

# 汶川 $M_s$ 8.0 巨震产生的完全库仑破裂应力变化及其强余震群<sup>\*</sup>

吴小平<sup>1</sup>, 黄 雍<sup>2</sup>, 胡家富<sup>1</sup>, 虎雄林<sup>2</sup>

(1. 云南大学 资源环境与地球科学学院, 昆明 650091; 2. 云南省地震局, 昆明 650224)

摘要: 计算和研究了 2008 年 5 月 12 日四川汶川  $M_s$  8.0 巨震在其强余震断层面上产生的完全库仑破裂应力变化, 分析了该变化对强余震的动态和静态应力触发作用。结果显示, 汶川主震后 15 天内发生的 7 次  $M_w \geq 5.5$  强余震均受到了动态和静态库仑破裂应力的综合触发作用。

关键词: 完全库仑破裂应力变化; 动态应力触发; 静态应力触发; 汶川地震; 强余震

中图分类号: P315.33 文献标志码: A 文章编号: 1000-0666(2008)04-0317-07

## 0 引言

2008 年 5 月 12 日四川汶川发生  $M_s$  8.0 巨震, 从地震发生至 5 月 27 日, 共发生  $M_w \geq 5.5$  以上强余震 7 次。本文中, 笔者主要研究汶川巨震产生的完全库仑破裂应力变化及其对后续强余震的动态和静态应力触发作用及特征。

地震应力触发的研究分为静态应力触发研究 (Pernicelli 等, 2004; Sebastian 2004; Wang 等, 2001; Stein 等, 1992; Harris 等, 1995) 和动态应力触发研究 (Tibi 等, 2003; Andrea 等, 2002; Belardinelli 等, 2003; Gamberger 等, 2001; Brodsky 等, 2000; Kib 2003; Kib 等, 2002; Gamberger 等, 1997)。前者研究的是地震的断层位错产生的静态应力变化对后续地震的触发作用, 后者研究的是地震波通过时产生的动态应力变化对后续地震的触发作用。比较两者的触发性质, 静态应力是通过持久性地改变施加在断层上的应力来触发地震, 而动态应力是通过较强的瞬态应力振荡改变介质性质来触发地震。从动态应力触发现象来看, 有直接触发 (几秒或几分钟内触发) 和延迟触发 (数天内触发)。关于延迟触发的机理已有合理的解释 (Kib 等, 2000; Gamberger 等, 1997; Parsons, 2005)。国内对地震的静态应力触发已有不少研究 (邱泽华等, 2003; 石耀霖, 2001; Rob-

inson 等, 2005; 万永革等, 2002-2007; 沈正康等, 2003; 傅征祥等, 2001), 但动态应力触发方面的研究尚少。Kib 等 (2002) 提出了包含动态和静态库仑破裂应力的完全库仑破裂应力概念, 并强调了动态库仑破裂应力的触发作用。本文中笔者通过计算汶川巨震产生的完全库仑破裂应力变化, 综合考虑动态和静态库仑破裂应力对汶川强余震群的触发作用。

多数应力触发问题是通过计算某深度平面上的库仑破裂应力分布、分析余震分布位置与库仑破裂应力的非应力影区的关系或与动态库仑破裂应力正区的关系来讨论的。针对汶川强余震群序列的复杂特点, 笔者逐个计算了汶川各强余震断层面上完全库仑破裂应力变化的时程曲线, 然后分析了每个强余震断层面上所受到的动态库仑破裂应力变化和静态库仑破裂应力变化的特征及其作用性质。

## 1 汶川地震构造背景和震源参数

### 1.1 构造背景

汶川巨震发生在龙门山断裂带上, 龙门山断裂带作为川—青地块与扬子地块的碰撞边界, 位于青藏高原东缘, 呈 NE—SW 走向, 断层性质为逆冲兼右旋走滑 (王二七等, 2001)。它主要由 3 条近乎平行的主干断裂组成 (图 1), 3 条主断裂之下为朝 NW 方向缓倾的、统一的逆冲滑脱面, 深

\* 收稿日期: 2008-06-20.

