

赵旭、黄志斌、房立华, 2014, 2014年云南盈江  $M_s 6.1$  地震震源机制研究, 中国地震, 30(3), 462~473。

# 2014年云南盈江 $M_s 6.1$ 地震震源机制研究

赵旭<sup>1,2)</sup> 黄志斌<sup>1)</sup> 房立华<sup>3)</sup>

1) 中国地震台网中心, 北京市西城区三里河南横街5号 100045

2) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京市朝阳区北土城西路19号 100029

3) 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

**摘要** 利用中国数字地震台网记录的区域宽频带波形, 通过频率域和时间域多步反演, 研究了2014年云南盈江  $M_s 6.1$  地震基于点源模型的震源机制解和有限断层模型。考虑到使用不同的波形资料类型和简化的一维速度模型等因素对震源参数反演结果的影响, 进行了大量的测试比较。结果表明, 使用近震波形和本区域简化一维速度模型  $M_1$ , 波形拟合误差最小。基于点源模型的震源机制解显示此次地震发震断层面参数分别为: 走向  $176^\circ$ /倾角  $84^\circ$ /滑动角  $-173^\circ$ , 表现为一次右旋走滑错动为主的事件。矩心在水平方向上位于震中 ( $24.99^\circ\text{N}$ ,  $97.84^\circ\text{E}$ ) 北东向约7km, 最佳波形拟合矩心深度7km。平均总标量地震矩  $M_0$  为  $7.56 \times 10^{17} \text{N} \cdot \text{m}$ , 计算成矩震级为  $M_w 5.8$ 。进一步模拟高达0.5Hz的高频波形, 获得了盈江地震的有限断层模型, 结果显示此次地震未表现出明显的破裂方向性。破裂半径约10km, 整个破裂面积为  $267.2 \text{km}^2$ , 平均滑动量约0.05m, 破裂在5s内释放了大多数能量。震后0~2s内, 破裂以孕震点为中心向四周同时扩展, 在深度7~17km内释放了部分能量。2s后, 破裂朝断层面顶部和沿走向两侧进一步延伸, 约5s后破裂基本停止。

**关键词:** 云南盈江  $M_s 6.1$  地震 震源机制 有限断层模型

[文章编号] 1001-4683(2014)03-0462-12 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

据中国地震台网中心测定, 2014年5月30日9时20分在云南省盈江县发生  $M_s 6.1$  强震(简称盈江地震), 极震区烈度高达Ⅷ度, 造成了盈江县14个乡镇受灾。截至2014年5月31日22时, 共发生3.0级以上余震25次, 其中5.0~5.9级1次, 4.0~4.9级2次, 3.0~3.9级22次。

滇西地区地处青藏高原东南边缘, 东与川滇菱形块体相接, 西北与印度板块的东北触角相邻, 是我国大陆构造活动强烈的地区之一。该地区地质构造复杂, 强震活动频繁(谢富仁等, 2001; 徐彦等, 2012), 广泛发育NW向、NE向以及SN向等3组活动断裂。此次地震的仪器记录震中位于滇西盈江县。该地区2008年以来连续发生了4次  $M_s 5.0$  以上地震, 即

[收稿日期] 2014-06-12; [修定日期] 2014-07-17

[项目类别] 地震科技星火计划项目(XH12060Y)、地震行业科研专项(201208003)和国家海洋局行业科研专项(201405026)共同资助

[作者简介] 赵旭, 男, 1982年生, 工程师, 主要从事数字地震学方面的研究工作。E-mail: zhaox@seis.ac.cn

2008 年 8 月 21 日  $M_s5.9$ 、2011 年 3 月 10 日  $M_s5.8$ 、2014 年 5 月 24 日  $M_s5.7$  以及此次  $M_s6.1$  地震等。此次盈江  $M_s6.1$  地震发生在 SN 向苏典断裂以西,是本地区 2008 年以来强度最大的一次事件。

盈江地震发生后,国内外不同的科研工作组测定了地震震源机制或矩张量。其中,中国地震台网中心赵旭等震后约 30 min 人工测定出基于点源模型的震源机制解,该结果通过短信、邮件及网站等途径发布。另外,中国地震局地球物理研究所韩立波等(<http://www.cea-igp.ac.cn/tpxw/270547.shtml>)、美国地质调查局([http://comcat.cr.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usc000r8xg#scientific\\_moment-tensor](http://comcat.cr.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usc000r8xg#scientific_moment-tensor))以及美国哥伦比亚大学 Global CMT 工作组(<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>)等也开展了盈江地震震源机制解或矩张量反演工作(表 1),本文对上述研究机构发布震源机制解结果网站的最后一次访问时间为 2014 年 7 月 16 日。

表 1 本文和其它研究机构测定的震源机制解

| 序号 | 节面 I           | 节面 II        | 矩心深度<br>(km) | $M_0$<br>( $10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$ ) | $M_w$ | 测定机构                    |
|----|----------------|--------------|--------------|-----------------------------------------------|-------|-------------------------|
|    | 走向/倾角/滑动角      | 走向/倾角/滑动角    |              |                                               |       |                         |
| 1  | 176°/84°/-173° | 85°/83°/-6°  | 7            | 7.56                                          | 5.8   | 本文结果                    |
| 2  | 351°/84°/-172° | 260°/82°/-6° | 10           | 6.2                                           | 5.8   | 中国地震局地球物理研究所韩立波等        |
| 3  | 170°/90°/-173° | 80°/83°/0°   | 8            | 5.36                                          | 5.8   | 美国地质调查局                 |
| 4  | 351°/85°/175°  | 82°/85°/5°   | 13.9         | 9.53                                          | 5.9   | 美国哥伦比亚大学 Global CMT 工作组 |

地震发生后,真实的发震断层面几何形态如何?地震往哪个方向破裂?断层面上主要滑动分布特征怎样?是否能够充分使用现有区域宽频带近震记录在第一时间内(例如 1h 甚至更短的时间)解决上述广大地震工作者们所关注的问题?对这些问题的研究,不仅可深入理解盈江地震的运动学特征,而且可为未来地震灾害快速评估提供可借鉴的宝贵实例。

