

# 2005年江西九江—瑞昌 $M_s 5.7$ 地震破裂 参数及余震静态应力触发研究\*

王俊<sup>1</sup>, 孙业君<sup>1</sup>, 詹小艳<sup>1</sup>, 霍祝青<sup>1</sup>, 阮祥<sup>2</sup>, 郑江蓉<sup>2</sup>

(1. 江苏省地震局, 南京 210014; 2. 四川省地震局, 成都 610041)

**摘要:**根据地震破裂过程中的多普勒效应, 利用多台波谱参数推算九江—瑞昌  $M_s 5.7$  地震的震源破裂参数, 得到主震的破裂方位角  $\varphi_0 \approx 319.6^\circ$ , 破裂速度约为  $2.3 \text{ km/s}$ , 用最小二乘法拟合的相关系数极值约为  $0.80$ 。在此基础上, 分别计算了主震在  $4.8$  级强余震的两个节面上的静态库仑应力变化量, 结果显示: 主震在  $4.8$  级余震节面 I、II 上的静态库仑应力变化均为正值, 分别为  $0.48 \text{ MPa}$  和  $0.02 \text{ MPa}$ 。主震在节面 I、II 上产生的静态库仑应力的变化十分接近。应力增加的区域主要位于主震断层的右侧, 应力减小的区域主要分布在震中南部。统计显示: 绝大部分余震均发生在静态库仑应力增加的区域内, 尤其是在节面 I 上, 表明主震破裂产生的库仑破裂应力变化对  $4.8$  级余震的发生有重要的触发作用, 同时也有利于大多数余震的发生。

**关键词:**九江—瑞昌  $M_s 5.7$  地震; 震源破裂参数; 静态库仑应力; 余震触发

**中图分类号:** P315.3<sup>+</sup>3

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2011)01-0052-07

## 0 引言

测定地震震源的破裂参数是震源机制研究的重要内容之一。对于中强地震, 可以综合震源机制解、余震的分布以及地表破裂带等来推测其破裂参数。对于中小地震主破裂面的确定则比较困难, 但国内外均有研究。Frankel 等 (1986) 利用震源时间函数的方向性变化, 来确定美国南加州地区  $M_L 3.0$  地震的破裂面; Badawy 和 Abbdel-Fattah (2001)、Abbdel-Fattah (2003) 根据震源时间函数宽度和强度的方向性来确定中小震源的破裂方向; 陈学忠等 (2005) 根据地震多普勒效应及单侧破裂模型, 利用最小二乘法确定了 1995 年河北沙城  $M_L 4.1$  地震的破裂参数。

震源破裂参数的计算只能反应单个地震的具体破裂过程。然而, 主震破裂与后续余震之间是怎样的一种关系, 它们以何种方式相互作用? 这是当前地震学界比较关注的问题之一。诸多的观测和研究结果均表明地震应力触发的存在, 其互

相影响的机制之一就是应力的相互作用 (Reasen-berg, Simpson, 1992; King *et al*, 1994)。Harris (1998) 认为断层永久位移产生的静态应力变化, 可以改变附近断层上发生地震的可能性, 或可说触发地震。近年来, 有学者曾对国内几次强烈地震及其余震的库仑应力触发问题进行过详细的研究 (刘桂萍, 傅征祥, 2000; 万永革等, 2002)。

2005 年 11 月 26 日发生在江西九江—瑞昌的  $M_s 5.7$  地震, 是华东、华中地区近 30 年来最强烈的一次地震。该次地震后还发生了大量的余震, 其中最大的一次余震为  $4.8$  级, 对瑞昌市和九江县造成了严重的毁坏和人员伤亡。江西属于地震活动比较弱的地区, 历史上很少发生破坏性地震。本次地震发生后, 众多学者对其发震构造的认定一直存在不同的观点。因此, 为了能对此次地震的破裂过程及其对后续余震的影响有较为清楚的认识, 笔者首先根据地震多普勒效应, 利用多台的波谱参数推算主震的震源破裂参数, 并进一步探讨其余震的静态库仑应力触发问题, 尤其是对

\* 收稿日期: 2010-03-08.