基金项目: 国家自然科学基金 (40364001) 资助。

度大约 15~25 km (王椿镛等, 2003)。龙门山断裂带是四川地区的主要活动断裂带, 1657年汶川曾发生过 6.5 级地震 (唐荣昌等, 1993)。我们采用美国地质调查局 (USGS) 地震目录和矩心矩张量解以及《2008年 5月 12日汶川特大地震震源特性分析报告》<sup>①</sup> 中的相关数据, 在图 1 中给出了汶川主震和主震后 15天内发生的 7次  $M_w \geq 5.5$  强余震的震源机制及震中位置分布图。

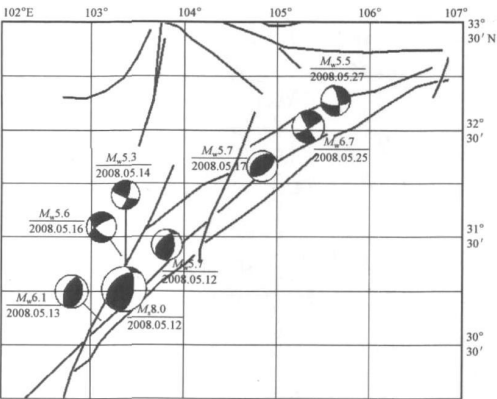


图 1 汶川主震及其强余震震源机制及震中位置分布图

1.2 震源参数

根据《2008年 5月 12日汶川特大地震震源特性分析报告》<sup>①</sup>, 汶川大地震是一次以逆冲为主、兼少量右旋走滑分量的地震。断层向 WN方向倾斜, 走向为 229°。汶川主震能量辐射源跨度达 600 km, 但主要能量释放发生在前 80 s, 破裂开始

于汶川县震中位置, 然后以 3.1 km/s 的平均速度向 EN方向传播了 300 km, 最后, 破裂反向传播, 在震中西南有微弱的能量辐射。破裂大致由 3 个主要的子事件组成 (表 1), 第 1 个子事件位于 0~15 s, 这个时间内释放了整个过程 16% 的地震矩; 第 2 个子事件开始于第 17 s, 结束于第 46 s, 为本次地震过程中最大也是最主要的一次事件, 释放了 63% 的地震矩; 最后一次事件在第 48 s 和第 60 s 之间, 同样释放了 16% 的地震矩。第 60 s 以后, 总体上整个破裂已经基本完成, 仍有一些地方发生断断续续的破裂, 这些破裂只占有所有地震矩的 5%。因此, 此次地震的主要能量释放时间大约为 60 s。本研究中用于计算的断层长度约为 200 km, 即采用了主要能量释放阶段的断层长度。

表 1 汶川主震破裂过程 3 个子事件的参数

子事件	破裂时段 /s	破裂速度 /km·s <sup>-1</sup>	释放地震矩 (%)
1	0~15	3.25	16
2	17~46	3.30	63
3	48~60	3.20	16

根据《2008年 5月 12日汶川特大地震震源特性分析报告》<sup>①</sup> 给出的相关参数和 USGS 提供的矩心矩张量解数据, 同时参考王卫民、姚振兴研究小组的主震模型参数<sup>②</sup>, 我们列出了汶川主震和 7 次强余震的震源位置和震源断层面参数 (表 2)。我们取节面走向与宏观破裂方向即余震震中展布方向较接近的节面为余震的发震断层面。

表 2 汶川巨震及其强余震震源断层面参数

事件序号	发震时间 (世界时)	纬度 / (°)	经度 / (°)	深度 / km	震级	走向 / (°)	倾角 / (°)	滑动角 / (°)
	年-月-日 时:分:秒							
汶川主震 *	2008-05-12 06:28:00	31.021	103.367	10	$M_s$ 8.0	229	43	123
汶川主震 **	2008-05-12 06:28:00	31.021	103.367	13.4	$M_s$ 8.0	229	32	98.8
1号强余震	2008-05-12 20:08:48	31.428	103.834	10	$M_w$ 5.7	226	49	123
2号强余震	2008-05-13 07:07:09	30.734	103.113	10	$M_w$ 6.1	204	56	98
3号强余震	2008-05-14 02:54:38	31.286	103.380	15	$M_w$ 5.3	17	75	168
4号强余震	2008-05-16 05:25:49	31.333	103.336	10	$M_w$ 5.6	236	71	-147
5号强余震	2008-05-17 17:08:25	32.155	104.883	10	$M_w$ 5.7	228	36	86
6号强余震	2008-05-25 08:21:47	32.514	105.401	16	$M_w$ 6.0	152	84	7
7号强余震	2008-05-27 08:37:51	32.750	105.710	15	$M_w$ 5.5	89	64	-161

注: \* 表示陈运泰等的参数<sup>①</sup>; \*\* 表示王卫民等的参数<sup>②</sup>。

① 陈运泰, 许力生, 张勇, 等. 2008 2008年 5月 12日汶川特大地震震源特性分析报告 .