本文采用中国数字地震台网记录的宽频带波形资料,使用近年来国外较流行的一种频率域和时间域多步波形反演方法(Cesca et al, 2010),考虑了不同的波形数据类型和速度模型对反演结果的影响,通过大量测试和结果分析,获得盈江地震较稳定的点源震源机制解和有限断层模型。

1 数据和方法

本文使用的数据主要是中国数字地震台网宽频带地震仪记录的三分向速度型波形资料(<http://data.earthquake.cn/data/>)。考虑不同类型波形资料 and 速度模型对反演结果的影响,将波形分为两组:第 1 组只选取震中距 50 ~ 560km 区域台站记录的波形(简称近震波形),剔除个别台站分向限幅和信噪比低的记录,同时还使用了中国地震局“境外地震台网项目”在缅甸境内安装的密支那地震台(台站代码 MYI)的波形数据,此台站的加入使得台站分布更均匀,反演结果更可靠;第 2 组为震中距 560 ~ 1000km 远震波形记录(简称远震波形)。考虑了台站均匀覆盖情况和波形记录信噪比的大小,最终第 1 组挑选了 14 个台站记录的高质量波形,第 2 组选取了 21 个信噪比高的台站记录。台站分布见图 1(b)所示。波形数据预处理中地震基本参数采用杨婷等(2014)使用三维速度模型测定的结果,即发震时

刻为北京时间 2014 年 5 月 30 日 9 时 20 分 13.1 秒,震中位置为 24.99°N,97.84°E。

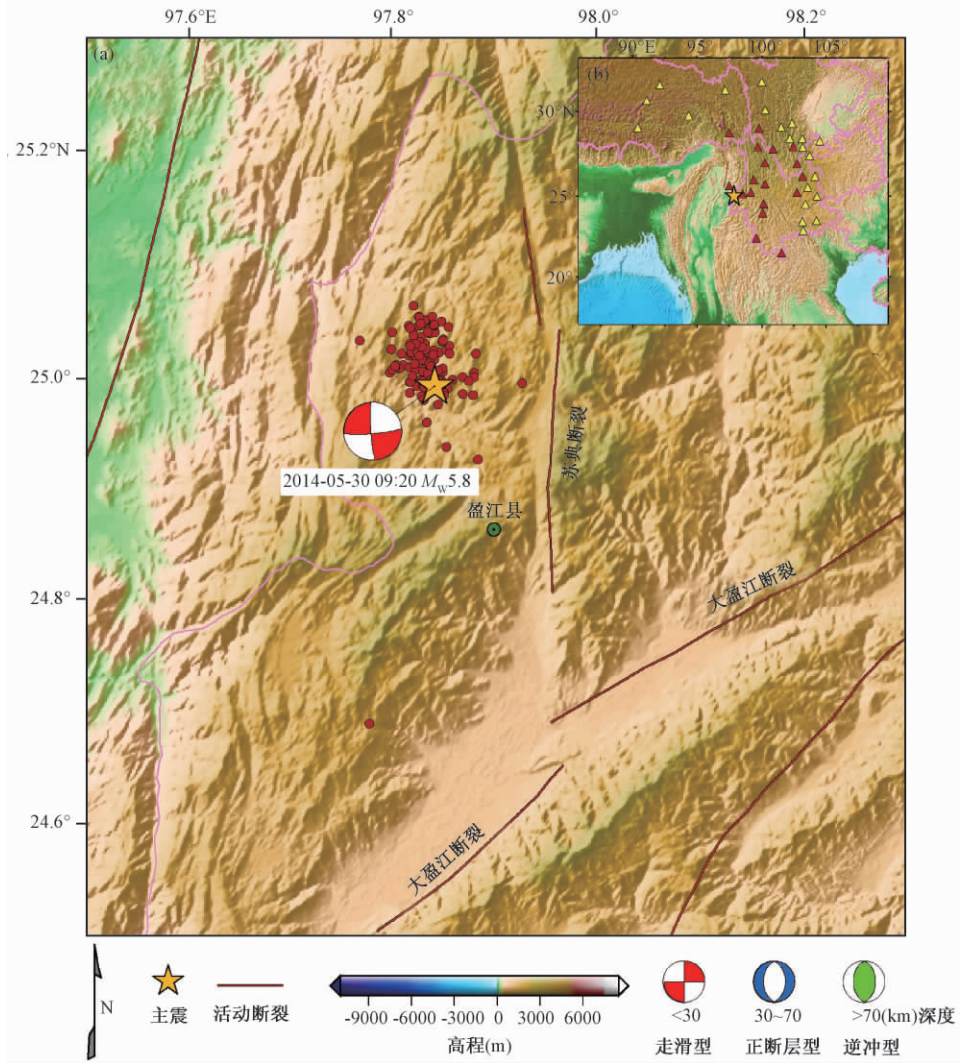


图 1 余震和台站分布  
(a) 云南地震台网正式目录给出的盈江地震震后 3 天  $M_L \geq 3.0$  余震分布; (b) 近震和远震台站分布  
红色圆圈为  $M_L \geq 3.0$  余震; 红色三角形为近震台站; 黄色三角形为远震台站

数据处理主要步骤:①舍去限幅、断点等“坏”波形以控制波形质量;②剔除平均值和线性倾斜值;③为扣除仪器响应函数,使用 SAC2000 软件中 transfer 命令将原始的速度地震图转化为位移记录;④进行带通滤波;⑤选用窗口时选择未旋转的垂直向 UD、南北向 NS 和东西向 EW 的位移记录作为输入,以便于灵活充分地使用已有台站记录的每道波形。

本文使用近年来国外较流行的一种频率域和时间域多步波形反演方法 (Cesca et al, 2010) 获得盈江地震基于点源的震源机制解有限断层模型。该方法已成功应用于国内外多个地区浅源中强地震震源运动学特征研究 (Vavryčuk et al, 2012; Custódio et al, 2012;

Domingues et al,2013;赵旭等,2014)。本文采用的方法基于 Eikonal 模型(Heimann,2011),孕震点、破裂半径等物理参数定义详见文献(赵旭等,2014),主要计算步骤为(表 2):①对波形低频滤波在振幅谱域中反演走向、倾角、滑动角、标量地震矩及深度;②利用体波中相位、震相到时等信息,结合互相关技术实现波形自动偏移,通过时间域波形拟合反演矩心位置、矩心时间及区分压缩和膨胀象限;③采用高频波形信号,通过振幅谱反演,甄别真实发震断面、计算最优的破裂面半径及确定孕震点的相对位置(用于判定破裂方向)。