基金项目: 中国地震局 2009 年度“三结合”课题 (NO. 09707) 和中国地震局“十一五”科技支撑计划 (2006BAC01B03-03-01) 共同资助.

4.8 级余震的触发作用。

1 利用波谱参数推算震源的破裂参数

1.1 基本原理

由于地震破裂时所产生的地震波频率存在方位变化，从而引起拐角频率的方向性，因而可以利用 P 波或 S 波拐角频率的方向性变化来确定地震破裂面（Badawy, Abdel-Fattah, 2001；Abdel-Fattah, 2003）。在一维有限移动震源模型下，单侧破裂的震源断层产生的地震波远场位移谱可表示为（徐果明，周惠兰，1982）

$$|u(\omega)| = \left| \frac{M_0 \Re}{4\pi\rho c^3 R} \left\| \frac{\sin X}{X} \right\| \omega G(\omega) \right|. \tag{1}$$

$$\text{其中, } X = \frac{\omega L}{2} \left( \frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{c} \right). \tag{2}$$

式中， $M_0$  是地震矩； $\Re$  是辐射因子； $G(\omega)$  是震源时间函数的频谱； $c$  是地震波传播速度； $v$  是破裂传播速度； $L$  是断层长度； $\theta = \varphi_0 - \varphi$ ， $\varphi$  为台站方位角； $\varphi_0$  为破裂方位角。

当震源时间函数为阶跃函数  $H(t)$ 、 $\omega = \omega_0$  时，地震波远场辐射谱为零（即  $1/X = 1$ ），则有

$$\omega_0 = \frac{1}{\frac{L}{2} \left( \frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{c} \right)}. \tag{3}$$

若令  $\omega_0 = 2\pi f_0$ ， $T_0 = 1/f_0$ ， $a = L/2v$ ， $b = L/2c$ ，则有

$$T_0 = a - b\cos\theta = a - b_1\cos\varphi - b_2\sin\varphi. \tag{4}$$

式中， $b_1 = b\cos\varphi_0$ ， $b_2 = b\sin\varphi_0$ 。于是根据（4）式，当已知  $n$  个台站的拐角频率及其方位角  $\varphi$  时，可以采用最小二乘法来求得系数  $a$ ， $b_1$  和  $b_2$ （陈学忠等，2005）。最后再依据（5）、（6）式分别求出断层破裂方位角  $\varphi_0$  和地震马赫数，即破裂速度与波速的比值（陈学忠等，2005；）

$$\varphi_0 = \text{atctan} \frac{|b_2|}{|b_1|}, \tag{5}$$

$$\frac{v}{c} = \frac{\sqrt{b_1^2 + b_2^2}}{a}. \tag{6}$$

具体的破裂方位角根据  $b_1$ 、 $b_2$  的关系来确定，见表 1。

表 1 破裂方位角与  $b_1$ 、 $b_2$  的关系表

Tab. 1 Relation between facture azimuth and  $b_1$ ,  $b_2$

$b_1$	$b_2$	方位角
正	正	$\varphi_0$
负	正	$180^\circ - \varphi_0$
负	负	$180^\circ + \varphi_0$
正	负	$360^\circ - \varphi_0$

1.2 拐角频率的计算

计算震源谱的拐角频率前，首先将各个台站记录的垂直向 P 波段数字波形扣除仪器响应，并经傅立叶变换得到速度谱，然后除以  $2\pi f$  得到位移谱，表示为

$$A_{ij}(f) = O_{ij}(f) P_{ij}(f) G_j(f). \tag{7}$$

式中， $O_{ij}(f)$  为震源谱； $G_j(f)$  为场地响应； $P_{ij}(f)$  为地震波衰减项，包括几何衰减和非弹性衰减。Nakamura（1989）认为垂直向 P 波的场地响应基本上不被放大，因此本文计算中未扣除。几何衰减采用线性几何衰减模型；九江—瑞昌震源区的非弹性衰减系数，采用吕坚等（2006）根据单次散射模型拟合得到的值  $Q(f) = (77.5 \pm 15.6)f^{0.96}$ 。

