

陈亚男、蒋海昆, 2015, 基于粘弹库仑应力变化的后续最大地震震级估计及 2008、2014 年于田 2 次 7.3 级地震之间关系的讨论, 中国地震, 31(1), 11 ~ 26.

· 研究论文 ·

基于粘弹库仑应力变化的后续最大地震震级估计及 2008、2014 年于田 2 次 7.3 级地震之间关系的讨论

陈亚男¹⁾ 蒋海昆²⁾

1) 中国地震局兰州地震研究所, 兰州市东岗西路 450 号 730000

2) 中国地震台网中心, 北京 100045

摘要 在前人关于于田地区地壳水平分层模型研究的基础上, 结合于田台 GPS 连续观测资料粗略确定各层的粘滞系数。基于粘弹水平分层模型, 分别计算了 2008、2014 年 2 次于田 7.3 级地震的粘弹同震库仑应力变化。基于粘弹库仑应力变化, 采用“直接”余震频次的计算方法, 得到了区域范围内与主震同震库仑应力变化直接相关的理论地震频次。提出了基于理论与实际地震频次对比以及理论与实际地震频次-距离衰减曲线拟合残差对比估计与主震同震库仑应力变化直接相关的后续最大地震震级的方法。不同方法的计算结果显示, 与 2008 年于田 7.3 级地震同震库仑应力变化直接相关的最大后续地震震级为 $M_s 7.2 \sim 7.5$, 而 2014 年于田 7.3 级地震的最大后续震级估计为 $M_s 6.3$ 。前者与 2014 年于田地震 7.3 的震级非常接近。由于震级相同、空间距离较近、时间间隔较短、区域外力作用相同、2 次地震构造关联性较强且具有较明确的应力相互作用等, 因而认为 2008、2014 年 2 次 7.3 级地震构成一对广义的双震型地震, 这与该区域以往序列类型特点相吻合。对震级下限及 G-R 关系 b 值对结果的影响进行了初步讨论, 结果显示, 当粘弹同震库仑应力变化确定之后, 震级下限对后续最大地震震级估计影响不大, 但 G-R 关系 b 值对结果有较大影响。

关键词: 2008 年于田 7.3 级地震 2014 年于田 7.3 级地震 粘弹水平分层结构模型 粘滞系数 粘弹同震库仑应力变化 后续最大地震震级

[文章编号] 1001-4683(2015)01-0011-16 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

继 2008 年 3 月 21 日于田 7.3 级地震 ($35.60^\circ \text{N}, 81.60^\circ \text{E}$) 后, 2014 年 2 月 12 日于田

[收稿日期] 2015-01-12; [修定日期] 2015-01-26

[项目类别] 中国地震局监测预报司任务性科研经费资助

[作者简介] 陈亚男, 女, 1989 年生, 在读硕士研究生, 主要从事地震预报方面的研究工作。E-mail: dolphin124@126.com
蒋海昆, 通讯作者。E-mail: jianghaikun@sohu.com

再次发生 7.3 级地震 (36.14° N, 82.51° E)。2 次地震发生于阿什库勒断裂带的不同位置, 总体上位于阿尔金断裂带南端尾部向西南方向延伸、由左旋走滑为主逐渐转变为拉张作用为主的区域, 它们存在着相同的力源作用(程佳等, 2014)。2 次地震震中附近地质结构复杂。2008 年于田地震震源机制为拉张型破裂, 可能是阿尔金断裂左旋扭错, 牵引其西南端位于阿什库勒盆地的分支断裂发生张性破裂的结果, 该地区历史地震大多以拉张为主兼有走滑运动的正断型破裂居多(新疆地震局, 1997; 尹光华等, 2008; 聂晓红等, 2010、2014)。2014 年于田地震为走滑型破裂, 可能是阿尔金左旋走滑断裂带尾端拉张区域受到南北向挤压和东西向拉张共同作用的结果(程佳等, 2014)。2008、2014 年 2 次于田地震震级相同, 破裂起始点相距仅约 100km, 时间相距不到 6 年, 在如此短的时间内几乎原地发生 2 次 7 级以上地震, 类似现象除 1988 年澜沧-耿马 7 级双震外, 在我国大陆地区非常少见, 这也为研究构造关联区域强震之间的相互作用提供了一个可能的机会。

库仑应力变化是研究地震之间相互作用的重要手段。库仑破裂应力变化对后续地震活动的触发研究主要集中于 2 个方面: 一是构造相关区域历史上一系列强震的累积库仑破裂应力变化对后续强震的影响(Stein et al, 1997; Nalbant et al, 1998; Todal et al, 2008; 万永革等, 2009; 邵志刚等, 2010); 二是主震破裂对余震活动的激发及余震空间分布的控制, 研究结果显示, 大多数余震或后续地震发生在库仑应力增加的区域(King et al, 1994; Harris, 1998; Lin et al, 2004)。一般认为能够触发地震的应力变化阈值为 $10^{-1} \sim 10^{-2}$ MPa(Reasenberget al, 1992; King et al, 1994; Hardebeck et al, 1998; Harris, 1998; Stein, 1999; 万永革等, 2000), 这一数值比固体潮潮汐应力约大 1~2 个数量级(Heaton, 1975、1982)。具体到 2 次于田地震, 从构造运动特征及库仑应力计算结果来看, 2008 年 7.3 级地震对 2014 年 7.3 级地震确实具有促进作用, 但从库仑应力变化的具体数值来看, 2008 年 7.3 级地震在 2014 年 7.3 级地震震中处产生的库仑应力变化幅度并不大(程佳等, 2014), 小于 10^{-1} MPa。另一方面, 近年来基于速率状态依从理论(Dieterich, 1979、1981; Ruina, 1983)及同震库仑应力计算, Hainzl 等(2010a、2010b)提出依据空间范围内库仑应力变化定量估算“直接”余震频次的方法(Cocco et al, 2010)。所谓“直接”余震, 是指由主震库仑破裂应力直接导致的余震, 不包括余震之间的激发以及其他的影响。在国内, 贾若等(2014)依据 Hainzl 等(2010a、2010b)的理论和方法, 计算了汶川 8.0 级地震同震库仑应力变化导致的直接余震频次, 重点讨论了主震同震库仑应力变化对不同震级余震活动的影响时间。综上所述, 通过主震库仑应力变化, 可以了解应力增加区域与后续地震分布的关系, 但无法评估后续地震活动水平(地震频次与强度)。基于 Hainzl 等(2010a、2010b)的理论和方法, 可以进一步计算不同区域后续地震的频次, 但仍无法得到其可能强度的估计。

针对上述问题, 本文在已有研究的基础上(Hainzl et al, 2010a、2010b; Cocco et al, 2010; 贾若等, 2014), 以 2008 年 3 月 21 日、2014 年 2 月 12 日 2 次于田 7.3 级地震为研究对象, 基于粘弹分层模型分别计算 2 次地震的粘弹同震库仑应力变化, 计算与粘弹同震库仑应力变化相关的“直接”余震频次, 进而通过理论地震频次与实际地震频次的对比并结合 G-R 关系, 估计 2 次于田地震后区域范围内可能发生的最大地震震级, 并在此基础上, 进一步粗略讨论 2 次于田 7.3 级地震之间的可能关系。

1 理论方法

1.1 基于粘弹分层模型的库仑应力计算

地震产生的应力变化可以通过库仑破裂应力变化进行定量计算 (Harris, 1998), 通常将前期地震产生的应力张量投影到所关注的断层面 (接受断层) 上, 得到所关注目标断层在指定滑动方向上的库仑破裂应力变化。库仑应力变化由下式计算

$$\Delta CFS = \Delta \tau_{\text{rake}} + \mu \Delta \sigma_n \quad (1)$$

式中, μ 为视摩擦系数, 包括了孔隙流体和断面上的介质特性影响, 一般取为 0.4 (Toda et al, 1998、2003、2005; 张国宏等, 2008; 吴小平等, 2008; 华卫等, 2009; 万永革等, 2009; 邵志刚等, 2010); $\Delta \tau_{\text{rake}}$ 、 $\Delta \sigma_n$ 分别为在接受断层滑动方向上的剪切应力变化和垂直于滑动方向的正应力变化, 是应变场和断层几何参数及滑动角度的函数, 其中应变场张量可由断层位错与格林函数求得。

