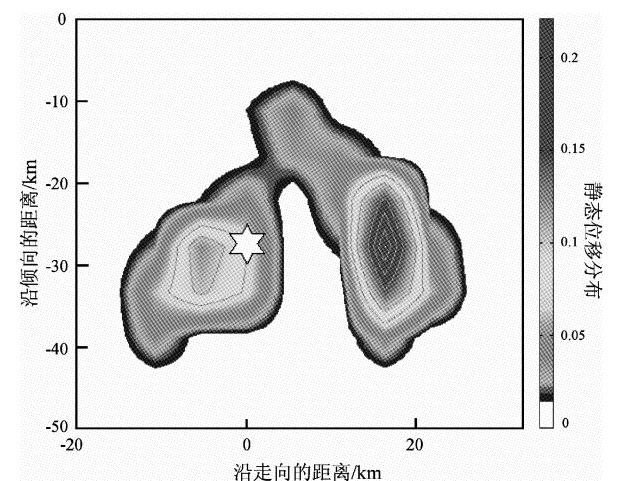


图 4 静态滑动位移分布图  
Fig. 4 Static slip distribution

余震震中的空间分布受控于主震破裂带的走向，呈北西向条带状分布。余震带的东南端比西北端密度大。应力降是表征地震瞬间错动时位错面上的应力变化。根据静态位移分布，我们采用

布龙模型 (Brune, 1970, 1971) 计算每个子断层的应力降。由应力降分布可以看出 (图 5), 应力降分布存在着主震及主震以东两个比较明显的中心区域。主震以东区域的应力降呈北西向分布, 最大值达到 3.2 MPa, 西北端是应力降的低值区, 中部为高值区, 东南端是应力降的次高区, 表明断层破裂面的中部和东南部是姚安地震应力场调整的主要区域。

图 6 显示了断层滑动速率的时空分布情况。每幅子图的时间间隔为 0.2 s, 可以看出最大滑动速率达 0.137 m/s。首先是震中区域的滑动, 然后是震中以东区域先呈现近南北向的滑动, 约 0.4 s 后立即转为近北西向的滑动, 但滑动的总体延伸趋势为北西走向。

