

贺鹏超, 孟浩然, 王敏, 贾科, 鞠奉江, 王备. 2026. 地震动静态触发机制与时空特征研究进展[J]. 地球与行星物理论评 (中英文), 57(1): 1-26. doi: 10.19975/j.dqyxx.2025-007.

He P C, Meng H R, Wang M, Jia K, Ju F J, Wang B. 2026. Advances in the spatiotemporal characteristics and mechanisms of earthquake static and dynamic triggering[J]. Reviews of Geophysics and Planetary Physics, 57(1): 1-26 (in Chinese). doi:10.19975/j.dqyxx.2025-007.

地震动静态触发机制与时空特征研究进展

贺鹏超^{1,2}, 孟浩然^{1,2*}, 王敏³, 贾科⁴, 鞠奉江¹, 王备⁵

1 南方科技大学 理学院 地球与空间科学系, 深圳 518055

2 上海佘山地球物理国家野外科学观测研究站, 上海 200062

3 中国地震局地质研究所 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

4 西北工业大学 自动化学院, 西安 710129

5 浙江工业大学 先进技术研究院 (前沿交叉科学研究院), 杭州 310014

摘要: 地震产生的动、静态应力变化可能进一步触发周边甚至远场断层发生地震, 称为地震的动态和静态触发, 研究这一物理过程对于地震预测和风险评估具有重大意义, 因而成为近三十年来学界持续关注和研究的重要领域. 然而, 如何有效区分动、静态两种触发模型在近场的触发作用贡献, 以及如何解释动态触发的延时现象, 则成为争论的焦点. 对此, 本文通过综合前人在相关领域的主要研究, 得出以下主要结论: ①静态触发是近场触发的主导机制, 动态触发则在一定条件下可作为静态触发的补充机制, 在满足特定的优势条件下参与近场触发. ②可以采用库仑破裂模型与 R-S Law 两种模型模拟静态应力变化触发地震的发震时刻提前量, 所得结果既具有一阶近似性, 也具有二阶差异性. ③动态延时触发现象则不能为传统的库仑破裂模型和 R-S Law 所解释, 只能依照所处断层区域环境的不同, 被不同物理过程 (如流体作用等) 和模型所解释, 但最终往往仍需借由静态应力变化的作用来实现. ④无论是理论模拟还是实验研究, 都反映了动态触发的局限性, 广泛观测到的动态触发现象所依赖的核心优势条件是动态应力变化幅度足够大或断层处于趋于破裂的极限状态 (低有效正应力或临近构造加载的破裂极限); 断层在何种程度上趋近于破裂极限状态, 以及区域构造环境的不同 (比如是否有沉积层) 决定了不同地区动态触发阈值的大小; 影响地震触发的因素还包括地震波频率, 但地震波频率与动态触发阈值的相关性比较复杂, 仍有较大争议. ⑤此外, 本文也讨论了人工注入流体诱发地震、地球固体潮触发地震和慢滑移事件的触发等现象, 认为这些现象的触发规律与前述结论相适应.

关键词: 地震触发; 静态触发; 动态触发; 触发机制; 库仑应力变化

doi: 10.19975/j.dqyxx.2025-007

中图分类号: P315

文献标识码: A

Advances in the spatiotemporal characteristics and mechanisms of earthquake static and dynamic triggering

He Pengchao^{1,2}, Meng Haoran^{1,2*}, Wang Min³, Jia Ke⁴, Ju Fengjiang¹, Wang Bei⁵

1 Department of Earth and Space Sciences, College of Science, Southern University of Science and Technology, Shenzhen 518055, China

2 Shanghai Sheshan National Geophysical Observatory, Shanghai 200062, China

3 State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China

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

5 Academy for Advanced Interdisciplinary Science and Technology, Zhejiang University of Technology, Hangzhou 310014, China

收稿日期: 2025-01-27; 录用日期: 2025-04-07

基金项目: 上海佘山地球物理国家野外科学观测研究站开放基金课题 (SSKP202303); 广东省省级科技计划资助项目 (2024A1111120016); 高水平专项资金 (G03050K001); 陕西省重点研发计划 (2023-YBSF-237)

Supported by the Open Fund of Shanghai Sheshan Geophysical National Field Scientific Observation and Research Station (Grant No. SSKP202303), the Guangdong Provincial Science and Technology Program (Grant No. 2024A1111120016), the High-level Special Funding Program (Grant No. G03050K001), and the Key Research and Development Program of Shaanxi Province (Grant No. 2023-YBSF-237)

第一作者: 贺鹏超, 男, 博士后, 主要从事城市环境地球物理学研究. E-mail: hepc@sustech.edu.cn

*通信作者: 孟浩然, 男, 研究员, 主要从事震源物理研究, E-mail: menghr@sustech.edu.cn



Abstract: The static and dynamic stress changes induced by earthquakes can further trigger seismic events on surrounding or even remote faults. This phenomenon, known as static and dynamic triggering of earthquakes, has significant implications for earthquake prediction and seismic hazard assessment. Consequently, it has remained a focal point of seismological research over the past three decades. However, key challenges persist in effectively distinguishing the relative contributions of static and dynamic triggering mechanisms in near-field seismic triggering, as well as in explaining the phenomenon of delayed dynamic triggering. In this study, we synthesize the main findings from prior research in the field and present the following conclusions: ① Static triggering is the dominant mechanism in near-field earthquake activation, while dynamic triggering serves as a supplementary mechanism under certain favorable conditions. When specific thresholds are met, dynamic stress changes can participate in near-field triggering. ② The Coulomb failure model and rate-and-state (R-S) friction law can be employed to simulate the advance of earthquake nucleation timing caused by static stress changes. The results exhibit both first-order agreement and second-order discrepancies, reflecting model-dependent nuances. ③ The delayed nature of dynamic triggering cannot be adequately explained by conventional Coulomb failure models or the R-S law. Instead, such phenomena must be interpreted through different physical processes—such as fluid-related mechanisms—depending on the geological context of the fault zone. Nevertheless, the eventual occurrence of seismic events often still necessitates the contribution of static stress perturbations. ④ Both theoretical modeling and laboratory experiments highlight the limitations of dynamic triggering. Observed dynamic triggering phenomena are generally contingent upon two key factors: sufficiently large amplitudes of dynamic stress changes and fault conditions approaching the critical state of failure (e.g., low effective normal stress or proximity to tectonic loading thresholds). The degree to which a fault nears failure and the regional tectonic environment (such as the presence of sedimentary layers) jointly determine the threshold required for dynamic triggering in a given area. Additionally, while seismic wave frequency is known to influence triggering potential, its relationship with dynamic triggering thresholds remains complex and contentious. ⑤ Additionally, this paper discusses phenomena such as fluid injection-induced seismicity, solid Earth tide-triggered earthquakes, and the triggering of slow slip events. It is argued that the triggering mechanisms of these phenomena are generally consistent with the above conclusions.

