

贾科, 周仕勇. 2023. 断层相互作用与地震触发机制研究回顾与展望. 地球与行星物理论评 (中英文), 54(5): 477-497. doi: [10.19975/j.dqyxx.2022-071](https://doi.org/10.19975/j.dqyxx.2022-071).

Jia K, Zhou S Y. 2023. Fault interaction and earthquake triggering mechanisms: Progress and prospects. Reviews of Geophysics and Planetary Physics, 54(5): 477-497 (in Chinese). doi:[10.19975/j.dqyxx.2022-071](https://doi.org/10.19975/j.dqyxx.2022-071).

断层相互作用与地震触发机制研究回顾与展望

贾科^{1,2}, 周仕勇^{3*}

1 西北工业大学自动化学院, 西安 710129

2 上海佘山地球物理国家野外科学观测研究站, 上海 201602

3 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

摘要: 断层相互作用与地震触发关系研究是震源物理学领域的热点问题, 能够帮助认识强震的孕育过程与物理机理, 在地震危险性分析与预测研究中也有良好的应用前景. 前人的综述文章从应力触发的基本原理、方法、适用性及多个震例研究的角度, 提供了详细的阐述, 然而从地震活动性分析这一角度对地震触发的介绍并不详尽, 也未对这两个角度的结合和互补提供进一步的探讨. 本文从物理模型和统计模型两个角度, 综述了过去几十年针对断层相互作用和地震触发机制研究的成果与进展; 通过介绍速率-状态摩擦律, 展现这一科学问题的内在统一性, 并对目前存在的问题和未来的可能研究方向进行了梳理和展望. 从物理模型角度, 着重分析了断层相互作用来源的几个重要机制: 静态应力触发、动态应力触发和黏弹性应力触发, 以及计算的基本原理和方法. 在统计模型方面, 介绍了地震活动性分析的基本原理和方法, 重点分析了 ETAS 模型和 b 值在断层相互作用和地震触发机制中的应用. 从两个模型结合的角度, 指出两者互相验证的统一内涵以及速率-状态摩擦律的基本原理和方法. 分析指出通过库仑应力计算和 ETAS 模型这两种不同的角度, 可以综合研究多断层或地震之间的应力相互作用, 并提供交叉验证, 增加结果的可靠性; 应用速率-状态摩擦律可以回溯性地研究地震序列的发生过程, 为认识地震触发关系和断层相互作用提供了新的视角.

关键词: 断层相互作用; 地震触发关系; 库仑应力变化; ETAS 模型; 速率-状态摩擦律

doi: [10.19975/j.dqyxx.2022-071](https://doi.org/10.19975/j.dqyxx.2022-071)

中图分类号: P315

文献标识码: A

Fault interaction and earthquake triggering mechanisms: Progress and prospects

Jia Ke^{1,2}, Zhou Shiyong^{3*}

1 School of Automation, Northwestern Polytechnical University, Xi'an 710129, China

2 Shanghai Sheshan National Geophysical Observatory, Shanghai 201602, China

3 School of Earth and Space Science, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract: Research on fault interaction and earthquake triggering, which is a hot issue in the field of source physics, can facilitate understanding of the underlying mechanisms of strong earthquakes and also has good application prospects in earthquake risk analysis and prediction research. Previous review articles provided detailed explanations from the perspectives of basic principles, methods, and applicability, as well as multiple earthquake case studies of stress triggering. However, the introduction to earthquake triggering from the perspective of seismicity analysis is not exhaustive, and the combination and complementarity of these two perspectives are not provided in detail. This paper summarizes the achievements and progress of research on fault interaction and earthquake trig-

收稿日期: 2022-10-29; 录用日期: 2022-11-25

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (42274068, U2039204); 上海佘山地球物理国家野外科学观测研究站开放基金 (SSOP202207)

Supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 42274068, U2039204) and Shanghai Sheshan National Geophysical Observatory (Grant No. SSOP202207)

第一作者: 贾科 (1988-), 男, 副教授, 主要从事地震活动性、地震触发机制的研究. E-mail: jk@nwpu.edu.cn

*通信作者: 周仕勇 (1962-), 男, 教授, 主要从事地震活动性、震源过程、数字地震资料的研究. E-mail:

zsy@pku.edu.cn



gering mechanism through the past few decades from the perspectives of physical and statistical models. The current challenges and possible future directions are reviewed and evaluated. From the perspective of the physical model, three important mechanisms of sources of fault interaction are analyzed: static stress triggering, dynamic stress triggering, and viscoelastic stress triggering, as well as the basic principles and methods of calculation. In the aspect of the statistical model, the basic principles and methods of seismicity analysis are introduced, and applications of the epidemic-type aftershock sequence (ETAS) model and b -value in fault interaction and earthquake triggering mechanism are analyzed. From the perspective of the combination of these two models, the unified connotation of mutual verification and the basic principle of the rate-and-state friction law are introduced. The analysis points out that the stress interaction between multiple faults or earthquakes can be comprehensively studied through the two different schools of Coulomb stress calculation and the ETAS model and that cross-validation can increase the reliability of the results. Retroactive application of rate-and-state friction law can provide a new perspective for understanding the earthquake triggering relationship and fault interaction.

Keywords: fault interaction; earthquake triggering; Coulomb stress change; ETAS model; rate-and-state friction law

0 引言

各个时空尺度下的地震相继发生表明地震触发是一种普遍存在的现象. 数十年来, 多项研究结果表明地震间的应力传递在地震触发、丛集以及抑制中起到关键作用 (Harris, 1998; Hu et al., 2017; Peña et al., 2020; Pollitz and Cattania, 2017; Steacy et al., 2005; Stein, 1999; Toda et al., 2008; 王辉等, 2016; Xiong et al., 2010). 这种相互作用通过应力转移的方式进行, 大多受地球介质的弹性、黏弹性响应、地震波的传播、地下水的扩散等各类因素影响, 从而导致不同时空尺度的地震触发或抑制现象, 受到学术界的普遍关注和研究. 另一方面, 通过分析地震活动性来区别地震之间触发关系的研究也成为地震触发关系研究的热点内容 (Tormann et al., 2015; Wang et al., 2015; Zhuang et al., 2005). 其中, 传染型余震序列 (Epidemic Type Aftershock Sequence, ETAS) 模型 (Ogata, 1988; Zhuang et al., 2002) 提供了一种能够有效区分背景地震和丛集 (触发) 地震的方法, 因此受到广泛关注. 通过分析地震之间的应力传递与区域地震活动性特征, 能够认识地震孕震机理的相关信息, 从而帮助理解、评估区域地震危险性.

运用应力转移和地震活动性分析来探究断层相互作用与地震触发关系是地震物理学研究领域的热点问题, 有助于认识强震的孕育过程与物理机理, 在地震危险性分析与预测研究中也有良好的应用前景. 前人的综述文章 (Freed, 2005; Harris, 1998; Steacy et al., 2005; Stein, 1999; 许才军等, 2018) 从

应力触发的基本原理、方法、适用性及多个震例研究的角度, 提供了详细的阐述, 然而从地震活动性分析这一角度对地震触发的介绍并不详尽, 也未对这两个角度的结合和互补提供进一步的探讨. 本文从物理模型和统计模型两个不同的角度, 综述过去几十年针对断层相互作用和强震触发机制研究的成果和进展, 结合两个模型的优缺点, 分析了不同模型的适用条件和存在的问题. 以速率-状态摩擦律为框架, 展现这一科学问题的内在统一性, 并对未来的可能研究方向进行展望, 提供认识和研究该问题的基本原理、方法和未来动态.

1 基于物理模型的断层间相互作用研究

1.1 断层或地震相互作用

随着越来越多高质量地震波形资料和地表形变资料的获得, 从 1990 年代开始, 大量的研究工作表明地震间的应力传递在地震触发、丛集以及抑制中起到重要作用 (Freed, 2005; Harris, 1998; Jia K et al., 2021; Perfettini et al., 1999; Steacy et al., 2005; Stein et al., 1992; Toda et al., 2008; Xiong et al., 2010; 许才军等, 2018; Zhu, 2016). 从物理角度来看, 地震间的应力传递可以从三个角度影响地震的发生: 静态 (弹性) 应力改变、动态应力改变以及黏弹性应力改变. 静态应力改变一般指地震发生时震源附近区域产生的同震弹性应力改变, 不随时间变化, 由地震破裂面整体位错所引起. 动态应力改变由地

震波的传播引起,由于地震波的特点,动态应力改变是短暂而振荡的.同时,由于下地壳和上地幔的黏弹性特征,地震所产生的应力扰动会在很长一段时间内通过黏弹性应力释放的方式在时空中不断演化,进而继续影响发震构造区及其相邻构造区地震的孕震过程,这也就是黏弹性应力改变(图1).

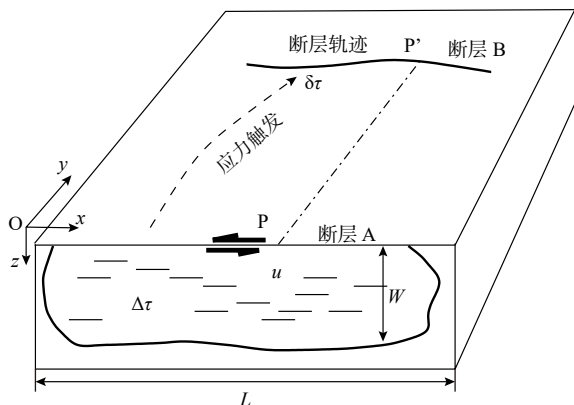


图1 断层相互作用示意图(修改自 Chéry et al., 2001). 构造加载导致断层 A 发生位错 u , 应力降由破裂尺寸 L 、 W 和位错 u 控制. 由于地球介质的连续性, 断层 A 的位错会在其周围介质产生应力扰动, 从而断层 B 受到应力扰动 $\delta\tau$, 进而影响断层 B 上地震的发生. 与此同时, 断层 A 位错产生的地震波在地球介质中传播过程时, 会对断层 B 的应力状态产生动态扰动. 另一方面, 断层 A 深部介质(下地壳、上地幔等)的黏弹性形变, 导致震后随时间变化的黏弹性应力扰动, 可能会持续几十年甚至上百年

Fig. 1 Schematic diagram of fault interaction (modified from Chéry et al., 2001). Structural loading causes dislocation u to occur on fault A, and the stress drop is controlled by the rupture dimensions L and W and the coseismic slip u . Due to the continuity of the Earth medium, the dislocation of fault A will generate stress disturbance in the surrounding medium, so fault B will be subject to stress disturbance $\delta\tau$ and then affect the occurrence of earthquakes on fault B. At the same time, the seismic wave generated by the dislocation of fault A will dynamically disturb the stress state of fault B during the propagation process in the Earth medium. On the other hand, the viscoelastic deformation of the deep medium (lower crust, upper mantle, etc.) of fault A leads to viscoelastic stress disturbance that changes with time after the earthquake and may last for decades or even hundreds of years

1.2 静态应力触发

静态应力改变是指在一次地震事件前后很短时间内, 由于同震破裂产生的滑动导致其周围静态应力场随即发生永久性形变的过程. 随着越来越多高质量地震资料和地表形变资料的获得, 从 1990 年代开始, 有大量的研究工作表明强震所引起静态应

力改变能够显著影响其余震的时间和空间分布 (Harris, 1998; King et al., 1994; Stein, 1999). King 等 (1994) 使用库仑破裂应力系统研究了地震之间的触发关系, 并运用于 1992 年 $M_W = 7.3$ 的 Landers 地震、1992 年 $M_L = 6.1$ 的 Joshua Tree 地震和 1979 年 Homestead Valley 地震序列 ($M_L = 4.9$ 、5.2、4.5、4.8), 首次成功解释了余震的空间分布: 绝大多数余震发生在库仑破裂应力增强区, 而在库仑破裂应力减小的区域余震活动很少 (图2). 绝大多数学者基于 Okada (1992) 的弹性位错模型来计算库仑应力改变量, 并将其作为静态应力改变的一个物理量, 以评估一个地震促进或抑制另一个地震的发生 (程佳等, 2011; Jia et al., 2014; King and Cocco, 2001; Shan et al., 2009; Stein et al., 1992; Xiong et al., 2010). 大量的研究工作已经证实了静

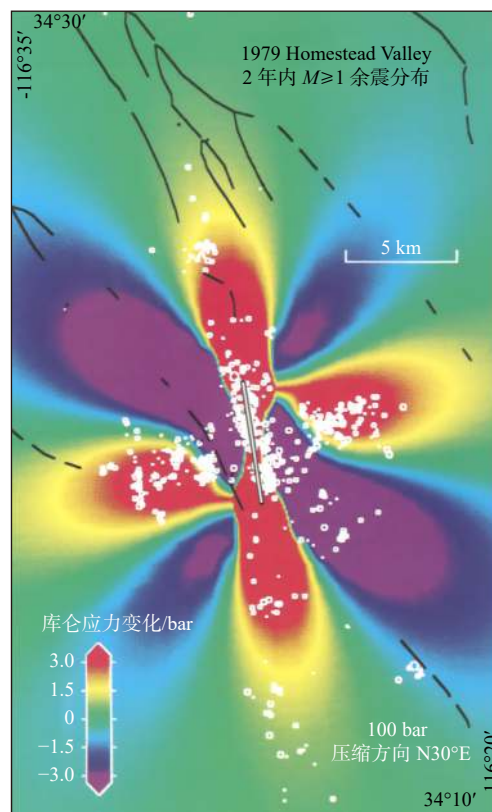


图2 1979年3月15日 Homestead Valley 地震序列 ($M_L = 4.9$ 、5.2、4.5、4.8) 的库仑应力改变与余震分布 (修改自 King et al., 1994). 白色直线为发震断层, 白色圆圈表示余震. 红色表示库仑应力增强区, 紫色表示库仑应力减小区

Fig. 2 Coulomb stress changes and distribution of aftershocks for the March 15, 1979, Homestead Valley earthquake sequence ($M_L = 4.9$, 5.2, 4.5, 4.8) (modified from King et al., 1994). The straight white line is the seismogenic fault, and the white circle is the aftershock. Red indicates areas of increased Coulomb stress, and purple indicates areas of decreased Coulomb stress

态应力触发真实存在并能够持久影响近场的应力状态和余震分布,但具体的触发机理仍存在诸多可以探究之处 (Jia et al., 2018; Steacy et al., 2005)。