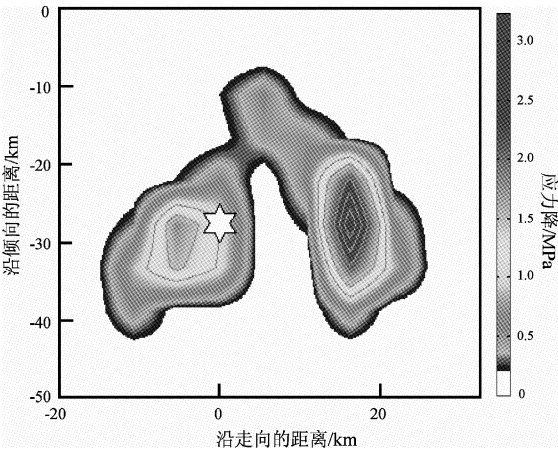


图 5 应力降分布图  
Fig. 5 Stress drop distribution

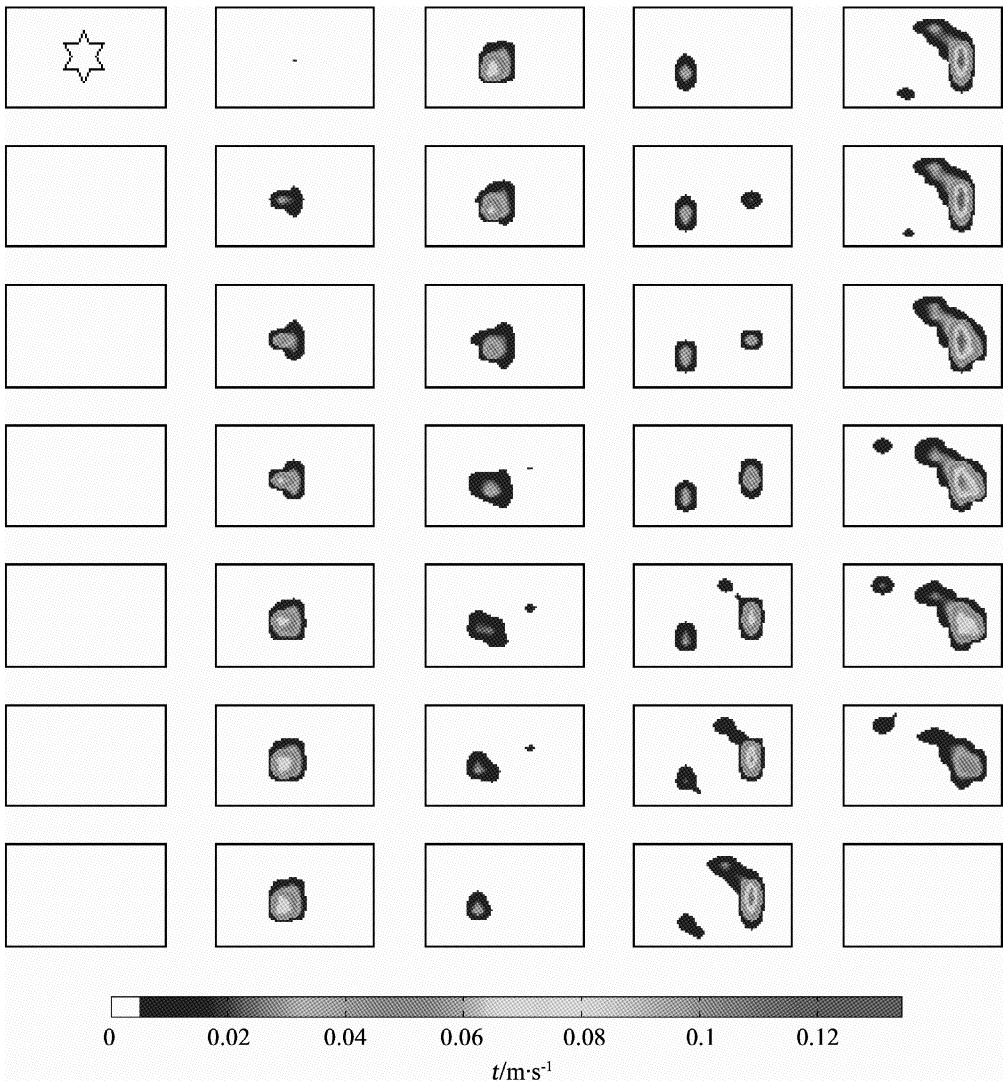


图 6 滑动速率时空分布图  
Fig. 6 Temporal and spatial distribution of the slip rate

为了检验反演结果的正确性与可靠性, 我们计算了理论地震图, 并与实际观测波形进行对比, 波形拟合如图7所示。图中粗实线为观测波形, 细实线为拟合波形, 每个子图左方的数从上到下依

次为观测波形最大幅度、拟合相关系数、拟合波形最大幅度。从拟合相关系数可以看出观测波形与合成波形的拟合比较好, 说明我们得出的反演结果是比较可靠的。

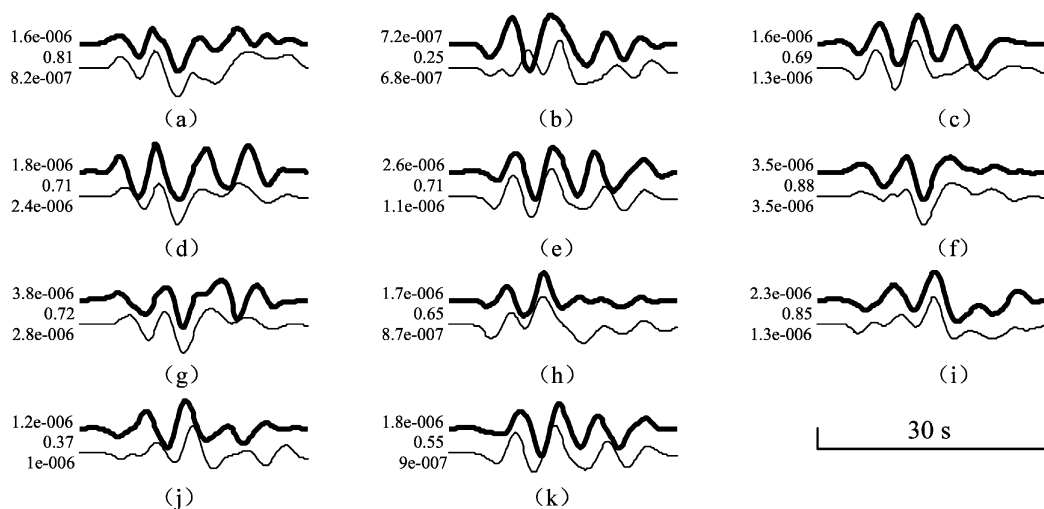


图7 不同台站观测波形与合成波形的对比

(a) HYB; (b) TLY; (c) AKSU; (d) KMN; (e) HLQI; (f) SSE;  
(g) TPUB; (h) ULN; (i) WMQ; (j) MAKZ; (k) HARA

Fig. 7 The comparison between observed waves and synthesis waves

## 4 结论与讨论

综上所述, 2000年姚安  $M_s 6.5$  地震的震源破裂过程反演结果显示: 地震的破裂时间约为 5.6 s, 但地震矩释放主要在两个时间段内进行, 且第二次的破裂强度大于第一次; 静态滑动位移和应力降均显示存在震中区域及震中以东区两个变化比较明显的区域, 这与地震过程中出现两次破裂较为吻合, 在震中以东的区域出现静态滑动位移和应力降最大值, 也即这个区域是地震破裂的主要区域, 在该区域里东南端的值比西北端的大, 由此可以看出破裂主要是由北西走向的断裂引发。

这一研究结果与秦嘉政 (2001) 得出的姚安地震的发震构造是北西向区域的次级构造的结论一致。

余震的震源机制解 (毛燕等, 2006, 2007) 显示有少数余震的发震应力场是以北东向的主压应力为主。静态滑动位移、应力降及滑动速率时空分布图均显示震中区域先滑动后, 震中以东的区域产生了滑动, 这可能与北东向断裂的活动有

关, 但整个破裂过程还是以北西向的断裂活动为主 (毛玉平, 万登堡, 2001)。

致谢: 向给予指导和帮助的中国地震局地球物理研究所许力生研究员、张勇副研究员及青海省地震局张晓青副研究员表示感谢!