表 2 不同步骤反演方法和参数

| 计算步骤 | 拟合方法        | 反演算法                   | 数据类型   | 频段范围 | 测定参量                |
|------|-------------|------------------------|--------|------|---------------------|
| 1    | 振幅谱(L2 范数)  | Levenberg-Marquardt 算法 | 全波形或体波 | 低频   | 走向、倾角、滑动角、标量地震矩以及深度 |
| 2    | 时域波形(L2 范数) | 网格搜索法                  | 体波     | 低频   | 发震时刻、矩心经度和纬度        |
| 3    | 振幅谱(L1 范数)  | 网格搜索法                  | 全波形    | 高频   | 发震断面、半径、破裂方向        |

考虑到研究区地壳速度结构的不均匀性对反演结果的影响,作者查找到此区域较广泛使用的 3 种不同一维速度模型(表 3),即参考胡鸿翔等(1986)和张中杰等(2005)的人工地震测深结果得到的速度模型,简称 M1;用于云南地区地震震源机制解常规测定所采用的速度模型,简称 M2;全球一维地壳速度 Crust 2.0 模型,简称 M3。由于 M1 仅给出分层的 P 波速度,因此根据附近台站的接收函数  $H-k$  扫描结果,S 波速度通过  $v_p/v_s = 1.76$  计算得到(房立华等,2011)。对上述区域速度模型,采用 QSEIS 算法(Wang,1999)分别计算区域水平向  $600\text{ km} \times$  深度向  $40\text{ km}$  的格林函数库,其水平向和深度向网格点间隔都设为  $1\text{ km}$ 。此外,采用全球一维速度模型 PREM,使用国际上流行的 GEMINI 软件(Friederich et al,1995),建立了远震水平向  $2200\text{ km} \times$  深度向  $70\text{ km}$  的格林函数库,其网格点间隔设置同上。

表 3 研究区地壳一维速度模型

| 模型名称 | 层厚 (km) | P 波速度 ( $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | S 波速度 ( $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 密度 ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ) |
|------|---------|-----------------------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------------|
| M1   | 1       | 5.00                                    | 2.84                                    | 2.1                                  |
|      | 13      | 6.10                                    | 3.47                                    | 2.7                                  |
|      | 4       | 6.40                                    | 3.64                                    | 2.8                                  |
|      | 12      | 6.60                                    | 3.75                                    | 2.8                                  |
|      | 8       | 7.20                                    | 4.09                                    | 3.1                                  |
| M2   | 4       | 4.85                                    | 2.80                                    | 2.5                                  |
|      | 16      | 6.25                                    | 3.61                                    | 2.8                                  |
|      | 22      | 6.40                                    | 3.70                                    | 2.8                                  |
| M3   | 0.5     | 2.50                                    | 1.20                                    | 2.1                                  |
|      | 18      | 6.10                                    | 3.50                                    | 2.8                                  |
|      | 16      | 6.30                                    | 3.60                                    | 2.8                                  |
|      | 8.5     | 7.20                                    | 4.00                                    | 3.1                                  |

2 点源模型结果与可靠性分析

基于时间域或频率域波形拟合方法,测定点源模型震源机制解,其结果的可靠性依赖于使用的波形类型、台站分布、随震级不同而采用的不同滤波频段及初始速度模型等。本文重点关注不同类型波形资料和研究区地壳速度结构的不均匀性对反演结果的影响,采用以下

策略开展了 6 次测试(表 4):①使用全波形和体波分别测定震源机制;②利用不同的区域速度模型和全球 PREM 模型;③基于波形拟合误差大小评价结果的可靠性。

表 4 每步反演初始参数设置

| 测试序号 | 数据组别 | 速度模型 | 计算步骤 | 频段范围(Hz)  | 数据类型     |
|------|------|------|------|-----------|----------|
| 测试 1 | 近震波形 | M1   | 1    | 0.02~0.10 | 全波形      |
|      |      |      | 2    | 0.02~0.10 | P 波      |
| 测试 2 | 近震波形 | M2   | 1    | 0.02~0.10 | 全波形      |
|      |      |      | 2    | 0.02~0.10 | P 波      |
| 测试 3 | 近震波形 | M3   | 1    | 0.02~0.10 | 全波形      |
|      |      |      | 2    | 0.02~0.10 | P 波      |
| 测试 4 | 近震波形 | PREM | 1    | 0.02~0.10 | 全波形      |
|      |      |      | 2    | 0.02~0.10 | P 波      |
| 测试 5 | 近震波形 | M1   | 1    | 0.02~0.10 | P 波和 S 波 |
|      |      |      | 2    | 0.02~0.10 | P 波      |
| 测试 6 | 远震波形 | PREM | 1    | 0.02~0.10 | 全波形      |
|      |      |      | 2    | 0.02~0.10 | P 波      |

表 5 为 6 次测试得到的点源模型结果。由表 5 可见,测试 1 使用区域波形和研究区域简化一维模型 M1,第 1 步在频域计算断层面解、深度和总标量地震矩等参量,波形拟合误差最小,可靠性更高(图 2、3);第 2 步在时域中使用 P 波数据,采用初至 P 波理论到时至后 60s 的时间窗,反演矩心位置、矩心时间及区分压缩和膨胀象限。前两步计算结果为:矩心时间相对于杨婷等(2014)的测定结果晚约 6s;矩心经度和纬度相对于初始震中位置(97.84°E, 24.99°N)分别向东偏移 6km 和向北偏移 4km。断层节面 I 走向 176°/倾角 84°/滑动角 -173°,节面 II 走向 85°/倾角 83°/滑动角 -6°。平均的总标量地震矩  $M_0 = 7.56 \times 10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$ , 计算成矩震级为 5.8,最佳波形拟合的矩心深度约 7km。由图 2(b)可见,随着矩心深度远离最佳解(7.3km),误差迅速增大,因此认为矩心深度 7km 是可信的。另外,反演前通过采用初始深度 4~14km(间隔 1km)进行一系列测试发现,不同的初始深度对反演矩心深度收敛至最佳解(7km)的影响都不大。

