2008年 M_w 7.9汶川地震后青藏高原东缘强地震丛集

徐杜远^{1,3}, 肖捷¹, 何建坤^{1,2*}, 王卫民¹

1. 大陆碰撞与高原隆升实验室, 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101;

2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京100101;

3. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: jkhe@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2019-04-15; 收修改稿日期: 2019-12-22; 接受日期: 2020-01-19; 网络版发表日期: 2020-03-27

中国科学院战略性先导科技专项A类项目(编号: XDA20070302)、国家自然科学基金面上项目(批准号: 41674104、41274064)和中国科学院“十三五”信息化建设专项项目(编号: XXH13505-06)资助

摘要 2008年 M_w 7.9汶川地震后, 青藏高原东缘在不到10年的时间内接连发生了2013年 M_w 6.6芦山、2014年 M_w 6.1康定与2017年 M_w 6.5九寨沟等地震。文章基于库仑破裂准则, 结合各地震同震破裂模型, 选择地震起破点的几何学与运动学方向作为应力投影方向, 建立了一个三维黏弹性有限元模型来研究汶川地震后青藏高原东缘强震丛集的形成机制与地震间应力的相互作用。计算表明, 汶川地震导致芦山、康定与九寨沟地震震源处同震库仑应力变化分别约为+0.012~+0.040、+0.01~+0.03、+0.008~+0.015MPa。由于震后黏滞松弛效应的影响, 恰在各地震发生之前, 各地震震源处库仑应力变化分别约为+0.014~+0.042、+0.016~+0.036、+0.003~+0.007MPa。并且芦山地震还导致康定地震震源处库仑应力增加约0.001~0.002MPa。这表明汶川地震使芦山地震、康定地震与九寨沟地震震源部位库仑应力得到了明显增加, 这可能是导致青藏高原东缘强地震丛集的主要原因之一。具体而言, 芦山地震震源处库仑应力增加的部分有大于90%来源于汶川地震同震变形, 康定地震震源处库仑应力增加受到了汶川地震(~94%)和芦山地震(~6%)的叠加效应, 而九寨沟地震震源处库仑应力增加主要源于汶川地震同震变形, 且增加原因可能与汶川地震同震滑移矢量场变化有关。这说明地震破裂模型、地震起破方式、地震序列的相互作用对特定构造部位的库仑应力十分敏感, 这暗示在未来进行地震触发研究中应充分考虑这些因素带来的影响。

关键词 地震丛集, 黏弹性应力触发, 有限元数值模拟, 汶川地震, 青藏高原东缘

1 引言

自20世纪90年代以来, 大量关于地震触发的研究表明地震间存在应力相互作用(King等, 1994; Freed, 2005)。大地震发生会改变周边地区地壳应力场状态,

影响未来地震危险性(Stein, 1999; Xiong等, 2010; He和Peltzer, 2010)。例如, 1992年 M_w 7.3 Landers地震造成约3个小时后的 M_w 6.3 Big Bear地震震中同震库仑应力增加约0.3MPa, 触发了Big Bear地震(King等, 1994)。Landers地震震后下地壳与上地幔黏弹性松弛造成

中文引用格式: 徐杜远, 肖捷, 何建坤, 王卫民. 2020. 2008年 M_w 7.9汶川地震后青藏高原东缘强地震丛集. 中国科学: 地球科学, 50, doi: [10.1360/SSTe-2019-0077](https://doi.org/10.1360/SSTe-2019-0077)

英文引用格式: Xu D, Xiao J, He J, Wang W. 2020. Strong earthquake clustering around the eastern Tibetan Plateau after the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake. Science China Earth Sciences, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9581-x>

1999年 M_w 7.1 Hector Mine地震震中附近库仑应力增加约0.1~0.2MPa, 导致Hector Mine地震提前发生(Freed和Lin, 2001). 当正的库仑应力变化增大到一定阈值时(通常认为是0.01MPa), 会增大未来地震危险性, 可能导致地震提前发生; 反之, 则降低未来地震危险性, 可能推迟地震发生时间(King等, 1994; Freed, 2005). 因此, 我们可以通过计算大地震造成的同震与震后库仑应力变化来研究地震间可能存在的应力相互作用.

地震丛集通常指某一地区在一定时间尺度内相继发生多个地震(Jagla和Kolton, 2010), 其类型可分为两类: (1) 某一大地震前后数月内发生的前震与余震丛集; (2) 某一区域一定时间尺度内(通常为数年), 多个强震相继发生. 值得注意的是, 青藏高原东缘在汶川地震前近20年没有发生过 $M_w > 6.0$ 的地震(<http://www.globalcmt.org>), 但在汶川地震后, 龙门山断裂带西南段与东北段在3个月内相继发生了3次 $M_w > 6.0$ 的强余震. 青藏高原东缘在不到10年的时间内, 相继发生了2013年芦山、2014年康定与2017年九寨沟等地震(图1). 印度板块不断向欧亚板块会聚, 在青藏高原东缘造成了构造应力长期积累(Royden等, 1997), 这与这些地震的发生有着一定的关系. 同时, 青藏高原东缘是中国断裂分布最广泛的地区之一(邓起东等, 2003), 汇聚了许多大型活动断裂, 如东昆仑断裂、龙日坝断裂、岷江断裂、龙门山断裂、鲜水河断裂等(图1). 这些断裂自第四纪以来滑动速率均在几个 mm a^{-1} 到 1cm a^{-1} 间(Shen等, 2005), 具有强烈的地震活动性, 历史上大地震频发(He等, 2011; Xiong等, 2010). 前人大量研究表明汶川地震后3个月内接连发生的三个强余震均与汶川地震有关(Toda等, 2008; Parsons等, 2008), 但汶川地震后青藏高原东缘强地震丛集与汶川地震有着怎样的关系目前仍不清楚.