② 王卫民, 姚振兴. 2008 汶川 8.0 级地震震源破裂过程. <http://www.csj.ac.cn>

©1994-2016 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

## 2 完全库仑破裂应力变化的计算

离散波数 (DWN) 法 (Bouchon 2003) 的一个重要特点是可以计算全波场, 包括动态 (瞬态) 和静态 (稳态) 的贡献。笔者采用 DWN 法首先计算地震破裂扩展产生的位移, 继而求得应变和应力, 最后计算主震在强余震断层面上产生的完全库仑破裂应力变化。

### 2.1 DWN 法原理

我们以二维情况说明 DWN 法的原理 (Bouchon 2003)。无限均匀介质中一个线源的稳态辐射, 可以用柱状波表示, 也等价于均匀与非均匀平面波的连续叠加。设  $x$  表示水平坐标轴,  $z$  表示垂直坐标轴, 则位移或应力可以表示为

$$F(x, z, \omega) = e^{i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} f(k, z) e^{ikx} dk \quad (1)$$

其中  $\omega$  是频率,  $k$  是水平波数。当介质有限或垂直方向不均匀时, 积分存在奇点, 因此对水平波数的积分变得复杂而困难。DWN 法首先用复合源问题代替上述单一源问题, 则 (1) 式变为

$$G(x, z, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(k, z) e^{ikx} \sum_{m=-\infty}^{\infty} e^{ikmL} dk \quad (2)$$

$G(x, z, \omega)$  即为格林函数, 其中  $L$  是周期源的间隔。于是 (2) 式可进一步化为

$$G(x, z, \omega) = \frac{2\pi}{L} \sum_{n=-\infty}^{\infty} f(k_n, z) e^{ik_n x} \quad (3)$$

式中  $k_n = \frac{2\pi}{L} n$ 。

如果上式中的序列收敛, 则可以表示为有限求和形式:

$$G(x, z, \omega) = \frac{2\pi}{L} \sum_{n=-N}^N f(k_n, z) e^{ik_n x} \quad (4)$$

DWN 法的下一步是将已在频率域中解决的复合源问题恢复到单一源问题。如果能计算函数  $G$  的连续傅立叶变换, 问题将变得较直接, 但实际上仅能对某些频率计算出函数  $G$  并使用离散傅里叶变换得到时间域的解。因此, 一方面, 要处理一个含无限时间响应的单一源问题, 另一方面, 要使用离散傅立叶变换得到有限持续时间为  $T = 2\pi/\Delta\omega$  的信号。这些可通过在复频率域中作傅立

叶变换实现:

$$f(x, z, t) = \int_{-\omega_1}^{+\omega_1} G(x, z, \omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (5)$$

式中  $\omega_1$  表示频率的虚部, 且要满足

$$e^{-\omega_1 T} \ll 1 \quad (6)$$

(6) 式保证了在时间窗  $T$  内的衰减。因此, 如果选择  $L$  足够大, 以至在时间窗  $T$  内没有从最邻近的源到达接收点 ( $x, z$ ) 的干扰, 时间域的单一源的解  $f(x, z, t)$  便可以从频率域的复合源的解  $G(x, z, \omega)$  恢复得到:

$$f(x, z, t) = e^{i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} G(x, z, \omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (7)$$

任何类型的弹性震源都可以用一组点源的组合来代替。地震学中最感兴趣的是剪切位错产生的辐射场, 而一个双力偶震源就相当于一个弹性剪切位错源。设有一剪切断层, 用  $(\xi, \xi, \xi)$  表示沿断层滑动方向的单位矢量, 用  $(\eta, \eta, \eta)$  表示断层面法线方向的单位矢量, 则相应的矩张量分量为

$$m_{ij} = -\mu \text{slip}(\omega) \Delta S (\xi_i \eta_j + \xi_j \eta_i) \quad (8)$$

其中  $\Delta S$  是发生滑动的断层平面的面积元,  $\text{slip}(\omega)$  是滑动矢量。将地震断层面离散成小面元上位错点源组成的二维阵列, 则每个小单元面上的位错产生的位移场等价于在小单元面处双力偶点源所产生的位移场。每个点源以  $e^{-i\omega t}$  的相位延迟辐射, 其中  $t$  表示破裂从小点源传播到断层某个确定位置所需要的时间, 所有小点源的贡献在频率一波数域内求和。