就余震活动过程而言, 粘滞松弛对控制震后应力随时间的变化起着非常重要的作用 (Freed et al, 1998、2001; 陈连旺等, 2001)。对于震后时间相关的粘滞性质对库仑应力变化的影响, 目前大多采用分层粘弹介质模型计算。考虑震后形变中重力的影响, Wang 等 (2006) 构建了由弹性体、Maxwell 体、开尔文体、标准线弹性体等组成的粘弹分层模型, 给出基于粘弹分层模型的震后应力-应变计算程序 PSGRN/PSCMP (Wang et al, 2006), 并已在地震研究领域得到广泛应用 (程佳等, 2011; 张晁军等, 2008b; 谈洪波等, 2010; 雷兴林等, 2013)。本文粘弹分层模型条件下格林函数和粘弹库仑应力变化的计算均使用 PSGRN/PSCMP 程序 (Wang et al, 2006)。

1.2 基于速率-状态依从及库仑应力变化的直接余震频次估计

Dieterich (1979、1981) 通过实验获得表征断层基本性质与速率和状态关系的速率-状态摩擦定律。Ruina (1983) 进一步将其简化为

$$\tau = \sigma \left[\mu_0 + A \ln \left(\frac{\dot{\delta}}{\dot{\delta}^*} \right) + B_1 \ln \left(\frac{\theta_1}{\theta_1^*} \right) + B_2 \ln \left(\frac{\theta_2}{\theta_2^*} \right) + \dots \right] \quad (2)$$

其中, τ 和 σ 分别为断面上的剪切应力和正应力; $\dot{\delta}$ 为滑动速度; θ_i 为状态变量; A 、 B_i 和 μ_0 为通过实验确定的系数。在此基础上, 基于速率-状态依从理论的地震活动率表达为 (Dieterich, 1994)

$$R = \frac{r}{\gamma \dot{\tau}_r} \quad (3)$$

式中, r 为背景地震活动率; $\dot{\tau}_r$ 为背景应力加载速率, 即主震发生 (应力突跳) 前的应力加载速率; γ 是随时间和应力改变的状态参量。主震发生的瞬间出现应力突跳 (应力阶步), 使得主震前、后应力大小有明显差异。同时, 主震应力突跳会导致应力加载速率发生改变 (Dieterich, 1994), 但若假定应力突跳前后应力加载速率相同, 即 $\dot{\tau}_r = \dot{\tau}$, 并且假定应力突跳幅度等同于主震导致的库仑应力变化 ΔCFS , 经推导得 (Hainzl et al, 2010a、2010b; Cocco et al, 2010)

$$R(t) = \frac{r}{1 + \left(e^{-\frac{\Delta CFS}{A\sigma}} - 1 \right) e^{-\frac{t}{t_a}}} \quad (4)$$

其中, $t_a = A\sigma/\dot{\tau}$, 表示地震速率扰动的特征驰豫时间 (Dieterich, 1994; Hainzl et al, 2010a)。

据此, 主震后 T 时间内的全部地震数量为

$$N(T) = \int_0^T R(t) dt = \frac{r}{\dot{\tau}} [A\sigma \log(e^{-\frac{\Delta CFS}{A\sigma}} + e^{\frac{T}{t_a}} - 1) + \Delta CFS] \quad (5)$$

主震后 T 时间内的余震频次 $N_{\text{pre}}(T)$ 等于该时段内全部地震数 $N(T)$ 减去背景地震数 rT

$$N_{\text{pre}}(T) = N(T) - rT \quad (6)$$

式(6)代入式(5), 并令 $T \rightarrow \infty$, 可得与库仑应力变化有关的全部“直接”余震数

$$N_{\text{pre}} = \frac{r\Delta CFS}{\dot{\tau}} \quad (7)$$

在主震应力突跳前、后应力加载速率相同 ($\dot{\tau}_r = \dot{\tau}$) 的假设前提下, 体积 V 内背景应力加载速率 $\dot{\tau}_r$ 与背景地震活动率 r 有关 (Kostrov et al, 1974; Hainzl, 2010a)

$$\dot{\tau}_r = \langle M_0 \rangle \frac{r}{V} \quad (8)$$

$\langle M_0 \rangle$ 为平均地震矩, 其标量值为 (Kostrov et al, 1974)

$$\langle M_0 \rangle = 10^{9.1+1.5M_{\min}} \frac{b}{1.5-b} \cdot \frac{10^{(1.5-b) \cdot (M_{\max}-M_{\min})}}{1-10^{-b(M_{\max}-M_{\min})}} \quad (9)$$

式中, b 为地震序列 G-R 关系比例系数; M_{\min} 、 M_{\max} 分别为序列震级下限和最大地震震级; M_L 为震级标度。 $\langle M_0 \rangle$ 单位为 $\text{N}\cdot\text{m}$ 。将研究区划分为一系列体积为 dV 的等体积单元, 令第 i 个单元体中心点处库仑应力变化为 ΔCFS_i , 联立式(8)、(9)及式(7), 可得体积单元 dV 内与库仑应力变化 ΔCFS_i 相关的全部“直接”余震数

$$dN_{\text{pre}}(M \geq M_{\min}) = \frac{dV}{\langle M_0 \rangle} \Delta CFS_i \quad (10)$$

对主震后一定区域范围内所有 dV 进行类似计算, 可得该区域范围内与主震同震库仑应力变化直接相关的理论地震频次。

1.3 序列后续地震最大震级估计

确定最大后续地震震级的一种方法是依据一定区域范围内理论地震频次与实际地震频次的对比。由式(10)可见, 主震后体积 V 内的理论地震频次与库仑应力变化 ΔCFS 和平均地震矩 $\langle M_0 \rangle$ 有关。式(9)中 M_{\min} 和 b 值 2 个参数通过实际序列可得到较好约束, M_{\min} 取实际序列最小完备震级, b 值取实际序列 G-R 关系的比例系数。这种情况下, $\langle M_0 \rangle$ 与序列最大地震震级 M_{\max} 有关, 尝试取不同的 $M_{\max}(i)$, 可得到与 $M_{\max}(i)$ 相对应的直接余震频次 $N_{\text{pre}}(i)$, 通过与相同空间范围内实际地震数目 $N_{\text{real}}(i)$ 的对比, 由

$$\min [|N_{\text{pre}}(i) - N_{\text{real}}(i)|] \quad (i = 1, 2, 3, \dots) \quad (11)$$

确定使理论地震频次 $N_{\text{pre}}(i)$ 与实际地震频次 $N_{\text{real}}(i)$ 最为接近的 $M_{\max}(i)$, 此即可能的后续最大地震震级。

另一种方法是考虑主震震源断层附近不同范围内理论与实际地震频次空间分布的差异来确定最大后续地震震级。首先将“主震破裂带”简化为图 1 中黑色直线所示, 考虑到地震定位精度及“主震破裂带”空间位置的粗略和简化, 空间距离间隔取为 5km, 分别统计距“主震破裂带”不同距离范围内 (例如 $0 \sim < 5\text{km}$ 、 $5 \sim < 10\text{km}$ 、 \dots 等) 的理论和实际地震频次,

考察其在空间上随距离的衰减。尝试取不同的 $M_{\max}(i)$, 可得一系列理论地震频次的距离衰减曲线, 它与实际地震频次的距离衰减曲线之间的拟合残差定义为

$$\delta(i, j) = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^n [N_{\text{pre}}(i) - N_{\text{real}}(i, j)]^2}{n - 1}} \quad (12)$$

式中, j 为频次曲线上的序号, $j=0, 1, 2, \dots$ 时的 $N_{\text{pre}}(i, j)$ 与 $N_{\text{real}}(i, j)$ 分别对应距断层 $0 \sim <5$ 、 $5 \sim <10$ 、 $10 \sim <15$ km、 \dots 范围的理论及实际地震频次。由 $\min[\delta(i, j)] (i, j=1, 2, 3, \dots)$, 即当拟合残差最小时所确定的理论地震频次随距离衰减与实际最为接近的 $M_{\max}(i)$ 即为可能的后续最大地震震级。