Keywords: earthquake triggering; static triggering; dynamic triggering; triggering mechanism; Coulomb stress change

0 引 言

20 世纪 60 年代末, 地震破裂触发问题开始受到关注 (Das and Scholz, 1981; Rybicki et al., 1985; Simpson, 1986; Smith and Lindt, 1969; Yamashina, 1978). 例如, Das 和 Scholz (1981)、Smith 和 Lindt (1969) 采用主震造成的同震静态应力变化来解释余震的空间分布. Rybicki 等 (1985) 则同时关注动态应力变化对地震的触发作用. 所谓静态应力变化是指断层滑动导致的永久性地壳形变在接收断层或周围区域产生的非瞬时性、长期存在的应力改变, 而动态应力变化是指接收断层在接收地震波的过程中引起的瞬态的、随时间变化的应力变化. 因此, 大地震不仅因静态位错造成周边断裂的静态应力变化, 也会在同震破裂过程中辐射地震波, 造成接收断层上的动态应力变化. 静态应力变化触发地震称为静态触发, 相应地, 动态应力变化触发

地震称为动态触发.

地震触发问题得到学界广泛的关注与研究, 则是在 1992 年美国南加州 M_w 7.4 Landers 地震之后. 研究发现 Landers 主震后周边断裂带的余震空间分布可以用 Landers 主震造成的静态库仑应力变化作出相当好的解释 (Harris and Simpson, 1992; King et al., 1994; Stein et al., 1992). 此后, 静态触发, 作为解释主震后的余震及邻近区域地震活动性等的空间分布的主要机制, 被普遍接受并推广应用至其它地区其它地震 (郝平等, 2004; Harris and Simpson, 1996; 华卫等, 2009; Ishibe et al., 2015; 缪森和朱守彪, 2012; Pope and Mooney, 2020; 万永革等, 2008; Wan and Shen, 2010; Wang et al., 2021; 朱艾澜等, 2010).

其后, 人们注意到 Landers 地震不仅在近场触发了余震, 同时也在远场触发了微震群. Landers 地震后, 在距离震中约 1250 km 远的黄石国家公园等地集中爆发了大量微震, 由于同震静态应力变化随

空间距离迅速衰减, 衰减速率处于 $1/r$ 和 $1/r^2$ 之间 (r 为观测点与震源间距离), 而动态应力变化随空间的衰减速率则小于 $1/r$, 因此这些远场地震的触发只能归因于主震造成的动态应力变化 (Hill et al., 1993). 随着大地震震例的增多, 人们发现大地震引起的远场动态触发并非孤例 (Gomberg, 2001; Prejean et al., 2004; Velasco et al., 2008). 总之, 从 20 世纪 90 年代中后期开始, 大量研究开始聚焦于动态触发现象和机制 (Brodsky et al., 2000; Brodsky, 2006; Gomberg et al., 1997, 1998, 2003; Kilb et al., 2000; Perfettini et al., 2003b; Savage and Marone, 2008).

尽管投入大量研究, 关于动、静态触发相关问题依然存在若干争议. 其中的焦点问题集中在动、静态应力变化在近场的触发作用中究竟何为主导机制 (Felzer and Brodsky, 2006; Richards-Dinger et al., 2010; Toda et al., 2012; 张彬等, 2008). 另一悬而未决的问题则是动态触发的确切物理机制 (DeSalvio and Fan, 2023), 特别是动态触发的延时触发现象 (数秒到数天乃至数周的延时) 无法被经典的库仑破裂模型和速率-状态相依的本构关系 (rate- and state-dependent friction law, R-S Law) 所解释 (Belardinelli et al., 2003; Gomberg et al., 1998; Perfettini et al., 2003b). 如果不能在本质上理解动态触发的物理机制, 也就难以从根本上辨析近场触发的地震究竟是动态还是静态触发机制所主导 (DeSalvio and Fan, 2023).

针对这些焦点问题, 本文对前人的研究成果进行梳理和总结, 首先介绍动、静态触发的物理概念, 其次针对前人研究的主要争议, 结合前人在理论、观测和实验等领域的研究成果, 系统辨析动、静态应力变化在近场触发的主导地位之争, 并且系统梳理动、静态延时触发的物理模型和各种可能机制, 进而总结动态触发的优势条件和影响因素.

研究和辨析动、静态触发的科学意义在于:

(1) 有助于深化对地震孕育的物理过程和机制的认识 (Felzer and Brodsky, 2006). 例如, 可以利用主震的震源时间函数和位错模型计算主震造成的动、静态应力变化, 从而定量约束被触发的地震的孕震过程 (Brodsky and van der Elst, 2014; Steacy et al., 2005). (2) 有助于地震预测和危险性评估 (韩竹军等, 2003; Parsons et al., 2008; Toda et al., 1998; Toda and Enescu, 2011; Xiong et al., 2010; 杨晶琼等, 2021). 尽管对地震的系统性预报仍遥不可及

(Geller et al., 1997), 但对于被触发的地震, 人们仍然有可能获得更多有效的认识, 并作出一定程度的预测 (Brodsky and van der Elst, 2014; Stein, 2003; Toda and Enescu, 2011). 例如, 可以采用简单的库仑破裂模型或 R-S Law 计算同震库仑应力变化对潜在地震发震时刻的改变 (相对于构造发震周期的提前或延后的时间量) (Dieterich, 1994; Gomberg et al., 1998), 并将其转换为对区域地震活动性的影响 (Dieterich, 1994; Gomberg et al., 2000), 以及触发地震的概率估计 (Jackson et al., 1996; Parsons et al., 2000; Stein, 1999, 2003; Toda et al., 1998; 解朝娣等, 2010). 同样的分析方法也可用于评估人工注入流体活动 (如水库注水、水压致裂采集页岩气等) 诱发地震的危险性 (Ellsworth, 2013; Ge et al., 2009; 江子豪等, 2024; Klose, 2010; Scuderi et al., 2017; Tao et al., 2015; van der Elst et al., 2013). (3) 对于理解一些长期困扰学界的其他科学问题也有启发意义, 例如固体潮与地震之间的弱关联性 (Beeler and Lockner, 2003; 陈学忠, 2021; Scholz, 1998, 2003; 石耀霖, 2001)、慢滑移事件 (slow slip events, SSE) 的诱因 (Jiang et al., 2018; Peng et al., 2015), 等. 当然, 反过来, 对这些问题的研究也有助于提升对地震动、静态触发机制的理解 (Du et al., 2003; Métivier et al., 2009; Pollitz and Johnston, 2006).