### 2.2 完全库仑破裂应力变化计算

分别计算汶川主震 3 次破裂在强余震断层面上产生的完全库仑破裂应力变化, 然后将其叠加, 可得到强余震断层面上总的完全库仑破裂应力变化。计算步骤如下:

首先采用离散波数法合成位移理论地震图计算程序, 计算汶川主震在其余震接收点 (余震震源) 处及其邻近 3 个点处产生的地震波位移  $u(x, t)$ ; 然后应用差分法原理由位移计算出应变变化分量  $\Delta\epsilon_{ij}(x, t)$ , 根据虎克定律将应变转换成应力, 可得到主震在余震接收断层处产生的应力变

化分量  $\Delta\sigma_{ij}(\vec{x}, t)$ 。

设接收断层面的法向单位矢量为  $\vec{n}(\eta_1, \eta_2, \eta_3)$ ，滑动方向单位矢量为  $\vec{s}(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ ，由柯西公式可得接收点处断层面上的动态应力变化矢量：

$$\Delta T_i(\vec{x}, t) = \Delta\sigma_{ij}(\vec{x}, t) \eta_j \quad (9)$$

将应力矢量分别投影到接收断层面的法线方向和滑动方向上，可得到正应力变化  $\Delta\sigma(\vec{x}, t)$ 和切应力变化  $\Delta\tau(\vec{x}, t)$ ：

$$\Delta\sigma(\vec{x}, t) = \Delta\sigma_{ij}(\vec{x}, t) \eta_j \eta_i \quad (10)$$

$$\Delta\tau(\vec{x}, t) = \Delta\sigma_{ij}(\vec{x}, t) \eta_j \xi_i \quad (11)$$

完全库仑破裂应力变化（Kill等，2002）为

$$\Delta CFS(\vec{x}, t) = \Delta\tau(\vec{x}, t) + \mu' \Delta\sigma(\vec{x}, t) \quad (12)$$

其中， $\mu'$ 为接收断层面介质的视摩擦系数，一般取0.2~0.8。本研究取 $\mu'=0.5$ 。断层面上的正应力变化 $\Delta\sigma(\vec{x}, t)$ 拉张时为正、压时为负。

完全库仑破裂应力包括了动、静态库仑破裂应力（Kill等，2002）。在以下表述中，动态库仑破裂应力变化采用符号 $\Delta CFS(t)$ 表示，静态库仑破裂应力变化采用符号 $\Delta CFS$ 表示。

3 计算结果

3.1 完全库仑破裂应力变化时程曲线  $\Delta CFS(t)$

图2给出了计算得到的汶川巨震在后续7个强余震断层面上产生的完全库仑破裂应力变化 $\Delta CFS(t)$ 的时程曲线。

3.2 误差讨论

本文取余震震中位置误差为 $0.1^\circ$ 、震源深度误差为5 km，计算了定位误差对库仑破裂应力变化产生的影响。在距离主震震源100 km以内，峰值动态库仑破裂应力最大绝对误差 $\leq 1.36$  MPa（绝对值），静态库仑破裂应力最大绝对误差 $\leq 0.19$  MPa；在距离主震震源100 km以外，峰值动态库仑破裂应力绝对误差 $\leq 0.93$  MPa，静态库仑破裂应力绝对误差 $\leq 0.06$  MPa。

考虑不同破裂模型对计算结果的影响，需要综合考虑破裂模型各种参数，包括断层走向、倾角、滑动角、长度、宽度等的误差（变化）对库仑破裂应力变化计算结果所造成的误差。模型参数误差绝