关于汶川地震与芦山地震、九寨沟地震的关系, 前人利用不同的研究方法, 取得了重要的研究成果(单斌等, 2013, 2017; 陈运泰等, 2013; Jia等, 2018; Liu等, 2019; 黄禄渊等, 2019). 如单斌等(2013, 2017)利用弹性位错理论计算表明汶川地震造成芦山地震、九寨沟地震震中库仑应力变化均超过0.01MPa, 汶川地震促进了芦山地震与九寨沟地震的发生. 陈运泰等(2013)结合地震构造、地震活动性、地震矩释放“亏空”区与余震活动规律分析后认为, 汶川地震后龙门山断裂西南段宝兴-小金一带(芦山地震震中区域)存在发生

M_w 6.7~7.3地震的危险. 但前人仅研究了单个地震与汶川地震的关系, 汶川地震后青藏高原东缘强震丛集的形成机制目前仍不清楚(单斌等, 2013, 2017; Jia等, 2018). 并且, 前人在地震触发研究中通常选取由地质观测和/或震源机制确定的几何学与运动学方向作为应力投影方向(King等, 1994; Xiong等, 2010). 由于大多数强地震破裂模型比较复杂(王卫民等, 2008; Wang等, 2011), 如此简单地选取投影方向可能会对应力计算结果产生一些误导. 本文将利用精细的有限断层震源模型, 选择后续地震起破点几何学与运动学方向为投影方向, 考虑同震弹性效应与震后黏弹性效应共同影响, 研究汶川地震后青藏高原东缘强震序列间可能存在的应力相互作用, 从应力触发的角度探讨汶川地震后青藏高原东缘强震丛集的形成机制.

2 计算原理与三维黏弹性有限元模型

2.1 库仑应力计算

根据库仑破裂假设, 定义库仑破裂应力CFS(Coulomb Failure Stress)来描述岩石趋于失稳的程度(Jaeger和Cook, 1979).

$$\text{CFS} = |\tau| - [S_0 - \mu(\sigma_n + p)], \quad (1)$$

公式(1)中, $|\tau|$ 为断层面上的剪应力大小, S_0 为岩石内聚力, μ 为内摩擦系数, σ_n 为断层面上的正应力(拉张为正), p 为孔隙流体压力. 在库仑应力计算中, 我们通常计算库仑应力改变量来分析破裂的可能性. 当 S_0 与 μ 不随时间变化时, 库仑应力变化可以表示为(Harris, 1998):

$$\Delta \text{CFS} = \Delta |\tau| + \mu(\Delta \sigma_n + \Delta p), \quad (2)$$

公式(2)中, $\Delta |\tau|$ 为剪应力变化, $\Delta \sigma_n$ 为正应力变化, Δp 为孔隙流体压力变化. 假设岩石为均匀各向同性介质且应力变化后岩石处于未排水状态(undrained), 孔隙压力变化可以表示为(Rice和Cleary, 1976):

$$\Delta p = -B \frac{\Delta \sigma_{kk}}{3}, \quad (k = 1, 2, 3), \quad (3)$$

公式(3)中, B 为Skempton系数, σ_{kk} 为应力张量的迹. 若断层介质比周围岩石更具延展性, 则 $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$, $\Delta \sigma_{kk} / 3 = \Delta \sigma_n$ (Rice, 1992). 公式(2)进一步简化为

图1 青藏高原东缘构造背景

红色实线为该区域主要活动断裂(邓起东等, 2003), 绿色圆圈为该地区主要城镇, 红色沙滩球为汶川地震震源机制解, 蓝色沙滩球为汶川地震强余震震源机制解, 黑色沙滩球为芦山地震、康定地震与九寨沟地震震源机制解。图中地震震源机制解来源Global CMT(<https://www.globalcmt.org>)

$$\Delta\text{CFS} = \Delta|\tau| + \mu' \Delta\sigma_n, \quad (4)$$

公式(4)中, $\mu' = \mu(1-B)$, μ' 为有效摩擦系数, 其可能取值为0~0.8(King等, 1994), 本文取其中间值0.4(King等, 1994; Xiong等, 2010), 同时我们将探讨不同有效摩擦系数对计算结果的影响。值得说明的是, 有效摩擦系数是一个没有实际物理意义的量, 它与断层介质属性和孔隙流体作用有关。当计算得到库仑应力变化为正时($\Delta\text{CFS} \geq 0$), 岩石破裂可能性增大; 反之, 则减小。

2.2 控制方程

本文黏弹性模型采用Maxwell流变学模型, 其本构关系为(Jaeger和Cook, 1979):

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} + \frac{\sigma}{\eta}, \quad (5)$$

在方程(5)中, $\dot{\varepsilon}$ 为应变率, $\dot{\sigma}$ 为应力对时间的导数, σ 为应力, E 为杨氏模量, η 为黏滞系数。模型每一时间步的