## 参考文献:

- 陈运泰, 顾浩鼎. 1990. 震源理论 [M]. 北京: 高等教育出版社.
- 毛燕, 王彬, 周光全. 2006. 2000年姚安  $M_s 6.5$  地震余震的矩张量反演 [J]. 地震研究, 29 (2): 13-136.
- 毛燕. 2007. 姚安地震余震序列研究 [J]. 地震研究, 20 (2): 142-145.
- 毛玉平, 万登堡. 2001. 2000年云南姚安 6.5 级地震 [M]. 昆明: 云南科技出版社.
- 秦嘉政, 叶建庆, 钱晓东, 等. 2003. 2000年姚安地震的震源参数 [J]. 地球物理学报, 46 (5): 633-641.
- 王绍晋, 龙晓帆, 李忠华. 2002. 2001年1月15日姚安 6.5 级地震的震源断层与震源应力场 [J]. 中国地震, 18 (1): 59-66.
- 许力生, 陈运泰. 1996. 用经验格林函数方法从长周期数字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. 1995. 地震破裂时空过程的研究 [D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 张勇, 许力生, 陈运泰, 等. 2008. 2007年云南宁洱  $M_s 6.4$  地震震

- 源过程 [J]. 中国科学 (D 辑), 38 (6): 683–692.
- 周云好, 许力生, 陈运泰. 2002a. 2000 年 6 月 4 日印度尼西亚苏门答腊南部  $M_s 8.0$  地震的震源机制 [J]. 地震学报, 24 (5): 462–469.
- 周云好, 许力生, 陈运泰. 2002b. 2000 年 6 月 4 日印度尼西亚苏门答腊南部  $M_s 8.0$  地震的时空破裂过程 [J]. 中国地震, 18 (3): 221–229.
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes [J]. JGR, 75: 4997–5005.
- Brune J N. 1971. Corrections. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes [J]. JGR, 76: 5002.
- Hartzell S, Mendoza C. 1991. Comparison of L1 and L2 Norms in a teleseismic waveform inversion for the slip history of the Loma Prieta, California earthquakes [J]. BSSA, 81: 1518–1539.
- Hartzell S, Liu P, Mendoza C. 1996. The 1994 Northridge, California, earthquake: Investigation of rupture Velocity, risetime, high-frequency radiation [J]. JGR, 101 (B9): 10091–10108.
- Kennett B L N. 1983. Seismic wave Propagation in Stratified Media [M]. Cambridge: Cambridge university press.
- Kikuchi M, Kanamori. 1982. Inversion of complex body waves [J]. BSSA, 72: 491–506.
- Kikuchi M, Kanamori. 1991. Inversion of complex body waves – III [J]. BSSA, 81: 2335–2350.
- Mori J, K Frankel A. 1990. Source parameters for small events associated with the 1986 north Palm Springs, California, earthquake determined using empirical Green functions [J]. BSSA, 80: 278–295.
- Ward S N, Barrientos S E. 1986. An Inversion for slip distribution and fault shape from geodetic observations of the 1983, Borah Park, Idaho, earthquake [J]. JGR, 91: 4909–4919.
- Yuji Yagi, Takeshi Mikumo, Javier Pacheco, *et al.* 2004. Source rupture process of the Tecoman, Colima, Mexico earthquake of 22 January 2003, determined by joint inversion of teleseismic body-wave and near-source data [J]. BSSA, 94 (5): 1795–1807.
- Mori J, Hartzell S. 1990. Source inversion of the 1988 Upland, California, earthquake: Determination of a fault plane for a small event [J]. BSSA, 80 (3): 507–518.

## The Study About Source Rupture Process of Yaoan $M_s 6.5$ earthquake on 15th, January, 2000

MAO Yan<sup>1,2</sup>, CUI Jian-wen<sup>2</sup>, LIU Na<sup>2</sup>, LI Jun<sup>3</sup>, ZHANG Qian<sup>2</sup>

(1. The Architectural engineering Institute of Kunming Science and Technology University, Kunming 650224, Yunnan, China)

(2. The Seismological Bureau of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

(3. Kunming KSEC Logistics & Information Co., Ltd, Kunming 650051, Yunnan, China)

### Abstract

Source rupture process of the clearly P waves of 11 stations adapted from IRIS about Yaoan  $M_s 6.5$  earthquake taking place in 2000 is inversed. The results indicate: ①The rupture time is 5.6 seconds and the rupture mainly focuses on the first 0.2 second. The total rupture is consisted of two ruptures lasting for over two seconds separately, and the latter is more strong than the former. ②Two regions can be seen from the static slip distribution map and the stress drop distribution map, and the rupture developed along the Northwest direction.

**Key words:** source rupture process, inversed, Yaoan earthquake