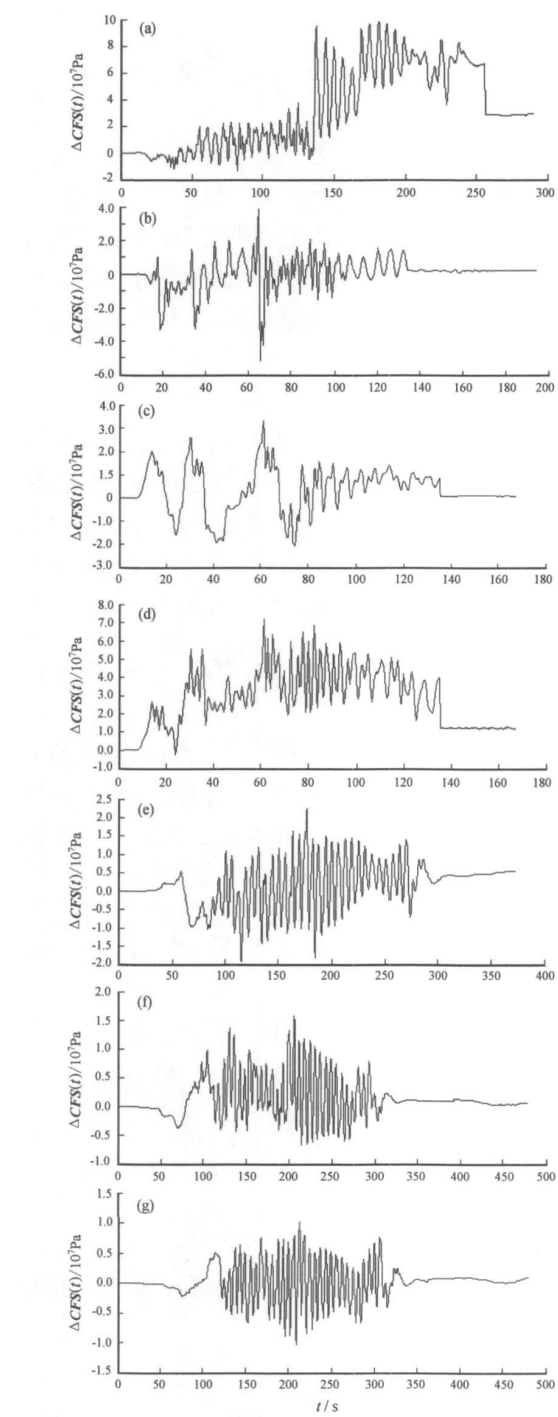


图2 汶川主震在其各强余震断层面上产生的完全库仑破裂应力变化的时程曲线  
(a) 1号强余震；(b) 2号强余震；(c) 3号强余震  
(d) 4号强余震；(e) 5号强余震；  
(f) 6号强余震；(g) 7号强余震

对值取为：走向 $10^\circ$ 、倾角 $10^\circ$ 、滑动角 $10^\circ$ 、断层长度50 km、宽度10 km、破裂传播速度0.2 km/s。在此基础上根据误差传递公式计算主震在

每个余震破裂面上的库仑破裂应力变化峰值的最大误差, 得到峰值动态库仑破裂应力最大绝对误差为  $2.87 \text{ MPa}$ , 静态库仑破裂应力最大绝对误差达  $0.58 \text{ MPa}$ 。

## 4 讨论与结论

### 4.1 汶川巨震在其强余震断层面上产生完全库仑破裂应力变化的特征和作用

由图 2 可以看到, 汶川主震在其强余震断层面上产生的完全库仑破裂应力变化  $\Delta CFS(t)$  的时程曲线由起伏振荡部分和尾部平稳部分组成, 它们分别代表了动态库仑破裂应力变化和静态库仑破裂应力变化 (Kib 等, 2002)。图 2 显示, 汶川主震在各后续强余震断层面上产生的动态库仑破裂应力变化绝大多数达到了  $10 \text{ MPa}$  量级, 静态库仑破裂应力变化绝大多数达到了兆帕量级。而 Kib 等 (2000) 和 Harris (1998) 认为, 有意义的动态库仑破裂应力触发和静态库仑破裂应力触发阈值分别为  $0.5 \text{ MPa}$  和  $0.01 \text{ MPa}$ 。

根据上述分析, 我们对汶川巨震在各强余震断层面上产生的完全库仑破裂应力变化的作用做如下讨论:

1 号强余震 ( $M_w 5.7$ ) 相对其它强余震, 其断层面上的动态和静态库仑破裂应力幅值最大 (图 2 a), 而且均为正值, 远远超过动态和静态触发阈值, 因此, 1 号强余震充分受到了汶川主震动态和静态应力的触发作用。

2 号强余震 ( $M_w 6.1$ ) 断层面上正值部分的动态库仑破裂应力和静态库仑破裂应力均超过了相应的触发阈值 (图 2 b), 也受到了汶川主震动态和静态应力的触发作用。但其断层面上的动态和静态库仑破裂应力相对较小, 这可能是因为 2 号余震的位置背于汶川主震破裂的主要传播方向。