从物理角度来讲,由于静态应力触发因同震瞬时破裂所产生的滑动而产生,其效果也是瞬时和永久的。实际上,无论是理论上还是实际中,在距离震中位置较远的地方,在地震后较短的时间内难以区分静态应力改变和动态应力改变所造成的影响。但在较远的距离,由于静态应力改变约以距离的三次反比衰减,而动态应力改变以距离的二次反比衰减,从而远场的地震触发主要由动态应力改变所主导。因此,静态应力触发可以用来解释近场的余震活动,而大部分地震学家通过库仑破裂应力 (Coulomb Failure Stress, CFS) 将两者联系在一起。库仑破裂应力定义为 (Jaeger et al., 2007; Scholz, 2019):

$$\text{CFS} = \tau + \mu(\sigma + P) - S \quad (1)$$

其中 τ 是某一平面上的沿滑动方向的剪切力大小 (沿滑动方向为正), σ 是该平面的正应力大小 (拉张为正), P 为孔隙压, S 为内聚力强度, μ 为摩擦系数。可见,库仑破裂应力表征了地震破裂所需要克服的应力大小是剪切力与阻止断层滑动的摩擦力以及内聚力之和。在实验室条件下,库仑破裂应力可以通过岩石力学实验测量得到,但是在真实的孕震环境中,却很难测量或约束库仑破裂应力的绝对值。在实际应用中,库仑破裂应力的变化量可以通过估计得到,具有一定的实践意义。一般情况下,摩擦系数和内聚力强度是常数,从而,库仑破裂应力改变 (ΔCFS) 为:

$$\Delta\text{CFS} = \Delta\tau + \mu(\Delta\sigma + \Delta P) \quad (2)$$

公式 (2) 是判断地震是否被触发的关键因素,当 ΔCFS 为正时,断层更接近于破裂,从而可能触发地震;当 ΔCFS 为负时,断层被抑制,地震更难发生 (地震发生延迟)。为了估计孔隙压改变对库仑破裂应力改变的影响,可以假设介质为各向均匀同性介质,在不排水 (undrained) 的情况下,静态应力改变刚刚发生而水仍未流走时, Rice 和 Cleary (1976)、Roeloffs (1988) 表明:

$$\Delta P = -\beta \Delta\sigma_{kk}/3 \quad (3)$$

其中 β 为 Skempton 系数 (Skempton, 1954), $\sigma_{kk} = \sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}$ 是应力张量对角线三分量之和。 β 理论上取值范围为 0 (完全干燥) 至 1 (水完全饱和) (Rice, 1992)。将公式 (3) 代入公式 (2) 中有:

$$\Delta\text{CFS} = \Delta\tau + \mu(\Delta\sigma - \beta\Delta\sigma_{kk}/3) \quad (4)$$

一种常见的假设是,断层上的介质具有韧性,从而在断层上 $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$, 从而有 $\Delta\sigma_{kk}/3 = \Delta\sigma$, 从而 ΔCFS 又可以表示为:

$$\Delta\text{CFS} = \Delta\tau + \mu' \Delta\sigma \quad (5)$$

其中 $\mu' = \mu(1 - \beta)$ 被称为视摩擦系数,被广泛应用于计算 ΔCFS 中。然而 Beeler 等 (2000) 指出,由于这种假设下将视摩擦系数看作常数,而在某些构造条件下是不成立的,从而会导致计算得到的 ΔCFS 出现偏差。因而在相关研究中,我们建议使用公式 (4) 来计算 ΔCFS , 从而避免此偏差。

因地震滑动而产生的静态应力改变也往往被称为同震应力改变。通过公式 (4) 计算得到同震 ΔCFS 值,可以推断位于 ΔCFS 为正区域的断层更倾向于破裂,而位于 ΔCFS 为负区域的断层破裂危险性减小。这一特点可以解释余震空间分布,即余震更多地发生在 ΔCFS 为正的区城 (图 2)。虽然静态应力触发解释了部分地震的发生,但却无法解释与时间有关的断层相互作用和远场触发地震,因此需要考虑其他的触发机理。

在静态库仑应力改变的计算中,地壳精细结构 (低速层、高速层) 会影响计算结果 (靳志同, 2021)。缪森和朱守彪 (2017) 的研究表明,介质的流-固耦合作用对静态库仑应力变化的影响也不可忽视。此外,和泰名等 (2011) 指出,传统静态库仑应力变化所采用的沃尔泰拉 (Volterra) 错动模型可能存在一定的缺陷,对近场的库仑应力分布计算存在一定的影响。针对该问题,作者提出了具有滑动弱化断层的库仑应力模型,详细地给出了推导公式,对前人理论进行了修正与扩展 (李世愚等, 2015)。

静态应力改变的计算已有不少成熟的软件,包括基于 MATLAB 编程的 Coulomb 软件 (Toda et al., 2011) 和 Fortran 编程的 EDGRN/EDCMP (Wang et al., 2003, 2006; Wang et al., 2021), 极大地促进了该领域的研究。此外,基于有限元方法计算地震位错造成的库仑应力变化也在诸多震例研究中得到广泛应用 (孙云强和罗纲, 2018; 张贝等, 2015)。

1.3 动态应力触发

动态应力触发是指在大地震发生之后,断层破裂所产生的地震波在传播过程中对其他断层产生动

态应力扰动,从而触发地震的现象.动态应力触发地震为地震学家对1992年 $M_W=7.3$ Landers地震研究中所发现.1992年6月28日,发生在美国南加州 Mojave 沙漠的 Landers 地震地表破裂长达70 km.在震后的数小时内,距离震中位置200 km至1250 km的多个地震台站均观测到地震活动性的显著增高(图3, Hill et al., 1993).此外,2002年 $M_W=7.9$ 的 Denali 地震,触发了远至3600 km外的 Coso 地热场的地震活动性(Prejean et al., 2004).

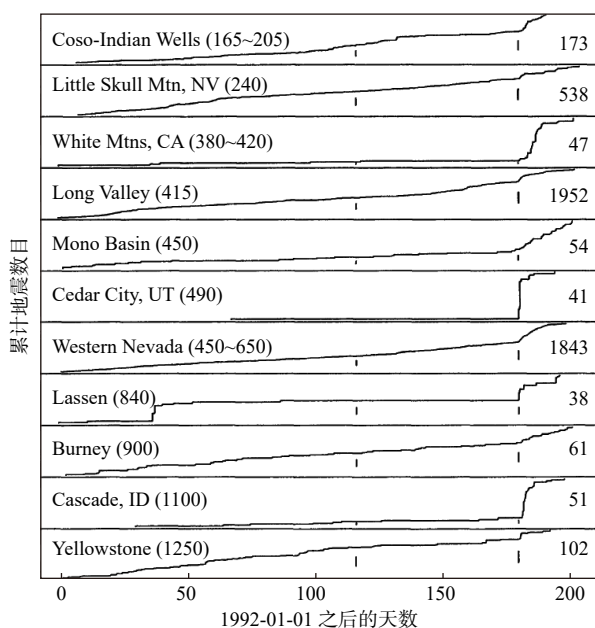


图3 Landers地震后各地区(括号为震中距,单位为km)地震累积数曲线(修改自Hill et al., 1993).右侧数字为各地区总地震数目,两条短竖线分别表示Petrolia(Cape Mendocino) $M=7.1$ 地震和Landers $M=7.3$ 地震的震发时刻

Fig. 3 Cumulative number curves of earthquakes in various regions after the Landers earthquake (the epicentral distance in km is shown in brackets) (modified from Hill et al., 1993). The number on the right is the total number of earthquakes in each region, and the two short vertical lines represent the occurrence times of the Petrolia (Cape Mendocino) $M=7.1$ earthquake and the Landers $M=7.3$ earthquake, respectively

由于地震波的特性,动态应力触发一般发生在主震后数小时和数天,其对区域应力扰动的影响是瞬时而非永久的,在地震波经过之后,区域应力场会调整恢复到之前的状态(Freed, 2005; Gomberg et al., 2001; Hill and Prejean, 2007). Hill和Prejean(2007)认为,频率在15~30 s以及最大动态应力在0.01~1 MPa的面波对远程触发地震最为有效.在地震波传播路径上,动态应力改变在近场(1~2个主震震源尺度)和远场(最高可达10000

km)均能触发地震(Kilb et al., 2000).但在近场,动态应力触发的地震事件与静态应力触发的影响难以区分,且仍有争议(Gomberg and Johnson, 2005; Jia B et al., 2021; Richards-Dinger et al., 2010).同时,在2012 $M_W=7.2$ 印度洋地震的研究中,近场到中场的地震观测是主震动态应力触发导致或是海沟附近的局部水回响震相也存在争议(Fan and Shearer, 2016; Yue et al., 2017),体现了动态应力触发与其他机制区分的难度和挑战.

研究表明,动态触发更容易发生在有地热和火山活动的地区(Gomberg, 1996).动态应力触发的机理仍未完全明朗,并非所有的强震都会在远场触发地震,而地震波所产生的库仑应力扰动单独无法解释观测到的动态应力触发事件,在很多震例中,动态触发似乎与其他非地震活动比如水的活动或断层蠕动密切相关(Hill and Prejean, 2007; Miyazawa et al., 2021).

解朝娣等(2009)推导了基于实际地震记录计算动态库仑应力变化的公式和方法,研究了2004年印度尼西亚8.7级、2001年昆仑山西口8.1级和2001年印度古吉拉特邦7.8级强震对云南地区动态应力触发作用和特征.其对动态库仑应力计算的一般步骤为:

(1) 对台站记录到的速度地震波形数据进行去仪器响应等预处理,经积分变换成台站位移数据,应用差分原理由位移计算出动态应变张量 $\epsilon_{ij}(t)$,再根据胡克定律计算出应力,从而得到地震波在该台站位置处产生的动态应力张量.

(2) 根据柯西公式,可以从动态应力张量得到任一投影断层面的动态应力矢量:

$$T_i(t) = \sigma_{ij}(t)n_j \quad (6)$$

其中, $\mathbf{n}(n_1, n_2, n_3)$ 是投影断层面的法向单位矢量.由此可得正应力变化:

$$\Delta\sigma_n(t) = \mathbf{T}(t)\mathbf{n} = T_i(t)n_i \quad (7)$$

剪应力变化为:

$$\Delta\tau(t) = \mathbf{T}(t)\mathbf{S} = T_i(t)s_i \quad (8)$$

其中, $\mathbf{S}(s_1, s_2, s_3)$ 为投影断层滑动方向单位矢量.

(3) 得到正应力变化和剪应力变化后,与静态库仑应力变化计算类似,根据库仑破裂准则,动态库仑应力变化为:

$$\Delta CFS(t) = \Delta\tau(t) + \mu'\Delta\sigma_n(t) \quad (9)$$

计算动态应力改变和探测动态触发的方法也不断在发展. Hill(2008)使用莫尔圆和库仑破裂准则推算

了 Love 波和 Rayleigh 波对局部区域应力的扰动量, 但由于动态应力触发并不仅仅是库仑应力改变引起, 可能牵涉地震波对深部水活动的影响, 从而该计算方法并未被广泛使用. Wallace 等 (2017) 基于地震波传播计算软件 SPECFEM3D, 发展了基于动态破裂模型的动态应力计算方法, 并提供了动态触发引起大范围慢滑移 (slow slip) 事件的证据 (Yao et al., 2021). Yun 等 (2019) 提出一种基于高频能量积分的方法, 能够检测到地震波到达时有无动态触发现象, 并应用于美国加州 Geysers 地热区, 表现出良好的探测能力.

1.4 黏弹性应力触发

静态应力改变仅考虑了地球介质的弹性响应, 而无法解释延迟触发时间等观测事实. 黏弹性应力释放是指考虑地球介质 (主要是下地壳和上地幔) 在地震后的形变过程, 对周围其他断层造成应力扰动, 是地震之后应力场缓慢调整的过程. 通常来讲, 黏弹性应力释放过程可能从震后数月到达数十年, 这提供了一种对延迟触发时间的可能解释.

黏弹性应力触发被广泛认可是基于 1992 年 $M_W=7.3$ Landers 和 7 年后的 1999 年 $M_W=7.1$ Hector Mine 地震之间触发关系的研究. 由于这两次地震相距仅有 20 km, 很自然地会认为这两次地震之间可能存在某种触发机制. 然而不同研究小组基于静态应力改变计算得到的库仑破裂应力改变差异很大, 甚至完全相反 (Fromusgs, 2000; Parsons and Dreger, 2000). 针对 1992 年 $M_W=7.3$ Landers 和 1999 年 $M_W=7.1$ Hector Mine 地震之间可能存在的触发关系研究, Freed 和 Lin (2001) 使用三维黏弹性模型来模拟 Landers 地震所造成的下地壳和上地幔黏弹性应力释放, 从而成功解释了两者的触发关系和长达 7 年的延迟触发时间, 使得黏弹性应力触发引起科学界关注 (图 4). 在这之后, 越来越多的研究表明黏弹性应力释放在地震触发中扮演着重要的角色 (Freed, 2005; Hearn et al., 2002; Peña et al., 2019; Pollitz and Cattania, 2017). 沈正康等 (2003) 的研究是国内较早从事黏弹性应力触发的工作, 他们通过模拟黏弹性成层介质中, 青藏高原北部东昆仑破裂带大地震之间的应力转移和断层相互作用, 展现出黏弹性应力触发机制对可可西里地震的发生有重要作用.

震后的黏弹性应力改变的与静态应力改变类似, 给定地震破裂模型, 接收断层的滑动机制和

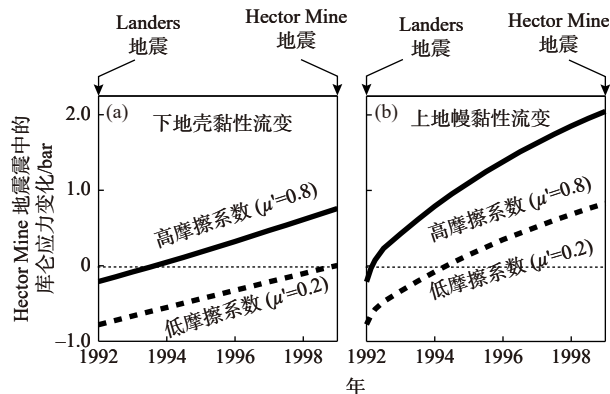


图 4 Hector Mine 地震初始破裂点 ΔCFS 随时间的变化 (修改自 Freed and Lin, 2001). (a) 假设黏性流变只发生在下地壳的情况; (b) 假设黏性流变主要发生在上地幔的情况

Fig. 4 ΔCFS at the initial rupture point of the Hector Mine earthquake over time (modified from Freed and Lin, 2001): (a) Assuming that viscous rheology occurs only in the lower crust and (b) assuming that viscous rheology occurs mainly in the upper mantle

摩擦性质以及地球介质的黏弹性系数等参数, 根据黏弹性位错模型可以得到震后数十年甚至上百年的应力改变. Wang 等 (2006) 发展了一套基于黏弹性-重力位错模型的数值计算程序 PSGRN/PSCMP, 能够快速方便地计算同震和震后形变场、应力场和重力场的改变, 被应用于多个震例分析中 (Jia K et al., 2021; Wang Y et al., 2014; Xiong et al., 2010).