2 资料及结果

2.1 资料概况

取 $34^\circ \sim 37.5^\circ \text{N}$ 、 $79.5^\circ \sim 84.5^\circ \text{E}$ 为研究区(图 1), 这是一个大体上以 2 次 7 级地震为中心的较大区域。2 次于田 7.3 级地震震中大约相距 101 km, 主震震源机制分别为拉张型和走滑型, 余震分布尺度分别约为 105、83 km。2008 年于田 7.3 级地震序列最小完备震级为 $M_L 3.4$ (图 2(a)), 随着数字地震台网的建设, 近些年来地震监测能力不断提高, 2014 年于田 7.3 级地震序列最小完备震级已降低至 $M_L 2.5$ (图 2(b))。采用主震后 180 天的资料进行计算, 2008、2014 年 2 次 7.3 级地震序列的 b 值分别为 0.83 和 0.74(图 2)。图 3 给出 2 次于田 7.3 级地震序列震后半年相同震级下限($M_L \geq 3.4$)的 $M-t$ 图。由图 3 可见, 2014 年于田 7.3 级地震序列衰减明显较快。

2.2 于田地区粘弹分层模型

根据于田附近区域速度结构(陈向军等, 2014), 参考对西昆仑、塔里木及青藏高原地区地壳结构的研究结果(张先康等, 2002; 贺日政等, 2001; 张晁军, 2008a; Zhang et al, 2007)并结合 crust2.0, 选取表 1 所列于田地区水平层状模型。该模型分为 3 个大层, 地壳总厚度取为 57 km, 表层为 10 km 厚的标准线弹性体(Zhang et al, 2007; 许才军等, 2009), 中层为 35 km 厚的弹性体, 45 km 以下的底层为下地壳及上地幔, 为 Maxwell 体(马瑾, 1987; 王绳祖等, 2001; Wang et al, 2006)。根据前人研究, 这种情况下若采用上地壳为滞弹性体、中地壳为弹性体、下地壳为 Maxwell 体的复合模型, 能够更好地模拟震后早期阶段地表变形随时间的变化(Zhang et al, 2007; 张晁军, 2008a)。其中表层和底层的粘滞系数 η 通过 PSCRN/PSCMP 程序(Wang et al, 2006)进行反演: 不断改变理论模型中的粘滞系数, 反演 2014 年 2 月 12 日于田 7.3 级地震在于田台产生的理论震后变形, 并与于田台 GPS 观测的实际记录进行比对, 挑选出理论与实际拟合最好的结果, 据此确定底层及表层的粘滞系数。图 4、5 分别为计算底层及表层粘滞系数时模型取不同粘滞系数计算的震后形变曲线与 GPS 实测结果的比较。由图 4、5 可见, 当底层及表层的粘滞系数分别取 2.5×10^{19} 、 1.0×10^{22} Pa·s 时, 模型计算理论结果与于田台 GPS 实测震后形变曲线拟合最好。

由于位于于田 7.3 级地震震中附近的 GPS 连续站点较少, 对表 1 所列模型的约束并不严谨, 因此该地壳流变模型非常粗略。但总体来看, η_1 、 η_2 分布范围与以往认识相一致(王绳祖等, 2001; 王庆良等, 1997; 朱守彪等, 2006; 张晁军等, 2008a; 郝明等, 2011; 朱良玉等, 2014)。

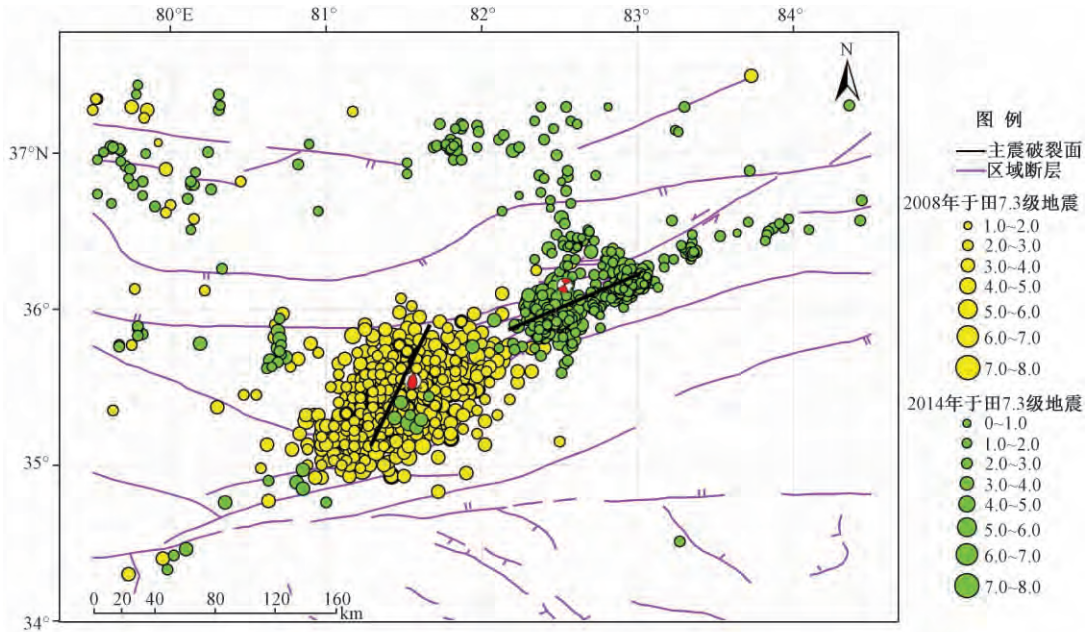


图 1 2008 年 3 月 21 日 ~2014 年 8 月 11 日于田地区地震分布
 黄色实心圆为 2008 年 3 月 21 日 ~2008 年 9 月 20 日记录到的所有地震;
 绿色实心圆为 2014 年 2 月 12 日 ~2014 年 8 月 11 日记录到的所有地震;
 红白沙滩球分别为 2 次于田 7.3 级地震的震中位置及震源机制

表 1 本文研究的于田地区分层模型中所确定的参量

分层	详细分层	分层厚度/km	$v_p /$ ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	$v_s /$ ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	$\rho /$ ($\text{g}\cdot\text{cm}^3$)	$\eta /$ ($\text{Pa}\cdot\text{s}$)	α	物理模型
表层	沉积层	0 ~ 4	4.8	2.771	2600	1.0×10^{22}	0.85 (1.00)	标准线性弹性体
	上地壳 I	4 ~ 10	5.9	3.406	2650			
中层	上地壳 II	10 ~ 22	5.960	3.44	2700	0	1.00	弹性体
	中地壳	22 ~ 45	6.302	3.68	2850			
底层	下地壳	45 ~ 57	7.10	3.90	3100	2.5×10^{19}	0.10	Maxwell 体
	上地幔	57 ~ 1000	8.21	4.56	3380			

注:括号内数值为计算底层粘滞系数时模型用到的静态模量与动态模量比值

2.3 2008、2014 年于田 2 次 7.3 级地震导致的粘弹库仑应力变化

基于前述于田地区粘弹性水平分层模型,取视摩擦系数为 0.4,暂不考虑区域构造应力场变化的影响,利用 PSGRN/PSCMP 程序 (Wang et al, 2006) 分别计算 2008、2014 年 2 次于田 7.3 级地震在研究区的同震粘弹库仑应力变化。在图 1 所示研究区范围内划分 $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ 的网格单元,考虑到地震震源深度定位的不精确性,体积单元 dV 在深度方向尺度取为 5km,由此构建一系列 $0.02^\circ \times 0.02^\circ \times 5\text{km}$ 的体积单元 dV 。深度上粗略地分为 5 ~ 10、10 ~ 15、15 ~ 20 km 等 3 层,3 层的中心点深度分别取为 7.5、12.5、17.5km,假定每个深度上的接受断层分布相同,在其它参数不变的情况下,分别计算各体积单元 dV 内中心点处的粘弹库