3 号强余震 ( $M_w 5.3$ ) 断层面上的静态库仑破裂应力幅值相对较小 (图 2 c), 约为  $0.7 \text{ MPa}$ , 刚刚超过静态应力触发阈值。动态库仑破裂应力低频振荡明显, 正值部分的动态库仑破裂应力超过了相应的触发阈值。因此, 3 号强余震受到了汶川主震静态和动态库仑破裂应力的触发作用。

4 号强余震 ( $M_w 5.6$ ) 断层面上的动态和静态库仑破裂应力数值较大 (图 2 d), 仅次于 1 号强余震, 数值均为正值, 远超过触发阈值, 因此该强

余震受到了汶川主震动态和静态应力的触发作用。另外, 4 号强余震断层面上的动态库仑破裂应力曲线显示出了汶川主震 3 次破裂产生的 3 次动态应力脉冲序列的特点。

5 号强余震 ( $M_w 5.7$ )、6 号强余震 ( $M_w 6.0$ ) 和 7 号强余震 ( $M_w 5.5$ ) 的震中位置距离汶川主震较远, 其断层面上的动态和静态库仑破裂应力幅值均相对较小 (图 2 e f g), 但正值部分的动态库仑破裂应力均超过了动态应力触发阈值, 静态库仑破裂应力也均超过了相应的触发阈值, 因此这 3 个强余震均受到了汶川主震动态和静态库仑破裂应力的触发作用。

### 4.2 库仑破裂应力变化对地震断层作用的机理讨论

正的静态库仑破裂应力变化对断层有促进滑动的作用, 负的静态库仑破裂应力变化对断层有阻碍或延迟滑动的作用。对于快速的动态库仑破裂应力振荡, 从效果上讲, 负的动态库仑应力变化对断层滑动没有大的促进作用, 但也没有阻碍或延迟作用, 或者说, 断层对负的动态应力脉冲不敏感, 正的动态库仑破裂应力变化比负的同样大小的应力变化对断层的力学作用要大得多。这是因为作用在断层上的瞬态的应力会引起断层的不可逆弱化, 即使破裂发生愈合, 但由于愈合过程太慢, 以至于不能阻止或抵消如亚临界裂隙生长这样的弱化结果。岩石的滑动速率和状态依赖性本构特征控制着断层摩擦滑动不稳定性或成核过程, 动态应力可以通过改变断层成核区的特征滑动距离来影响滑动速率及状态, 快速的正的动态应力变化对断层的弱化作用比负的动态应力变化对断层的作用要大得多 (Kib 等, 2000; Gamber 等, 1997)。

断层一旦受到这种力学作用其力学性质会发生改变, 但并不代表破裂会立即或在一定的时间内发生, 这就意味着在触发与被触发的地震之间存在不确定的时间延迟 (Kib 等, 2000), 被触发地震的时间延迟不能用应力传播来解释, 但可以用与断层摩擦滑动或成核过程相关的岩石速率—状态依赖性本构模型来解释。由于地震波可以通过改变断层成核区的特征滑动距离来影响滑动速率及状态, 因此对伴随地震波产生的动态库仑破裂应力的延迟触发机理, 能够用速率及状态依赖性摩擦滑动不稳定性模式进行充分说明 (Kib 等,

2000 Gombert等, 1997; Parsons 2005)。Hill等(1993)和 Anderson等(1992)认为, 动态应力触发的最大延迟时间为 15天, 超过 15天发生的后续地震受到的动态库仑破裂应力触发作用是无效的。

4.3 结论

综上所述我们可得出以下几点结论:

- (1) 汶川主震后 15天内发生的 7次  $M_w \geq 5.5$  强余震全部受到了动态库仑破裂应力和静态库仑破裂应力的综合触发作用。
- (2) 与仅有单次破裂过程的一般强震不同, 汶川巨震在其各强余震断层面上产生的完全库仑破裂应力变化的时程曲线, 基本上都反映了主震破裂过程 3个阶段的特征, 动态库仑破裂应力的最大峰值多出现在第 2阶段。巨震产生的库仑破裂应力, 无论是动态的还是静态的, 都远远超过以往研究中所总结出的触发阈值。
- (3) 在短时间内, 巨震产生的动态库仑破裂应力对后续地震的触发效应可能大于静态库仑破裂应力, 高强度、高频率的动态库仑破裂应力主要依靠改变(降低)后续地震断层面上的摩擦滑动强度来触发地震。

参考文献:

邱泽华, 石耀霖. 2003. 地震造成远距离应力阶变的观测实例 [ J ]. 中国科学, 33 (增刊): 60—64.