1.5 应力影区

断层之间的相互作用除了能够触发地震以外, 还可能抑制地震. 虽然大量研究在正 ΔCFS 的区域, 已经广泛观察到增加的地震活动发生, 但“应力影区” (负 ΔCFS 的地区, 地震活动显著减少) 在实际中很难被观察到, 因为这要求较高的背景地震活动率才能观测到地震活动性的下降 (Mallman and Tom, 2004; Marsan, 2006; Meng and Peng, 2014). 此外, 一些研究认为静态应力降低与观测到的地震活动率变化之间没有显著相关性, 并怀疑应力影区是否真的存在 (Felzer and Brodsky, 2005), 但这也可能是由于背景地震活动性本身较低导致. 此外, 在某些特定区域, 负 ΔCFS 预测的应力影区可能同时经历地震波的动态触发, 从而增加应力影区的地震活动性 (Hu et al., 2017). 在断层周围, 静态和动态触发机制都为附近余震的发生提供了合理的解释, 但要具体区分余震主要是由静态还是动态应力变化触发的问题仍然存在困难 (Felzer and Brodsky, 2005, 2006; Gomborg, 2003; Meng and Peng, 2014;

Reasenberg and Simpson, 1992; Richards-Dinger et al., 2010). 因为只有静态应力变化才能产生应力影区, 因此应力影区的存在为区分静态和动态应力触发提供了一种可能的手段 (Liu et al., 2018; Toda et al., 2012).

另一方面, 应力影区的说法也仅仅是针对断层之间相互作用的应力扰动是抑制而言, 并不意味着应力影区就不能发生大的地震. 已有研究表明, 在一些应力影区, 由于构造应力的持续加载, 仍然发生了较大的地震 (Jia et al., 2018), 表明仅仅依赖应力影区判别区域地震危险性并不全面, 需要同时考虑构造应力场的影响.

1.6 其他触发机制

除了静态、动态和黏弹性应力触发这三种触发机制以外, 其他可能的触发机制也日渐得到关注. 比如孔隙弹性回弹所引起的应力扰动, 是流体从不排水条件流向排水条件的同震应力变化, 也可能在大地震后改变局部应力场, 其为另一种断层相互作用的可能机制 (Freed, 2005). 前人的研究表明, 孔隙弹性回弹通常发生在震后几个月内 (Hughes et al., 2010; Jonsson et al., 2003; Tung and Masterlark, 2018), 其贡献一般小于余滑和黏弹性松弛过程 (Peña et al., 2020; Wang and Fialko, 2018). 另一方面, 来源于震后变形的黏弹性应力触发机制的研究也不断在进步. 震后变形的机制包括下地壳和上地幔的黏弹性松弛和断层面的震后余滑等. 在近场和主震后的短期内, 震后变形主要来自于断层面附近的余滑 (Agata et al., 2019; Helmstetter and Shaw, 2009). 在远场和主震后的长时间尺度, 下地壳和上地幔的黏弹性松弛对震后变形的贡献更为显著 (贺鹏超等, 2018; Masuti et al., 2016; Nur and Mavko, 1974; Peña et al., 2020). 此外, 近年来使用幂次律流变模型而非线性流变模型的研究表明, 幂次律流变学对震后黏弹性松弛也存在一定的影响 (Agata et al., 2019; Peña et al., 2019, 2020). 尽管大多数研究中仍使用线性麦克斯韦模型, 非线性幂次律流变学的应用需要进一步研究. 此外, 除了天然地震能够造成应力扰动之外, 人类活动, 比如水库蓄排水、油气及地热开采等均会产生应力扰动, 进而影响地震活动 (Foulger et al., 2018; Gibowicz and Lasocki, 2001; Gupta, 1992; Keranen and Wein-garten, 2018; Yang et al., 2017; 张捷等, 2021).

2 基于地震活动性分析的断层相互作用研究

地震活动性是指某一地区地震事件的频度、强度的时空分布特征. 尽管从某种意义上讲, 地震事件的时空特点存在极大的不确定度和不可预测性, 但从整体来看, 仍然有迹可循. 全球强震空间分布的一个显著特点是, 他们仅分布在一些很狭窄的地带, 这些地带绝大多数都是板块边界和大陆内部强烈活动断裂带 (图 5). 其次, 地震活动性的另一个特点是在大地震之后, 往往会伴随数目众多的余震, 而余震数目随时间增加而逐渐减少. 地震活动性的统计特征在不同地区呈现不同的特点, 可以从侧面描述各地区的构造活动和深部结构等信息, 也隐含着断层相互作用和地震触发的信息 (图 6). 从地震触发的角度, 地震活动尤其是主余震序列以触发链的逻辑关系发生 (图 6a). 然而, 实际观测中这种触发关系无法被观测到, 仅仅能观测到地震活动的时间序列 (图 6b). 统计地震学的一个重要方向就是从观测到的地震序列通过数学建模分析, 确定地震之间的相互触发关系 (触发概率) (图 6c). 因此, 从统计地震学的角度深入研究地震活动性的时空特征, 可以帮助理解地震的孕育、触发和未来地震危险性等科学问题 (裴玮来等, 2021).

2.1 地震活动性统计特征

从 19 世纪末开始, 地震学家试图通过统计学公式来描述地震活动性, 包括经典的 Gutenberg-Richter 震级-频度定律 (G-R 定律, Gutenberg and Richter, 1956) 和描述余震随时间衰减规律的 Omori-Utsu 定律 (Utsu, 1961), 很好地描述了地震活动在震级和时间上的统计学特征, 被广泛应用于余震活动的分析、建模以及预测中.

Omori (1894) 首先提出描述余震数目随时间衰减的统计学规律的大森 (Omori) 定律, 数学表达式为:

$$n(t) = \frac{k}{c+t} \quad (10)$$

其中 $n(t)$ 为 t 时刻单位时间余震的频次, t 为距离主震的时间, k 、 c 为常数, 在不同的地震序列中 k 、 c 值有所差异, 被认为是主余震序列的特征参数. 之后, Utsu (1961)、Utsu 和 Ogata (1995) 引入控

国际地震中心定位结果: 1964 年至今

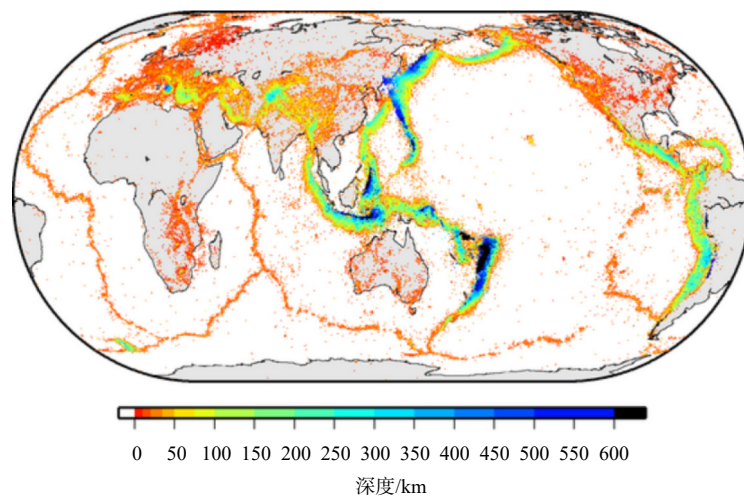
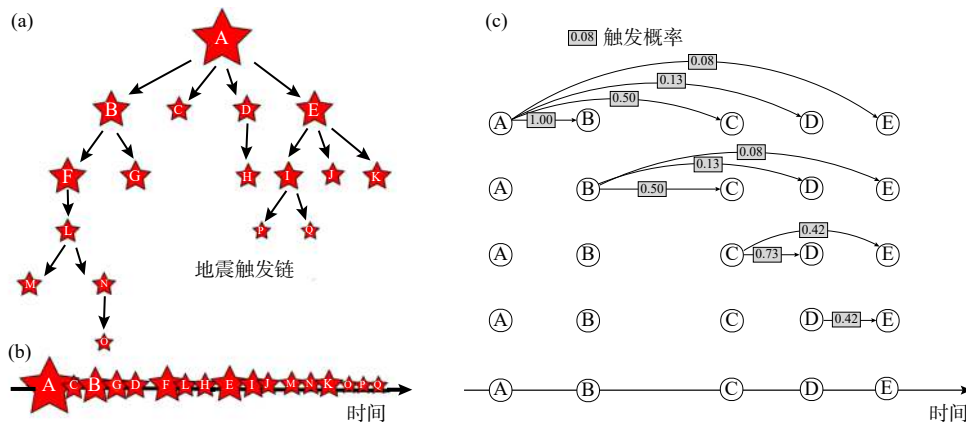
图 5 全球地震活动性分布 (数据和图来源于 International Seismological Center, ISC, <http://www.isc.ac.uk/>)Fig. 5 Distribution of global seismicity (data and graphs are from the International Seismological Center, ISC, <http://www.isc.ac.uk/>)

图 6 地震之间触发关系示意图. (a) 地震发生的逻辑关系. (b) 地震发生的时间序列. (c) 地震触发的概率, 仅以地震 A、B、C、D、E 为例 (修改自 Marsan and Lengliné, 2010). 其中灰色方框的数字表示第二个地震是被前一个地震触发的概率. 对除了地震 A 以外的其他地震 (B-Q), 被其他地震触发的概率之和应为 100%

Fig. 6 Schematic diagram of the triggering relationship between earthquakes. (a) Logical relationship of earthquake occurrence. (b) Time series of earthquake occurrence. (c) Probability of earthquake triggering, taking earthquakes A, B, C, D, and E as examples (modified from Marsan and Lengliné, 2010). The number in the gray box indicates the probability that the second earthquake is triggered by the previous earthquake. For earthquakes (B-Q), other than earthquake A, the sum of the probabilities triggered by other earthquakes should be 100%

制余震衰减速率的参数 p , 能够更好地拟合余震活动性随时间的衰减关系:

$$n(t) = \frac{k}{(c+t)^p} \quad (11)$$

公式 (11) 被称为大森-宇津 (Omori-Utsu) 定律, 也被称为修改的大森律, 被广泛应用于余震活动的分析、建模以及预测中. Utsu 和 Ogata (1995) 在全面分析了多达 200 个余震序列之后, 得出 p 值大小和主震震级没有明显相关性, 其取值范围在 0.6~2.5 之间, 中位数为 1.1.

在 20 世纪中期, Gutenberg 和 Richter (1956) 提出地震发生频次与地震震级密切相关, 即

Gutenberg-Richter (G-R) 定律, 数学表达式为:

$$\log_{10} N = a - bM \quad (12)$$

其中 M 为震级, N 为震级大于 M 的地震数目, a 、 b 均为常数. 实际上, 由于监测能力有限, 小地震可能无法被识别出, 导致 G-R 曲线在最小完备震级处存在拐点.

描述地震活动性统计特征的三个维度分别是震级、时间以及位置. 其中前两者分别由 G-R 定律和 Omori-Utsu 定律描述, 得到了学界的广泛认可, 但对于地震发生位置的统计学描述, 不同研究小组使用了多种模型来描述余震空间分布的概率密度函数 (Console et al., 2006; Ogata, 1988; Ogata and

Zhuang, 2006; Zhuang et al., 2002, 2004, 2005), 却一直没有达成共识. 这一点可能与大地震的破裂尺度较大、震源机制复杂、发震断层几何形态多样均有关, 从而很难对余震空间分布给出一个普适性的统计学规律.

这些统计学公式虽然简单, 但能够表达地震活动性时空分布的最主要特征, 并能帮助认识地震孕育过程、理解地震之间触发关系以及推断未来地震危险性. 然而, 随着全球台网越来越密集, 定位精度也越来越高, 更多小震级的地震事件很好地被识别出来并归入地震目录之中, 传统的单一的统计学定律无法满足地震学家更多更深入地研究震源机理、地震之间触发关系等科学问题, 需要更先进的统计学方法来描述地震活动性的特征.

2.2 ETAS 模型

ETAS 模型结合了 G-R 定律、Omori-Utsu 定律、地震发生率与震级的关系等统计学规律, 将某一地区某一时间段内震级大于某震级的地震活动性描述为点过程, 并将整体地震活动性看作不随时间变化的背景活动性与随时间变化的余震活动性之和. 在 ETAS 模型中, 每一个地震 (包括余震) 都有能力触发它自己的余震, 这种触发能力与其震级大小有关. ETAS 模型用概率的形式来定义每个地震: 即每个地震都有一定概率是它之前各个地震的可能余震, 以及余下概率作为可能的背景地震, 从而天然地将地震的发生看作构造运动和触发机制共同影响的产物. 然而在现实中, 无法实际观测到每个地震与它的余震之间的逻辑关系, 而只能记录到地震的时间序列 (图 6). 而 ETAS 模型能够通过通过对某一地区的地震目录建模, 拟合其模型参数, 从而分辨出各个地震的余震概率和背景概率.