1 动、静态触发的基本物理概念

断层上的应力积累不仅源自构造运动, 还可能来自近场和远场大地震引起的应力转移, 从而改变断层上的应力加载速率及断层本身的强度, 进而触发断层失稳发生地震. “触发”存在两种情形 (图 1、图 2): 第一种情形是断层本身处在构造运动加载过程中, 在应力扰动作用下断层上的构造发震周期被缩短, 导致断层提前发震. 如果断层在扰动施加期间或扰动结束后立即发震, 称之为“即时触发”; 如果是在扰动结束后过了一段时间才发震, 则称之为“延时触发”; 而如果扰动源不仅没有使发震时刻提前, 反使其推后, 则称为“抑制”作用. 第二种情形则是断层原本处于稳定滑移的状态, 即断层刚度大于临界刚度, 只是在外界扰动作用下才失稳发震 (Gomberg et al., 1997), 这种情形触发的地震也称为“诱发地震” (induced earthquakes), 以区别于“触发地震” (triggered earth-

quakes) (Cesca et al., 2012). 但在实际问题中, 两类情形的区分是比较困难的 (张捷等, 2021). 本文讨论的“触发”场景主要指第一种情形, 即应力扰动造成构造发震周期缩短的情形, 除讨论人工注入流体等人类活动诱发地震时遵循惯例采用“诱发”外 (van der Elst et al., 2013; 张捷等, 2021), 其余均统一采用“触发”.

根据触发地震的相对大小, 触发又可分为主震

对主震的触发和主震对余震的触发 (Steady et al., 2005). 主震触发主震的经典案例有 1999 年土耳其 $M_W 7.4$ Izmit 地震对发震断层以东的 $M_W 7.1$ Duzce 地震的触发, 但后者发生于 Izmit 地震三个月后, 触发关系并不直观, 存在争议. 相比而言, 主震对余震的触发在时间和空间的相关性都易于确立, 且数量也更多, 故多数研究聚焦于主震对余震的触发.

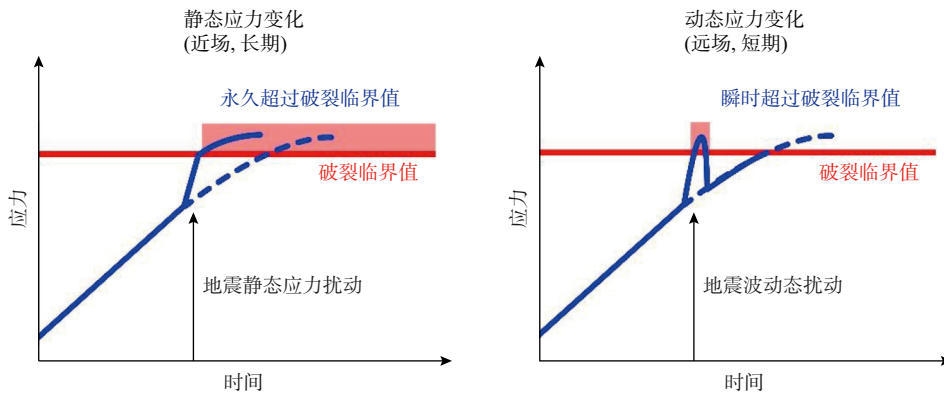


图 1 动、静态应力变化的概念示意图. 静态应力变化仅作用于近场, 造成断层面永久性应力变化; 动态应力可作用于远场, 对断层面应力仅有瞬时改变 (引自 <https://all-geo.org/highlyallochthonous/2011/05/the-many-faces-of-earthquake-triggering/>)

Fig. 1 Conceptual diagram illustrating static and dynamic stress changes. Static stress changes affect the near field, resulting in permanent stress alterations on the fault plane, whereas dynamic stress changes impact the far field, causing only transient stress variations on the fault plane (from <https://all-geo.org/highlyallochthonous/2011/05/the-many-faces-of-earthquake-triggering/>)

动态触发与静态触发的区别在于扰动作用的机制不同. 具体来说, 动态触发是地震波的直接触发, 即地震波在其传播区域造成的动态应力变化引发断层破裂. 由于地震波持续时间有限, 一旦地震波传播已经过去, 动态应力的直接扰动便不再存在. 但由于断层的流变性以及动态应力对断层介质的影响, 可能造成断层的应变响应滞后于应力变化, 使断层破裂被延时触发. 静态触发则是在地震波传播过后, 在破裂区邻域产生的静态库仑应力变化所造成. 静态库仑应力变化可以造成破裂周边断层面上大尺度范围库仑应力的持续、显著增加 (贺鹏超和沈正康, 2014).

如果将主震引起的接收断面上的同震静态正应力与剪应力变化分别表示为 $\Delta\sigma_s$ 与 $\Delta\tau_s$, 同震动态正应力与剪应力变化分别表示为 $\Delta\sigma(t)$ 与 $\Delta\tau(t)$, 则根据库仑破裂模型, 静态库仑应力变化 ΔCFS 与动态库仑应力变化 $\Delta CFS(t)$ 可分别表示为:

$$\Delta CFS = \Delta\sigma_s + \mu\Delta\tau_s \quad (1)$$

$$\Delta CFS(t) = \Delta\sigma(t) + \mu\Delta\tau(t) \quad (2)$$

其中, μ 为有效摩擦系数. ΔCFS 为正表示触发作

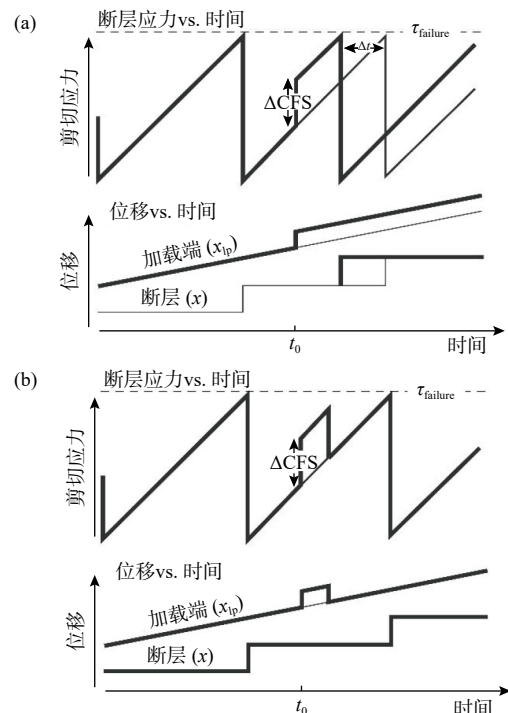


图 2 库仑破裂模型下静态应力扰动 (a) 与动态应力扰动 (b) 触发作用示意图 (引自 Gombert et al., 1998)