万永革, 沈正康, 曾跃华, 等. 2007. 青藏高原东北部的库仑应力积累演化对大地震发生的影响 [ J ]. 地震学报, 29 (2): 115—129.

沈正康, 万永革, 甘卫军, 等. 2003. 东昆仑活动断裂带大地震之间的黏弹性应力触发研究 [ J ]. 地球物理学报, 46 (6): 786—795.

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.

傅征祥, 刘桂萍, 陈棋福. 2001. 青藏高原北缘海原、古浪、昌马大地震间相互作用的动力学分析 [ J ]. 地震地质, 23 (1): 35—42.

王二七, 孟庆任, 陈智, 等. 2001. 龙门山断裂带印支期左旋走滑运动及其大地构造成因 [ J ]. 地学前沿, 8 (2): 375—384.

王椿镛, 韩渭宾, 吴建平, 等. 2003. 松潘—甘孜造山带地壳速度结构 [ J ]. 地震学报, 25 (3): 229—241.

唐荣昌, 韩渭宾. 1993. 四川活动断裂与地震 [ M ]. 北京: 地震出版社.

石耀霖. 2001. 关于应力触发和应力影区概念在地震预报中应用的一些思考 [ J ]. 地震, 21 (3): 1—7.

Anderson J G, Baue J N, Louie J N, et al 1994. Seismicity in the western Great Basin apparently triggered by the Landers Califor-

nia earthquake 28 June 1992 [ J ]. BSSA 84 (3): 863—891.

Belardinelli M E, Bizzarri A, Cocco M 2003. Earthquake triggering by static and dynamic stress changes [ J ]. JGR 108 (B3): 2135.

Bouchon M 2003. A Review of the Discrete Wavenumber Method [ J ]. Pure Appl Geophys 160 (3—4): 445—465.

Brodky E E, Karakostas V, Kanamori H 2000. A new observation of dynamically triggered regional seismicity: Earthquake in Greece following the August 1999 Izmit Turkey earthquake [ J ]. Geophys Res Lett, 27: 2741—2744.

Gombert J, Blanpied M L, Beeler N M 1997. Transient triggering of near and distant earthquakes [ J ]. BSSA 87 (2): 294—309.

Gombert J, Reasenber P A, Bodin P, et al 2001. Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes [ J ]. Nature 411: 462—466.

Harris R A, Simpson R W, Reasenber P A 1995. Influence of static stress changes on earthquake location in southern California [ J ]. Nature 375: 221—224.

Harris R A 1998. Introduction to special section: Stress triggers stress shadows and implications for seismic hazard [ J ]. JGR 103 (B10): 24347—24358.

Hill D P, Reasenber P A, Michael A, et al 1993. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers California earthquake [ J ]. Science 260 (5114): 1617—1622.

Kilb D, Gombert J, Bodin P 2000. Triggering of earthquake aftershocks by dynamic stresses [ J ]. Nature 408: 570—574.

Kilb D 2003. A strong correlation between induced peak dynamic Coulomb stress change from the 1992 M7.3 Landers California earthquake and the hypocenter of the 1999 M7.1 Hector Mine California earthquake [ J ]. JGR 108 (B1): 2012.

Kilb D, Gombert J, Bodin P 2002. Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes [ J ]. JGR 107 (B4): 2060.

Parsons T A 2005. A hypothesis for delayed dynamic earthquake triggering [ J ]. Geophysical Research Letters 32: L04302.

Pernola B, Bressan G, Pondrelli S 2004. Changes in failure stress and stress transfer during the 1976—77 Friuli earthquake sequence [ J ]. Geophys J Int, 156 (2): 297—306.

Robinson R, Zhou S 2005. Stress interactions within the Tangshan China Earthquake Sequence of 1976 [ J ]. BSSA 95 (6): 2501—2505.

Sebastian H 2004. Seismicity patterns of earthquake swarms due to fluid intrusion and stress triggering [ J ]. Geophys J Int, 159 (3): 1090—1096.