根据上述结果对各台站的位移谱进行传播路径的校正后，得到相应的震源谱，并采用通过遗传算法求出的拐角频率值  $f_0$ （刘杰等，2003）。

2 资料选取与震源区构造背景

2.1 资料选取

对 2005 年 11 月 26 日江西九江—瑞昌  $M_s5.7$  地震进行精定位得到震中位置为  $29.69^\circ\text{N}$ ， $115.74^\circ\text{E}$ ，震源深度为 10.8 km（吕坚等，2008）。江西地震台网、安徽地震台网和国家地震台网均完整地记录到此次地震。为了能真实地反映出震源谱在各个方位上的差异，从而提高拟合计算的精确度，要求震中周围台站分布要均匀。因此，笔者从上述 3 个台网选取 10 个台站的垂直向记录

资料（表 2，图 1），如图 1a 所示，所选台站基本均匀分布在震中四周，震中距平均约为 185 km。其中，江西、安徽及国家台网采用的地震计类型分别为 FBS-3B、KS-2000、VBB，数据采集器的采样率均为 50 Hz。

表 2 台站基本要素及震源谱拐角频率表

Tab. 2 Seismic station's basic parameter and corner frequency of source spectrum

台站名	资料来源	方位角/(°)	拐角频率 $f_0$ /Hz
九江	江西台网	217.7	2.039
南昌	国家台网	354.2	2.410
修水	江西台网	60.0	2.400
武汉	国家台网	112.4	1.818
宜春	江西台网	31.5	1.910
上饶	江西台网	294.2	2.055
安庆	安徽台网	240.0	1.475
泾县	安徽台网	266.8	1.973
金寨	安徽台网	181.0	1.373
黄山	安徽台网	270.7	2.036

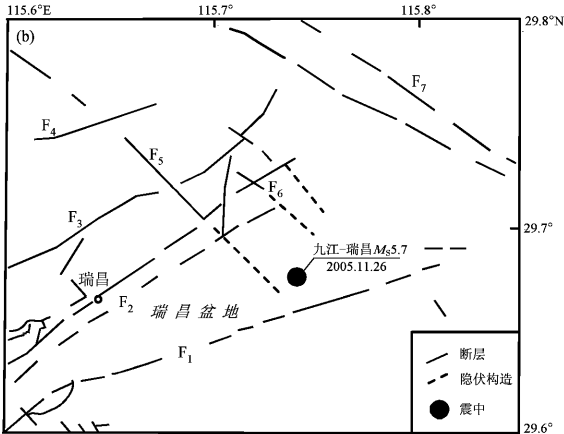
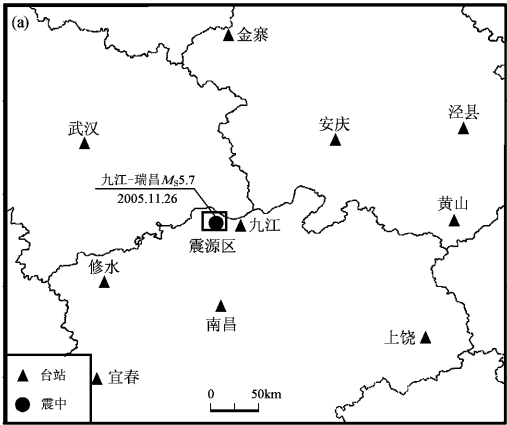
2.2 震源区构造背景

$M_s5.7$  主震的震源区位于秦岭—大别山造山带与郯城—庐江断裂带的延伸汇聚部位，微观震中位于瑞昌盆地内，震区附近有多条断裂发育（图 1b）。大地构造上，处于桐柏—大别块隆、扬子板块中段的下扬子隆陷带与江南块隆 3 个二级单元的汇聚带，构造背景十分特殊（王椿镛等，1997）。区域构造环境表明震源区经历了多次构造运动，应力场特征为近 EW 向挤压，近 NS 向拉张，在新构造上位于幕阜山—九岭山断块隆起区与潘阳湖—安庆断陷区的接壤部位；新构造期以来，该区域以差异隆升运动为主（李传友等，2008）。