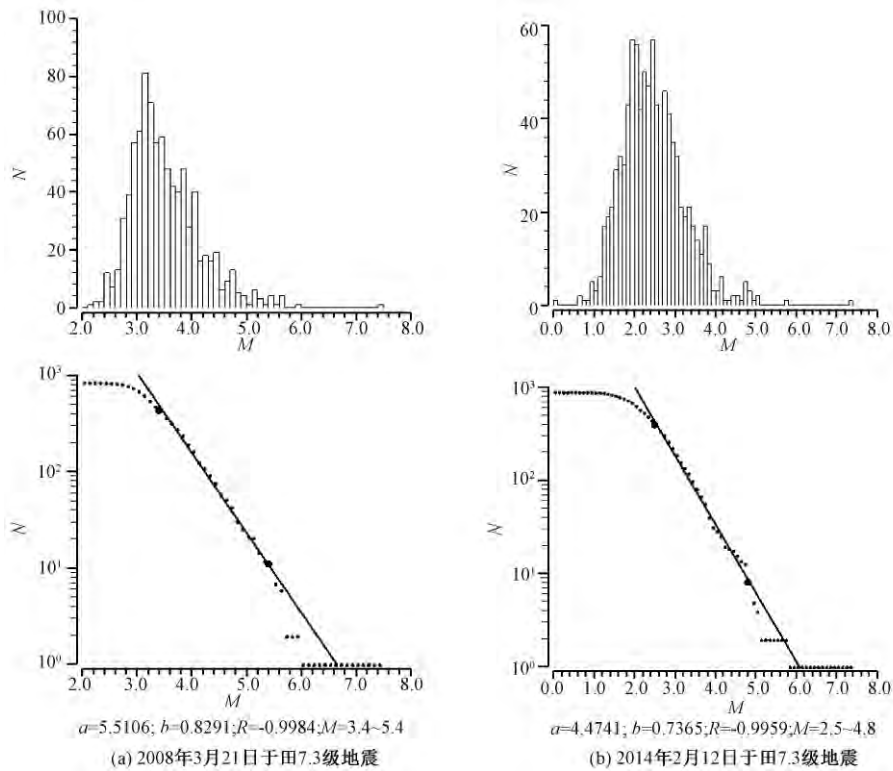
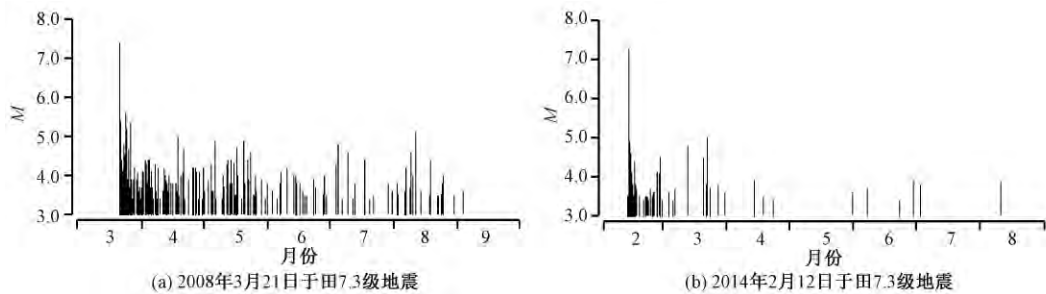


图2 于田 2 次 7.3 级地震序列震后 180 天震级-频次统计图(上)和 G-R 关系(下)

图3 于田 2 次 7.3 级地震序列震后 180 天 $M_L \geq 3.4$ 地震 $M-t$ 图

仑应力变化及 5 ~ 20km 整体的粘弹库仑应力变化。

计算过程中,2008 年 3 月 21 日于田 7.3 级地震破裂模型采用冀战波等(2014)的结果,破裂面由 14×6 个子断层组成,每个子断层尺度为 $10\text{km} \times 10\text{km}$,最大深度达 37.2km。2014 年 2 月 12 日于田 7.3 级地震破裂模型采用张勇等(2014)的结果,破裂面由 17×9 个子断层组成,每个子断层尺度为 $5\text{km} \times 5\text{km}$,最大深度达 37.2km。与冀战波等(2014)及张勇等(2014)反演过程中所采用的震源机制结果相一致并考虑到余震分布,本文粘弹库仑应力变化计算过程中,对 2008、2014 年于田地震分别选取震源机制结果中节面 II 和节面 I 为接受断层(表 2)。

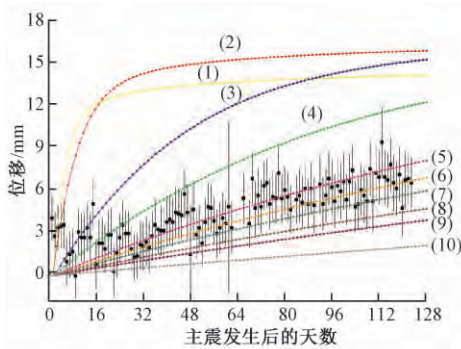


图4 计算底层粘滞系数时模型取不同粘滞系数计算的震后形变曲线与GPS实测结果的比较
黑线实心圆及误差棒为GPS实测震后形变结果,误差棒为GPS的观测误差;彩色曲线是过渡模型取不同的粘滞系数 η_1 时计算得到的2014年2月12日于田7.3级地震在于田台产生的理论震后形变,其中 η_1 取值:(1) $5.0 \times 10^{17} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; (2) $1.0 \times 10^{18} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; (3) $5.0 \times 10^{18} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; (4) $1.0 \times 10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; (5) $2.0 \times 10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; (6) $2.5 \times 10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; (7) $3.0 \times 10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; (8) $4.0 \times 10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; (9) $5.0 \times 10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; (10) $1.0 \times 10^{20} \text{ Pa}\cdot\text{s}$

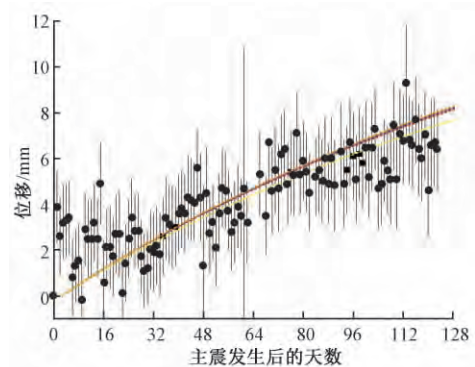


图5 计算表层粘滞系数时模型取不同粘滞系数计算的震后形变曲线与GPS实测结果的比较
黑线实心圆及误差棒为GPS实测震后形变结果,误差棒为GPS的观测误差;彩色曲线是过渡模型取不同的粘滞系数 η_2 时计算得到的2014年2月12日于田7.3级地震在于田台产生的理论震后形变,其中 η_2 取值:黄色 $1.0 \times 10^{21} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; 红色 $5.0 \times 10^{21} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; 蓝色 $1.0 \times 10^{22} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; 绿色 $1.0 \times 10^{23} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; 粉色 $1.0 \times 10^{24} \text{ Pa}\cdot\text{s}$; 橘色 $1.0 \times 10^{25} \text{ Pa}\cdot\text{s}$

表2 2008和2014年2次于田7.3级地震震源机制

日期及震级 (年-月-日)	节面 I			节面 II			来源
	走向/ $^{\circ}$	倾角/ $^{\circ}$	滑动角/ $^{\circ}$	走向/ $^{\circ}$	倾角/ $^{\circ}$	滑动角/ $^{\circ}$	
2008-02-12 M_s 7.3	354	47	-113	206	48	-67	哈佛大学*
2014-03-20 M_s 7.3	242	78	-3	332.6	87.1	-168	USGS#

注:* 为哈佛大学 (http://www.csndmc.ac.cn/newweb/data/hrv_cmt_p002.jsp); # 为美国地质调查局 (http://comcat.cr.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usc000mnvj#scientific_moment-tensor)