Ogata (1998) 提出时空 ETAS 模型, 给定时刻 t 之前的地震目录, 在单位时间内, 位置 (x, y) 处震级大于完备震级 M_c 的地震数目 $\lambda(t, x, y, m)$ 可以表达为 (Zhuang et al., 2005):

$$\lambda(t, x, y, m) = J(m) \lambda(t, x, y) + J(m) \left[\mu(x, y) + \sum_{i: t_i < t} \kappa(m_i) g(t - t_i) f(x - x_i, y - y_i; m_i) \right] \quad (13)$$

其中, m 表示震级, $J(m)$ 是震级频度分布 [公式 (12)] 的概率密度函数形式, 可以表示为:

$$J(m) = \beta \exp[-\beta(m - M_c)], m \geq M_c \quad (14)$$

其中参数 β 与 G-R 定律中的 b 值关系为:

$$\beta = b \ln 10 \quad (15)$$

$\mu(x, y)$ 是背景地震活动率, 假设其不随时间变化. 而 $\kappa(m_i)$ 为:

$$\kappa(m) = A e^{\alpha(m - M_c)}, m \geq M_c \quad (16)$$

是地震发生率, 即震级为 m 的主震能够触发的余震数目, $g(t)$ 为:

$$g(t) = \frac{p-1}{c} \left(1 + \frac{t}{c} \right)^{-p}, t > 0, p > 1 \quad (17)$$

是大森-宇津定律 [公式 (11)] 的概率密度函数形式. $f(x, y; m_i)$ 为空间概率密度函数, 不同的文章选取过不同的形式 (Console et al., 2006; Ogata, 1988; Ogata and Zhuang, 2006; Zhuang et al., 2002, 2004), Zhuang 等 (2005) 测试了几种空间概率密度函数, 认为最优的空间概率密度函数为:

$$f(x, y; m) = \frac{q-1}{\pi D^2 e^{\gamma(m - M_c)}} \left[1 + \frac{x^2 + y^2}{D^2 e^{\gamma(m - M_c)}} \right]^{-q}, q > 1 \quad (18)$$

公式 (13-18) 中, A 、 α 、 c 、 p 、 D 、 q 、 γ 均为 ETAS 的模型参数, 可以根据已有的观测地震目录数据, 通过最大似然法估计得出.

在得到模型参数之后, 可以将第 j 个地震事件是第 i 个地震事件的余震概率表示为:

$$\rho_{ij} = \begin{cases} \frac{\zeta_i(t_j, x_j, y_j)}{\lambda(t_j, x_j, y_j)}, & j > i \\ 0, & \text{其他} \end{cases} \quad (19)$$

其中:

$$\zeta_i(t, x, y) = \kappa(m_i) g(t - t_i) f(x, y; m_i) \quad (20)$$

是由事件 i 引起的余震活动强度. 而第 j 个事件是背景地震的概率为:

$$\phi_j = \frac{\mu(x_j, y_j)}{\lambda(t_j, x_j, y_j)} \quad (21)$$

其中 $\mu(x_j, y_j)$ 为第 j 个地震事件震中位置的背景地震活动率, $\lambda(t_j, x_j, y_j)$ 为在第 j 个地震事件震中位置和发震时刻的预期地震数目. 从而第 j 个地震事件是被之前地震触发的概率为:

$$\rho_j = 1 - \phi_j = \sum_{i=1}^{j-1} \rho_{ij} \quad (22)$$

通过以上的方式, 可以对一个地区完备的地震目录, 通过建立 ETAS 模型, 拟合模型参数, 从而推算出各个事件的背景概率和触发概率, 以及每个地震之间触发的概率 (图 6c). 更进一步地, 按照每个地震的背景概率与触发概率的相对比例, 可以设定阈值, 将每个地震区分为背景地震或触发地震,

从而为分析两者的统计时空特征并推断断层之间的相互作用与区域地震危险性提供帮助。

近 20 多年来, 使用 ETAS 模型来分析地震活动性得到了广泛的应用和发展, ETAS 模型也被认为是地震活动性建模的基准模型. 通过提取背景地震活动性和丛集地震活动性, 可以很清楚地分辨出高背景活动区域, 从而推断地震危险性 (Jia et al., 2014; 蒋长胜和庄建仓, 2010; 裴玮来等, 2021). 通过对比背景地震活动性 (或丛集地震活动性) 与其他观测资料, 比如 b 值 (蒋长胜和庄建仓, 2010)、俯冲带滑动速率 (Ide, 2013)、地质构造 (Zhuang et al., 2005), 进而分析研究地震孕震机理和发展特点. 在使用地震目录估计出 ETAS 模型参数之后, ETAS 模型还可以预测未来的区域地震活动性 (Guo et al., 2019; Helmstetter et al., 2006; Mancini et al., 2019; Zhuang, 2011). Guo 等 (2015a, 2015b) 考虑了强震的破裂尺寸和深度信息, 对 ETAS 模型进行了改进, 使得 ETAS 模型更符合物理实际. 与库仑应力计算的物理模型相比, 基于统计模型探测地震活动性变化的优势在于仅仅需要地震目录数据, 其结果并不依赖于缺乏约束的物性参量 (如摩擦系数等), 能客观描述研究区地震活动时空变化的统计特征 (Jia K et al., 2018, 2021).

在断层相互作用和地震触发关系的研究中, 通过 ETAS 模型推断各个地震事件的背景概率和触发概率, 以概率性描述来表达地震事件的孕震成分, 能够推断地震之间的触发关系和断层之间的相互作用关系 (Jia K et al., 2021; 蒋长胜等, 2013). 这种概率性描述打破了以往对地震事件非黑即白 (要么是余震, 要么是背景地震) 的二元化表述, 更加符合地震发生的实际情况, 有助于深入理解地震活动的不同特性. 在选取拟合 ETAS 模型的研究区时, 需同时考虑包含足够多的数据样本以及不同的构造条件 (或分区) 所带来的影响, 保证拟合参数能够准确描述研究区的地震活动性.

除了 ETAS 模型以外, 其他基于统计模型区分背景地震和触发地震的研究也日益受到关注, 比如最近邻聚类方法 (Nearest-Neighbor Clustering Analysis, Zaliapin and Ben-Zion, 2013a, 2013b): 将地震事件在空间-时间-能量多维空间根据最近距离区分为丛集地震 (距离较近) 和背景地震 (距离较远); 以及模型不相关的随机除丛法 (Model Independent Stochastic Declustering), 其结果并不依赖于模型参数的选择 (Marsan and Lengline, 2008, 2010). 相

对于传统的除丛方法 (比如基于时空窗技术, Gardner and Knopoff, 1974), 这些新的基于统计模型 (包括 ETAS 模型) 区分背景地震和触发地震的方法能够克服传统方法中对模型参数的严重依赖, 也能更有效地区分两种不同机制的地震, 在众多震例研究中得到了验证 (Jia et al., 2020; 蒋长胜和庄建仓, 2010; Marsan and Lengliné, 2010; Zaliapin and Ben-Zion, 2020; Zhuang et al., 2005).

2.3 b 值

从数学角度来看, b 值是 G-B 曲线的斜率, 描述了地震事件在各个震级区间的分布, 也代表大小地震数目的比例关系. 高 b 值表示小地震所占比例更高, 而低 b 值表示大地震相对更多. 地震学家一直在探索 b 值的物理意义, 前人的研究表明 b 值与区域应力状态密切相关, b 值的变化也可能蕴含断层之间相互作用的信息 (Schorlemmer et al., 2005). 岩石破裂实验表明 b 值大小与其所受剪切力呈负相关 (Amitrano, 2003; Scholz, 1968; Schorlemmer et al., 2004), 因此在高应力地区, b 值较低, 反之亦然. 这个性质有益于通过统计学方法得到某一地区 b 值, 从而推断区域应力场状态. G-R 定律在区域范围和全球范围内均成立, 其中 b 值可能随时间和空间发生变化, 估值范围大都在 $0.8 < b < 1.2$ (Frohlich and Davis, 1993), 而常数 a 代表了区域地震活动性水平.

计算 b 值的方法, 包括最大似然估计、最小二乘估计、贝叶斯估计等 (Aki, 1965; Shi and Bolt, 1982; Zhang and Zhou, 2016; Zheng and Zhou, 2014), 计算结果很大程度上依赖于时空范围的选择 (García-Hernández et al., 2021). Suyehiro (1966) 发现在日本地震和 1960 年智利地震前后, 它们的前震序列和余震序列的 b 值存在显著差异. 前震序列的 b 值低至 0.35 和 0.55, 而余震序列的 b 值为 0.76 和 1.13, 印证了地震之前应力水平较高、地震之后应力水平降低的现象 (Tormann et al., 2015). 基于 b 值的变化, Gulia 和 Wiemer (2019) 提出了一种判断地震是前震还是主震的红绿灯系统, 在大多数震例中表现良好. 但这种基于 b 值的红绿灯系统强烈依赖于专家的经验性判断仍存在争议 (Dascher-Cousineau et al., 2020, 2021; DeSalvio and Rudolph, 2021; Gulia and Wiemer, 2021). 综上, b 值在地震前后的变化能够指示地震之间的应力传递, 提供了从大小地震数目比例的角度研究分析断层之间相互

作用的思路, 但需格外注意计算 b 值时时空范围和模型参数的选择.

3 物理模型和统计模型的结合

3.1 交叉验证

局部区域中多个断层之间的应力传递作用和地震触发关系为检验库仑应力转移假说提供了很好的机会, 前人的研究从应力转移的角度展示了一些成功的例子 (Freed and Lin, 2001; Jia K et al., 2018, 2021; Pollitz et al., 2003; Pope and Mooney, 2020; Quigley et al., 2016; Toda et al., 2008; Xiong et al., 2010). 然而, 在部分构造环境下, 库仑应力的计算具有很大的不确定性 (表 1, 详细讨论见 4.1 部分), 甚至不同作者对同一震例得到相反的结果 (Cattali and Chan, 2012; Cattania et al., 2014; Jia et al., 2018; Steacy et al., 2004; Wang J et al., 2014), 因此有必要从其他角度进行验证. 统计模型 (例如, ETAS 模型), 具有客观性和较小的不确定性, 为断层相互作用的研究提供了另一个角度的交叉验证. 根据公式 (21) 估计的背景概率提供了关于地震是构造地震还是触发地震的信息. 低的背景概率 (接近于 0) 表示触发事件, 通常会遭受由其他大

地震引起的应力增加. 一个高背景概率值 (接近 1.0) 代表一个独立的事件, 它通常与其他地震没有应力相互作用, 并且是由构造加载引起的. 2017 年九寨沟地震与 2008 年汶川地震的触发关系在学术界有不同的认识, 不同的研究小组仅依赖库仑应力计算的结果 (表 1), 得到了不同甚至截然相反的结论 (Jia et al., 2018). Jia 等 (2018) 在中国龙门山断裂带周围地区进行了库仑应力计算和 ETAS 建模分析两个角度的综合分析 (图 7), 两种证据可以相互印证: 选取合理的断层模型和参数, 汶川地震对九寨沟地震的库仑应力为负 (图 7a), 同时九寨沟地区的背景地震活动性在汶川地震之后有明显降低 (图 7b). 这两种角度结合起来能够更可靠地对强震之间的触发关系进行分析. 因此, 通过库仑应力计算和 ETAS 模型这两种不同的角度, 可以综合研究多个断层或地震之间的应力相互作用, 并提供交叉验证, 增加结果的可靠性.

3.2 速率-状态摩擦率

从 1980 年代开始, Dieterich (1979) 和 Ruina (1983) 提出的速率-状态相依赖摩擦律 (Rate- and State-dependent Friction Law) 已成为研究应力变化与地震活动性变化的有力手段. 应力状态参数的引入提供了一种描述复杂条件下摩擦记忆效应和

表 1 不同研究给出的 2008 年汶川地震引起的 2017 年九寨沟地震震中位置的库仑应力变化

Table 1 Signal of ΔCFS near the epicenter of the Jiuzhaigou earthquake induced by the Wenchuan earthquake by different researchers

库仑应力 变化正/负	断层模型	接收断层	摩擦系数	解析深度	参考文献
正	王卫民等(2008)	走向/倾角/滑动角: $332^{\circ}/84^{\circ}/5^{\circ}$	$\mu' = 0.4$	6, 20 km	Shan等(2017)
	Ji和Hayes(2008)	空间变化的接收断层	$\mu' = 0.4$	10 km	Toda等(2008)
	有限元方法预测模型 (Luo and Liu, 2010)	岷江断层(倾角: 50°)	$\mu' = 0.0, 0.8$	5, 10 km	Luo和Liu(2010)
	三角形有限单元模型, 修改自 Shen等(2009)	空间变化的接收断层基于虎牙断层(走向/倾角/滑动角: $170^{\circ}/60^{\circ}/80^{\circ}$)	$\mu' = 0.0, 0.4, 0.8$	10, 20, 30 km	Hu等(2017)
负	Shen等(2009)	岷江断层(平均走向/倾角/滑动角: $357^{\circ}/75^{\circ}/45^{\circ}$)	$\mu' = 0.4$	5, 10, 15 km	Wan和Shen (2010)
	Ji和Hayes(2008) Li等(2008) Shen等(2009) Wang等(2011) Hashimoto等(2010) Sladen(2008)	走向/倾角/滑动角的平均值: $224.57^{\circ}/37.86^{\circ}/119.71^{\circ}$	$\mu = 0.5, \beta = 0.5$	10 km	Wang J等(2014)
	Nakamura等(2010)	虎牙断层	$\mu = 0.7, \beta = 0.7$	15 km	Nalbant和 McCloskey(2011)
	Ji和Hayes(2008)	虎牙断层(走向/倾角/滑动角: $150^{\circ}/75^{\circ}/45^{\circ}$)	$\mu' = 0.6 \sim 0.8$	2.5~20 km	Shan等(2009)
	Ji和Hayes(2008)	虎牙断层(倾角: $5^{\circ} \sim 65^{\circ}W$; 滑动角 $70^{\circ} \sim 90^{\circ}$)	$\mu = 0.0 \sim 0.8$	0~20 km	Parsons等(2008)