3 主震震源的破裂参数

根据（7）式求出各台站震源谱的拐角频率（表 2），并采用最小二乘法拟合求得（4）式中的系数，分别为  $a \approx 1.914\ 6$ 、 $b_1 \approx 0.725$ ， $b_2 \approx -0.241\ 9$ 。最后由（5）式及表 1 中的关系式可得破裂方位角  $\varphi_0 \approx 319.6^\circ$ ，为 NWW 向破裂。由（6）式可计算出地震马赫数，它反映了地震破裂

时破裂速度与 P 波速度的关系，其值为 0.353。根据震区地壳模型（杨中书，曾文敬，2007），地壳厚度在 10 km 左右处的 P 波波速约为 6.50 km/s，则可得破裂速度约为 2.3 km/s。（4）式中  $T_0$  与  $\cos\theta$  的线性相关系数会随破裂方位角  $\varphi_0$  的取值而变化，利用最小二乘法拟合时，应取极小值（陈学忠等，2005）。图 2 中箭头所指处为相关系数达到极小值，表示  $\varphi_0$  值的拟合结果在此处达到最佳。相关系数极值的数值大小是反映拟合的线性趋势和离散状况的，本文的拟合结果数值约为 0.80，表明此次拟合结果的离散状况较小，具有很好的线性趋势。



F<sub>1</sub>: 刘家—范家铺—城门山断裂；F<sub>2</sub>: 丁家山—桂林桥—武宁断裂；  
F<sub>3</sub>: 望大山—大浪断裂；F<sub>4</sub>: 武山—南阳裂；F<sub>5</sub>: 洋鸡山—  
武山—通江岭断裂；F<sub>6</sub>: 丁家山—狮子岛断裂；F<sub>7</sub>:  
长江断裂（吕坚等，2008）

图 1  $M_s5.7$  主震与记录台站分布图（a）和震源区（图 1a 中方框内区域）地质构造简图（b）  
Fig. 1 Distribution of the  $M_s5.7$  earthquake and recording stations (a) and focal area's (in the box of fig. 1 a) geological structure diagram (b)

吕坚等（2008）采用 CAP 方法反演得到此次主震的震源机制解，并认为 NW 向的洋鸡山—武山—通江岭断裂（ $F_5$ ）可能是此次地震的发震构造。节面 I：走向 223°，倾角 75°，滑动角 144°；节面 II：走向 324°，倾角 55°，滑动角 18°。可以看出

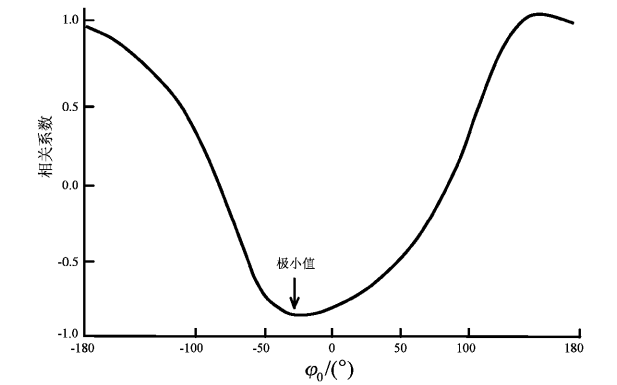


图 2 拟合相关系数随破裂方位角的变化  
Fig. 2 Variation of the fitted correlation coefficient with the rupture azimuth

节面 II 的走向与本文计算的破裂方位角结果十分接近，相差仅约为 5°左右。此外，杨中书和曾文敬（2007）对  $M_L \geq 1.0$  余震精定位的结果显示，余震在 NW 向具有整体的优势分布特征。因此，综合认为此次主震很可能是以约 2.3 km/s 的速度沿 NWW 向破裂。