Fig. 2 Schematic illustration of triggering effects under the Coulomb failure model: (a) static stress perturbation and (b) dynamic stress perturbation (from Gombert et al., 1998)

用, ΔCFS 为负表示抑制作用 (King et al., 1994). 动态触发作用采用 $\Delta\text{CFS}(t)$ 的峰值来衡量 (Kilb et al., 2000, 2002), 而 $\Delta\text{CFS}(t)$ 的峰值永远是正值, 因此动态应力变化仅有触震作用, 而无抑震作用.

此外, 静态库仑应力变化主要体现在近场, 而

动态库仑应力变化则可作用于远场, 这是由二者随空间衰减速率的不同决定的. 前者随空间的衰减速率处于 $1/r$ 和 $1/r^2$ 之间 (r 为观测点与震源间距离), 后者随空间的衰减速率则小于 $1/r$ (Cotton and Coutant, 1997). 由图 3 可直观地对比二者随空间距离的衰减速率.

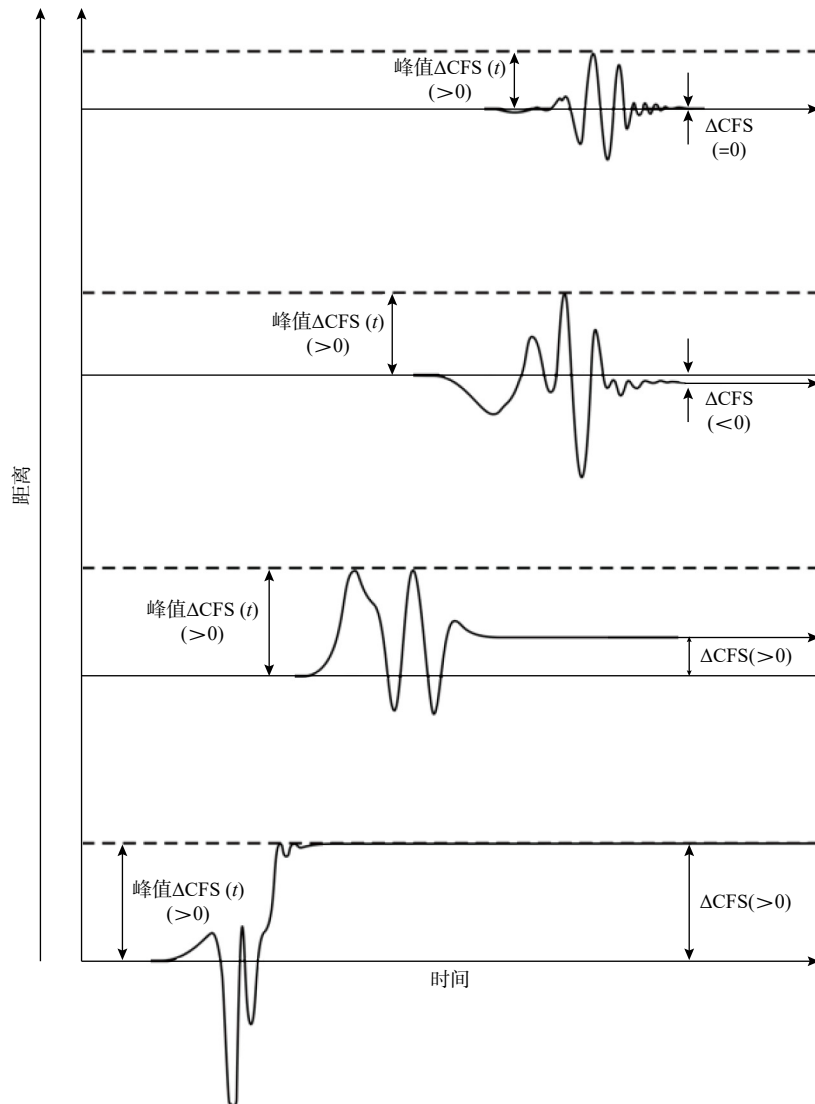


图 3 动、静态库仑应力变化随空间距离衰减的示意图, 静态库仑应力变化为 ΔCFS , 动态库仑应力变化为峰值 $\Delta\text{CFS}(t)$ (引自 Kilb et al., 2002)

Fig. 3 Schematic diagram showing the spatial decay of static and dynamic Coulomb stress changes. The static Coulomb stress change is represented by ΔCFS , while the dynamic Coulomb stress change corresponds to the peak value of $\Delta\text{CFS}(t)$ (from Kilb et al., 2002)

2 前人研究的主要共识和核心争议

对动、静态触发的研究热潮始自 1992 年 Landers 地震. Landers 地震后的 20 年内涌现出了许多相关研究, 得到了许多研究成果和共识, 同时也存在若干焦点问题仍富有争议或悬而未决. 前人研究

的一个基本共识是远场的触发作用为动态应力变化所主导 (Freed, 2005; Hill et al., 1993). 但极富争议的是, 在近场的触发作用中, 动、静态应力变化究竟何者占据主导地位 (Fan and Shearer, 2016; Felzer and Brodsky, 2006; Freed, 2005; Hill and Prejean, 2007; Jia et al., 2021; Richards-Dinger et al., 2010; Toda et al., 2012)? 第二个基本共识是无论静态应

力变化还是动态应力变化,既能即时触发地震,也能延时触发地震 (DeSalvio and Fan, 2023; Dixit et al., 2022; Gomberg et al., 1998; Miyazawa et al., 2021; Yao et al., 2021)。然而,尽管静态延时触发的发震时刻提前量可以采用库仑破裂模型和 R-S Law 进行定量模拟,但动态延时触发的物理机制却始终悬而未决。进一步的问题还在于动态触发的局限性和优势条件是什么?如何从物理机制上理解动态触发的优势条件 (DeSalvio and Fan, 2023)?