Stein R S, King G C P, Jian L 1992. Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 M7.4 Landers earthquake [ J ]. Science 258 (5086): 1328—1332.

Tibb R, Wilens D A, Houe H 2003. Remote triggering of deep earthquakes in the 2002 Tonga sequences [ J ]. Nature 424: 921—925.

Wang W H, Chen C H 2001. Static stress transferred by the 1999 Chi-Chi Taiwan Earthquake: effects on the stability of the surrounding fault systems and aftershock triggering with a 3D fault-slip model [ J ]. BSSA 91 (5): 1041—1052.

# Complete Coulomb Failure Stress Changes Produced by the Wenchuan, Sichuan, $M_s8.0$ Earthquake and Its Strong Aftershock Swarms

WU Xiaoping, HUANG Yong, HU Jiafu, HU Xionglin

(School of Resource, Environment and Earth Sciences, Yunnan University, Kunming 650091, Yunnan, China)

(2. Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

## Abstract

We calculate and study the complete Coulomb failure stress changes caused by the 2008  $M_s8.0$  Wenchuan Sichuan earthquake and analyze the dynamic and static stress triggering effects on seven strong aftershocks. The results show that the seven strong aftershocks that occurred during 15 days after the Wenchuan main shock are all subjected to the triggering effects of both dynamic and static Coulomb stresses.

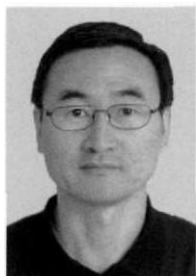
**Key words:** complete Coulomb failure stress change; dynamic stress triggering; static stress triggering; Wenchuan earthquake; strong aftershock



**刘杰** 中国地震局台网中心研究员。1986年毕业于北京大学地球物理系，获学士学位；1989年毕业于北京大学地球物理系，获硕士学位；1998年毕业于中国地震局地球物理研究所，获博士学位。目前从事地震预报和地震活动研究。



**王海涛** 新疆地震局研究员，中国地震局地震预测研究所兰州科技创新基地客座研究员。1982年毕业于云南大学地球物理系，获学士学位；1999年毕业于中国地震局地球物理研究所，获地震学专业博士学位。中国地震学会理事，新疆地震学会理事长。主要从事地震综合预报研究。



**许建东** 中国地震局地质研究所研究员。1983年毕业于北京大学地质系，获学士学位；1998年获美国纽约州立大学布法罗分校地质系博士学位。现为中国地震学会终身会员，美国地质学会（GSA）会员，联合国灾害评估与协调委员会（UNDAC）。目前的主要研究领域为火山地质、火山灾害、地震应急与救援。



**刘耀炜** 中国地震局地壳应力研究所研究员。1982年毕业于中国地质大学（武汉）地震地质专业。主要从事地下流体与强震前兆机理、地下流体观测技术与地震预测方法等研究。中国地震局科技委委员，中国地震局地下流体学科技术协调组组长，中国地震学会地震流体专业委员会主任。



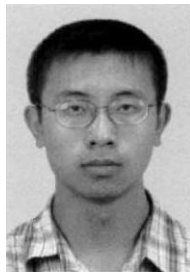
**苏有锦** 云南省地震局研究员。1986年毕业于云南大学地球物理系，获学士学位；1991年毕业于中国科学技术大学固体地球物理专业，获硕士学位。主要从事地震学和地震预测预报研究。



**吴小平** 云南大学资源环境与地球科学学院教授。1982年毕业于云南大学地球物理系，获学士学位；1988年毕业于中国科学技术大学地球与空间科学系，获硕士学位；2000年毕业于中国科学院云南天文台，获博士学位。主要从事地震学、岩石力学、重力学与固体潮、地球动力学的教学与科研工作。



**崔庆谷** 云南省地震局高级工程师，2002年毕业于中国地震局地球物理研究所，获博士学位。主要从事地震及前兆观测技术研究工作。



**周青云** 中国地震局地震预测研究所读硕士研究生。2008年毕业于北京大学地球物理专业，获学士学位。主要从事震源过程、地震定位及地震活动性分析研究。

注：皇甫岗、秦嘉政、付虹、钱晓东、张建国、崔建文、毛先进、杨润海、毛玉平等人的个人简介已分别刊登在本刊的 Vol30 No3, Vol28 No4, Vol30 No1, Vol29 No1, Vol29 supp, Vol29 No4, Vol31, No2, Vol29 No4, Vol30 No3.