在计算断层的破裂长度时分别根据公式： $M_s = 3.54 + 2.08 \lg L$ （环文林等，1990）和  $M_s = 3.96 + 2.0 \lg L$ （陈培善，白彤霞，1991）。结果分别为  $L \approx 9.6$  km 和 7.4 km，笔者取两次计算的平均值 8.5 km 为此次主震的断层破裂长度。

断层的破裂长度  $L$ 、宽度  $W$  和平均位错  $D$  存在相似性， $\varepsilon = D/L$  是平均线应变， $W/L$  为断层面宽长比，均可视为常数，取  $(W/L) = 0.23$ ， $\varepsilon = 2.82 \times 10^{-5}$ （丁国瑜等，1993）。于是可求得断层的破裂宽度  $W \approx 2.0$  km、平均位错  $D \approx 0.24$  m。综上所述，得到此次主震震源的相关破裂参数，见表 3。

表 3 主震震源的破裂参数										
断层中心位置		中心点深度	长度	宽度	走向	倾角	滑动角	破裂速度	破裂时间	平均位错
$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	/km	/km	/km	$\angle(^{\circ})$	$\angle(^{\circ})$	$\angle(^{\circ})$	$\angle(\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$	/s	/m
29.69	115.74	10.8	8.5	2	324	55	18	2.3	3.7s	0.24

## 4 余震的静态应力触发研究

### 4.1 库仑破裂应力计算的原理

当一条断层上发生强震并引起地表同震位错后，会在周围弹性介质中引起应力变化（Okada，1992）。根据库仑破裂准则，假定内摩擦系数和内聚力强度或接触面固有剪切强度  $S$  是不随时间变化的常数，则定义库仑破裂应力的变化为（Reasen-berg，Simpson，1992；Harris，1998）：

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma. \tag{8}$$

式中， $\Delta\tau$  是断面滑动方向上的剪应力变化； $\Delta\sigma$  是断面上正应力的变化； $\mu'$  是接受点断层面介质的视摩擦系数， $\mu' = \mu(1 - \beta)$ ； $\beta$  是 Skempton 系数，其理论值范围为 0 ~ 1.0。 $\mu'$  值对库仑破裂应力变化的空间分布影响不大，但对应力变化的大小有

一定影响。本文参照 King 等（1994）的做法，取  $\mu' = 0.4$ ，切变模量取  $3.0 \times 10^{10}$  Pa，泊松比取 0.25。

根据 Okada（1992）给出的公式先计算出断层面破裂后周围空间中任意一点的应力，然后再计算周围余震断面上的库仑破裂应力变化  $\Delta\sigma_f$ 。若  $\Delta\sigma_f > 0$  表示断面上被加载应力（应力加大），即前面地震产生的应力变化促使断层破裂，则有利于后续地震的发生； $\Delta\sigma_f < 0$  表示被卸载（即应力松弛），则断层破裂被抑制，发生地震的可能性就降低。

### 4.2 余震静态库仑应力触发

根据库仑破裂准则，正静态库仑应力变化具有加速断层滑动破裂的作用，从而增加余震发生的可能性（Harris，1998）。King 等（1994）、Hardebeck 等（1998）研究表明，0.01 MPa 以上的静态库仑应力变化能够影响余震的空间分布。

从  $M_s5.7$  主震发生后到 2006 年 1 月 31 日,江西地震台网记录到的余震总数超过 1 750 次,其中在当日 12 时 55 分发生的 4.8 级余震,是最大余震,并且其震源机制解与主震不完全一致(表 4)(吕坚等, 2008)。目前,依据现有资料无法准确认定余震震源机制解中哪一节面为震源的断层面。因此笔者根据(8)式和表 3 中的震源断层模型,分别计算了主震在余震两个节面上产生的静态库仑破裂应力变化。结果显示:在两个节面上产生的静态库仑破裂应力变化分布情况十分接近,但又不完全一致(图 3),这是因为