2.1 远场触发: 动态主导

如果说近场是指在主震破裂尺度的空间范围,即余震的主要分布区域,那么远场,则指数倍甚至数十倍于主震破裂尺度的空间范围。由于静态库仑应力变化随空间距离衰减迅速,其衰减速率处于 $1/r$ 和 $1/r^2$ 之间 (r 为观测点与震源间距离),因此远场的静态库仑应力变化可忽略不计。与静态库仑应力变化相比,动态应力变化随空间衰减缓慢,其衰减速率小于 $1/r$ (Cotton and Coutant, 1997) (如图 3 所示),因此远场的动态库仑应力变化依然可观。且由于远场应力变化的频率相对较低,因此相对于近场,远场的动态库仑应力变化有更长的持续作用时间和更大的作用空间,从而增加了远场动态触发的可能性 (贺鹏超和沈正康, 2014)。

一些研究指出,主震产生静态库仑应力变化仍有可能通过多种间接机制传播到中远场。例如, Ziv (2003) 提出静态应力变化也可以通过类似多米诺骨牌的机制传递到远场,即在主震触发近场余震后,通过先发的近场余震触发空间距离稍远的余震,再依次触发空间距离更远的余震,如此依次将静态应力变化传递到中远场。再如,静态库仑应力变化也可以通过震后下地壳上地幔的黏弹性松弛效应得到加强,从而在一定程度上作用于中远场 (Wang et al., 2014; 王阎昭等, 2015; 许才军等, 2018)。然而,此类静态触发模型也仅最多能解释数倍于主震破裂尺度的空间距离的余震触发,对于数十倍于主震破裂尺度的余震,仍只能依赖于动态触发 (van der Elst and Brodsky, 2010)。

总之,在数十倍于主震破裂尺度的空间距离上,远场触发的地震毫无疑问仅能归因于动态触发机制,且已有大量观测事实予以支持 (DeSalvio and Fan, 2023; Freed, 2005; 韩竹军等, 2003; Hill et al., 1993; Kato et al., 2013; Prejean et al., 2004; Velasco et al., 2008; Wang et al., 2019)。

2.2 近场触发的主导机制问题

前人关于近场触发的主导机制问题的研究,就观点来看可分作两类。第一类侧重于支持静态触发在近场的普遍主导作用 (Harris and Simpson, 1998; King et al., 1994; Perfettini et al., 2003a, 2003b; Toda et al., 2012; 万永革等, 2000, 2002a, 2002b; Ziv, 2003),并将其应用于地震预测与危险性评估 (Stein, 1999, 2003)。另一类则侧重于支持动态触发的主导作用,认为其不仅可以作用于远场 (Hill et al., 1993; Li et al., 2021; Prejean et al., 2004; Velasco et al., 2008; 解朝娣等, 2009),也可以作用于近场 (Gomberg et al., 2003, 2006; Kilb et al., 2000, 2002; Lu et al., 2020),甚至认为其在近场触发起主导作用 (Felzer and Brodsky, 2005, 2006; Politz and Johnston, 2006; van der Elst and Brodsky, 2010)。

采用主震引起的静态应力变化来解释主震后余震的空间分布规律已经是学界的普遍共识 (郝平等, 2004; 华卫等, 2009; Ishibe et al., 2015; 缪淼和朱守彪, 2012; Pope and Mooney, 2020; 万永革等, 2008; Wan and Shen, 2010; Wang et al., 2021; 朱艾澜等, 2010)。即使如此,仍有部分学者对静态触发在近场的主导地位提出质疑。例如, Parsons (2002) 指出仅有大约 60% 的余震发生在静库仑应力增加区,即尚有 40% 发生在静库仑应力变化的负值区域即应力阴影区。Felzer 和 Brodsky (2006) 甚至认为应力阴影区并不存在,并以此否定静态应力变化触发近场余震的主导作用。

对于这些质疑,我们认为其缺乏充足依据。首先,由于主震前的背景地震活动率往往很低,主震造成的应力阴影区很难从低值背景活动性中分辨出来 (贾科和周仕勇, 2023)。其次,静态库仑应力变化的空间分布的理论计算结果对同震滑移分布模型非常敏感,特别是对接收断层的几何形态与震源机制十分敏感 (Steady et al., 2005)。在实际计算中,研究者往往采取单一几何模型与震源机制,因此,计算得到的应力增长区与应力阴影区的空间分布自然会与真实情形存在偏差,缺乏一定的可靠性。最后,真实的静态库仑应力变化场不仅源自主震的作用,大量余震的贡献也不可忽略 (Helmstetter et al., 2004),仅考虑主震引起的库仑应力变化分布,难免也存在相当偏差。

至于动态触发在近场的作用,一个逻辑上合理

的疑问是: 既然地震波可以动态触发远场地震, 那么是否也应当可以触发近场地震? 然而事实上, 在近场动态触发的可能性远小于静态触发. 因为若要在同等程度上触发一个地震, 所需动态应力变化的幅度是静态应力变化的 10~100 倍, 且需要触发断层已处于趋于破裂的极限状态 (Gomberg et al., 1998), 但动态应力变化的幅度与静态应力变化的大小在近场的量级是相当的 (图 3).

动态应力变化触发地震的困难主要表现在动态应力变化的时空特征上. 在近场, 动态应力变化的作用时间有限 (可能小于断层流变弛豫时间), 作用空间也有限 (可能小于最小孕震尺度), 且由于近场地震波频率高、波长短, 动态触发作用更加难以实现 (Scholz, 1998). 此外, 只有基于静态触发机制可以模拟出余震随时间成反比例衰减的大森定律; 而基于动态触发机制模拟所得到的余震活动的持续时间仅能与主震地震波持续时间相当, 且在地震波传播过后, 地震活动率并不是恢复到主震前的背景水平, 而是会低于背景水平, 这与实际情形相去甚远 (Gomberg, 2001).