3 有限断层模型结果

基于点源模型反演得到的震源机制解包含两组断层节面,而基于有限断层模型反演(第 3 步)将能够确定哪组断层节面为真实的发震断层。采用测试 1 中 12 个台站记录的区域波形(滤波频段 0.01~0.50 Hz),通过振幅谱反演计算最优的破裂面半径、孕震点相对矩心的位置( $n_s, n_d$ )等参量,进而判断出真实的发震断层并计算破裂面半径及确定孕震点相对矩心的位置(用于判定破裂方向)。图 4 为基于 Eikonal 模型的有限断层模型和振幅谱拟合情况。图 4(d)表示实际观测(红色阴影)和基于有限断层模型得到的理论振幅谱(黑线)的拟合情况。由图 4(d)可见,多数台站波形相关系数较高。观测与理论振幅谱的总拟合误差较小,约为 0.58。有限断层模型结果表明:真实发震断层为一条近 SN 向的断层(节面 I 走向 176°/倾角 84°/滑动角 -173°),破裂半径约 10km,破裂直径 20km,整个破裂面平均滑动量约 0.05m。孕震点沿走向 176°相对矩心距离  $n_s = 0\text{km}$ ,孕震点沿倾向 84°相对矩心距离  $n_d = 6.58\text{km}$ 。

表 5 点源模型反演结果

|          |                 |          | 第 1 步反演结果                            |           |                                      |                                                   |                                 |            |                      |          |
|----------|-----------------|----------|--------------------------------------|-----------|--------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------|------------|----------------------|----------|
| 测试<br>序号 | 数据<br>组别        | 速度<br>模型 | 走向<br>(°)                            | 倾角<br>(°) | 滑动角<br>(°)                           | 标量地震矩<br>$M_0$ ( $10^{17}\text{N}\cdot\text{m}$ ) | $M_{\text{w}}$                  | 深度<br>(km) | 使用台<br>站数 / 波<br>形道数 | 拟合<br>误差 |
| 测试 1     | 近震<br>全波形       | M1       | 176                                  | 84        | - 173                                | 7.56                                              | 5.8                             | 7.3        | 14 / 36              | 0.357    |
| 测试 2     | 近震<br>全波形       | M2       | 173                                  | 81        | - 172                                | 6.41                                              | 5.7                             | 7.8        | 14 / 36              | 0.386    |
| 测试 3     | 近震<br>全波形       | M3       | 174                                  | 84        | 170                                  | 7.65                                              | 5.8                             | 6.3        | 14 / 36              | 0.375    |
| 测试 4     | 近震<br>全波形       | PREM     | 355                                  | 87        | 173                                  | 8.34                                              | 5.8                             | 15.0       | 14 / 36              | 0.404    |
| 测试 5     | 近震<br>P 波 + S 波 | M1       | 175                                  | 80        | 173                                  | 6.91                                              | 5.7                             | 5.7        | 14 / 36              | 0.437    |
| 测试 6     | 远震<br>全波形       | PREM     | 173                                  | 82        | - 8.0                                | 10.9                                              | 5.9                             | 23.5       | 21 / 63              | 0.445    |
|          |                 |          | 第 2 步反演结果                            |           |                                      |                                                   |                                 |            |                      |          |
| 测试<br>序号 | 数据<br>组别        | 速度<br>模型 | 矩心纬度<br>(北向, km)<br>(相对于<br>24.99°N) |           | 矩心经度<br>(东向, km)<br>(相对于<br>97.84°E) |                                                   | 矩心时间 (s)<br>(相对于<br>09:20:13.1) |            | 使用台站数 /<br>波形道数      | 拟合误差     |
| 测试 1     | 近震<br>全波形       | M1       | 2                                    |           | 6                                    |                                                   | + 6                             |            | 14 / 36              | 0.457    |
| 测试 2     | 近震<br>全波形       | M2       | 2                                    |           | - 2                                  |                                                   | + 2                             |            | 14 / 36              | 0.419    |
| 测试 3     | 近震<br>全波形       | M3       | 2                                    |           | - 4                                  |                                                   | + 2                             |            | 14 / 36              | 0.553    |
| 测试 4     | 近震<br>全波形       | PREM     | 8                                    |           | 8                                    |                                                   | + 5                             |            | 14 / 36              | 0.639    |
| 测试 5     | 近震<br>P 波 + S 波 | M1       | 3                                    |           | 10                                   |                                                   | + 7                             |            | 27 / 81              | 0.461    |
| 测试 6     | 远震<br>全波形       | PREM     | 10                                   |           | 10                                   |                                                   | 0                               |            | 19 / 49              | 1.246    |

4 破裂持续时间

本文采用 Cesca 等(2011)提出的一种获取台站视破裂持续时间的(apparent duration)方法。此方法主要思路是:基于本文第 1 步已获得的双力偶源,仅假定破裂持续时间为唯一未知参量,通过网格搜索技术,比较每台站实际观测 P 波振幅谱和理论合成的拟合度,当拟合度最高时则为最佳解,将其作为该台站的视破裂持续时间值。本文基于测试 1 获得的点源模型,利用同测试 1 相同的波形数据,选用初至 P 波理论到时前 15 ~ 45 s 的时间窗,滤波频