震源机制解中的两个节面是正交的。正静态库仑应力变化大于 0.02 MPa 的区域主要分布在断层的右侧,沿 NW 向展布;负静态库仑应力变化的区域主要分布在主震震中南部区域内。两节面上的静态库仑应力变化的主要区别是,节面 II 上位于主震西南区域的应力增加值高于节面 I 上的值。4.8 级余震震源节面 I、节面 II 上的库仑破裂应力变化均为正值,分别约为 0.48 MPa 和 0.02 MPa。这表明主震破裂产生的库仑破裂应力变化对 4.8 级余震有触发作用,是此次余震发生的重要原因。

表 4 4.8 级余震破裂面上库仑破裂应力变化

Tab. 4 Variation of Coulomb failure stress on rupture surfaces of  $M_s$  4.8 aftershock

震中位置		深度 /km	节面 I				节面 II			
$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$		走向/ $(^{\circ})$	倾角/ $(^{\circ})$	滑动角/ $(^{\circ})$	$\Delta\sigma_f/\text{MPa}$	走向/ $(^{\circ})$	倾角/ $(^{\circ})$	滑动角/ $(^{\circ})$	$\Delta\sigma_f/\text{MPa}$
29.71	115.71	13	54	71	-160	+0.48	317	71	-20	+0.02

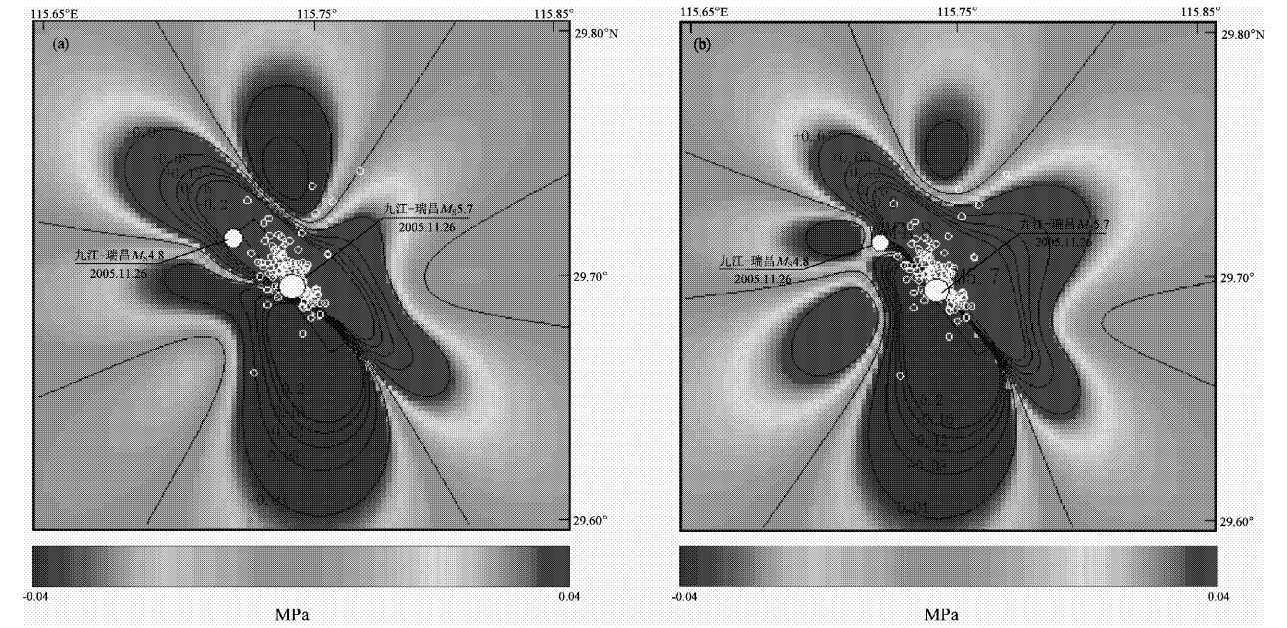


图 3 主震在 4.8 级余震节面 I(a)和节面 II(b)上产生的静态库仑破裂应力变化

Fig. 3 Changes of static coulomb stress on nodal I(a) and nodal II(b) of  $M_s$  4.8 aftershock