尽管如此, 仍有许多研究支持近场动态触发作用. 其中最典型的证据是 Kilb 等 (2000, 2002) 和 Kilb (2003) 发现的 1992 年 Landers 地震后的余震活动空间分布存在显著的不对称性 (图 4), 并且这一现象也存在于 1999 年 Hector Mine 地震 (Gomberg et al., 2001)、2002 年 Denali 地震 (Gomberg et al., 2004) 以及全球不同构造环境下的多个单向破裂地震后 (Gomberg et al., 2003). 由于地震波能量在破裂传播方向上有集中效应, 故余震活动的不对称分布可以为动态触发模型所解释, 但不能就此否定静态触发在近场的作用 (Gomberg et al., 2003; Kilb et al., 2000, 2002), 因为静态库仑应力变化仍可很好地解释绝大部分的余震活动分布 (图 5). 余震活动的不对称性恰好反映了动态触发对静态触发的补充作用, 而不是替代作用.

支持近场动态触发的还有 Voisin 等 (2000)、Felzer 和 Brodsky (2006) 以及 Pollitz 和 Johnston (2006) 等研究. 其中, Voisin 等 (2000) 以 1980 年意大利的 Irpinia 地震的两个相隔 20 s 的主震序列对动、静态触发模型做了检验对比, 结果发现, 仅用动态触发模型就足以解释先发破裂对后发破裂的 20 s 的延时触发, 而无需静态应力变化的参与. 但是, 该研究将动态应力变化简化为仅有正向加载的脉冲波, 故高估了动态应力加载的时间与空

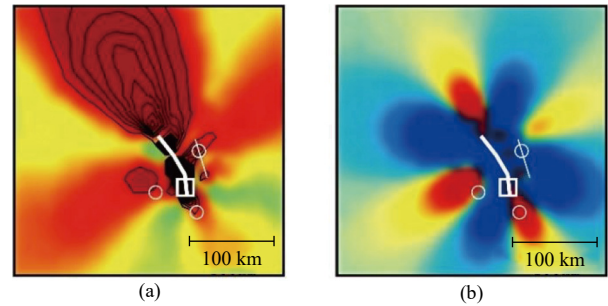


图 4 Landers 主震后 4.5 km 深度上动态库仑应力变化峰值分布 (a) 与静态库仑应力变化分布 (b). 前者显示非对称性, 后者基本对称. 白色方块表示震中所在位置, 白色折线表示同震破裂的断层迹线. 白色圆圈自北向南分别代表 1999 年 M_w 7.1 Hector Mine 地震、1999 年 M_w 6.2 Big Bear 地震和 1992 年 M_w 6.1 Joshua Tree 地震 (引自 Kilb, 2003)

Fig. 4 Distribution of peak dynamic Coulomb stress changes (a) and static Coulomb stress changes (b) at a depth of 4.5 km following the Landers mainshock. The dynamic Coulomb stress changes exhibit asymmetry, while the static Coulomb stress changes are largely symmetric. The white square marks the epicenter, and the white lines indicate the fault traces of coseismic rupture. The white circles, from north to south, represent the 1999 M_w 7.1 Hector Mine earthquake, the 1999 M_w 6.2 Big Bear earthquake, and the 1992 M_w 6.1 Joshua Tree earthquake (from Kilb, 2003)

间尺度, 而且该研究采用滑移弱化摩擦定律 (slip-weakening friction law), 而不是 R-S Law, 故而忽略了断层的流变性所起到的对动态扰动的缓冲作用.

Felzer 和 Brodsky (2006) 模拟了主震发生后 5 min 内 2 级以上的余震数量随距离的衰减规律, 发现在 0.2~50 km 范围内其衰减规律都可以用同一个幂律函数来描述, 由此认为在整个距离范围内的余震都源自同一种触发机制, 而由于静态触发只能作用于近场, 不能作用于远场, 所以作者认为这一结论可能预示着从近场到远场的余震触发都是动态触发机制的作用. 然而, Richards-Dinger 等 (2010) 重复了 Felzer 和 Brodsky (2006) 的工作, 并做了更细致的检验, 发现在主震前 5 min 这一衰减规律同样成立, 意味着这一衰减规律与主震的发生无关, 也就不能作为动态触发机制普遍作用于近场和远场的证据.

Pollitz 和 Johnston (2006) 采用了一个巧妙的办法以试图区分静态机制与动态机制对近场余震的触发作用. 他们利用圣安德烈烈断层的 San Juan Bautista 段经常发生 5 级左右的无震滑移事件与地震事件这一特点, 把无震滑移事件看作静态扰动的

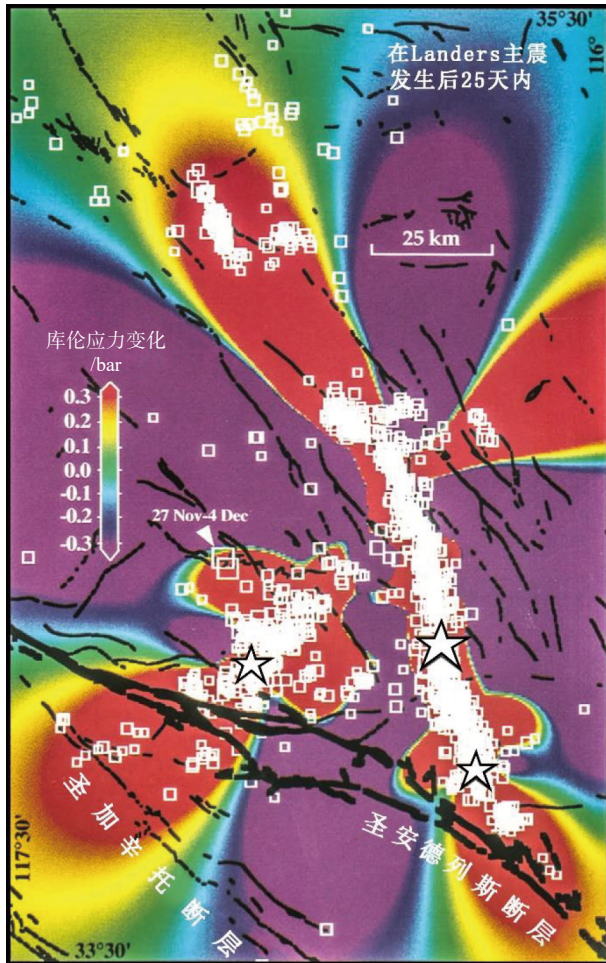


图5 Landers、Big Bear 和 Joshua Tree 地震引起的静态库仑应力变化分布 (0 到 12.5 km 深度范围的最大值) 与 Landers 主震后 25 天 $M_L \geq 1$ 的余震分布图 (白色矩形框). 白色大五角星表示 Landers 主震震中. 两个白色小五角星表示主震后最大的两个余震, $M_L=5.3$ 和 $M_L=5.1$ (引自 King et al., 1994)