从分层计算结果看,5~15km范围内的同震粘弹库仑应力变化最为明显。总的来看,2次于田7.3级地震5~20km深度范围内同震粘弹库仑应力变化计算结果如图6所示。2008年于田地震的结果如图6(a)所示,由图6(a)可见,除主震余震区外,在研究区西北侧和主震东北侧也有一些地震分布,这主要由于计算库仑应力变化时设定的接受断层为主震断层,这与主震破裂面之外区域的断层分布实际上有很大差异。事实上,大约6年之后的2014年于田7.3级地震即位于图6(a)所示主震东北侧的库仑应力变化降低的区域。而根据程佳等(2014)的研究,若以2014年主震断层为接受断层,则2008年于田7.3级地震在该区域的库仑应力变化是增加的。两者的差异在于接受断层的不同。由图6(a)还可以看出,许多库仑应力增加的区域同样也没有地震发生。2014年于田地震的结果如图6(b)所示,由图6(b)可见,由于走滑型震源机制的影响,库仑应力变化呈四象限分布,与宋金等(2014)弹性介质条件下计算的结果基本一致。2014年于田7.3级地震后半年内研究区地震大多分布于余震区及库仑应力变化增加的区域。

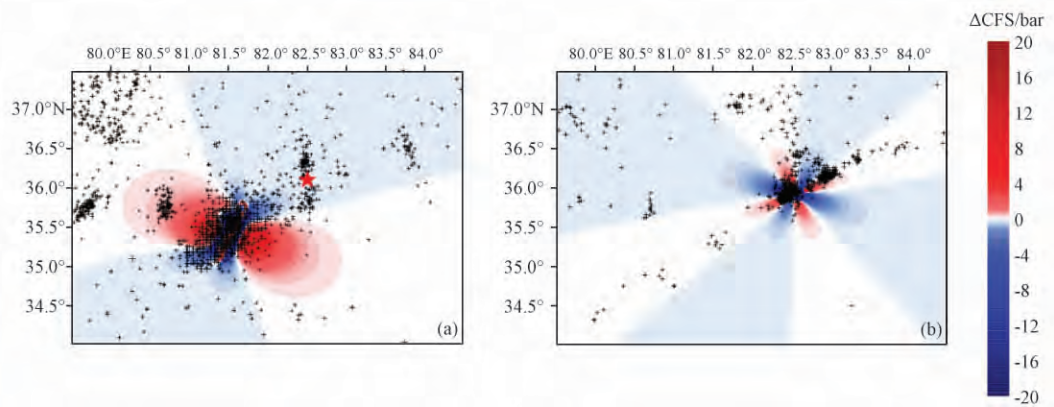


图 6 于田 2 次 7.3 级地震 5~20km 深度范围内整体的同震粘弹库仑应力变化

(a) 2008 年于田 7.3 级地震计算结果。黑色“+”为 2008 年于田 7.3 级地震后至 2014 年 2 月 11 日记录到的所有地震;红色“□”为 2014 年 2 月 12 日于田 7.3 级地震的震中位置

(b) 2014 年于田 7.3 级地震计算结果。黑色“+”为 2014 年于田 7.3 级地震后至 2014 年 8 月 11 日记录到的所有地震

2.4 基于粘弹同震库仑应力变化估计后续最大地震震级

2.4.1 理论与实际地震频次相比较的计算结果

假定大于 0.01MPa 的同震库仑应力变化方有可能触发后续余震活动 (King et al, 1994), 利用前文 2.3 节计算得到的粘弹库仑应力变化, 基于式 (10) 计算不同体积单元 dV 内的直接余震频次 dN_{pre} 。将同一经、纬网格内所有深度余震频次进行累加, 得到该经、纬度网格处 M_{min} 以上的“直接”余震频次。对研究区所有网格进行类似计算, 得到直接余震频次的空间分布。依据前文 2.1 节的结果, 式 (9) 中 M_{min} 和 b 值对 2008 年于田 7.3 级地震分别取为 $M_L3.4$ 和 0.83, 对 2014 年于田 7.3 级地震分别取为 $M_L2.5$ 和 0.74。

对主震断层附近固定区域范围 (本文取主震断层附近 150km 范围) 所有网格内的理论地震频次进行累加, 得到该范围内总的理论地震频次。考虑到最大后续地震震级预测的需要, 式 (9) 中 M_{max} 在 $M_L6.0 \sim 8.0$ 范围以 0.1 级间隔变化, 针对每一个设定的 $M_{max}(i)$, 计算理论地震频次 $N_{pre}(i)$, 依据总的理论地震频次与实际地震频次之差绝对值的最小值 $\min [|N_{pre}(i) - N_{real}|]$ (式 (11)) 确定最佳的后续最大地震震级估计。 $M_L6.0$ 大约等同于 $M_S5.7$, 为 2014 年于田 7.3 级地震序列至今发生的最大余震震级 (发生于主震后约 5min), 略小于 2008 年于田 7.3 级地震序列截止到 2014 年于田 7.3 级地震发生前已经发生的最大余震震级 $M_L6.2$ ($M_S5.9$, 发生于主震后 2min)。根据 2 次 7.3 级地震的余震活动衰减 (图 3) 及资料情况, 取主震后 3 个月的实际地震活动与理论计算结果进行对比, 结果如图 7 所示。由图 7 可见, 该方法估计的 2008 年于田 7.3 级地震后续最大地震震级理论上可达 $M_S7.2$, 2014 年于田 7.3 级地震后续最大地震震级可达 $M_S6.3$ 。

2.4.2 理论与实际地震频次随空间距离衰减的计算结果

在理论与实际地震频次随空间距离衰减的计算中, 基本参数与前文 2.4.1 节所列相同。考虑空间上地震频次随距主震断层距离的衰减, 图 8 给出 2014 年于田 7.3 级地震不同 M_{max} 条件下主震断层附近理论地震频次随距断层距离的变化 (以 5km 为统计间隔)。直观来看,

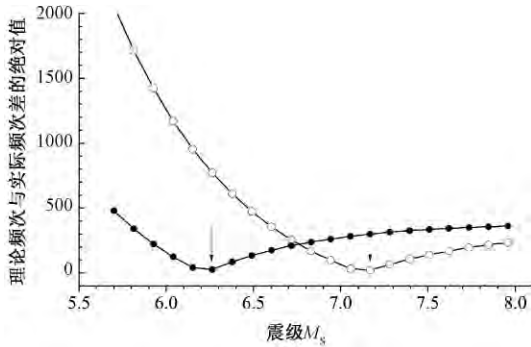


图7 主震断层150km范围内理论与实际地震频次之差绝对值随 M_{max} 的变化

□为2008年3月21日于田 M_S 7.3地震;时间截止到2014年2月11日; $M_{min} = M_L$ 3.4; $b = 0.83$;网格尺寸 $0.02^\circ \times 0.02^\circ$
 □为2014年2月12日于田 M_S 7.3地震;时间截止到2014年8月11日; $M_{min} = M_L$ 2.5; $b = 0.74$;网格尺寸 $0.02^\circ \times 0.02^\circ$

不同 M_{max} 条件下地震频次距主震断层距离的衰减趋势一致,但 M_{max} 较大时衰减较慢, M_{max} 较小时衰减较快。在距主震断层25km范围内,实际地震频次随距离的衰减与 $M_{max} = M_L$ 6.5(M_S 6.3)条件下的理论计算结果较为吻合。

进一步地,在 M_L 6.0~8.0范围内以0.1级间隔变化取一系列 $M_{max}(i)$,由理论与实际地震频次衰减曲线拟合程度 $\min[\delta(i, j)]$ 确定最大后续地震震级 M_{max} ,结果如图9所示。由图9可见,该方法估计的2008年于田7.3级地震后续最大地震震级理论上可达 M_S 7.5,而2014年于田7.3级地震后续最大地震震级仍为 M_S 6.3,与图7、8给出的结果完全一致。由于2014年于田地区地震监测状况已大为改善,最小完整性震级已降低至 M_L 2.5,因而仅就资料而言,2014年于