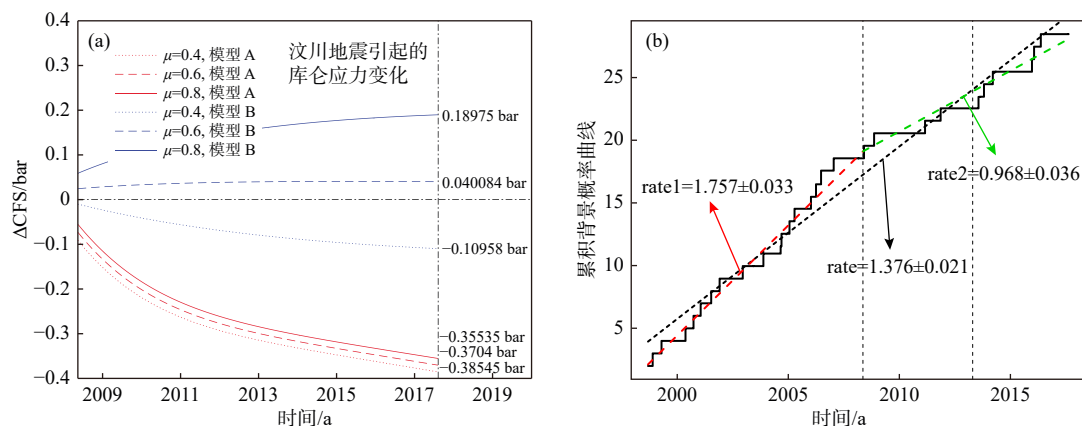


图 7 库仑应力计算与地震活动性分析对比结果, 以 2008 年汶川地震和 2017 年九寨沟地震为例 (修改自 Jia et al., 2018). (a) 不同断层模型和参数下汶川地震对九寨沟地震的库仑应力变化, 模型 A、B 分别为 Ji 和 Hayes (2008)、Wang 等 (2011) 的断层模型. (b) 九寨沟地区累积背景概率曲线 (黑色折线), 红色虚线表示汶川地震前的拟合结果, 绿色虚线表示汶川地震后的拟合结果, 可以看出汶川地震后九寨沟地区背景地震活动性显著降低

Fig. 7 Comparison results of Coulomb stress calculation and seismicity analysis, taking the 2008 Wenchuan and the 2017 Jiuzhaigou earthquakes as examples (modified from Jia et al., 2018). (a) Coulomb stress changes from the Wenchuan earthquake to the Jiuzhaigou earthquake under different fault models and parameters. Models A and B are the fault models of Ji and Hayes (2008) and Wang et al. (2011), respectively. (b) Cumulative background probability curve (black broken line) in the Jiuzhaigou area. The red dotted line represents the fitting results before the Wenchuan earthquake, and the green dotted line represents the fitting results after the Wenchuan earthquake. The background seismicity in the Jiuzhaigou area decreased significantly after the Wenchuan earthquake

应力承受历史的方法, 并与岩石摩擦实验的数据相吻合 (Marone, 1998). 速率-状态摩擦律成功解释了完整地震周期中的诸多断层行为, 比如震前滑移和地震孕育 (Ampuero and Rubin, 2008; Dieterich, 1986, 1992; Roy and Marone, 1996; Rubin and Ampuero, 2005)、同震破裂 (Ben-Zion and Rice, 1997)、震后滑移 (Sylvain et al., 2008; Wennerberg and Sharp, 1997) 以及无震滑移 (Liu and Rice,

2005) 等. 此外, 速率-状态摩擦律也被广泛用于描述不同特征的地震活动 (图 8), 比如发震深度 (Scholz, 1998; Tse and Rice, 1986)、应力降和地震重复周期 (Dieterich and Richards-Dinger, 2010; Marone et al., 1995; Scholz et al., 1985)、余震衰减规律等 (Dieterich, 1994; 米琦等, 2015). 随着越来越多高质量的地震学和大地测量学观测数据的积累, 应用速率-状态摩擦律解释观测资料, 研究活动断

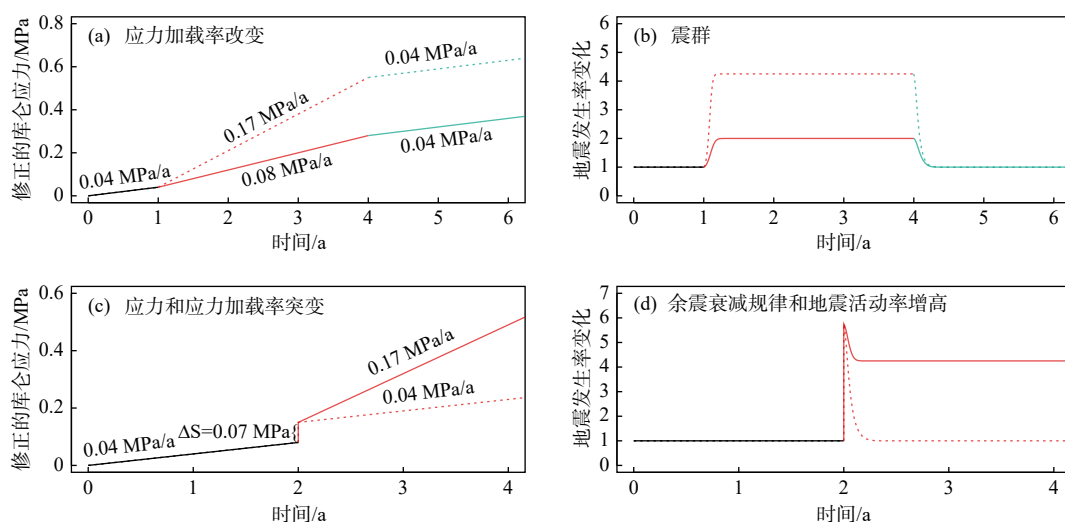


图 8 应力加载速率变化和应力变化引起的地震活动性变化示意图 (修改自 Jia et al., 2020). (a) 应力加载速率变化会产生类似于震群 (b) 的地震活动性变化; (c) 应力变化会产生类似于余震序列 (d) 的地震活动性变化

Fig. 8 Schematic diagram of changes in stress loading rate and seismicity caused by stress changes (modified from Jia et al., 2020). (a) Changes in stress loading rate will produce changes in seismicity similar to earthquake swarms (b); (c) Changes in stress will produce changes in seismicity similar to aftershock sequences (d)

层的地震活动特征, 从而理解断层相互作用和地震触发关系的研究工作越来越得到重视。

大量地震活动性观测研究证实了区域地震活动性变化与区域构造应力环境的变化密切相关 (Dieterich et al., 2000; Hu et al., 2017; Ishibe et al., 2015; Jia et al., 2020; 蒋长胜和庄建仓, 2010; Marsan and Lengliné, 2010; Stein, 1999; Toda and Enescu, 2011; 解朝娣等, 2010; Zhang et al., 2016; Zhuang et al., 2005)。在速率-状态摩擦律的框架下, Dieterich (1994) 首次给出地震后区域地震活动性时空变化特征与其受到的应力扰动以及构造应力加载速率之间的数学关系, 将库仑应力改变与地震活动性两者有机地结合起来 [公式 (23)]。

$$R(x, y, t) = \frac{r(x, y)}{1 + [\exp(-\Delta S(x, y)/A\sigma) - 1] \exp(-t\dot{\tau}/A\sigma)} \quad (23)$$

其中, $r(x, y)$ 表示背景地震活动性, $\Delta S(x, y)$ 为应力扰动, $A\sigma$ 为模型参数, $\dot{\tau}$ 为构造加载率。需要注意的是, 应力扰动 $\Delta S(x, y)$ (修正的库仑应力变化) 与库仑应力变化 ΔCFS 并不相同, 而应该表示为:

$$\Delta S = \Delta\tau + (\mu - \alpha)(1 - \beta)\Delta\sigma = \Delta\tau + \mu_{\text{eff}}\Delta\sigma \quad (24)$$

其中, α 为引入的模型参数 (Linker and Dieterich, 1992), β 为 Skempton 系数, $\mu_{\text{eff}} = (\mu - \alpha)(1 - \beta)$ 。正应力变化较小时, $\Delta S(x, y)$ 与 ΔCFS 的值差异不大; 当正应力变化较大时, $\Delta S(x, y)$ 更能代表与地震活动性变化相关的区域应力变化 (Heimisson and Segall, 2018)。

并且, 公式 (23) 与统计地震学中经典的 Omori 定律 [公式 (10)] 的表达式形式一致, 即 Omori 律的物理基础是控制震源区断层滑动动力学行为的速率-状态摩擦律, 使得统计地震学的数学规律被震源物理学证明, 从而验证了断层间的应力传递与地震活动性变化研究中物理模型和统计模型的一致性。基于速率状态模型, Iwata (2016) 考虑到余震的二次触发作用对余震延迟的影响, 成功解释了 p 值的变化。米琦等 (2015) 使用不同余震衰减模型对芦山地震余震活动性进行拟合, 分析得到速率-状态摩擦律能够较好地描述余震发生率随时间的衰减趋势, 并得到了适用于研究区的相关模型参数。刘博研等 (2015) 应用速率-状态摩擦律, 计算了 2008 年和 2014 年于田地震引起的静态库仑应力变化对周边断层发震概率的影响, 并从地震发生概率角度解释了 2014 年于田地震的发震成因。

最近的研究 (Heimisson and Segall, 2018;

Heimisson, 2019; Helmstetter and Shaw, 2009) 扩展了 Dieterich (1994) 提出的模型, 以更通用的方式将地震活动性与应力加载历史联系起来。Heimisson 和 Segall (2018) 详细研究了速率-状态摩擦律, 并提供了两个通用表达式, 用于将地震累积次数、地震活动率与任意应力加载历史相关联。Heimisson 和 Segall (2018) 提出的一般表达式同时考虑了余震之间的相互作用, 并且正应力加载历史可以随时间变化。此外, Heimisson (2019) 研究了地震相互作用对累积地震次数的影响, 发现地震相互作用在很长一段时间内不会改变累积地震次数, 这也与 Ziv 和 Rubin (2003) 的数值模拟结果一致。由此可见, 应用速率-状态摩擦律可以回溯性地研究地震序列的发生过程, 对研究地震触发关系和断层相互作用提供了新的视角。

4 讨 论

4.1 库仑应力计算的不确定性

由于断层位错模型的非唯一性, 以及库仑应力计算中使用的约束条件较差的参数 (例如摩擦系数和解析深度, 往往难以得到准确的数值), 会引起计算结果的较大不确定性, 从而可能会削弱基于库仑应力计算的结论 (Jia K et al., 2018, 2021; Steacy et al., 2004; Wang J et al., 2014)。比如, Jia 等 (2018) 的研究表明, 在 2008 年中国汶川对 2017 年九寨沟地震的触发关系研究中, 库仑应力计算过程中较大的不确定性可能导致不同甚至相互矛盾的结果。Steacy 等 (2004) 以 1992 年 Landers 地震为例, 研究了断层滑动分布模型对库仑应力改变量的影响, 表明断层几何形态强烈影响了库仑应力改变的空间分布。Cattania 等 (2014) 以 2004 年 Parkfield 地震与 2011 年 Tohoku 地震为例, 研究了接收断层的断层面机制、应力解算的单元大小以及断层位错模型的误差等因素对库仑应力改变的影响, 表明存在的多种断层面机制是造成库仑应力不均匀性的首要因素。Wang J 等 (2014) 以 2008 年汶川地震为例, 详细分析了发震断层的几何形态、接收断层的摩擦系数及 Skempton 系数等因素对库仑应力改变的敏感程度, 认为发震断层的倾角对计算结果的影响最大。石耀霖和曹建玲 (2010) 以汶川地震为例, 讨论了考虑震后主应力方向可能改变对剪应力变化的影响, 结果表明该考量会显著影响近场

的库仑应力改变的空间分布。

减少库仑应力计算的不确定性的思路一般是合理地选择断层滑移模型、接收断层机制和计算过程中的模型参数等。同时,还可以使用尽可能合理的参数区间进行计算来研究不确定性的。对于没有断层滑移模型的地震,可以根据 Wells 和 Coppersmith (1994) 的经验关系估计得到合成断层滑移模型。Pollitz 等 (2006) 使用不同的摩擦系数 (0~0.8) 探索了 2004 年 12 月 26 日 Sumatra-Andaman 和 2005 年 3 月 28 日 Nias 地震后的同震和震后库仑应力变化,发现摩擦系数对 ΔCFS 的影响并不显著。而对 2008 年 5 月 12 日汶川地震和 2017 年 8 月 8 日九寨沟地震而言,摩擦系数对库仑应力计算结果的影响十分显著:使用不同的摩擦系数,库仑应力结果有正有负 (Jia et al., 2018)。这与地震之后是正应力变化还是剪切应力变化占主导有关,而摩擦系数的大小决定了剪切应力变化在库仑应力变化中所占的比例 [公式 (5)]: 越小的剪切应力变化,则摩擦系数的取值对库仑应力变化影响越弱,反之亦然。解析深度对库仑应力计算的影响在部分震例中并不敏感 (Jia et al., 2018; Pollitz et al., 2006),但在另一些震例中却对结果影响显著 (Catali and Chan, 2012),这可能是由于不同研究所使用的地球介质黏弹性模型不同导致的。此外,接收断层机制(走向、倾角、滑动角)对库仑应力变化的影响也较为显著,但一般而言可以通过使用可靠数据源(例如 GCMT 和 NEIC-USGS)震源机制信息,从而避免接收断层机制引起的不确定性。

4.2 地震活动性建模中的假设

在传统(稳态)时空 ETAS 模型中,假设背景地震活动为不随时间变化而仅有空间变化的特征量。然而,在部分区域,已有研究表明构造运动也会导致背景地震活动发生突变 (Jia et al., 2014, 2018)。另一方面,盐矿开采、页岩气开发、二氧化碳封存等工业活动中对地下注水、注气、水力压裂等作业,会极大改变区域应力场和背景地震活动性,从而令稳态 ETAS 模型的假设失效,导致背景地震活动和触发地震活动的估计不准确 (Jia et al., 2020; Lei et al., 2013, 2019)。因此,在大规模工业活动区域的地震活动性分析中,往往采用背景地震活动随时间变化而不随空间变化的 ETAS 模型,剔除工业活动的影响,并区分背景地震和触发地震,

帮助理解工业活动与断层的相互作用 (Lei et al., 2013, 2019)。而同时假设背景地震随时间和空间变化的非稳态 ETAS 模型也越来越受到关注,在特定震例和工业开采诱发地震的研究中得到应用 (Jia et al., 2020; Kumazawa and Ogata, 2014; Stindl and Chen, 2021)。

4.3 区分不同的触发机制

如何有效区分各种触发机制仍然是一大挑战。尤其是在近场和中场,多种触发机制均能对地震活动性有所影响,甚至存在多种触发机制共同作用,也有其他未知触发机制(比如水的作用)等因素影响,导致从观测地震活动区分并理解不同的触发机制十分困难。触发机制难以辨别和区分的另一个重要原因是对微小地震的识别和检测能力不足。因此,基于模板匹配和人工智能有效识别更多地震,可以有效地降低完备震级,得到高精度海量的地震目录资料,能够丰富对地震触发机制的认识 (Beroza et al., 2021; Ross et al., 2019),也可以为建立更为准确和精细的统计学模型提供更多的数据支撑。

5 结语与展望

本文总结了断层相互作用和地震触发关系研究的两种基本方法:库仑应力改变和地震活动性分析,以及将它们有机结合起来的速率-状态摩擦律。从物理角度库仑应力分为静态应力改变、动态应力改变和黏弹性应力改变。本文介绍了不同库仑应力类型的物理原理和计算方法。地震学家应用库仑应力模型成功解释了诸多地震观测,极大地提高了对断层相互作用和地震触发关系的认识。库仑应力模型与所选用的摩擦系数、断层面机制、滑动分布模型等密切相关,在选取不同的参数和模型进行计算时,需结合不同地区实际情况,选取合理的参数值和模型。

速率-状态摩擦律从理论上将断层间的应力传递与地震活动性变化有机结合起来,也成为一种地震活动性预测的手段。基于库仑应力转移假说和速率-状态摩擦律,库仑速率-状态模型 (Coulomb rate-and-state model) 在应用观测地震目录拟合模型参数后,可以对区域余震地震活动性进行回溯性预测,并在中国汶川地震、美国 Parkfield 地震、日本 Tohoku 地震、意大利中部 Apennines 地震序列中得到验证 (Cattania and Khalid, 2016; Cattania et al.,

2018; Jia, 2020; Mancini et al., 2019; Toda and Enescu, 2011). 需要注意的是, 由于库仑应力模型中, 低估了应力影区中地震发生率, 需要警惕应力影区的存在对地震活动性预测的影响 (Segou and Parsons, 2014). 同时, 随着越来越多高质量地震观测资料在震后的快速获取 (比如震后数小时即可得到强震同震滑移分布, 震后高精度的余震定位目录, 高精度的震源机制数据库等), 使得震后快速准确拟合库仑速率-状态模型的模型参数成为可能, 进而有望实现震后快速甚至实时的余震活动性预测.