增量为

$$\{\text{d}\varepsilon\} = \{\text{d}\varepsilon^e\} + \{\text{d}\varepsilon^v\}, \quad (6.1)$$

$$\{\text{d}\varepsilon^e\} = [\mathbf{D}]^{-1} \{\text{d}\sigma\}, \quad (6.2)$$

$$\{\text{d}\varepsilon^v\} = [\mathbf{Q}]^{-1} \{\sigma^t\} \text{d}t, \quad (6.3)$$

$$\{\sigma^t\} = \{\sigma^{t-\text{d}t}\} + \{\text{d}\sigma\}. \quad (6.4)$$

式中, $\{\}$ 为张量形式, $\{\text{d}\varepsilon^e\}$, $\{\text{d}\varepsilon^v\}$ 分别代表弹性和黏弹性应变增量, $[\mathbf{D}]$ 为材料弹性模量矩阵, $\{\text{d}\sigma\}$ 为应力张量增量, $[\mathbf{Q}]$ 为材料黏性系数矩阵, $\{\sigma^t\}$ 为 t 时刻的应力张量, $\text{d}t$ 为时间增量。关于 $[\mathbf{D}]$, $[\mathbf{Q}]$ 等系数矩阵的具体表达, 可参考前人文献(Li等, 2009)。结合方程(6.1)~(6.4), 则Maxwell体的本构方程可表示为

$$\{\text{d}\sigma\} = ([\mathbf{Q}]^{-1} \text{d}t + [\mathbf{D}]^{-1})^{-1} (\{\text{d}\varepsilon\} - [\mathbf{Q}]^{-1} \text{d}t \{\sigma^{t-\text{d}t}\}). \quad (7)$$

本文进一步假设地震导致的变形满足力的平衡方程:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = 0, (i, j = 1, 2, 3), \quad (8)$$

在方程(8)中, σ_{ij} 为应力张量($i, j = 1, 2, 3$), ρ 为密度, g_i 为重力加速度。我们基于方程(8), 结合方程(4)与方程(7), 利用商业有限元计算软件FEPG[®]6.0编写了一套数值计算程序(梁国平, 2009)。在编写的有限元计算程序代码中, 各地震同震位移用分裂节点技术进行处理(Melosh和Raefsky, 1981)。

2.3 三维黏弹性有限元模型

本文构建的三维有限元模型东西宽约762km, 南北长约664km, 厚80km(图2a)。在水平方向上分为四川盆地与青藏高原两个块体; 在竖直方向包括弹性上地壳、黏弹性中下地壳与上地幔。地震深部探测结果表明青藏高原东缘地壳厚度约50~70km, 四川盆地的地壳厚度约35~50km, 靠近龙门山地壳厚度约50~55km(Zhang等, 2009; Chen等, 2010)。由于本文研究重点为青藏高原东缘, 因此龙门山以东地区地壳厚度主要用

图2 三维有限元模型(a)及青藏高原东缘与四川盆地0~80km黏滞系数一维剖面(b)

实线代表较强黏度结构, 虚线代表较弱黏度结构, 红线代表青藏高原, 蓝线代表四川盆地

龙门山-四川盆地过渡带为代表。具体地, 青藏高原东缘地壳厚度为65km, 四川盆地地壳厚度为50km; 弹性上地壳厚度为15km, 这与该地区历史大地震震源深度分布基本一致(Molnar和Chen, 1983)。前人基于GPS/InSAR的地震震后变形反演得到青藏高原下地壳与上地幔黏滞系数估计值为 $3 \times 10^{17} \sim 3 \times 10^{19} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ (张晔军等, 2008; 邵志刚等, 2008; England等, 2013; Huang等, 2014)。Huang等(2014)利用汶川地震震后变形反演得到四川盆地下地壳的黏性系数大于 $10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 。参考前人研究成果, 本文将青藏高原下地壳与上地幔黏滞系数设为 $1 \times 10^{19} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, 四川盆地下地壳与上地幔的黏滞系数设为 $1 \times 10^{21} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ (图2b实线)。如此简单的分层黏度结构可能与实际情况有一定差异, 但选择简单的分层流变学结构作近似能降低模型复杂化可能带来的更多参数的不确定性(He等, 2011)。同时我们设置了一组相对较弱的岩石圈流变学结构(图2b虚线), 以探讨黏滞系数的不确定性对计算结果的影响。模型边界条件为顶底面为弹簧边界条件(Williams和Richardson, 1991)。4个侧边界水平方向固定, 垂向自由。地壳与地幔密度分别为 2800 与 3300 kg m^{-3} , 杨氏模量为 70 GPa , 泊松比为 0.25 , 时间步长为 0.1 年。该模型共124038个节点, 被剖分成了685267个四面体用于计算。

2.4 有限断层震源模型

本文使用的汶川地震、芦山地震、康定地震和九寨沟地震震源运动学模型均通过有限断层反演方法获得(王卫民等, 2008, 2013)。这些成果使用从国际地震学联合会(<http://www.iris.edu>)地震数据中心下载的地震波形记录, 选取其中信噪比较高且沿方位角分布较均匀的多个远场P波波(震中距位于 $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ 范围之内)与SH波波资料, 进行震源机制反演。根据获得的震源机制解结果, 结合地质构造资料与地表破裂情况构建有限断层几何模型, 并使用远场体波或联合近场GPS同震地表位移资料进行反演, 最终获得地震破裂滑动分布(图3)和震源过程。具体地, 汶川地震是在王卫民等(2008)模型基础上, 利用远场体波(P和SH波)波形记录、近场强地面运动记录与GPS同震观测资料, 同时结合地质构造、野外调查等研究成果进行联合反演, 并通过对比不同几何模型对观测资料的拟合程度, 重建的更精细的地震破裂模型。芦山地震是在王卫民等(2013)结果基础上使用远场体波和GPS同震

位移观测资料联合反演获得的更准确的芦山地震震源模型. 康定地震和九寨沟地震震源过程使用远场体波波波形资料, 结合地质构造、震源机制等构建几何模型反演获得. 根据反演结果, 本文选取各地震起破点处几何学与运动学方向作为应力投影方向(表1).