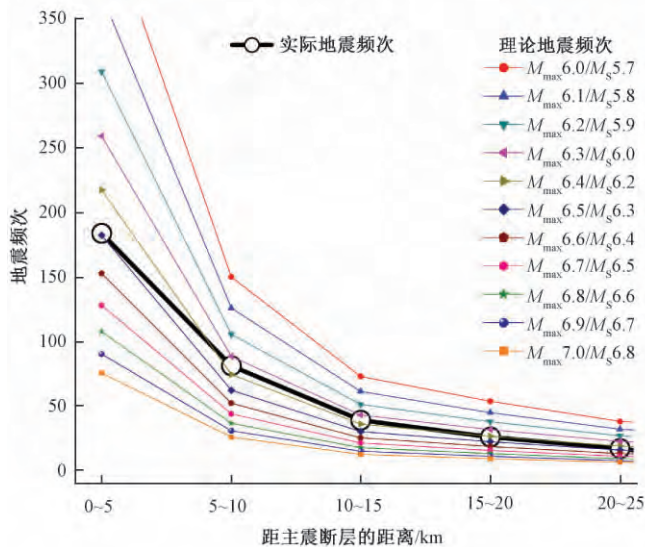


图8 2014年于田7.3级地震最大后续地震震级估计

震后180天的计算结果; $M_{min} = M_L$ 2.5; $b = 0.74$;空间网格尺寸 $0.02^\circ \times 0.02^\circ$;横坐标的取值范围不包含上限值

田7.3级地震序列理论上应该比2008年于田7.3级地震序列更为“完整”,有更多的小地震资料可供分析,因而其结果的稳定性自然更好。

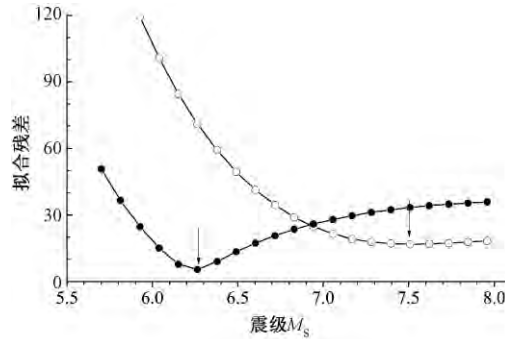


图 9 理论与实际地震频次距主震断层距离衰减曲线拟合残差随 M_{\max} 的变化

□为 2008 年 3 月 21 日于田 $M_s 7.3$; 时间截至 2014 年 2 月 11 日; $M_{\min} = M_L 3.4$; $b = 0.83$; 网格尺寸 $0.02^\circ \times 0.02^\circ$

□为 2014 年 2 月 12 日于田 $M_s 7.3$; 时间截至 2014 年 8 月 11 日; $M_{\min} = M_L 2.5$; $b = 0.74$; 网格尺寸 $0.02^\circ \times 0.02^\circ$

2.4.3 震级下限 M_{\min} 对结果的影响

由上述计算结果可见,不同方法计算的 2008 年于田 7.3 级地震后续最大地震震级介于 $M_s 7.2 \sim 7.5$ 之间,2014 年于田 7.3 级地震后续最大地震震级均为 $M_s 6.3$ 。由于资料的限制,上述计算过程中 2 次地震的最小完备震级差异较大,分别为 $M_L 3.4$ 和 $M_L 2.5$,因而 2008、2014 年 2 次于田 7.3 级地震后续最大地震震级估计结果的差异是否由于最小完备震级的差异所引起,值得进一步讨论。为考察震级下限 M_{\min} 对后续最大地震震级估计的影响,以 2014 年于田 7.3 级地震为例,式(9)中震级下限 M_{\min} 自 $M_L 2.5 \sim 3.4$ 以 0.1 级为间隔变化,开展前文 2.4.1、2.4.2 节所述计算,结果如图 10 所示。由图 10 可见,由理论与实际地震频次之差的绝对值确定的最大后续地震震级稳定在 $M_s 6.2 \sim 6.3$ (图 10(a))。由理论与实际地震频次随距离衰减曲线拟合残差确定的结果:当 $M_{\min} \leq M_L 3.0$ 时,最大后续地震震级稳定在 $M_s 6.2 \sim 6.3$ 之间;当 M_{\min} 取 $M_L 3.1、3.2$ 时 $M_{\max} = M_s 6.4$; M_{\min} 取 $M_L 3.3、3.4$ 时 $M_{\max} = M_s 6.5$ (图 10(b))。可见 M_{\min} 较大的情况下 ($M_{\min} \geq M_L 3.1$),后续最大地震震级估计结果确实显示出与 M_{\min} 一定程度的正相关关系,但差异并不明显。因而可以认为,2008、2014 年 2 次于田 7.3 级地震后续最大地震震级估计差异较大的原因不是缘于序列最小完备震级的差异。

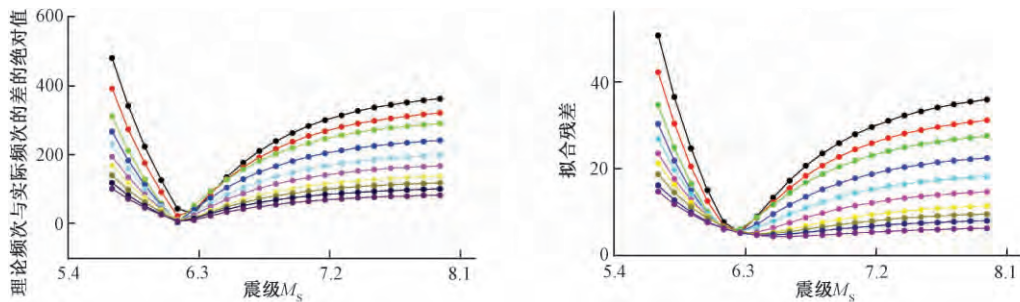


图 10 震级下限对后续最大地震震级估计影响(2014 年 2 月 12 日于田 7.3 级地震结果)

图中曲线自上而下依次为 $M_L 2.5、M_L 2.6、M_L 2.7、M_L 2.8、M_L 2.9、M_L 3.0、M_L 3.1、M_L 3.2、M_L 3.3、M_L 3.4$

2.4.4 G-R 关系 b 值对结果的影响

上述计算过程中,式(9)中 G-R 关系 b 值始终取实际地震序列的 b 值。为探讨 b 值对后续最大地震震级估计的影响,仍然以 2014 年于田 7.3 级地震为例,固定震级下限 M_{\min} 为实际地震序列的最小完整性震级 $M_L 2.5$, b 值在 0.6 ~ 1.2 之间以 0.1 级为间隔变化,开展前文 2.4.1、2.4.2 节所述计算,结果如图 11 所示。由图 11 可见,无论哪一种方法,G-R 关系 b 值对结果影响非常大,这与贾若等(2014)的认识相一致。这也意味着,在前述利用中强地震同震库仑应力变化估计后续最大地震震级的计算中, b 值的确定非常重要,在目前情况下选取实际地震序列的 b 值进行计算可能具有较明确的合理性。

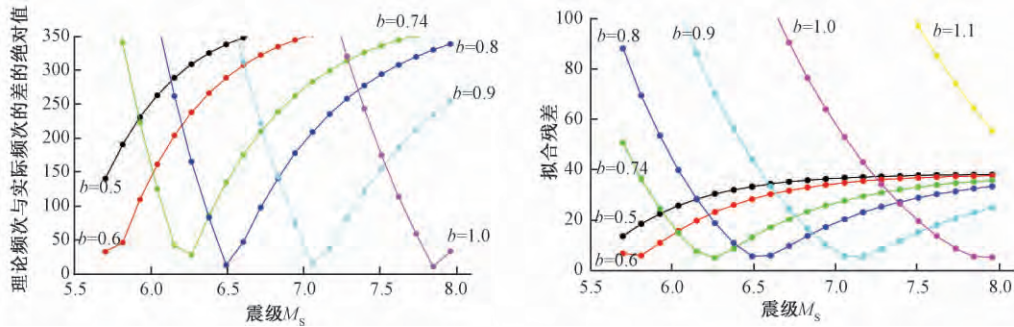


图 11 G-R 关系 b 值对后续最大地震震级估计影响(2014 年 2 月 12 日于田 7.3 级地震结果)