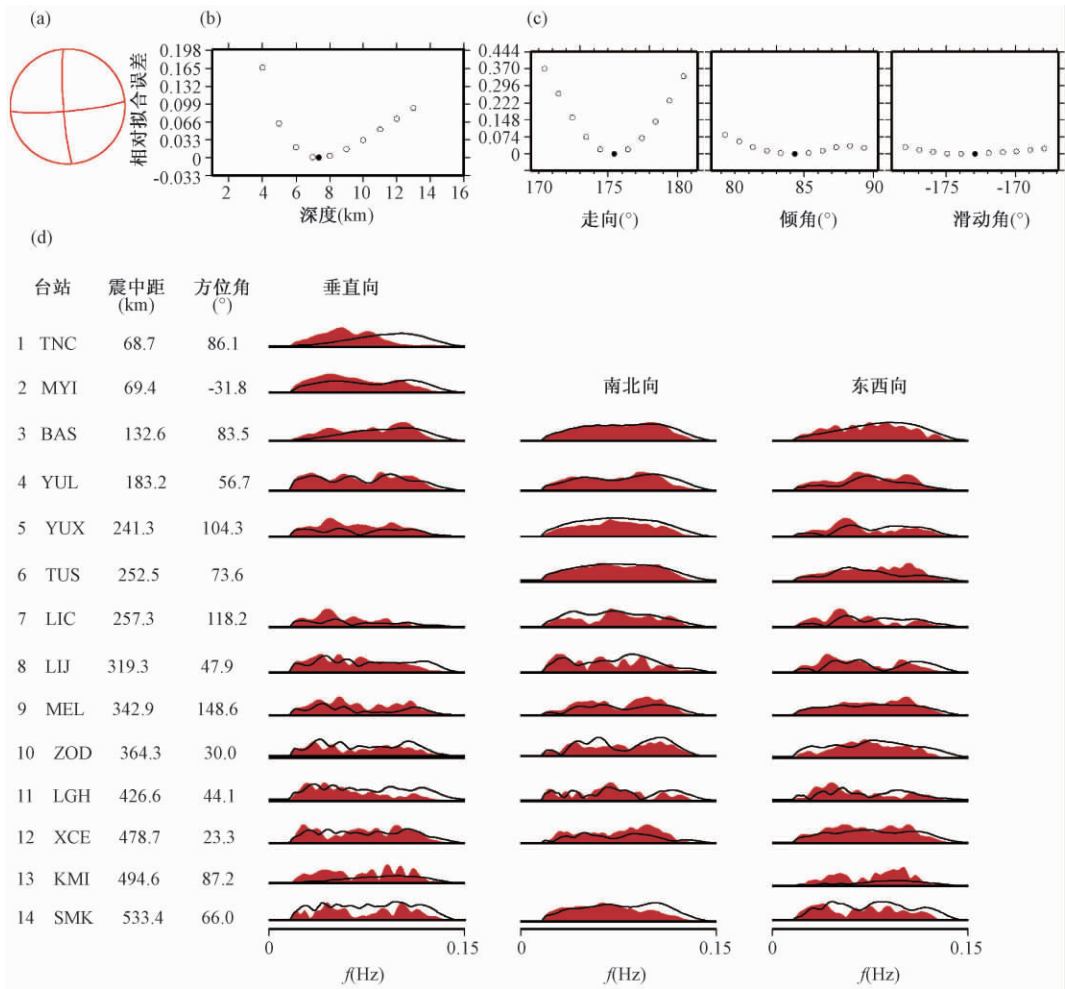


图2 测试1(近震数据,M1模型)获得的盈江地震点源模型结果和振幅谱拟合情况  
(a)第1步计算的震源机制解(注意:第1步不能区分压缩象限和膨胀象限);(b)相对拟合误差随深度变化。相对误差  $RM = (M - BM) / BM$ ,其中  $M$  为每次解的拟合误差, $BM$  为最优解的拟合误差。定义当  $RM = 0$  为最优解,以黑点表示;(c)相对拟合误差随走向、倾角和滑动角的变化;(d)第1步计算后观测(红色阴影)和理论(黑粗线)振幅谱拟合情况。所有的振幅谱已归一化

段为 0.01 ~ 0.50 Hz,最后反演得到了 14 个位于不同方位的台站的视破裂持续时间。图 5(a)、5(b)表示计算的不同台站视破裂持续时间随方位角的分布。由图 5(a)可以看出,大多数台站视破裂持续时间值相对较大(除了两台站较小)。由于台站主要位于震中以东,缺乏震中以西足够多的台站观测数据,因而仅通过文中不同方位台站观测的视破裂持续时间不足以准确推断此地震破裂方向性。所有台站观测的视破裂持续时间平均值为 5.25s,最小值为 4.0s,最大值为 6.0s,标准方差为 0.62s。

另外,本文进一步根据有限断层模型反演结果,设定一个以矩心为中心,沿着走向 176° 的对称双侧破裂模型(Cesca et al, 2011)(图 5(b))。由图 5(b)可见,该对称双侧模型能较好拟合大多数台站的视破裂持续时间。