3 计算结果

本文首先选取汶川地震震源机制为应力投影方向, 即走向229°、倾角32°、滑动角118°(王卫民等, 2008), 计算了汶川地震造成的同震库仑应力变化, 有效摩擦系数为0.4, 显示深度为10km(图4a). 由图4a可

知, 鲜水河断裂(道孚-康定段)、龙门山断裂南段、岷江断裂最南段、龙门山断裂北段与东昆仑断裂最东段库仑应力增加约0.02~0.2MPa; 但抚边河断裂、龙日坝断裂、岷江断裂北段与龙泉山断裂的库仑应力降低约0.05~0.18MPa. 这一应力分布格局与前人研究基本一致(Parsons等, 2008; 单斌等, 2009), 这说明了本文三维有限元模型的合理性.

为探究各地震之间应力相互作用的时空演化规律, 本文接下来分别计算恰在芦山、康定与九寨沟地震发生时, 各地震震源处受同震弹性效应与震后岩石圈黏弹性松弛共同影响所导致的库仑应力变化(图4和5), 有效摩擦系数为0.4, 岩石圈黏性结构为图2b实线,

图3 青藏高原东缘各地震位置与有限断层震源模型
图中箭头指向为滑动方向

表1 各地震起破点处几何学与运动学方向

地震名称	走向(°)	倾角(°)	滑动角(°)	震源深度(km)	M_w
2013年芦山地震	204	45	63.7	10.2	6.6
2014年康定地震	146	80	-7.9	10.8	6.1
2017年九寨沟地震	148	70	-8.2	7	6.5

图4 各地震导致的库仑应力变化

红色五角星代表汶川地震震中,有效摩擦系数为0.4,岩石圈黏性结构为图2b实线,各地震投影方向见表1,红色实线为该区域主要活动断裂(邓起东等, 2003),图中地震震源机制解来源Global CMT(<https://www.globalcmt.org>). (a) 汶川地震同震库仑应力变化,深度10km; (b) 恰在芦山地震发生之前库仑应力变化,深度10.2km; (c) 恰在康定地震发生之前库仑应力变化,深度10.8km; (d) 恰在九寨沟地震发生之前库仑应力变化,深度7km

表2 各地震震源处库仑应力变化及其来源(MPa)^{a)}

地震名称	汶川地震	芦山地震	康定地震	合计
芦山地震	(+0.026)+(+0.002)	NaN	NaN	+0.028
康定地震	(+0.021)+(+0.0035)	(+0.0015)+0	NaN	+0.026
九寨沟地震	(+0.012)+(-0.009)	0+0	0+0	+0.003

a) 库仑应力变化由两部分组成,第一部分代表同震库仑应力变化,第二部分代表震后库仑应力变化,NaN表示没有影响

显示深度为各地震震源深度(表1),应力投影方向为各地震起破点几何学和运动学方向(表1). 计算结果表明汶川地震导致芦山地震、康定地震与九寨沟地震震源处同震库仑应力变化分别约为+0.026、+0.021、+0.012MPa(图5). 恰在各地震发生前,芦山地震、康定

地震与九寨沟地震震源处的库仑应力变化分别约为+0.028(图4b)、+0.026(图4c)、+0.003MPa(图4d). 这表明汶川地震对芦山地震、康定地震与九寨沟地震都有一定的促进作用.

为了进一步确定各地震间应力的相互作用,本文

图5 芦山地震、康定地震与九寨沟地震震源处库仑应力变化随时间的演化

有效摩擦系数为0.4, 岩石圈黏性结构为图2b实线, 应力投影方向见表1

整理了各地震震源处库仑应力变化及其来源(表2)。由表2可知, 芦山地震受到了汶川地震同震变形(~93%)与震后黏弹性松弛(~7%)的共同影响。康定地震受到了汶川地震同震变形(~81%)、芦山地震同震变形(~6%)与震后黏弹性松弛(~13%)的共同影响。九寨沟地震受到了汶川地震同震变形(+0.012MPa)与震后黏弹性松弛(-0.009MPa)的影响, 未受到芦山地震与康定地震的影响。由以上分析我们可以看出, 青藏高原东缘强地震丛集与各地震间应力相互作用有着重要的联系。值得注意的是, 汶川地震后岩石圈黏弹性松弛导致九寨沟地震震源处库仑应力变化不断减小, 降低了其发生地震的概率, 但为什么仍发生了九寨沟地震? 此外, 图4d显示靠近岷江断裂与东昆仑断裂出现了一个应力增加区域, 但通常来讲此区域应为应力影区(King等, 1994)。

4 讨论

4.1 汶川地震对芦山、康定与九寨沟地震发震断层的影响

本文计算得到了汶川地震后青藏高原东缘主要强震间可能存在的应力相互作用关系(图5; 表2)。为了弄清造成此库仑应力变化的主要原因, 进一步分析各地震发震断层状态, 本文计算了芦山地震、康定地震与九寨沟地震震源处正应力变化、切应力变化与库仑应力变化随时间的演化(图6)。计算结果表明: 受汶川地

震影响, 芦山地震(图6a)、康定地震(图6c)与九寨沟地震(图6e)震源处切应力变化均为正, 有利于发震断层滑动。芦山地震(图6a)与九寨沟地震(图6e)震源处正应力变化为负, 发震断层进一步压紧(clamping), 不利于地震发生(Zhan等, 2011)。但康定地震震源处正应力变化为正(图6c), 有利于断层失稳(unclamping), 且正应力变化绝对值约为切应力变化绝对值的10倍。因此, 虽然各地震震源处库仑应力变化均为正(图6b、6d、6f), 但其机制却各不相同, 芦山地震与九寨沟地震震源处正的库仑应力变化主要为切应力贡献, 康定地震震源处正的库仑应力变化主要受正应力控制。