3 结论与讨论

(1) 在前人关于于田地区地壳水平分层模型研究的基础上,结合于田台对 2014 年于田 7.3 级地震震后松弛过程的 GPS 连续观测资料,粗略确定各层的粘滞系数。基于粘弹水平分层模型,分别计算了 2008、2014 年 2 次于田 7.3 级地震的粘弹同震库仑应力变化。基于粘弹库仑应力变化,采用“直接”余震频次的计算方法,计算了区域范围内与主震同震库仑应力变化直接相关的理论地震频次。

(2) 提出基于理论与实际地震频次对比以及理论与实际地震频次距离衰减曲线拟合残差对比估计与主震同震库仑应力变化直接相关的后续最大地震震级的方法。不同方法的计算结果显示,与 2008 年于田 7.3 级地震同震库仑应力变化直接相关的最大后续地震震级介于 $M_s 7.2 \sim 7.5$ 之间,而与 2014 年于田 7.3 级地震同震库仑应力变化直接相关的最大后续地震震级估计为 $M_s 6.3$ 。

(3) 对比实际地震活动情况,2008 年于田 7.2 级地震后原震区至今已发生的最大余震仅为 $M_s 5.9$,与预期的最大后续地震震级相差 1.3 ~ 1.6 级,实际与理论计算结果差距较大。但有趣的是,按本文方法估计的 2008 年于田 7.3 级地震后期最大地震震级 $M_s 7.2 \sim 7.5$ 与 2014 年于田 7.3 级地震非常接近。考虑到 2008、2014 年 2 次 7.3 级地震空间距离较近、时间间隔较短、构造关联性较强、区域外力作用相同(2 次地震分别为拉张型及走滑型,T 轴方位及仰角相同,P 轴方位较接近,为近 SN-NNE 向)以及前者对后者尽管具有触发作用但库仑应力变化低于通常认为能够触发地震的最小值 0.01 MPa(程佳等,2014)等特征,2 次于田 7.3 级地震之间可能具有某种更为密切的关联特性而不仅仅是 2008 年地震对 2014 年地震

的触发问题。事实上,于田地区位于火山区(许建东等,2011),以往曾有双震型地震的记录,如 1924 年 7 月 3 日、12 日在距离 2014 年于田 7.3 级地震约 138km 的民丰先后发生 $7\frac{1}{4}$ 级和 7.2 级双震(民丰 2 次地震震中相距约 38km,具体位于阿尔金南缘断裂与亚门-柳什断裂的交汇区域),但若考虑 2008、2014 年 2 次 7.3 级地震构成 1 对传统意义上的双震的话,存在的问题一是 2008、2014 年 2 次 7.3 级地震之间相隔 6 年,时间间隔比之以往对双震的认识似乎过长,二是 2 次地震的余震区并不重叠(图 1)。对第 1 个问题,根据现有认识,时间间隔可能不是决定是否双震的最主要因素,例如滇西南地区曾于 1988 年 11 月 6 日同 1 天发生过澜沧、耿马 7.4、7.2 级双震,而相同区域曾于 1941 年 5 月 16 日、12 月 26 日发生耿马、澜沧 7.0 级双震,两者时间上相距 7 个多月、空间上相距约 110km,两组地震均位于耿马-澜沧断裂。对第 2 个问题,根据现有双震的定义,确实不是发生在 1 个震源区中。但除震级相当($\Delta M < 0.6$)、空间距离相近这一简单易辨的判定指标外,地震之间的构造及力学关联以及地震之间较为明确的相互作用可能是从物理上判定是否双震的更重要的因素。因而,本文更倾向于认为 2008、2014 年 2 次于田 7.3 级地震之间可能构成 1 对广义的双震型地震。支持此推论的另一个证据是,如前所述的 2014 年于田 7.3 级地震后续最大地震震级的理论估计是 $M_s 6.3$,与目前实际发生的最大后续震级 $M_s 5.7$ 仅相差 0.6 级,与 2008 年地震相差 1.3 ~ 1.6 级的结果决然不同。

(4) 本文方法中,粘弹分层模型、主震破裂模型、震级下限、G-R 关系 b 值等对后续最大地震震级估计均有影响。数值实验结果显示,当粘弹同震库仑应力变化确定之后,震级下限对后续最大地震震级估计影响不大,但 G-R 关系 b 值对结果有较大影响。因而,实际计算过程中建议采用实际地震资料的最小完整性震级及在此基础上基于实际资料拟合得到的 G-R 关系 b 值。

参考文献

- 陈连旺、陆远忠、刘杰等,2001,1996 年邢台地震引起的华北地区应力场动态演化过程的三维粘弹性模拟,地震学报,23(5),480 ~ 491。
- 陈向军、上官文明、宋秀青等,2014,新疆全区和分区地壳速度模型的分析,中国地震,30(2),178 ~ 187。
- 程佳、刘杰、甘卫军等,2011,1997 年以来巴颜喀拉块体周缘强震之间的粘弹性触发研究,地球物理报,54(8),1997 ~ 2010。
- 程佳、刘杰、盛书中等,2014,2014 年新疆于田 $M_s 7.3$ 强震构造背景及其与 2008 年 $M_s 7.3$ 地震之间的关系讨论,中国地震,30(2),143 ~ 150。
- 郝明、王庆良、占伟等,2011,中国东西部地区震后形变有效松弛时间研究,大地测量与地球动力学,36(6),49 ~ 53。
- 贺日政、高锐、李秋生等,2001,新疆天山(独山子)-西昆仑(泉水沟)地学断面地震与重力联合反演地壳构造特征,地球学报,22(6),553 ~ 558。
- 华卫、陈章立、李志雄等,2009,汶川 8.0 级地震触发与余震活动空间分布研究,地震,29(1),33 ~ 39。
- 冀战波、赵翠萍、王琼等,2014,2008 年 3 月 21 日新疆于田 $M_s 7.3$ 地震破裂过程研究,地震学报,36(3),339 ~ 349。
- 贾若、蒋海昆,2014,基于同震库仑应力变化的汶川地震余震频次研究,中国地震,30(1),74 ~ 90。
- 雷兴林、马胜利、苏金蓉等,2013,汶川地震后中下地壳及上地幔的粘弹性效应引起的应力变化与芦山地震的发生机制,地震地质,35(2),411 ~ 422。
- 马瑾,1987,构造物理学概论,北京:地震出版社。
- 聂晓红、李莹甄,2010,2008 年 3 月 21 日新疆于田 7.4 级地震序列特征及震前部分地震学异常特征,内陆地震,24(1),