Dieterich (1994) 提出的速率状态模型距今已有近 30 年, 虽然成功解释了不少地震观测现象, 但该理论模型与部分地震观测之间仍存在一些差异. 最近的理论研究 (Heimisson and Segall, 2018; Heimisson, 2019; Helmstetter and Shaw, 2009) 扩展了 Dieterich (1994) 提出的理论模型, 以更通用的方式将地震活动性与应力加载历史联系起来, 但对实际观测现象的解释和应用仍需要更多的实践和探索. 今后的一个可能方向是对速率状态理论模型的持续改进, 并结合更丰富的观测资料进行理论与观测的结合研究.

断层相互作用与地震触发机制的研究还需要地震破裂动力学数值模拟、岩石物理实验、活动构造地质等相关方向的紧密配合. 地震破裂动力学数值模拟能够提供断层周边应力空间不均匀性特征、断层复杂几何形态等因素对地震触发的影响. 岩石物理实验提供了断层滑动过程的物理约束和规律, 对改进速率状态摩擦律也有重要贡献. 而结合活动构造地质方面的观测, 能够对实际震例中地震触发作用提供宏观视角和判据. 今后需要综合多种观测和证据对断层相互作用和地震触发机制进行多时间尺度和高空间分辨率的整体分析, 为深入理解地震发生过程提供全面的线索.

综上所述, 综合运用应力转移和地震活动性分析来探究断层相互作用和地震触发关系的研究是地震物理学和统计地震学研究领域的热点问题, 有助于认识地震的孕育过程与物理机理, 在地震危险性分析与地震预测研究中也较好的应用前景. 本文总结了用于描述应力转移的库仑应力模型和用于描述地震活动性的 ETAS 统计模型, 提供了能够将物理模型和统计模型结合起来的新视角. 随着观测数据 (比如包括 GPS 和 InSAR 的大地测量学、地质学、岩石物理学、水文学、地电地磁学等) 的逐渐丰富和相关理论方法的成熟, 利用多学科观测资料

和方法研究断层相互作用和地震触发关系, 将显著推动地震发生机理和预测技术的发展.

致谢

本研究由国家自然科学基金 (42274068, U2039204) 和上海佘山地球物理国家野外科学观测研究站开放基金 (SSOP202207) 联合资助. 感谢中国地震局地球物理研究所的蒋长胜研究员和日本数理统计研究所的庄建仓教授在地震活动性和地震触发相关研究的支持. 感谢主编和三位匿名审稿人详细的建议和意见, 提升了本文的质量.

References

- Agata R, Barbot S D, Fujita K, et al. 2019. Rapid mantle flow with power-law creep explains deformation after the 2011 Tohoku mega-quake[J]. *Nature Communications*, 10(1): 1-11.
- Aki K. 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits[J]. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 43: 237-239.
- Amitrano D. 2003. Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the b value[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): 2044.
- Ampuero J P, Rubin A M. 2008. Earthquake nucleation on rate and state faults—Aging and slip laws[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B1): 690-701.
- Beeler N M, Simpson R W, Hickman S H, Lockner D A. 2000. Pore fluid pressure, apparent friction, and Coulomb failure[J]. *Journal of Geophysical Research*, 105(B11): 25533-25542. DOI: 10.1029/2000jb900119.
- Ben-Zion Y, Rice J R. 1997. Dynamic simulations of slip on a smooth fault in an elastic solid[J]. *Journal of Geophysical Research*, 102(1021): 17771-17784.
- Beroza G C, Segou M, Mousavi S M. 2021. Machine learning and earthquake forecasting—next steps[J]. *Nature Communications*, 12(1): 1-3.
- Catali F, Chan C H. 2012. New insights into the application of the Coulomb model in real-time[J]. *Geophysical Journal International*, 188(2): 583-599.
- Cattania C, Hainzl S, Wang L, et al. 2014. Propagation of Coulomb stress uncertainties in physics-based aftershock models[J]. *Journal of Geophysical Research*, 119(10): 7846-7864.
- Cattania C, Khalid F. 2016. A parallel code to calculate rate-state seismicity evolution induced by time dependent, heterogeneous Coulomb stress changes[J]. *Computers and Geosciences*, 94: 48-55.
- Cattania C, Werner M J, Marzocchi W, et al. 2018. The forecasting skill of physics-based seismicity models during the 2010–2012 Canterbury, New Zealand, earthquake sequence[J]. *Seismological Research Letters*, 89(4): 1238-1250.
- Cheng J, Liu J, Gan W J, Yu H Z. 2011. Coulomb stress interaction among strong earthquakes around the Bayan Har block since the Manyi earthquake in 1997[J]. *Chinese Journal of Geophysics*,

- 54(8): 1997-2010 (in Chinese).
- Chéry J, Merkel S, Bouissou S. 2001. A physical basis for time clustering of large earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6): 1685-1693.
- Console R, Murru M, Catalli F. 2006. Physical and stochastic models of earthquake clustering[J]. *Tectonophysics*, 417(1-2): 141-153.
- Dascher-Cousineau K, Lay T, Brodsky E E. 2020. Two foreshock sequences post Gulia and Wiemer (2019)[J]. *Seismological Society of America*, 91(5): 2843-2850.
- Dascher-Cousineau K, Lay T, Brodsky E E. 2021. Reply to "Comment on 'Two Foreshock Sequences Post Gulia and Wiemer (2019)' by Kelian Dascher-Cousineau, Thorne Lay, and Emily E. Brodsky" by Laura Gulia and Stefan Wiemer[J]. *Seismological Society of America*, 92(5): 3259-3264.
- DeSalvio N D, Rudolph M L. 2021. A retrospective analysis of b -value changes preceding strong earthquakes[J]. *Seismological Research Letters*, 93(1): 364-375.
- Dieterich J H. 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 84(B5): 2161-2168.
- Dieterich J H. 1986. A model for the nucleation of earthquake slip[J]. *Earthquake Source Mechanics*, 37(6): 37-47.
- Dieterich J H. 1992. Earthquake nucleation on faults with rate-and state-dependent strength[J]. *Tectonophysics*, 211(1-4): 115-134.
- Dieterich J. 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering[J]. *Journal of Geophysical Research*, 99(B2): 2601-2618.
- Dieterich J, Cayol V, Okubo P. 2000. The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano[J]. *Nature*, 408(6811): 457-460.
- Dieterich J H, Richards-Dinger K B. 2010. Earthquake recurrence in simulated fault systems[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 167(8): 1087-1104.
- Fan W, Shearer P M. 2016. Local near instantaneously dynamically triggered aftershocks of large earthquakes[J]. *Science*, 353(6304): 1133-1136.
- Felzer K R, Brodsky E E. 2005. Testing the stress shadow hypothesis[J]. *Journal of Geophysical Research*, 110(B5): B05S09. DOI: [10.1029/2004JB003277](https://doi.org/10.1029/2004JB003277).
- Felzer K R, Brodsky E E. 2006. Decay of aftershock density with distance indicates triggering by dynamic stress[J]. *Nature*, 441(7094): 735-738.
- Foulger G R, Wilson M P, Gluyas J G, et al. 2018. Global review of human-induced earthquakes[J]. *Earth-Science Reviews*, 178: 438-514.
- Freed A M, Lin J. 2001. Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer[J]. *Nature*, 411(6834): 180-183. DOI: [10.1038/35075548](https://doi.org/10.1038/35075548).
- Freed A M. 2005. Earthquake triggering by static, dynamic, and post-seismic stress transfer[J]. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 33: 335-367.
- Frohlich C, Davis S D. 1993. Teleseismic b values; or, much ado about 1.0[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B1): 631-644.
- Fromusgs S. 2000. Preliminary report on the 16 October 1999 M 7.1 Hector Mine[J]. *California, Earthquake, Seismological Research Letters*, 71(1): 11-23. doi:10.1785/gssrl.71.1.11.
- García-Hernández R, Auria L D, Barrancos J, et al. 2021. Multiscale temporal and spatial estimation of the b -value[J]. *Seismological Research Letters*, 92(6): 3712-3724.
- Gardner J, Knopoff L. 1974. Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian?[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5): 1363-1367.
- Gibowicz S J, Lasocki S. 2001. Seismicity induced by mining: Ten years later[J]. *Advances in Geophysics*, 44: 39-181.
- Gomberg J. 1996. Stress/strain changes and triggered seismicity following the M_w 7.3 Landers, California earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B1): 751-764.
- Gomberg J, Reasenberg P, Bodin P, Harris R. 2001. Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes[J]. *Nature*, 411(6836): 462-466.
- Gomberg J. 2003. Observing earthquakes triggered in the near field by dynamic deformations[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(1): 118-138.
- Gomberg J, Johnson P. 2005. Seismology: Dynamic triggering of earthquakes[J]. *Nature*, 437(7060): 830-830.
- Gulia L, Wiemer S. 2019. Real-time discrimination of earthquake foreshocks and aftershocks[J]. *Nature*, 574(7777): 193-199.
- Gulia L, Wiemer S. 2021. Comment on "Two Foreshock Sequences Post Gulia and Wiemer (2019)" by Kelian Dascher-Cousineau, Thorne Lay, and Emily E. Brodsky[J]. *Seismological Society of America*, 92(5): 3251-3258.
- Guo Y, Zhuang J, Zhou S. 2015a. A hypocentral version of the space-time ETAS model[J]. *Geophysical Journal International*, 203(1): 366-372.
- Guo Y, Zhuang J, Zhou S. 2015b. An improved space-time ETAS model for inverting the rupture geometry from seismicity triggering[J]. *Journal of Geophysical Research*, 120(5): 3309-3323.
- Guo Y, Zhuang J, Ogata Y. 2019. Modeling and forecasting aftershocks can be improved by incorporating rupture geometry in the ETAS model[J]. *Geophysical Research Letters*, 46(22): 12881-12889.
- Gupta H K. 1992. *Reservoir Induced Earthquakes*[M]. Elsevier.
- Gutenberg B, Richter C F. 1956. Magnitude and energy of earthquakes[J]. *Annals of Geophysics*, 9(1): 1-15.
- Harris R A. 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard[J]. *Journal of Geophysical Research*, 103(10): 24347-24358.
- Hashimoto M, Enomoto M, Fukushima Y. 2010. Coseismic deformation from the 2008 Wenchuan, China, earthquake derived from ALOS/PALSAR images[J]. *Tectonophysics*, 491(1-4): 59-71.
- He P C, Wang M, Wang Q, Shen Z K. 2018. Rheological structure of lithosphere in northern Tibet inferred from postseismic deformation modeling of the 2001 M_w 7.8 Kokoxili earthquake[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 61(2): 531-544 (in Chinese).
- He T M, Li S Y, Zhang H K, et al. 2011. Coulomb failure stress change in slip-weakening model and remote triggering of earthquakes[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 32(2): 165-186 (in Chinese).
- Hearn E H, Bürgmann R, Reilinger R E. 2002. Dynamics of İzmit earthquake postseismic deformation and loading of the Düzce earthquake hypocenter[J]. *Bulletin of the Seismological Society of*