4.2 参数敏感性分析

4.2.1 不同汶川地震破裂模型对库仑应力的影响

在库仑应力计算中, 破裂模型对计算结果有较大影响, 尤其是对近场库仑应力变化(Zhan等, 2011; Wang等, 2014)。由于资料选取、反演方法等因素的差异, 不同研究团队对同一大地震反演得到的破裂模型往往存在一定差异(王卫民等, 2008; Shen等, 2009; Wang等, 2011)。因此, 在探讨地震间应力相互作用时需考虑不同破裂模型带来的影响。目前, 全球各研究团队已反演得到了数种汶川地震破裂模型, 如王卫民等(2008)、Shen等(2009)、Wang等(2011)、Gavin Hayes (<https://www.earthquake.usgs.gov/earthquakes/event-page/usp000g650/finite-fault>)和Ji Chen(http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2008/05/12/Shi-Chuan.html)等。参考以上研究成果, 根据观测资料的丰富程度与破裂模型的精细程度, 本文选取Wang等(2011)震源破裂模型来讨论汶川地震破裂模型差异对库仑应力计算带来的影响。

如图7所示, 汶川地震在九寨沟地震破裂方向上造成的库仑应力变化空间分布格局与图4d基本一致(图7a), 主要差异体现在靠近龙门山断裂的应力分布更精细, 这可能与Wang等(2011)模型更精细有关。值得关注的是, 岷江断裂与东昆仑断裂附近仍出现了一个正库仑应力变化区域(图7a)。由图7b可知, 汶川地震在九寨沟地震震源处造成的同震库仑应力变化约为+0.005MPa, 这表明不同的汶川地震破裂模型没有改变汶川地震对九寨沟地震有促进作用的格局。同时, 我们可以看出当使用Wang等(2011)的破裂模型时, 其震后库仑应力衰减速率比使用王卫民等的破裂模型慢

图 6 各地震震源处正应力变化、切应力变化与库仑应力变化随时间的演化

岩石圈黏性结构为图2b实线, 各地震投影方向见表1. (a), (c), (e)分别为芦山地震、康定地震与九寨沟地震震源处正应力变化(实线)与切应力变化(虚线)随时间的演化; (b), (d), (f)分别为芦山地震、康定地震与九寨沟地震震源处库仑应力变化在不同有效摩擦系数下随时间的演化. 切应力方向与滑动方向一致为正, 正应力拉为正

约5倍(图7b), 这充分地说明了震源破裂模型对同震与震后应力调整都有一定影响, 这也表明在地震触发研究中使用合理的震源破裂模型至关重要.

4.2.2 有效摩擦系数对库仑应力的影响

由公式(4)可知, 在库仑应力的计算中, 有效摩擦系数影响着正应力与剪应力的权重, 有效摩擦系数越大, 正应力权重就越大; 反之, 则越小(King等, 1994; 单斌等, 2017). 由于不知道各断裂有效摩擦系数的准确值, 本文选取不同的有效摩擦系数($\mu' = 0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8$)来探讨其对库仑应力计算结果的影响. 由图8可知,

有效摩擦系数仅改变库仑应力变化量的大小, 不改变库仑应力变化量随时间的演化. 这说明在不同的有效摩擦系数下, 汶川地震对芦山、康定与九寨沟地震均有促进作用. 值得关注的是, 康定地震震源处库仑应力变化随有效摩擦系数的增大而增大(图8b), 这与常识相违背: 即摩擦系数越大, 发震断层越稳定, 库仑应力变化量应越小. 造成这一“异常”的原因为: 汶川地震导致康定地震震源处正应力变化为正(unclamping)(图6c), 结合公式(4), 在此情况下有效摩擦系数越大库仑应力变化量也越大. 关于此矛盾, 朱守彪和缪淼(2016)已进行过详细论述.

图7 汶川地震造成的库仑应力变化时空分布

有效摩擦系数为0.4, 岩石圈黏性结构为图2b实线, 切片深度7km, 汶川地震破裂模型为Wang等(2011)模型, 投影方向见表1. (a) 汶川地震同震库仑应力变化; (b) 不同汶川地震破裂模型在九寨沟地震震源处造成的库仑应力随时间的演化

4.2.3 岩石圈分层黏滞系数对库仑应力的影响

大量研究表明震后下地壳与上地幔的黏弹性效应会导致地壳应力场持续调整, 从而提前或推迟后续地震的发生时间(Freed和Lin, 2001; Freed, 2005; He等, 2011). 在此过程中, 岩石圈的流变学结构对震后黏弹性效应有着重要影响: 即黏滞系数越小, 松弛时间就越短; 反之, 松弛时间就越长. 为探究岩石圈流变学结构对计算结果的影响, 本文参考前人关于青藏高原东缘流变学结构的研究成果(张晔军等, 2008; 邵志刚等, 2008; England等, 2013; Huang等, 2014), 将模型的黏度结构降低约0.5~1个数量级(图2b虚线). 计算结果如表3所示, 不同强度的岩石圈黏度结构主要影响震后库仑应力变化量, 对同震库仑应力变化影响很小. 黏滞系数取值越弱, 各地震震源处震后库仑应力变化的量值就越大. 但黏滞系数取值的不确定性没有改变汶川地震对芦山、康定与九寨沟地震都有促进作用的格局.

4.2.4 库仑应力对投影方向的敏感性分析

在地震触发研究中, 前人通常选取由地质观测和/或震源机制确定的几何学和运动学方向作为应力投影方向(King等, 1994; Freed和Lin, 2001; Xiong等,

2010). 但由破裂模型可以看出, 大地震发震断层的几何学与运动学方向在破裂传播过程中可能存在巨大差异(王卫民等, 2008). 一般地, 当地震发生时, 岩石的破裂及运动从震源(起破点)开始, 而震源机制通常反映整个发震断层的运动特征. 因此, 从严格意义上讲, 将库仑应力投影到后续地震起破点的几何学与运动学方向上可能更合理. 本文将以九寨沟地震为例, 选取应力投影方向分别为九寨沟地震起破点几何学与运动学方向(表1)、符合地表断层走向的GCMT震源机制解与USGS震源机制解来讨论此问题, 有效摩擦系数为0.4, 岩石圈黏性结果为图2b实线, 显示深度为7km.