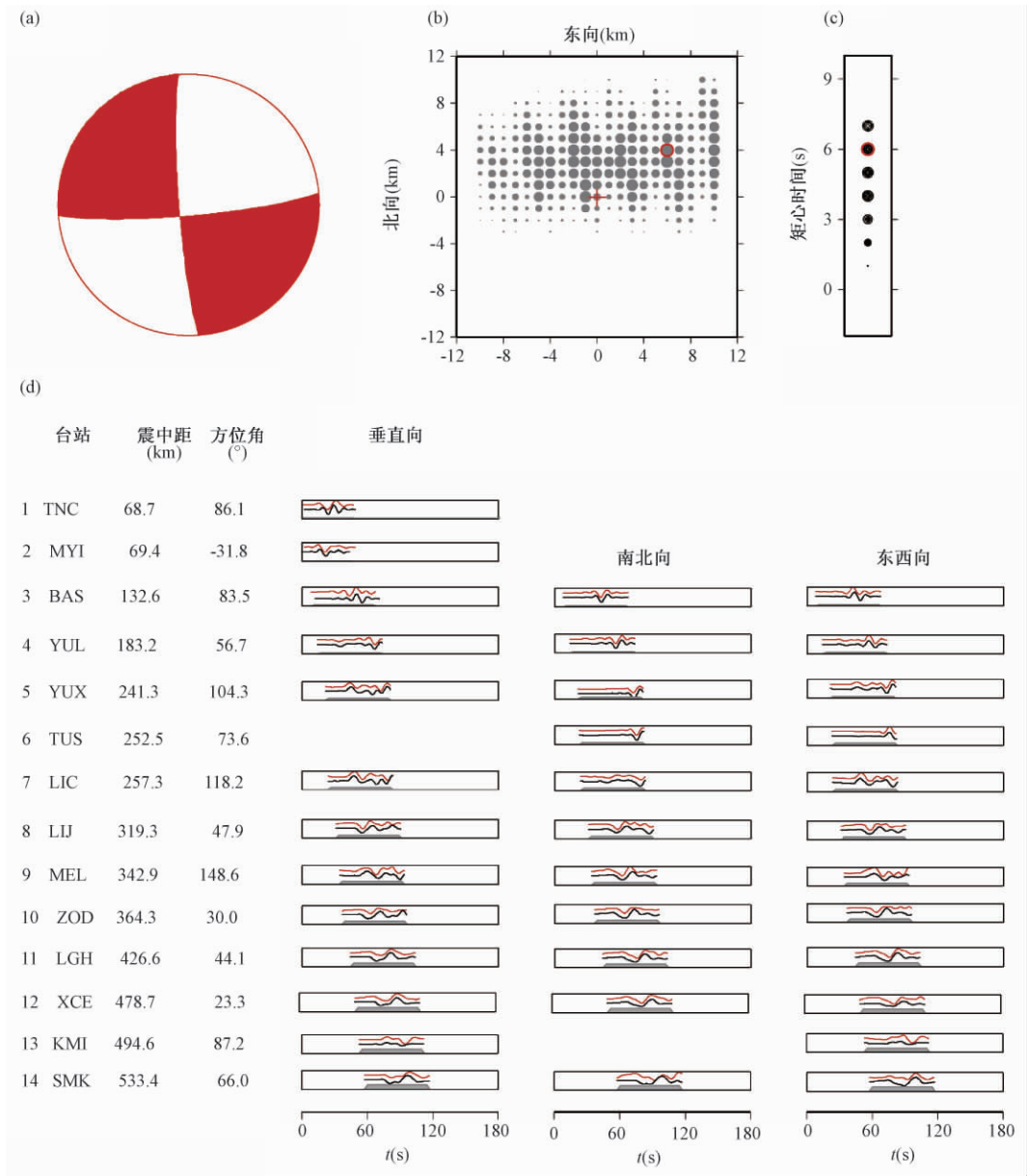


图3 测试1(近震数据,M1模型)获得的盈江地震点源模型结果和时域体波拟合情况  
(a)第2步计算的震源机制解。红色区表示压缩象限;(b)矩心位置相对于初始震中位置(24.99°N /97.84°E,红色十字表示)的偏移量(灰色圆圈大小为拟合的质量(1 km × 1 km 网格分布),红色圆圈表示最优解);(c)矩心时间相对于初始发震时刻(2014-05-30 09:20:13.1)的偏移量;(d)第2步计算后实际观测(黑线)和理论(红线)波形拟合情况(灰色区域代表选用的时窗)

## 5 讨论与结论

考虑到使用不同类型波形资料和简化的一维速度模型等因素对反演震源参数结果带来

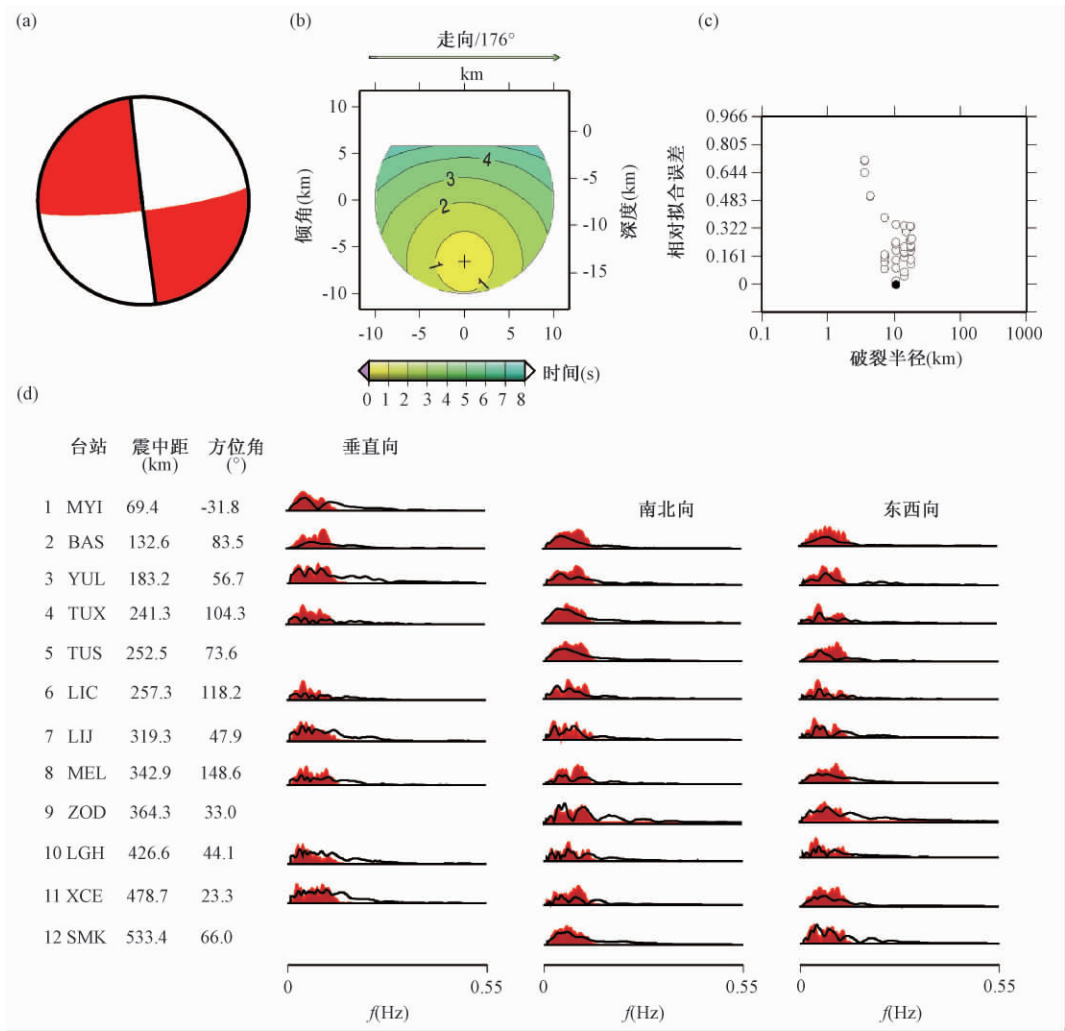


图4 基于 Eikonal 模型的有限断层模型和振幅谱拟合情况

(a) 第3步后,震源机制解和发震断层面(粗黑线);(b) 破裂扩展过程(等值线表示破裂时间,单位:s);(c) 相对拟合误差随破裂面半径的变化(白色圆圈代表所有已测试的模型;黑点表示最优解,即破裂面半径10km);(d) 第3步后,实际(红色阴影)和理论(黑粗线)振幅谱比较(所有的振幅谱已归一化)