从图 3 可看出,震源区(29.60°~29.80°N, 115.65°~115.85°E)内 139 个  $M_L\geq 1.5$  余震的精定位结果显示,大部分余震均分布在正静态库仑破裂应力变化的区域内;分别约有 92% 和 78% 的余震分布在节面 I 和节面 II 上的静态库仑应力增加区域内。同时,对比图 1b 还发现震源区内 NE 向丁家山—桂林桥—武宁断裂( $F_2$ )北段和丁家

山—狮子岛断裂( $F_6$ )北段均处在正静态库仑应力变化区域内,表明它们受到了应力增加作用,有利于余震的发生。  
负静态库仑应力变化具有延缓断层破裂的作用,还可能使断层上的应力减小,延缓余震的发生。震中南部的负静态库仑应力变化区域内有刘家—范家铺—城门山断裂( $F_1$ )横穿,从图 3 可

以看到只有少数余震分布在该区域内。

## 5 结论与讨论

笔者首先根据地震破裂过程中的多普勒效应,利用多台的波谱参数推算了九江—瑞昌  $M_s 5.7$  地震的震源破裂参数,得到主震的破裂方位角  $\varphi \approx 319.6^\circ$ ,破裂速度约为  $2.3 \text{ km/s}$ 。拟合的相关系数极小值约为 0.80,表现出很好的线性趋势。得到的结果与前人对震源机制解和余震精定位的研究结果具有一致性(杨中书,曾文敬,2007;吕坚等,2008),表明在震中周围数字台站分布均匀合理时,运用该方法来推算地震的主破裂面是有意义的。但需要说明的是笔者在计算中假定了震源时间函数为阶跃函数,模型的简化有可能会造成计算结果的一些误差。

为了探讨主震对其余震的静态库仑应力触发问题,尤其是对 4.8 级余震的触发作用,笔者分别计算主震在 4.8 级余震两个节面上的静态库仑应力变化。结果显示:4.8 级余震处在静态库仑应力增加区域内,两个节面上的应力增加分别为 0.48 MPa 和 0.02 MPa。主震在节面 I、II 上产生的静态库仑应力的变化十分接近,应力增加的区域主要位于主震断层的右侧,应力减小的区域主要分布在震中南部。统计显示绝大部分余震均发生在静态库仑应力增加的区域内,尤其是在节面 I 上,这表明主震破裂产生的库仑破裂应力变化对 4.8 级余震的发生有重要的触发作用,同时也有利于大多数余震的发生。

由图 3 还可看出,静态库仑破裂应力的变化随距离的增加衰减很快,因此影响范围与破裂尺度有很大的相关性。大多数余震以及 4.8 级余震与主震的距离均未超过主震的 1 个破裂尺度:8.5 km,这与刘强等(2007)对宁洱 6.4 级地震强余震库仑破裂应力触发的研究结果相似。

本文计算所需的波形数据由江西省地震局吕坚提供,在此表示感谢。

## 参考文献:

- 陈培善,白彤霞. 1991. 震源参数之间的定量关系[J]. 地震学报,13(4):401-410.
- 陈学忠,王琼,刘冬英. 2005. 1995 年河北沙城  $M_L 4.1$  级地震发震断

层参数测定[J]. 地震,25(2):69-74.