计算结果如图9所示, 在不同的应力投影方向下, 汶川地震造成的同震库仑应力变化总体格局是相似的, 但在九寨沟地震震中附近, 其值有明显的差异. 具体地, 当投影方向为GCMT震源机制解时(图9b), 汶川地震导致九寨沟地震震源处同震库仑应力变化不到投影方向为九寨沟地震起破点几何学和运动学方向的一半(图9a和9d). 当投影方向为USGS震源机制解时(图9c), 汶川地震在九寨沟地震震源处造成的同震库仑应力变化甚至为负(图9d). 这说明在某些特定位置上, 库仑应力对投影方向非常敏感. 这也表明在未来进行地

图8 各地震震源处库仑应力变化在不同有效摩擦系数下随时间的演化

应力投影方向见表1, 岩石圈黏性结构为图2b实线. (a) 芦山地震, (b) 康定地震, (c) 九寨沟地震

震间应力相互作用研究时, 我们必须在充分认识地震破裂过程基础上选择合理的应力投影方向, 否则得到的计算结果可能会对我们的判断造成误导.

4.3 汶川地震同震滑移矢量场变化对库仑应力的影响

从图4d与图7a中, 我们可以看出汶川地震造成岷江断裂与东昆仑断裂附近库仑应力变化为正. 一般地,

若震源破裂模型各处滑动量与滑动方向相同, 则对纯走滑或纯倾滑断层而言, 库仑应力变化为负的区域会垂直源断层较对称地分布在源断层两侧(King等, 1994; Lin和Stein, 2004). 为了进一步探究造成此区域库仑应力变化为正的原因, 本文将此库仑应力变化空间分布与汶川地震有限断层破裂模型进行对比(图10), 其中库仑应力变化切片为汶川地震同震库仑应力变化, 切片深度10km(魏星等, 2019).

从图10中, 我们可以看出靠近岷江断裂的应力增加区恰好位于汶川地震破裂模型南段与中段的两个主要滑动区之间(清平一带), 其对应的滑动量较小. 东昆仑断裂附近的应力增加区恰好位于汶川地震破裂模型北段由逆冲逐渐转变为走滑的区域(北川-平通-南坝一带), 并且此区域对应的滑动量也较小(Xu等, 2009; Zhang等, 2010). 本文认为岷江断裂与东昆仑断裂附近库仑应力变化为正可能与汶川地震破裂模型中滑动矢量场的变化有关. 结合九寨沟地震震中位置(图10), 本文认为汶川地震在龙门山断裂北段(北川-平通-南坝一带)同震滑移矢量场变化可能是造成九寨沟地震震中库仑应力为正的重要原因之一. 这表明大地震破裂模型的位错分布对特定区域库仑应力变化有着根本性影响, 从而影响未来地震危险性. 这也说明了精细的震源破裂模型在研究地震间应力相互作用中的重要性.

4.4 九寨沟地震发震机制探讨

前人对汶川地震与九寨沟地震的关系已开展了大量研究(汪建军和许才军, 2017; 徐晶等, 2017; 单斌等, 2017; Jia等, 2018; Liu等, 2019; 黄禄渊等, 2019). 一些结果认为汶川地震对九寨沟地震有触发效应(汪建军和许才军, 2017; 单斌等, 2017; Liu等, 2019; 黄禄渊等, 2019), 但也有研究提出汶川地震可能压制和推迟了九寨沟地震的发生(徐晶等, 2017; Jia等, 2018). 本文计算表明, 当断层有效摩擦系数从 $\mu'=0.8$ 减小到 $\mu'=0$ 时, 汶川地震同震变形对九寨沟地震震源处贡献的库仑应力达+0.005~+0.018MPa(图8c), 这表明汶川地震对九寨沟地震的发生有一定触发作用(汪建军和许才军, 2017; 单斌等, 2017; Liu等, 2019; 黄禄渊等, 2019). 然而, 随着时间的流逝, 汶川地震变形的震后黏弹性松弛使九寨沟地震震源处的库仑应力在其发震前减小了约0.006~0.01MPa(图8c). 庞亚瑾等(2017)利用巴颜喀拉块体东部1999~2008年的GPS速度计算了九寨沟发震

表 3 不同岩石圈黏度结构,汶川地震在各地震震源处造成的库仑应力变化(MPa)^{a)}

地震名称	黏度结构	同震	震后	总计
芦山地震	强	+0.026	+0.002	+0.028
	弱	+0.027	+0.009	+0.036
康定地震	强	+0.021	+0.0035	+0.0245
	弱	+0.021	+0.0166	+0.0376
九寨沟地震	强	+0.012	-0.009	+0.003
	弱	+0.011	-0.033	-0.022

a) 强黏度结构指图2b实线的黏滞系数组合, 弱黏度结构指图2b虚线的黏滞系数组合, 有效摩擦系数为0.4, 应力投影方向见表1

图 9 在不同应力投影方向汶川地震造成的库仑应力变化时空分布

有效摩擦系数为0.4, 切片深度为7km, 投影方向的格式为走向/倾角/滑动角, 黏性结构为图2b实线. (a) 投影方向为148°/70°/-8.2°(表1); (b) 投影方向为151°/79°/-8°(GCMT); (c) 投影方向为153°/84°/-33°(USGS); (d) 九寨沟地震震源处库仑应力在不同投影方向下随时间的演化, 红色、蓝色与绿色实线的应力投影方向分别为148°/70°/-8.2°(表1), 151°/79°/-8°(GCMT)和153°/84°/-33°(USGS)