的影响,经过大量测试后,比较结果表明:使用区域波形和本区域简化一维速度模型 M1,第1步在频域计算断层面解、深度和总标量地震矩等参量,波形拟合误差最小,因此选用第1组测试获得的断层面参数(断层节面 I 走向 176°/倾角 84°/滑动角 -173°,节面 II 走向 85°/倾角 83°/滑动角 -6°)为最优解。同其它 5 组测试结果比较后发现,对文中使用近震或远场全波形数据(10~50 s)进行振幅谱拟合时,无论采用区域速度模型还是全球一维参考速度模型都对断层面参数结果影响并不大,这说明断层面参数是稳定的。该结果同中国地震局地球物理研究所韩立波等基于时间域波形采用“剪切-粘贴”法(CAP)反演获得的发震断层面参数吻合较好,也同其它研究机构测定的结果基本一致(表1)。节面 I 的走向沿 SN 向(图1)。此外,云南省地震局正式报告给出的盈江地震震后 3 天  $M_L3.0$  以上余震也主要沿

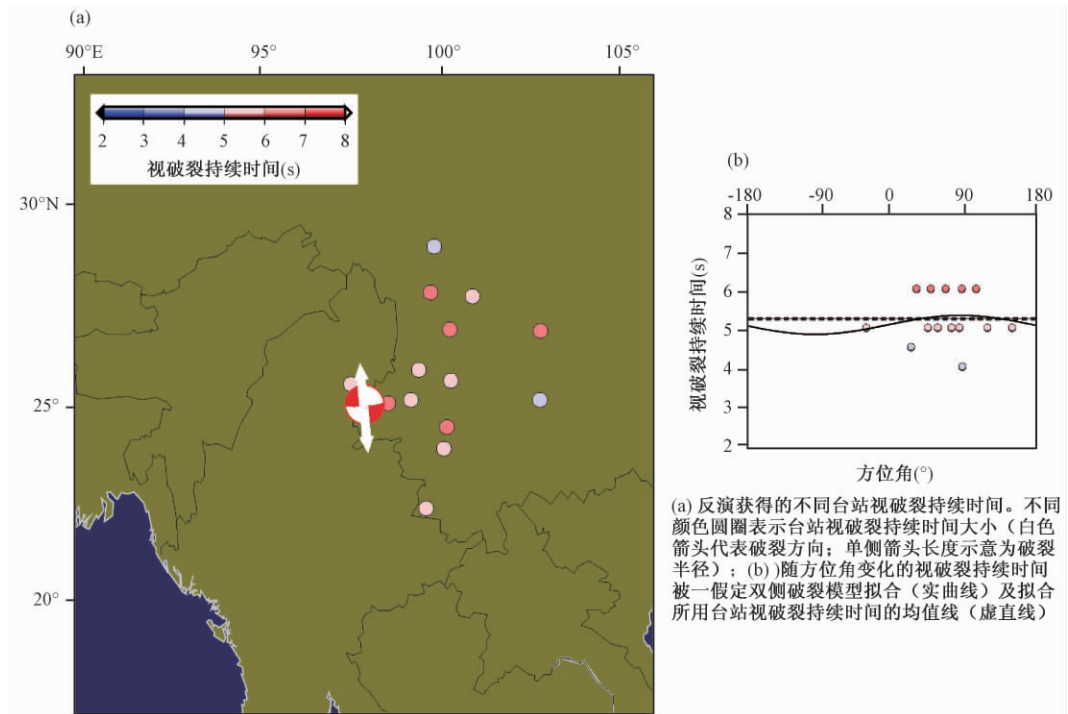


图5 视破裂持续时间反演结果

SN 向展布。因此,本文认为节面 I 为发震断层面,判定盈江地震为一次右旋走滑错动为主的事件。

矩心经度和纬度相对于初始震中位置 ( $24.99^{\circ}\text{N}, 97.84^{\circ}\text{E}$ ) 分别向东偏移 6km、向北偏移 4 km,说明能量释放集中区中心位于破裂起始点北东约 7km 处。平均的总标量地震矩  $M_0 = 7.56 \times 10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$ , 计算成矩震级为  $M_w 5.8$ , 与中国地震局地球物理研究所韩立波等和美国地质调查局使用体波方法测定的矩震级相同 (表 1), 但稍小于美国哥伦比亚大学 Global CMT 工作组给出的  $M_w 5.9$  的矩震级,造成上述差异的原因可能是两种反演方法计算过程中采用的数据类型和滤波频段不同,Global CMT 工作组 (Ekström et al, 2012) 对于反演此类地震 ( $M_w 5.5 \sim 6.5$ ) 的矩心矩张量一般采用远场体波 (40 ~ 150 s) 和中长周期面波 (50 ~ 150s)。矩心时间相对于初始破裂点的发震时刻 (2014-05-30 09:20:13.1) 约晚 6 s, 另外不同方位台站观测的视破裂持续时间平均值为 5.25s, 因此推断盈江地震破裂大多数能量在 5 s 内释放完成。

有限断层模型表明,盈江地震实际发生在一条走向为近 SN 向的断层上。破裂半径约 10 km, 破裂直径 20km, 整个破裂面积为  $267.2 \text{ km}^2$ , 平均滑动量约 0.05m。孕震点沿倾向方向相对矩心的距离约 6.58km, 而沿走向方向相对矩心的距离并未有较大偏移。该地震破裂过程相对简单,并未表现出明显的破裂方向性。大多数能量在震后 5s 内释放。震后 0 ~ 2 s 内,破裂以孕震点为中心向四周同时扩展,在深度 7 ~ 17 km 内释放了部分能量。2s 后,破裂向断层面顶部和沿走向两侧进一步延伸。破裂约 5 s 后基本停止。