Fig. 5 Distribution of static Coulomb stress changes (maximum values across the 0-12.5 km depth range) caused by the Landers, Big Bear, and Joshua Tree earthquakes, along with the spatial distribution of aftershocks ($M_L \geq 1$) occurring within 25 days after the Landers mainshock (white rectangular box). The large white star indicates the epicenter of the Landers mainshock, while the two smaller white stars represent the two largest aftershocks, with magnitudes of M_L 5.3 and M_L 5.1 (from King et al., 1994)

代表 (因其不辐射地震波), 而把地震事件看作动态扰动的代表, 然后比较两者引起的区域地震活动性的变化情况, 结果发现, 在事件发生后几周内, 地震事件带来的地震活动的增长远远高于无震滑移事件, 由此作者认为在震后几周内近场余震的触发是由动态机制主导. 然而, 之所以无震滑移事件触发地震的活动率弱于地震事件的触发作用, 很可能是因无震滑移事件的主要滑移区域更深, 处在孕震区下方的脆韧性转换带上, 距离周边断裂浅源余

震的破裂区较远, 从而导致其在该区域产生的静库仑应力加载大大弱于距离更近的地震事件的作用. 此外, 地震产生的应力扰动是数秒内完成的, 而无震滑移事件产生的静库仑应力加载是在数小时到数天内完成的, 具体加载时长取决于其滑移持续时间, 而在这段时间内, 也可能存在其它事件的干扰, 造成无震滑移的加载作用被弱化.

因此, 我们认为以上支持动态近场触发的研究至多只能说明动态近场触发的补充作用而非主导作用. 综上, 我们的观点是, 就近场而言, 静态机制是触发地震的主导机制, 动态机制则是补充机制, 其仅在满足特定的条件时参与近场触发, 如当动态应力变化幅度特别大或受触发断层已处于濒临破裂的极限状态时. 前一条件可出现在单向破裂的传播方向上 (Gomberg et al., 2004; Kilb et al., 2000, 2002) 或沉积层导致的地震波能量被放大时 (Gomberg, 2013), 后一条件可出现在高孔隙压导致的有效正应力极低或断层已处于自身背景构造发震的极限状态时 (Fan and Shearer, 2016; Gomberg et al., 2004; Miyazawa et al., 2021).

van der Elst 和 Brodsky (2010) 的研究结果支持了我们的观点. 该研究将远场余震触发强度与远场相应的动态应变幅度的线性比例关系应用于近场, 发现仅可以解释近场 6 km 范围内 3~5.5 级余震中的 15%~60%, 尚有相当比例不能为其所解释 (van der Elst and Brodsky, 2010). 我们认为, 动态触发模型对近场触发的贡献比例取决于动态触发所需的优势条件在多大程度能够得到满足, 随不同震例不同区域相关条件的不同, 动态触发的贡献比例也有所不同.

2.3 静态延时触发模型: 库仑破裂模型 vs R-S Law

静态应力变化既能即时触发地震, 也能延时触发地震. 无论是按照简单的经典库仑破裂模型, 还是 R-S Law, 静态即时触发与延时触发都能得到很好且基本一致的解释 (Gomberg et al., 1998, 2000; Perfettini et al., 2003a). 与静态触发相关的物理模型主要包括库仑破裂模型与 R-S Law, 且已得到广泛应用与验证 (韩竹军等, 2003; 刘桂萍等, 2004).

按照库仑破裂模型, 断层孕震区域在震间处于完全锁定的状态, 在构造运动加载下持续积累应力, 当积累的剪应力超过断层所能承受的应力极限时,

破裂随即发生. 由于静态应力扰动的加载可以使这一应力极限状态提前达到, 因而可以使地震提前发生. 考虑一维弹簧-滑块振子模型, 如附录 A 和附录 B 的推导, 发震时刻的提前量可定量表达为:

$$\Delta t_{\text{coulomb}} = \frac{\Delta\tau}{d\tau_b/dt} \quad (3)$$

式中 $\Delta\tau$ 为所施加的静态应力扰动的大小, $d\tau_b/dt$ 表示背景构造加载下的应力积累速率.

而按照 R-S Law, 断层在震间并非完全锁定, 而是在前一次发震后首先经历一个快速“愈合”的减速滑移阶段, 然后以极低的速度 (如 10^{-7} m/s 以下) 缓慢“滑移”, 可看作“准锁定”阶段, 但其滑移量仍在缓慢积累, 直到临震前会经历一个快速的自加速阶段, 使滑移速度很快增至极大, 从而失稳发震 (Gomberg et al., 2000).

因此, 库仑破裂模型表征的是断层应力积累和演化的过程, 对应于“应力极限破裂准则”; R-S Law 描述的是断层滑移速率演化的过程, 对应于“速率极限破裂准则” (Gomberg et al., 2000). 参照 Gomberg 等 (2000) 的推导, 如附录 C 所证明的, 将一维弹簧-滑块模型的摩擦平衡方程 (4) 式代入 R-S Law (5) 式, 然后经重新整理可得 (6) 式:

$$\mu(t) = \tau(t)/\sigma_n \quad (4)$$

$$\mu(t) = \mu_0 + a \ln \frac{V(t)}{V_0} + b \ln \frac{\xi(t)V_0}{d_c} \quad (5)$$

$$V_t = V_c \xi(t)^{-b/a} \exp[\tau(t)/\sigma_n a] \quad (6)$$

其中, $V_c = \exp\left\{\frac{-[\mu_0 - a \ln V_0 + b \ln V_0/d_c]}{a}\right\}$. 需要特别指出的是, 这里给出的 V_c 订正了 Gomberg 等 (2000) 中 (7) 式的符号错误. (6) 式即可看作断层面上应力 $\tau(t)$ 和状态参数 $\xi(t)$ 对断层滑移速率 $V(t)$ 的控制方程. Gomberg 等 (1998) 以 $V(t)^{-1} = 0$ 作为判定发震的准则, 推导出了断层分别在背景构造加载和有应力扰动情形下的发震时刻的半解析近似公式.