图 10 汶川地震破裂模型不均一造成的库仑应力变化

红色五角星代表九寨沟地震, 箭头指向为汶川地震同震位移场滑动方向, 切片深度为10km, 有效摩擦系数为0.4, 黏性结构为图2b实线, 应力投影方向见表1

断层震间库仑应力累积速率为 0.7kPa a^{-1} , 这说明汶川地震后到九寨沟地震发震前构造加载所累积的库仑应力至少达到约 0.007MPa 。考虑到模型计算在流变学参数和构造加载方式等方面均存在不确定性, 我们认为震后黏弹性松弛所导致的库仑应力减小量($-0.006\sim-0.01\text{MPa}$)可以被相应时段内构造加载导致的库仑应力增量所补偿。综上所述, 本文的计算结果表明九寨沟地震可能受到了汶川地震的触发。

5 结论

本文利用精细的同震破裂模型, 采用分裂节点技术建立了一个三维黏弹性有限元模型, 研究了汶川地震后青藏高原东缘 $M_w>6.0$ 强震丛集现象, 讨论了不同有效摩擦系数、黏滞系数、投影方向与破裂模型对计算结果的影响。计算结果表明汶川地震导致芦山地震、康定地震与九寨沟地震震源处同震库仑应力变化分别约为 $+0.012\sim+0.040$ 、 $+0.01\sim+0.03$ 、 $+0.008\sim+0.015\text{MPa}$ 。恰在芦山地震、康定地震与九寨沟地震发生之前, 其震源处库仑应力变化分别约为 $+0.014\sim+0.042$ 、 $+0.016\sim+0.036$ 、 $+0.003\sim+0.007\text{MPa}$ 。康定地震震源处库仑应力增加中约 $0.001\sim0.002\text{MPa}$ 来源于芦山地震的贡献。九寨沟地震可能受到了汶川地震同震变形、震后应力松弛与构造加载的共同影响。这说明汶川地震对芦山地震、康定地震与九寨沟地震都有触

发作用, 这可能是导致青藏高原东缘强地震丛集的主要原因之一, 且汶川地震、芦山地震与康定地震构成了一个典型的应力连锁作用案例。值得说明的是, 本文认为汶川地震破裂模型滑动矢量场在龙门山断裂北段发生变化可能是造成九寨沟地震震源处同震库仑应力为正的重要原因之一。这表明在库仑应力计算中应注意断层复杂的破裂过程对结果的影响。

致谢 感谢编委、执行主编和三位匿名审稿人对本文提出的建设性建议和修改意见。文中图件使用GMT软件绘制(Wessel和Smith, 1991)。

参考文献

- 陈运泰, 杨智娴, 张勇, 刘超. 2013. 从汶川地震到芦山地震. 中国科学: 地球科学, 43: 1064–1072
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 杨晓平, 闵伟, 陈立春. 2003. 中国活动构造与地震活动. 地学前缘, 10: 66–73
- 黄禄渊, 程惠红, 张怀, 高锐, 石耀霖. 2019. 2008年汶川地震同震-震后应力演化及其对2017年九寨沟 $M_s7.0$ 地震的影响. 地球物理学报, 62: 1268–1281
- 梁国平. 2009. 有限元语言. 北京: 科学出版社
- 庞亚瑾, 程惠红, 张怀, 石耀霖. 2017. 巴颜喀拉块体东缘形变及九寨沟地震孕震环境数值分析. 地球物理学报, 10: 4046–4055
- 邵志刚, 傅容珊, 薛霆城, 黄建华. 2008. 昆仑山 $M_s8.1$ 级地震震后变形场数值模拟与成因机理探讨. 地球物理学报, 51: 805–816