- 丁国瑜,田勤俭,孔凡臣,等. 1993. 活断层分段——原则、方法及应用[M]. 北京:地震出版社.
- 环文林,常向东,黄玮琼. 1990. 地震危险性分析中的综合概率法[M]. 北京:地震出版社.
- 李传友,曾新福,张剑玺. 2008. 2005 年江西九江 5.7 级地震构造背景与发震构造[J]. 中国科学(D 辑):38(3):343-354.
- 刘桂萍,傅征祥. 2000. 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级地震触发的区域地震活动和静应力场变化[J]. 地震学报,22(1):17-26.
- 刘杰,郑斯华,黄玉龙. 2003. 利用遗传算法反演非弹性衰减系数、震源参数和场地响应[J]. 地震学报,25(2):211-218.
- 刘强,倪四道,秦嘉政,等. 2007. 2007 年宁洱 6.4 级地震强余震库仑破裂应力触发研究[J]. 地震研究,30(4):331-335.
- 吕坚,郑勇,倪四道,等. 2008. 2005 年 11 月 26 日九江—瑞昌  $M_s 5.7$ 、4.8 级地震的震源机制及发震构造[J]. 地球物理学报,51(1):158-164.
- 吕坚,朱新运,高建华,等. 2006. 江西九江—瑞昌震区的尾波衰减特征初探[J]. 地震,26(4):15-21.
- 万永革,吴忠良,周公威,等. 2002. 地震应力触发研究[J]. 地震学报,24(5):533-551.
- 王椿镛,张先康,陈步云,等. 1997. 大别造山带地壳结构研究[J]. 中国科学(D 辑),3(3):221-226.
- 徐果明,周惠兰. 1982. 地震学原理[M]. 北京:科学出版社.
- 杨中书,曾文敬. 2007. 利用双差法对 2005 年江西九江—瑞昌 5.7 级地震序列重新定位[J]. 地震地磁观测与研究,28(2):25-31.
- Abbdel-Fattah A K. 2003. An approach to investigate earthquake rupture processes[J]. Acta. Geophys. Pol. 51(3):257-269.
- Badawy A, Abbdel-Fattah A K. 2001. Source parameter and fault plane determination of the 28th, Dec, 1999 northern Cairo earthquake [J]. Tectonophysics, 334(1-2):63-77.
- Frankel A, Fletcher J, Vernon F, et al. 1986. Rupture characteristics and tomographic source imaging of  $M_L 3$  earthquakes near Anza, southern California [J]. JGR, 91:12633-12650.
- Hardebeck J L, Nazareth J J, Huaksson E. 1998. The static stress change triggering model: Constraints from two southern California aftershock sequences[J]. JGR, 98:4461-4472.
- Harris, R A. 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard [J]. JGR, 103:24347-24348.
- King G C P, Stein R S, Lin J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes[J]. BSSA, 84:935-953.
- Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface [J]. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 30(1):25-33.
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space [J]. BSSA, 82:1018-1040.
- Reasenber P A, Simpson R W. 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake [J]. Science, 255:1687-1690.

## Investigation on Rupture Parameters of the 2005 $M_s5.7$ Jiujiang-Ruichang, Jiangxi Earthquake and Static Stress Triggering of Its Aftershocks

WANG Jun<sup>1</sup>, SUN Ye-jun<sup>1</sup>, ZHAN Xiao-yan<sup>1</sup>, HUO Zhu-qing<sup>1</sup>, RUAN Xiang<sup>2</sup>, ZHENG Jiang-rong<sup>1</sup>

(1. *Earthquake Administration of Jiangsu Province, Nanjing 210014, Jiangsu, China*)

(2. *Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, Sichuan, China*)

### Abstract

According to the Doppler Effect in the earthquake rupture process, we use the multi-station spectrum to calculate rupture parameters of the Jiujiang-Ruichang  $M_s5.7$  earthquake in Jiangxi. We get the results that the rupture azimuth is about  $319.6^\circ$ , the rupture velocity is about  $2.3 \text{ km/s}$ , and the fitted minimum correlation-coefficient is about  $0.80$  by minimum squares. And on this basis, We calculate the variation of static Coulomb stress separately in the two rupture planes of the  $M_s4.8$  aftershock. The results show that the variation of the static Coulomb stress separately on two nodal planes are positive, the values are about  $0.48 \text{ MPa}$  and  $0.02 \text{ MPa}$  respectively. The variations of static Coulomb stress on nodal I and II are very close. Stress-increasing area is mainly located on the right of the main earthquake fault. Stress-reducing area is mainly located to the south of the epicenter. Most of the aftershocks occur in the static Coulomb stress-increasing region, especially on the nodal. This shows the Coulomb failure stress variation caused by the main shock has an important role in triggering of the  $M_s4.8$  aftershock, and also conducive to majori aftershocks' occurrence.

**Key words:** Jiujiang-Ruichang  $M_s5.7$  earthquake; source rupture parameters; static Coulomb failure stress; triggering of aftershocks