中强地震 ( $M_w 5 \sim 7$ ) 地震发生后,如何在更短的时间内获知其更丰富的震源参数已成

为国内地震学家普遍关注的问题。相对于使用近场强震数据, GPS 观测和远场宽频带波形等资料, 使用了目前中国地震数字台网近实时记录的较丰富的区域宽频带波形, 具有时效性强、数据处理方法相对成熟等优点。本文研究表明, 如预先建立了研究地区的格林函数库(用于理论波形计算), 使用区域宽频带波形, 采用本文所述波形反演方法, 能够快速测定矩心矩张量, 甄别真实的发生震断层, 判定破裂方向及获取稳定的破裂过程图像。本文所做的工作, 为使用区域宽频带波形快速反演中强地震更丰富的震源参量用于科学指导抗震救灾提供了一种新思路。

**致谢:**衷心感谢评审人提出的宝贵意见。本文使用 Heimann 等提供的 KIWI 计算程序。中国地震台网中心地震台网部数据管理组提供了高质量的数据波形。数据处理主要使用地震信号处理通用软件 SAC2000, 图件制作采用 GMT 软件包, 在此一并致谢。

## 参考文献

- 房立华、吴建平、张天中等, 2011, 2011 年云南盈江  $M_s 5.8$  地震及其余震序列重定位, 地震学报, **33**(2), 262 ~ 267。
- 胡鸿翔、陆涵行、王椿镛等, 1986, 滇西地区地壳结构的爆破地震研究, 地球物理学报, **29**(2), 133 ~ 144。
- 谢富仁、苏刚、崔效锋等, 2001, 滇西南地区现代构造应力场分析, 地震学报, **23**(1), 17 ~ 23。
- 徐彦、高洋、李丹宁等, 2012, 盈江中强地震序列震源机制及区域地壳流变特征和断层性质研究, 地球物理学进展, **27**(6), 2358 ~ 2368。
- 杨婷、吴建平、房立华等, 2014, 2014 年云南盈江  $M_s 5.6$  级和  $M_s 6.1$  级地震及其余震序列重定位, 地震学报, 待刊。
- 张中杰、白志明、王椿镛等, 2005, 冈瓦纳型和扬子型地块地壳结构: 以滇西孟连-马龙宽角反射剖面为例, 中国科学: D 辑, **35**(5), 387 ~ 392。
- 赵旭、黄志斌、房立华等, 2014, 四川芦山  $M_s 7.0$  级强烈地震震源运动学特征, 地球物理学报, **57**(2), 419 ~ 429。
- Cesca S, Heimann S, Stammer K, et al, 2010, Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances, J Geophys Res, **115**(6), 1 ~ 24。
- Cesca S, Heimann S, Dahm T, 2011, Rapid directivity detection by azimuthal amplitude spectra inversion, Journal of Seismology, **15**(1), 147 ~ 164。
- Custódio S, Cesca S, Heimann S, 2012, Heimann Fast kinematic waveform inversion and robustness analysis: Application to the 2007  $M_w 5.9$  Horseshoe Abyssal Plain earthquake offshore southwest Iberia, Bull Seism Soc Am, **102**(1), 361 ~ 376。
- Domingues A, Custódio S, Cesca S, 2013, Waveform inversion of small-to-moderate earthquakes located offshore southwest Iberia, Geophys J Int, **192**(1), 248 ~ 259。
- Ekström G, Nettles M, Dziewoński A, 2012, The global CMT project 2004 ~ 2010: Centroid-moment tensors for 13, 017 earthquakes, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 200-201, 1 ~ 9。
- Friederich W, Dalkolmo J, 1995, Complete synthetic seismograms for a spherically symmetric Earth by a numerical computation of the Green's function in the frequency domain, Geophys J Int, **122**, 53 ~ 550。
- Heimann S, 2011, A robust method to estimate kinematic earthquake source parameters, University of Hamburg, Hamburg, Germany, 161。
- Vavryčuk V, Kühn D, 2012, Moment tensor inversion of waveforms: a two-step time-frequency approach, Geophys J Int, **190**, 1761 ~ 1776。
- Wang R J, 1999, A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of Green's function, Bull Seism Soc Am, **89**(3), 733 ~ 7410。

## The study on focal mechanism of the $M_s$ 6.1 Yingjiang, Yunnan earthquake

Zhao Xu<sup>1,2)</sup> Huang Zhibin<sup>1)</sup> Fang Lihua<sup>3)</sup>

1) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

2) Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

3) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

**Abstract** We employ multistep inversions in the frequency or time domain to infer the point-source and finite-fault model of the 2014  $M_s$ 6.1 Yingjiang, Yunnan earthquake, mainly using regional broadband seismic waves recorded by the Chinese Digital Seismic Network. We take into account some factors, which could bring possible effects on the inverted result, consisting of different datasets and simplified 1-D velocity models. The result indicates the misfit between observed waves and synthetics is better, if we use the regional waves and the 1-D velocity model (M1) in this studied area. This event occurs on a true rupture plane (strike =  $176^\circ$ /dip =  $84^\circ$ /rake =  $-173^\circ$ ), showing a right-lateral strike-slip faulting. The horizontal centroid locates at nearly 7km northeast of the epicenter ( $24.99^\circ\text{N}/97.84^\circ\text{E}$ ), and the best-fitting centroid depth is about 7km. The total scalar moment  $M_0$ , is retrieved with an average value of  $7.56 \times 10^{17} \text{N}\cdot\text{m}$  (or moment magnitude  $M_w$  5.8). We make use of the high-frequency (up to 0.5Hz) data to reconstruct the finite fault model. The result shows that the rupture direction of this event is not obvious with a radius of 10km. The total rupture area is about  $267.2 \text{ km}^2$  with an average slip of 0.05m. Most of energy is released within about 5s. From 0s to 2s, the energetic rupture starts at the nucleation center, then propagates bilaterally along the fault plane. Part of energy is released in between 7km and 17km depth. After 2s, the rupture mainly extends to the top and along the strike of the fault plane. In the end, the rupturing ceases at about 5s.

**Key words:** The 2014  $M_s$ 6.1 Yingjiang, Yunnan earthquake    Focal mechanism solution  
Finite fault model