- 单斌, 熊熊, 郑勇, 刁法启. 2009. 2008年5月12日 M_w 7.9汶川地震导致的周边断层应力变化. *中国科学: 地球科学*, 39: 537–545
- 单斌, 熊熊, 郑勇, 金笔凯, 刘成利, 谢祖军, 许厚泽. 2013. 2013年芦山地震导致的周边断层应力变化及其与2008年汶川地震的关系. *中国科学: 地球科学*, 43: 1002–1009
- 单斌, 郑勇, 刘成利, 谢祖军, 孔军. 2017. 2017年 M 7.0级九寨沟地震同震库仑应力变化及其与2008年汶川地震的关系. *中国科学: 地球科学*, 47: 1329–1338
- 汪建军, 许才军. 2017. 2017年 M_w 6.5九寨沟地震激发的同震库仑应力变化及其对周边断层的影响. *地球物理学报*, 60: 4398–4420
- 王卫民, 赵连锋, 李娟, 姚振兴. 2008. 四川汶川8.0级地震震源过程. *地球物理学报*, 51: 1403–1410
- 王卫民, 郝金来, 姚振兴. 2013. 2013年4月20日四川芦山地震震源破裂过程反演初步结果. *地球物理学报*, 56: 1412–1417
- 魏星, 王向腾, 李志伟, 王烁帆, 黄志斌, 刘杰. 2019. 基于Pn/Pg相对定位方法研究2017年8月8日九寨沟 M 7.0地震起始破裂深度. *地球物理学报*, 62: 1300–1311
- 徐晶, 邵志刚, 刘静, 季灵运. 2017. 基于库仑应力变化分析巴颜喀拉地块东端的强震相互关系. *地球物理学报*, 60: 4056–4068
- 张晔军, 曹建玲, 石耀霖. 2008. 从震后形变探讨青藏高原下地壳黏滞系数. *中国科学D辑: 地球科学*, 38: 1250–1257
- 朱守彪, 缪淼. 2016. 地震触发研究中库仑应力随摩擦系数增加而增大的矛盾及其解决. *地球物理学报*, 59: 169–173
- Chen Y, Niu F, Liu R, Huang Z, Tkalčić H, Sun L, Chan W. 2010. Crustal structure beneath China from receiver function analysis. *J Geophys Res*, 115: B03307
- England P C, Walker R T, Fu B, Floyd M A. 2013. A bound on the viscosity of the Tibetan crust from the horizontality of palaeolake shorelines. *Earth Planet Sci Lett*, 375: 44–56
- Freed A M. 2005. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 33: 335–367
- Freed A M, Lin J. 2001. Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer. *Nature*, 411: 180–183
- Harris R A. 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J Geophys Res*, 103: 24347–24358
- Huang M H, Bürgmann R, Freed A M. 2014. Probing the lithospheric rheology across the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 396: 88–96
- He J, Xia W, Lu S, Qian H. 2011. Three-dimensional finite element modeling of stress evolution around the Xiaojiang fault system in the southeastern Tibetan plateau during the past ~500 years. *Tectonophysics*, 507: 70–85
- He J, Peltzer G. 2010. Poroelastic triggering in the 9–22 January 2008 Nima-Gaize (Tibet) earthquake sequence. *Geology*, 38: 907–910
- Jagla E A, Kolton A B. 2010. A mechanism for spatial and temporal earthquake clustering. *J Geophys Res*, 115: B05312
- Jaeger J C, Cook N G W. 1979. *Fundamentals of Rock Mechanics*. 3rd ed. London: Chapman and Hall
- Jia K, Zhou S, Zhuang J, Jiang C, Guo Y, Gao Z, Gao S. 2018. Did the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake trigger the occurrence of the 2017 M_w 6.5 Jiuzhaigou earthquake in Sichuan, China? *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 2965–2983
- King G C P, Stein R S, Lin J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull Seismol Soc Amer*, 84: 935–953
- Liu G, Xiong W, Wang Q, Qiao X, Ding K, Li X, Yang S M. 2019. Source Characteristics of the 2017 M_s 7.0 Jiuzhaigou, China, Earthquake and Implications for Recent Seismicity in Eastern Tibet. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 4895–4915
- Li Q, Liu M, Zhang H. 2009. A 3-D viscoelastoplastic model for simulating long-term slip on non-planar faults. *Geophys J Int*, 176: 293–306
- 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
- Melosh H J, Raefsky A. 1981. A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations. *Bull Seismol Soc Amer*, 71: 1391–1400
- Molnar P, Chen W P. 1983. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan plateau. *J Geophys Res*, 88: 1180–1196
- Parsons T, Ji C, Kirby E. 2008. Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan basin. *Nature*, 454: 509–510
- Rice J R. 1992. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault. In: Hickman S, ed. *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks: A Festschrift in Honor of W. F. Brace*. London: Academic Press. 475–503
- Rice J R, Cleary M P. 1976. Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Rev Geophys*, 14: 227
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z, Shen F, Liu Y. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 276: 788–790
- Shen Z K, Lü J, Wang M, Bürgmann R. 2005. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 110: B11409
- Shen Z K, Sun J, Zhang P, Wan Y, Wang M, Bürgmann R, Zeng Y, Gan W, Liao H, Wang Q. 2009. Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake. *Nat Geosci*, 2: 718–724

- Stein R S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402: 605–609
- Toda S, Lin J, Meghraoui M, Stein R S. 2008. 12 May 2008 $M=7.9$ Wenchuan, China, earthquake calculated to increase failure stress and seismicity rate on three major fault systems. *Geophys Res Lett*, 35: L17305
- Wang Q, Qiao X J, Lan Q G, Freymueller J, Yang S M, Xu C J, Yang Y L, You X Z, Tan K, Chen G. 2011. Rupture of deep faults in the 2008 Wenchuan earthquake and uplift of the Longmen Shan. *Nat Geosci*, 4: 634–640
- Wang J, Xu C, Freymueller J T, Li Z, Shen W. 2014. Sensitivity of Coulomb stress change to the parameters of the Coulomb failure model: A case study using the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 3371–3392
- Wessel P, Smith W H F. 1991. Free software helps map and display data. *Eos Trans AGU*, 72: 441–446
- Williams C A, Richardson R M. 1991. A rheologically layered three-dimensional model of the San Andreas fault in central and southern California. *J Geophys Res*, 96: 16597–16623
- Xiong X, Shan B, Zheng Y, Wang R. 2010. Stress transfer and its implication for earthquake hazard on the Kunlun Fault, Tibet. *Tectonophysics*, 482: 216–225
- Xu X, Wen X, Yu G, Chen G, Klinger Y, Hubbard J, Shaw J. 2009. Coseismic reverse- and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake, China. *Geology*, 37: 515–518
- Zhan Z, Jin B, Wei S, Graves R W. 2011. Coulomb stress change sensitivity due to variability in mainshock source models and receiving fault parameters: A case study of the 2010–2011 Christchurch, New Zealand, earthquakes. *Seismol Res Lett*, 82: 800–814
- Zhang Z, Wang Y, Chen Y, Houseman G A, Tian X, Wang E, Teng J. 2009. Crustal structure across Longmenshan fault belt from passive source seismic profiling. *Geophys Res Lett*, 36: L17310
- Zhang P Z, Wen X, Shen Z K, Chen J. 2010. Oblique, high-angle, listric-reverse faulting and associated development of strain: The Wenchuan earthquake of May 12, 2008, Sichuan, China. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 38: 353–382

(责任编辑: 郑勇)