- 330 ~ 339。
- 晁晓红、王琼, 2014, 2014 年 2 月 12 日新疆于田 $M_s 7.3$ 地震前地震活动特征分析, 中国地震, **30** (2), 208 ~ 218。
- 邵志刚、周龙泉、蒋长胜等, 2010, 2008 汶川 $M_s 8.0$ 地震对周边断层地震活动的影响, 地球物理学报, **53** (8), 1784 ~ 1795。
- 宋金、周龙泉, 2014, 2014 年于田 $M_s 7.3$ 地震产生的静态库仑应力变化及对周边断层的影响, 中国地震, **30** (2), 168 ~ 177。
- 谈洪波、申重阳、玄松柏, 2010, 地壳分层和地壳厚度对汶川地震同震效应的影响, 大地测量与地球动力学, **30** (4), 29 ~ 35。
- 王永革、沈正康、盛书中等, 2009, 2008 年汶川大地震对周围断层的影响, 地震学报, **31** (2), 128 ~ 139。
- 王永革、吴忠良、周公威等, 2000, 几次复杂地震中不同破裂事件之间的“应力触发”问题, 地震学报, **22** (6), 568 ~ 576。
- 王庆良、巩守文, 1997, 由 1990 年共和 7.0 级地震震后垂直形变求得的地球介质有效弛豫时间和粘滞系数, 地震学报, **19** (5), 480 ~ 486。
- 王绳祖、张四昌、田勤俭, 2001, 大陆动力学, 15 ~ 20, 北京: 地震出版社。
- 吴小平、黄雍、胡家富等, 2008, 汶川 $M_s 8.0$ 巨震产生完全库仑破裂应力变化及其强余震群, 地震研究, **32** (4), 357 ~ 365。
- 新疆地震局, 1997, 天山地震目录及中强地震震源机制解, 内陆地震, **11** (增刊), 612 ~ 620。
- 许才军、汪建军、温扬茂, 2009, 震后松弛过程的粘弹性模型在 1997 年 $M_w 7.6$ 玛尼地震中的应用研究, 武汉大学学报, **34** (3), 253 ~ 256。
- 许建东、赵波、张柳毅等, 2011, 新疆阿什库勒火山群野外地质科学考察, 地震地质, **33** (3), 499 ~ 505。
- 尹光华、蒋靖祥、吴国栋, 2008, 2008 年 3 月 21 日于田 7.4 级地震的构造背景, 干旱区地理, **31** (4), 543 ~ 549。
- 张晔军、曹建玲、石耀霖, 2008a, 从震后形变探讨青藏高原下地壳粘滞系数, 中国科学 D 辑: 地球科学, **38** (10), 1250 ~ 1257。
- 张晔军、石耀霖、黄建平, 2008b, 粘弹性分层和重力作用对地震形变场数值模拟的影响, 西北地震学报, **30** (3), 201 ~ 213。
- 张国宏、单新建、李卫东, 2008, 汶川 $M_s 8.0$ 地震库仑破裂应力变化及断层危险性初步研究, 地震地质, **30** (4), 935 ~ 944。
- 张先康、赵金仁、张成科等, 2002, 帕米尔东北侧地壳结构研究, 地球物理学报, **45** (5), 665 ~ 671。
- 张勇、许力生、陈运泰等, 2014, 2014 年 2 月 12 日于田 $M_w 6.9$ 地震破裂过程初步反演: 兼论震源机制对地震破裂过程反演的影响, 地震学报, **36** (2), 159 ~ 164。
- 朱良玉、王双绪、蒋锋云, 2014, 利用震后 GPS 数据反演汶川地区有效黏滞系数, 地震学报, **36** (1), 32 ~ 41。
- 朱守彪、蔡永恩, 2006, 利用 GPS 观测的时间序列资料反演地壳地幔粘性结构, 地球物理学报, **49** (3), 771 ~ 777。
- Cocco M, Hainzl S, Catalli F, et al, 2010, Sensitivity study of forecasted aftershock seismicity based on Coulomb stress calculation and rate- and state-dependent frictional response, J Geophys Res, **115**, B05307, doi: 10.1029/2009JB006838.
- Dieterich J H, 1979, Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, J Geophys Res, **84**, 2161 ~ 2168.
- Dieterich J H, 1981, Constitutive properties of faults with simulated gouge, in Mechanical Behavior of Crustal Rocks, Geophys Monogr Ser, AGU, Washington, D C, **24**, 103 ~ 120.
- Dieterich J H, 1994, A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, J Geophys Res, **99**, 2601 ~ 2618, doi: 10.1029/2009JB006838.
- Freed A M, Lin J, 1998, Time-dependent changes in failure stress following thrust earthquakes, J Geophys Res, **103** (B10), 24393 ~ 24409.
- Freed A M, Lin J, 2001, Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer, Nature, **411**, 180 ~ 183.
- Hainzl S, Brietzke G B, Zoller G, 2010a, Quantitative earthquake forecasts resulting from static stress triggering, J Geophys Res, **115**, B11311, doi: 10.1029/2010JB007473.
- Hainzl S, Zoller G, Wang R J, 2010b, Impact of the receiver fault distribution on aftershock activity, J Geophys Res, **115**, B05315, doi: 10.1029/2008JB006224.
- Hardebeck J L, Nazareth J J, Hauksson E, 1998, The static stress change triggering model: Constraints from two southern California aftershock sequences, J Geophys Res, **103** (B10), 24427 ~ 24437.
- Harris R A, 1998, Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, J Geophys

- Res, **103**, 35 ~ 53.
- Heaton H, 1975, Tidal Triggering of Earthquakes, *Geophys J R Astr Soc*, **43**, 307 ~ 326.
- Heaton H, 1982, Tidal Triggering of Earthquakes, *Bull Seism Soc Am*, **72** (6) , 2181 ~ 2200.
- King G C P, Stein R S, Lin J, 1994, Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull Seism Soc Am*, **84**, 935 ~ 953.
- Kostrov V, 1974, Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock, *Physics of the Solid Earth*, **21**, 1 ~ 13.
- Lin J, Stein R S, 2004, Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults, *J Geophys Res*, **109**, B02303, doi: 10. 1029 / 2003JB002607.
- Nalbant S S, Aurelia H, Geoffrey C P K, 1998, Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea, *J Geophys Res*, **103**, 24469 ~ 24486.
- Reasenber P A, Simpson R W, 1992, Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science*, **255**, 1687 ~ 1690.
- Ruina A, 1983, Slip instability and state variable friction laws, *J Geophys Res*, **88**, 10359 ~ 10370.
- Stein R S, 1999, The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, **402**, 605 ~ 609.
- Stein R S, Aykut A B, James H D, 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys J Int*, **128**, 594 ~ 604.
- Toda S, Jian L, Mustapha M, 2008, 12 May 2008 $M = 7.9$ Wenchuan, China, earthquake calculated to increase failure stress and seismicity rate on three major fault systems, *Geophysical Research Letters*, **35**, L17305.
- Toda S, Stein R S, 2003, Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer, *J Geophys Res*, **108** (B12) , 2567.
- Toda S, Stein R S, Keith R D, et al, 2005, Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer, *J Geophys Res*, **110**, B05S16, doi: 10. 1029 / 2004JB003415.
- Toda S, Stein R S, Reasenber P A, et al, 1998, Stress transferred by the 1995, $M_w = 6.9$ Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J Geophys Res*, **103** (B10) , 24543 ~ 24565.
- Wang R J, Lorenzo M F, Roth F, 2006, PSGRN/PSCMP—A new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory, *Comput Geosci*, **32** (4) , 527 ~ 541.
- Zhang C J, Shi Y L, Ma L, et al, 2007, A rheological model of post-seismic deformation for the 2001 Kunlun, China earthquake, $M_w 7.8$, *Geophys Int*, **46** (3) , 145 ~ 154.

Estimation on magnitude of the subsequent maximum earthquakes based on viscoelastic Coulomb Stress Changes and discussion on relationship between two $M_s7.3$ earthquakes in the Yutian region, Xinjiang

Chen Ya'nan¹⁾ Jiang Haikun²⁾

1) Seismological Institute of Lanzhou, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China

2) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

Abstract On the basis of previous studies on crustal horizontal layered model in the Yutian area, and together with continuous GPS observation of the Yutian seismic station, we roughly estimate viscosity coefficient of each layers. Based on the viscoelastic medium horizontal layered model, the viscoelasticity coseismic Coulomb stress changes of $M_s7.3$ earthquakes in 2008 and 2014 in the Yutian area have been calculated separately. The frequency of “direct” aftershock has been calculated from the viscoelasticity coseismic Coulomb stress change, which directly related to the main shock Coulomb stress change in the study area. Further more, we propose a method to estimate the magnitude of the subsequent maximum earthquakes, by comparing the theoretic and actual earthquake frequency. The results show that the magnitude of the subsequent maximum earthquake caused by the coseismic Coulomb stress change of 2008 Yutian $M_s7.3$ earthquake lies between $M_s7.2$ to $M_s7.5$, much more larger than that of actual earthquake with $M_s6.3$, but similar to the 2014 Yutian $M_s7.3$ earthquake. Since two Yutian $M_s7.3$ earthquakes have the same magnitude, closer spatial distance, shorter time interval, similar stress action and strong tectonic correlation, they can be seen as a generalized doublet events, consisting with the sequence type characteristics in this region. The effects of lower limit of magnitude and b -value of G-R relationship on the results have been discussed preliminary, and it shows that the lower limit of magnitude has little effect, but b -value has a greater influence on the results.

Key words: Yutian $M_s7.3$ earthquake in 2008 Yutian $M_s7.3$ earthquake in 2014
Viscoelastic medium horizontal layered model Viscosity coefficient
Viscoelasticity coseismic Coulomb stress change Subsequent maximum
earthquake magnitude