- America, 92(1): 172-193.
- Heimisson E R, Segall P. 2018. Constitutive law for earthquake production based on rate-and-state friction: Dieterich 1994 revisited[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5): 4141-4156.
- Heimisson E R. 2019. Constitutive law for earthquake production based on rate-and-state friction: Theory and application of interacting sources[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(2): 1802-1821.
- Helmstetter A, Yan Y K, Jackson D D. 2006. Comparison of short-term and time-independent earthquake forecast models for southern California[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1): 90-106.
- Helmstetter A, Shaw B E. 2009. Afterslip and aftershocks in the rate-and-state friction law[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1): B01308.
- 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): 1617-1623.
- Hill D P, Prejean S. 2007. Dynamic triggering[J]. *Treatise on Geophysics*, 4: 257-292.
- Hill D P. 2008. Dynamic stresses, Coulomb failure, and remote triggering[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1): 66-92. DOI: 10.1785/0120070049.
- Hu J, Fu L, Sun W, Zhang Y. 2017. A study of the Coulomb stress and seismicity rate changes induced by the 2008 M_W 7.9 Wenchuan earthquake, SW China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 135: 303-319. DOI: 10.1016/j.jseas.2016.12.048.
- Hughes K L, Masterlark T, Mooney W D. 2010. Poroelastic stress-triggering of the 2005 M 8.7 Nias earthquake by the 2004 M 9.2 Sumatra-Andaman earthquake[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 293(3-4): 289-299.
- Ide S. 2013. The proportionality between relative plate velocity and seismicity in subduction zones[J]. *Nature Geoscience*, 6(9): 780-784.
- Ishibe T, Satake K, Sakai S I, et al. 2015. Correlation between Coulomb stress imparted by the 2011 Tohoku-Oki earthquake and seismicity rate change in Kanto, Japan[J]. *Geophysical Journal International*, 201(1): 112-134.
- Iwata T. 2016. A variety of aftershock decays in the rate-and-state-friction model due to the effect of secondary aftershocks: Implications derived from an analysis of real aftershock sequences[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 173(1): 21-33.
- Jaeger J C, Cook N G, Zimmerman R. 2007. *Fundamentals of Rock Mechanics*[M]. Blackwell Publishing.
- Ji C, Hayes G. 2008. Preliminary result of the May 12, 2008 M_W 7.9 eastern Sichuan, China earthquake[BD/OL]. Retrieved from http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2008/us2008ryan/fifinite_fault.php.
- Jia B, Yue H, Muzli M. 2021. Absence of near-trench early triggering during the 2012 M_W 7.2 Indian ocean strike-slip earthquake: Evidence from one-day aftershocks[J]. *Seismological Research Letters*, 93(2A): 719-726. DOI: 10.1785/0220210174.
- Jia K, Zhou S, Zhuang J, Jiang C. 2014. Possibility of the independence between the 2013 Lushan earthquake and the 2008 Wenchuan earthquake on Longmen Shan Fault, Sichuan, China[J]. *Seismological Research Letters*, 85(1): 60-67. DOI: 10.1785/0220130115.
- Jia K, Zhou S, Zhuang J, et al. 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]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4): 2965-2983.
- Jia K. 2020. Modeling the spatiotemporal seismicity patterns of the Longmen Shan Fault Zone based on the Coulomb rate and state model[J]. *Seismological Research Letters*, 92(1): 275-286.
- Jia K, Zhou S, Zhuang J, et al. 2020. Nonstationary background seismicity rate and evolution of stress changes in the changing salt mining and shale-gas hydraulic fracturing region, Sichuan Basin, China[J]. *Seismological Research Letters*, 91(4): 2170-2181.
- Jia K, Zhou S, Zhuang J, Jiang C. 2021. Stress transfer along the western boundary of the Bayan Har Block on the Tibet Plateau from the 2008 to 2020 Yutian earthquake sequence in China[J]. *Geophysical Research Letters*, 48(15): e2021GL094125.
- Jiang C S, Zhuang J C. 2010. Evaluation of background seismicity and potential source zones of strong earthquakes in the Sichuan-Yunan region based on the space-time ETAS model[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 53(2): 305-317 (in Chinese).
- Jiang C S, Wu Z L, Zhuang J C. 2013. ETAS model applied to the earthquake-sequence association (ESA) problem: The Tangshan sequence[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 56(9): 2971-2981 (in Chinese).
- Jin Z T. 2021. The effect of fine structure on the (quasi) static stress field generated by earthquake[D]. Beijing: Institute of Geophysics, China Earthquake Administration (in Chinese).
- Jonsson S, Segall P, Pedersen R, Björnsson G. 2003. Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients[J]. *Nature*, 424(6945): 179-183.
- Keranen K M, Weingarten M. 2018. Induced seismicity[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 46: 149-174.
- Kilb D, Gomberg J, Bodin P. 2000. Triggering of earthquake aftershocks by dynamic stresses[J]. *Nature*, 408(6812): 570-574. DOI: 10.1038/35046046.
- King G C P, Stein R S, Lin J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3): 935-953.
- King G C P, Cocco M. 2001. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences[J]. *Advances in Geophysics*, 44: 1-38.
- Kumazawa T, Ogata Y. 2014. Nonstationary ETAS models for non-standard earthquakes[J]. *The Annals of Applied Statistics*, 8(3): 1825-1852.
- Lei X, Ma S, Chen W, et al. 2013. A detailed view of the injection-induced seismicity in a natural gas reservoir in Zigong, southwestern Sichuan basin, China[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8): 4296-4311.
- Lei X, Wang Z, Su J. 2019. Possible link between long-term and short-term water injections and earthquakes in salt mine and shale gas site in Changning, south Sichuan Basin, China[J]. *Earth and Planetary Physics*, 3(6): 510-525.
- Li S Y, He T M, Yin X C. 2015. *Rock Fracture Mechanics*[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Li Z, Fielding E, Parsons B, et al. 2008. Fault trace and slip in the 2008

- M_W 7.9 Sichuan, China earthquake from InSAR observations[C]// AGU Fall Meeting, 89(53), G33C-0714.
- Linker M, Dieterich J. 1992. Effects of variable normal stress on rock friction: Observations and constitutive equations[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4): 4923-4940.
- Liu B Y, Shi B P, Lei J S. 2015. Effects of the 2008 and 2014 Yutian earthquake on seismic probabilities of adjacent faults[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 58(2): 463-473 (in Chinese).
- Liu C, Dong P, Zhu B, Shi Y. 2018. Stress shadow on the southwest portion of the Longmen Shan Fault Impacted the 2008 Wenchuan earthquake rupture[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(11): 9963-9981.doi. DOI: [10.1029/2018JB015633](https://doi.org/10.1029/2018JB015633).
- Liu Y, Rice J R. 2005. A seismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B8): B08307. DOI: [10.1029/2004JB003424](https://doi.org/10.1029/2004JB003424).
- Luo G, Liu M. 2010. Stress evolution and fault interactions before and after the 2008 great Wenchuan earthquake[J]. *Tectonophysics*, 491(1-4): 127-140.
- Mallman E P, Tom P. 2004. A global search for stress shadows[C]// AGU Fall Meeting.
- Mancini S, Segou M, Werner M, Cattania C. 2019. Improving physics-based aftershock forecasts during the 2016-2017 Central Italy earthquake cascade[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8): 8626-8643.
- Marone C, Vidale J E, Ellsworth W L. 1995. Fault healing inferred from time dependent variations in source properties of repeating earthquakes[J]. *Geophysical Research Letters*, 22(22): 3095-3098.
- Marone C. 1998. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1): 643-696.
- Marsan D. 2006. Can coseismic stress variability suppress seismicity shadows? Insights from a rate-and-state friction model[J]. *Journal of Geophysical Research*, 111(B6): 3197-3215.
- Marsan D, Lengline O. 2008. Extending earthquakes' reach through cascading[J]. *Science*, 319(5866): 1076-1079.
- Marsan D, Lengliné O. 2010. A new estimation of the decay of aftershock density with distance to the mainshock[J]. *Journal of Geophysical Research*, 115(B9): 5424-5425.
- Masuti S, Barbot S D, Karato S I, et al. 2016. Upper-mantle water stratification inferred from observations of the 2012 Indian Ocean earthquake[J]. *Nature*, 538(7625): 373.
- Meng X, Peng Z. 2014. Seismicity rate changes in the Salton Sea Geothermal Field and the San Jacinto Fault Zone after the 2010 M_W 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake[J]. *Geophysical Journal International*, 197(3): 1750-1762.
- Mi Q, Shen W H, Shi B P. 2015. Aftershock decay of the 2013 Lushan M_s 7.0 earthquake derived from the empirical and physical models[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 58(6): 1919-1930 (in Chinese).
- Miao M, Zhu S B. 2017. Effect of the fluid-solid coupling on co-seismic static Coulomb stress changes[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 60(4): 1457-1469 (in Chinese).
- Miyazawa M, Brodsky E E, Guo H. 2021. Dynamic earthquake triggering in southern California in high resolution: Intensity, time decay, and regional variability[J]. *AGU Advances*, 2(2): e2020AV000309. doi: <https://doi.org/10.1029/2020AV000309>.
- Nakamura T, Tsuboi S, Kaneda Y, Yamanaka Y. 2010. Rupture process of the 2008 Wenchuan, China earthquake inferred from teleseismic waveform inversion and forward modeling of broadband seismic waves[J]. *Tectonophysics*, 491(1-4): 72-84.
- Nalbant S S, McCloskey J. 2011. Stress evolution before and after the 2008 Wenchuan, China earthquake[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1-2): 222-232. DOI: [10.1016/j.epsl.2011.04.039](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.039).
- Nur A, Mavko G. 1974. Postseismic viscoelastic rebound[J]. *Science*, 183(4121): 204-206.
- Ogata Y. 1988. Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes[J]. *Journal of the American Statistical Association*, 83(401): 9-27.
- Ogata Y. 1998. Space-time point-process models for earthquake occurrences[J]. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, 50(2): 379-402. DOI: [10.1023/A:1003403601725](https://doi.org/10.1023/A:1003403601725).
- Ogata Y, Zhuang J. 2006. Space-time ETAS models and an improved extension[J]. *Tectonophysics*, 413(1-2): 13-23. DOI: [10.1016/j.tecto.2005.10.016](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.016).
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. *Bulletin of the seismological society of America*, 82(2): 1018-1040.
- Omori F. 1894. On the After-shocks of Earthquakes[M]. College of Science, Imperial University, 7: 111-200.
- Parsons T, Dreger D S. 2000. Static-stress impact of the 1992 Landers earthquake sequence on nucleation and slip at the site of the 1999 $M=7.1$ Hector Mine earthquake, southern California[J]. *Geophysical Research Letters*, 27(13): 1949-1952.doi. DOI: [10.1029/1999GL011272](https://doi.org/10.1029/1999GL011272).
- Parsons T, Ji C, Kirby E. 2008. Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan basin[J]. *Nature*, 454(7203): 509-510. DOI: [10.1038/nature07177](https://doi.org/10.1038/nature07177).
- Pei W L, Zhou S Y, Zhuang J C, et al. 2021. Application and discussion of statistical seismology in probabilistic seismic hazard assessment studies[J]. *Science China Earth Sciences*, 51(12): 2035-2047 (in Chinese).
- Peña C, Heidbach O, Moreno M, et al. 2019. Role of lower crust in the postseismic deformation of the 2010 Maule earthquake: Insights from a model with power-law rheology[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 176(9): 3913-3928.
- Peña C, Heidbach O, Moreno M, et al. 2020. Impact of power-law rheology on the viscoelastic relaxation pattern and afterslip distribution following the 2010 M_W 8.8 Maule earthquake[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 542: 116292.
- Perfettini H, Stein R S, Simpson R, Cocco M. 1999. Stress transfer by the 1988-1989 $M=5.3$ and 5.4 Lake Elsmar foreshocks to the Loma Prieta fault: Unclamping at the site of peak mainshock slip[J]. *Journal of Geophysical Research*, 104(B9): 20169-20182. DOI: [10.1029/1999jb900092](https://doi.org/10.1029/1999jb900092).
- Pollitz F, Vergnolle M, Calais E. 2003. Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia[J]. *Journal of Geophysical Research*, 108(B10): 2503. DOI: [10.1029/2002jb002375](https://doi.org/10.1029/2002jb002375).

- Pollitz F F, Banerjee P, Bürgmann R, et al. 2006. Stress changes along the Sunda trench following the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Nias earthquakes[J]. *Geophysical Research Letters*, 33(6): 6309.
- Pollitz F F, Cattania C. 2017. Connecting crustal seismicity and earthquake-driven stress evolution in southern California[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(8): 6473-6490.
- Pope N, Mooney W D. 2020. Coulomb stress models for the 2019 Ridgecrest, California earthquake sequence[J]. *Tectonophysics*, 791: 228555.
- Prejean S G, Hill D P, Brodsky E E, et al. 2004. Remotely triggered seismicity on the United States west coast following the M_w 7.9 Denali fault earthquake[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6B): S348-S359. DOI: 10.1785/0120040610.
- Quigley M C, Hughes M W, Bradley B A, et al. 2016. The 2010–2011 Canterbury earthquake sequence: Environmental effects, seismic triggering thresholds and geologic legacy[J]. *Tectonophysics*, 672: 228-274.
- 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(5052): 1687.
- Rice J R, Cleary M P. 1976. Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents[J]. *Reviews of Geophysics*, 14(2): 227-241.
- Rice J R. 1992. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault[J]. *International Geophysics*, 51: 475-503.
- Richards-Dinger K, Stein R S, Toda S. 2010. Decay of aftershock density with distance does not indicate triggering by dynamic stress[J]. *Nature*, 467(7315): 583-586.
- Roeloffs E A. 1988. Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B3): 2107-2124.
- Ross Z E, Trugman D T, Hauksson E, Shearer P M. 2019. Searching for hidden earthquakes in southern California[J]. *Science*, 364(6442): 767-771.
- Roy M, Marone C. 1996. Earthquake nucleation on model faults with rate-and state-dependent friction: Effects of inertia[J]. *Journal of Geophysical Research*, 101(B6): 13919-13932.
- Rubin A M, Ampuero J P. 2005. Earthquake nucleation on (aging) rate and state faults[J]. *Journal of Geophysical Research*, 110(B11): 165-174.
- Ruina A. 1983. Slip instability and state variable friction laws[J]. *Journal of Geophysical Research*, 88(B12): 10359-10370.
- Scholz C. 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(1): 399-415.
- Scholz C H, Aviles C A, Wesnousky S G. 1985. Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(1): 65-70.
- Scholz C H. 1998. Earthquakes and friction laws[J]. *Nature*, 391(391): 37-42.
- Scholz C H. 2019. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*[M]. Cambridge university press.
- Schorlemmer D, Wiemer S, Wyss M. 2004. Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b values[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B12): B12307.
- Schorlemmer D, Wiemer S, Wyss M. 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes[J]. *Nature*, 437(7058): 539-542.
- Segou M, Parsons T. 2014. The stress shadow problem in physics-based aftershock forecasting: Does incorporation of secondary stress changes help?[J]. *Geophysical Research Letters*, 41(11): 3810-3817.doi. DOI: 10.1002/2013GL058744.
- Shan B, Xiong X, Zheng Y, Diao F. 2009. Stress changes on major faults caused by M_w 7.9 Wenchuan earthquake, May 12, 2008[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(5): 593-601. DOI: 10.1007/s11430-009-0060-9.
- Shan B, Zheng Y, Liu C L, et al. 2017. Coseismic Coulomb failure stress changes caused by the 2017 $M7.0$ Jiuzhaigou earthquake, and its relationship with the 2008 Wenchuan earthquake[J]. *Science China Earth Sciences*, 60: 2181-2189. DOI: .
- Shen Z K, Wan Y G, Gan W J, et al. 2003. Viscoelastic triggering among large earthquakes along the east Kunlun fault system[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 46(6): 786-795 (in Chinese).
- Shen Z, Sun J, Zhang P, et al. 2009. Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake[J]. *Nature Geoscience*, 2(10): 718-724.
- Shi Y, Bolt B A. 1982. The standard error of the magnitude-frequency b value[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5): 1677-1687.
- Shi Y L, Cao J L. 2010. Some aspects in static stress change calculation-case study on Wenchuan earthquake[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 53(1): 102-110 (in Chinese).
- Skempton A. 1954. The pore-pressure coefficients A and B[J]. *Geotechnique*, 4(4): 143-147.
- Sladen A. 2008. Preliminary result 05/12/2008 (M_w 7.9), east Sichuan[BD/OL]. Retrieved from http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2008_e_sichuan/e_sichuan.html.
- Steady S, Marsan D, Nalbant S S, McCloskey J. 2004. Sensitivity of static stress calculations to the earthquake slip distribution[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B4): B04303.
- Steady S, Gombert J, Cocco M. 2005. Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard[J]. *Journal of Geophysical Research*, 110(B5): B05S01. DOI: 10.1029/2005JB003692.
- Stein R S, King G C, Lin J. 1992. Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake[J]. *Science*, 258(5086): 1328-1332.
- Stein R S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence[J]. *Nature*, 402(6762): 605-609. DOI: 10.1038/45144.
- Stindl T, Chen F. 2021. Spatiotemporal ETAS model with a renewal main-shock arrival process[J]. arXiv: 2112: 07861.
- Sun Y Q, Luo G. 2018. Spatial-temporal migration of earthquakes in the northeastern Tibetan Plateau: Insights from a finite element model[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 61(6): 2246-2264 (in Chinese).
- Suyehiro S. 1966. Difference between aftershocks and foreshocks in the

- relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 56(1): 185-200.
- Sylvain B, Yuri F, Yehuda B. 2008. Postseismic deformation due to the M_W 6.0 2004 Parkfield earthquake: Stress-driven creep on a fault with spatially variable rate-and-state friction parameters[J]. *Journal of Geophysical Research*, 114(B7): 592-595.
- Toda S, Lin J, Meghraoui M, Stein R. 2008. 12 May 2008 $M = 7.9$ Wenchuan, China, earthquake calculated to increase failure stress and seismicity rate on three major fault systems[J]. *Geophysical Research Letters*, 35(17): L17305. DOI: [10.1029/2008GL034903](https://doi.org/10.1029/2008GL034903).
- Toda S, Enescu B. 2011. Rate/state Coulomb stress transfer model for the CSEP Japan seismicity forecast[J]. *Earth, Planets and Space*, 63(3): 171-185.
- Toda S, Stein R S, Sevilgen V, Lin J. 2011. Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching— User guide[R]. U. S. Geological Survey Open-File Report 2011-1060. <https://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/>.
- Toda S, Stein R S, Beroza G C, Marsan D. 2012. Aftershocks halted by static stress shadows[J]. *Nature Geoscience*, 5(6): 410-413. DOI: [10.1038/ngeo1465](https://doi.org/10.1038/ngeo1465).
- Tormann T, Enescu B, Woessner J, Wiemer S. 2015. Randomness of mega-thrust earthquakes implied by rapid stress recovery after the Japan $M9$ event[J]. *Nature Geoscience*, 8(2): 152-158.
- Tse S T, Rice J R. 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 91(B9): 9452-9472.
- Tung S, Masterlark T. 2018. Delayed poroelastic triggering of the 2016 October Visso earthquake by the August Amatrice earthquake, Italy[J]. *Geophysical Research Letters*, 45(5): 2221-2229.
- Utsu T. 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks[J]. *Geophysical Magazine*, 30: 521-605.
- Utsu T, Ogata Y. 1995. The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity[J]. *Journal of Physics of the Earth*, 43(1): 1-33.
- Wallace L M, Kaneko Y, Hreinsdóttir S, et al. 2017. Large-scale dynamic triggering of shallow slow slip enhanced by overlying sedimentary wedge[J]. *Nature Geoscience*, 10(10): 765-770.s.
- Wan Y, Shen Z K. 2010. Static Coulomb stress changes on faults caused by the 2008 M_W 7.9 Wenchuan, China earthquake[J]. *Tectonophysics*, 491(1-4): 105-118. DOI: [10.1016/j.tecto.2010.03.017](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.03.017).
- Wang H, Cao J L, Hong S Y, et al. 2016. Viscoelastic stress transfer between 2008 and 2014 Yutian $M7$ earthquakes, Xinjiang[J]. *Seismology and Geology*, 38(3): 646-659 (in Chinese).
- Wang J, Xu C, Freymueller J T, et al. 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]. *Journal of Geophysical Research*, 119(4): 3371-3392.
- Wang J, Xu C, Freymueller J T, et al. 2021. AutoCoulomb: An automated configurable program to calculate Coulomb stress changes on receiver faults with any orientation and its application to the 2020 M_W 7.8 Simeonof Island, Alaska, earthquake[J]. *Seismological Research Letters*, 92(4): 2591-2609.
- Wang K, Fialko Y. 2018. Observations and modeling of coseismic and postseismic deformation due to the 2015 M_W 7.8 Gorkha (Nepal) earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(1): 761-779.
- Wang Q, Qiao X, Lan Q, et al. 2011. Rupture of deep faults in the 2008 Wenchuan earthquake and uplift of the Longmen Shan[J]. *Nature Geoscience*, 4(9): 634-640.
- Wang R, Martín F L, Roth F. 2003. Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust—FORTRAN programs EDGRN/EDCMP[J]. *Computers and Geosciences*, 29(2): 195-207.
- Wang R, Lorenzo-Martín 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[J]. *Computers and Geosciences*, 32(4): 527-541.
- Wang W M, Zhao L F, Li J, Yao Z X. 2008. Rupture process of the M_S 8.0 Wenchuan earthquake of Sichuan, China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 51(5): 1403-1410 (in Chinese).
- Wang W, Meng X, Peng Z, et al. 2015. Increasing background seismicity and dynamic triggering behaviors with nearby mining activities around Fangshan Pluton in Beijing, China[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(8): 5624-5638.
- Wang Y, Wang F, Wang M, et al. 2014. Coulomb stress change and evolution induced by the 2008 Wenchuan earthquake and its delayed triggering of the 2013 M_W 6.6 Lushan earthquake[J]. *Seismological Research Letters*, 85(1): 52-59.
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement[J]. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4): 974-1002.
- Wennerberg L, Sharp R V. 1997. Bulk-friction modeling of afterslip and the modified Omori law[J]. *Tectonophysics*, 277(1-3): 109-136.
- Xie C D, Wu X P, Zhu Y Q. 2009. Far-field triggering effect of dynamic stress on seismicity in Yunnan produced by great earthquake's waves[J]. *Journal of Seismological Research*, 32(4): 9 (in Chinese).
- Xie C D, Zhu Y Q, Lei X L, et al. 2010. Pattern of stress change and its effect on seismicity rate caused by M_S 8.0 Wenchuan earthquake[J]. *Science China Earth Sciences*, 40(6): 688-698 (in Chinese). DOI: [10.1007/s11430-010-4025-9](https://doi.org/10.1007/s11430-010-4025-9).
- Xiong X, Shan B, Zheng Y, Wang R. 2010. Stress transfer and its implication for earthquake hazard on the Kunlun Fault, Tibet[J]. *Tectonophysics*, 482(1-4): 216-225. DOI: [10.1016/j.tecto.2009.07.020](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.020).
- Xu C J, Wang J J, Xiong W. 2018. Retrospection and perspective for earthquake stress triggering[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 43(12): 2085-2092 (in Chinese).
- Yang H, Liu Y, Wei M, et al. 2017. Induced earthquakes in the development of unconventional energy resources[J]. *Science China Earth Sciences*, 60(9): 1632-1644.
- Yao D, Peng Z, Kaneko Y, et al. 2021. Dynamic triggering of earthquakes in the North Island of New Zealand following the 2016 M_W 7.8 Kaikōura earthquake[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 557: 116723.
- Yue H, Castellanos J C, Yu C, et al. 2017. Localized water reverberation phases and its impact on backprojection images[J]. *Geophysi-*

- cal Research Letters, 44(19): 9573-9580.
- Yun N, Zhou S, Yang H, et al. 2019. Automated detection of dynamic earthquake triggering by the high-frequency power integral ratio[J]. *Geophysical Research Letters*, 46(22): 12977-12985.
- Zaliapin I, Ben-Zion Y. 2013a. Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6): 2847-2864.
- Zaliapin I, Ben-Zion Y. 2013b. Earthquake clusters in southern California II: Classification and relation to physical properties of the crust[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6): 2865-2877.
- Zaliapin I, Ben-Zion Y. 2020. Earthquake declustering using the nearest-neighbor approach in space-time-magnitude domain[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(4): e2018JB017120.
- Zhang B, Zhang H, Shi Y L. 2015. Equivalent-bodyforce approach on modeling elastic dislocation problem using finite element method[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 58(5): 1666-1674 (in Chinese).
- Zhang H, Cheng H, Jin Y, et al. 2016. The implications of regional microseismic activities: A lesson from 2008 M_S 8.0 Wenchuan earthquake[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 261: 107-117.
- Zhang J, Kuang W H, Zhang X, et al. 2021. Global review of induced earthquakes in oil and gas production fields[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 52(3): 239-265 (in Chinese).
- Zhang S, Zhou S. 2016. Spatial and temporal variation of b -values in southwest China[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 173(1): 85-96.
- Zheng Y, Zhou S. 2014. The spatiotemporal variation of the b -value and its tectonic implications in North China[J]. *Earthquake Science*, 27(3): 301-310.
- Zhu S. 2016. Is the 2013 Lushan earthquake ($M_W = 6.6$) a strong aftershock of the 2008 Wenchuan, China mainshock ($M_W = 7.9$)?[J]. *Journal of Geodynamics*, 99: 16-26.
- Zhuang J, Ogata Y, Vere-Jones D. 2002. Stochastic declustering of space-time earthquake occurrences[J]. *Journal of the American Statistical Association*, 97(458): 369-380. DOI: 10.1198/016214502760046925.
- Zhuang J, Ogata Y, Vere-Jones D. 2004. Analyzing earthquake clustering features by using stochastic reconstruction[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B5): B05301. DOI: 10.1029/2003JB002879.
- Zhuang J, Chang C P, Ogata Y, Chen Y I. 2005. A study on the background and clustering seismicity in the Taiwan region by using point process models[J]. *Journal of Geophysical Research*, 110(B5): B05S18. DOI: 10.1029/2004jb003157.
- Zhuang J. 2011. Next-day earthquake forecasts for the Japan region generated by the ETAS model[J]. *Earth Planets and Space*, 63(3): 207-216. DOI: 10.5047/eps.2010.12.010.
- Ziv A, Rubin A. 2003. Implications of rate-and-state friction for properties of aftershock sequence: Quasi-static inherently discrete simulations[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): 2051.
- ## 附中文参考文献
- 程佳, 刘杰, 甘卫军, 余怀忠. 2011. 1997年以来巴颜喀拉块体边缘强震之间的黏弹性触发研究[J]. *地球物理学报*, 54(8): 1997-2010.
- 贺鹏超, 王敏, 王琪, 沈正康. 2018. 基于2001年 M_W 7.8可可西里地震震后形变模拟研究藏北地区岩石圈流变学结构[J]. *地球物理学报*, 61(2): 531-544.
- 和泰名, 李世愚, 张洪魁, 等. 2011. 滑动弱化模型下的库仑应力变化与远程触发问题[J]. *地震学报*, 32(2): 165-186.
- 蒋长胜, 庄建仓. 2010. 基于时-空 ETAS 模型给出的川滇地区背景地震活动和强震潜在危险区[J]. *地球物理学报*, 53(2): 305-317.
- 蒋长胜, 吴忠良, 庄建仓. 2013. 地震的“序列归属”问题与 ETAS 模型——以唐山序列为例[J]. *地球物理学报*, 56(9): 2971-2981.
- 靳志同. 2021. 精细结构对地震产生的(准)静态应力场的影响[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 李世愚, 和泰名, 尹祥础. 2015. 岩石断裂力学[M]. 北京: 科学出版社.
- 刘博研, 史保平, 雷建设. 2015. 2008年和2014年于田地震对周边断层发震概率的影响[J]. *地球物理学报*, 58(2): 463-473.
- 米琦, 申文豪, 史保平. 2015. 基于经验模型和物理模型研究2013 M_S 7.0芦山地震余震序列[J]. *地球物理学报*, 58(6): 1919-1930.
- 缪森, 朱守彪. 2017. 流-固耦合作用对计算同震静态库仑应力变化的影响[J]. *地球物理学报*, 60(4): 1457-1469.
- 裴玮来, 周仕勇, 庄建仓, 等. 2021. 统计地震学在地震危险性概率预测方法研究中的应用与讨论[J]. *中国科学: 地球科学*, 51(12): 2035-2047.
- 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.
- 石耀霖, 曹建玲. 2010. 库仑应力计算及应用过程中若干问题的讨论——以汶川地震为例[J]. *地球物理学报*, 53(1): 102-110.
- 孙云强, 罗纲. 2018. 青藏高原东北缘地震时空迁移的有限元数值模拟[J]. *地球物理学报*, 61(6): 2246-2264.
- 王辉, 曹建玲, 洪顺英, 等. 2016. 2008年和2014年2次新疆于田 $M7$ 地震之间的黏弹性应力转移[J]. *地震地质*, 38(3): 646-659.
- 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[J]. *地球物理学报*, 51(5): 1403-1410.
- 解朝娣, 吴小平, 朱元清. 2009. 大震地震波对云南地震活动的远场动态应力触发作用[J]. *地震研究*, 32(4): 9.
- 解朝娣, 朱元清, Lei X L, 等. 2010. M_S 8.0汶川地震产生的应力变化空间分布及其对地震活动性的影响[J]. *中国科学: 地球科学*, 40(6): 688-698.
- 许才军, 汪建军, 熊维. 2018. 地震应力触发回顾与展望[J]. *武汉大学学报·信息科学版*, 43(12): 2085-2092.
- 张贝, 张怀, 石耀霖. 2015. 有限元模拟弹性位错的等效体力方法[J]. *地球物理学报*, 58(5): 1666-1674.
- 张捷, 况文欢, 张雄, 等. 2021. 全球油气开采诱发地震的研究现状与对策[J]. *地球与行星物理理论评*, 52(3): 239-265.