根据“速率极限破裂准则”, 可以将应力扰动的作用转换为对断层滑移速率的加速幅度的贡献量, 从而以此估计应力扰动对发震时刻的提前量. 仿照库仑破裂模型的 (3) 式 $\Delta t_{\text{coulomb}} = \frac{\Delta\tau}{d\tau_b/dt}$, 可给出 R-S Law 下施加一个静态应力扰动对发震时刻提前量的近似估计:

$$\Delta t_{\text{R-S}} \approx \frac{\Delta \ln V}{d \ln V/dt} \quad (7)$$

由 (6) 式可以得到:

$$\Delta \ln V \approx \frac{\Delta\tau}{\sigma_n a} \quad (8)$$

进而:

$$\frac{d \ln V(t)}{dt} = \frac{1}{\sigma_n a} \frac{\partial \tau(t)}{\partial t} - \frac{b}{a \xi(t)} \frac{\partial \xi(t)}{\partial t} \quad (9)$$

附录 D 和 E 对此做了详细推演, 并对 $\Delta t_{\text{coulomb}}$ 与 $\Delta t_{\text{R-S}}$ 作了半定量的对比, 这里就所得的主要结论做如下讨论.

由附录 (D4) 式:

$$\Delta t_{\text{R-S}} \approx \Delta t_{\text{coulomb}} + \frac{b \sigma_n}{\dot{\tau}_b} \ln \frac{\xi(T_b)}{\xi(T_p)} \quad (10)$$

可知: 第一, $\Delta t_{\text{coulomb}}$ 可看作对 $\Delta t_{\text{R-S}}$ 的一阶近似. 这也说明, 尽管库仑破裂模型如此简单, 但仍足以给出静态触发模型的近似解. 第二, 由 (2) 式可知, $\Delta t_{\text{coulomb}}$ 是个常量, 即在库仑破裂模型下, 静应力扰动对发震时刻的提前量 $\Delta t_{\text{coulomb}}$ 与静应力扰动施加的时刻无关.

而由附录 (E13) 式:

$$\Delta t_{\text{R-S}} \approx \frac{\Delta\tau}{\dot{\tau}_b - \frac{b \sigma_n}{t_p + \xi_{\text{init}}}} \quad (11)$$

说明在 R-S Law 模型下, 静应力扰动对发震时刻的提前量 $\Delta t_{\text{R-S}}$ 与扰动施加时刻 t_p 相关, 其具体关系为: 当 t_p 较小, 即扰动时刻较早时, 静应力扰动触发地震的时间提前量越大, 反之, 则越小. 正是库仑破裂模型与 R-S Law 的这一差别, 使得前者仅能解释余震的空间分布, 而无法解释余震活动率随时间呈反比例衰减的时间分布规律, 仅有 R-S Law 才可以模拟出大森定律 (Dieterich, 1994; Gomberg et al., 2000).

第三, 关于 $\Delta t_{\text{coulomb}}$ 与对 $\Delta t_{\text{R-S}}$ 的二阶差异, 可由附录 (E13) 和 (E17) 式可知: 当 $V \ll V_b$, 即断层处于震间“准锁定”阶段时:

$$\Delta t_{\text{R-S}} \approx \frac{\Delta\tau}{\dot{\tau}_b - \frac{b \sigma_n}{t_p + \xi_{\text{init}}}} > \Delta t_{\text{coulomb}} = \frac{\Delta\tau}{\dot{\tau}_b} \quad (12)$$

而当断层处于 $\frac{V \xi}{d_c} \gg 1$ (d_c 为“临界滑移距离”) 的临震前的自加速阶段时:

$$\Delta t_{\text{R-S}} \approx \frac{\Delta\tau}{\dot{\tau}_b + \left(\frac{b}{d_c} - k\right) \sigma_n V(t)} < \Delta t_{\text{coulomb}} = \frac{\Delta\tau}{\dot{\tau}_b} \quad (13)$$

其中, $k < k_c = \frac{b-a}{d_c}$, 所以 $\frac{b}{d_c} - k > 0$. 因此, 在震间

准锁定阶段, 库仑破裂模型低估了静应力扰动的触发作用; 而在临震前的断层自加速阶段, 库仑破裂模型又高估了触震程度. 这一结果反映了断层流变性对高速率孕震过程的缓冲效应, 以及对低速率孕震过程的促进效应.

正是由于库仑破裂模型与 R-S Law 的二阶差异, 使得一些不能为前者所解释的地震触发现象仅能为后者所解释. 例如, 在 1906 年旧金山地震后, 1911 年又在 Morgan Hill 附近的 Calaveras 断层上发生了一次 6 级以上的地震. 对此, 如果采用库仑破裂模型, 则会得出旧金山地震使 Calaveras 地震推迟 13~29 年发震的结论 (前者在 Calaveras 孕震区域产生的静库仑应力变化为负), 这显然与事实不符. Harrish 和 Simpson (1998) 改用 R-S Law 计算后得到了合理的解释, Calaveras 地震原本应在 1906 年旧金山地震后 1.8 年发震, 但由于旧金山地震在 Calaveras 断层造成负库仑应力变化, 使其推迟到 1911 年才发震. 由此可见, 尽管库仑破裂模型在多数情形下即一阶意义上都足够准确, 但对于一些二阶问题, 仍需采用更精确的 R-S Law.

此外, 广义的静态延时触发还存在另一种情形, 即静态库仑应力变化借助若干震后形变机制而随时间逐步得到加强, 也可以成为准静态触发 (Hearn et al., 2002; 杨晶琼等, 2021). 这类震后形变机制包括下地壳-上地幔的黏弹性松弛效应 (Pollitz and Catania, 2017; Wang et al., 2014), 同震破裂断层面及其延伸面上的震后余滑 (Herman and Furlong, 2021) 以及孔隙弹性回弹等 (Cocco and Rice, 2002; Fung et al., 2018; Tung and Masterlark, 2018). 其中, 黏弹性松弛效应可使先发地震延时数年甚至数十年后才触发后发地震. 例如, Freed 和 Lin (2001) 采用震后黏弹性松弛效应驱动的库仑应力转移模型解释了 1992 年 Landers 地震对 1999 年 Hector Mine 地震的延时 7 年的触发. Wang 等 (2014) 也用震后黏弹性松弛效应解释了 2008 年汶川地震对 2013 年 M_w 6.6 芦山地震的延时触发.

2.4 动态延时触发的可能机制

一般认为, 库仑破裂模型和 R-S Law 可以解释动态即时触发, 但难以解释延时触发现象 (Belardinelli et al., 2003; Gomberg et al., 1998; Perfettini et al., 2003b). 例如, 按照库仑破裂模型, 由于动态库仑应力变化持续时间有限, 无法造成断层应力加载状态的长期改变, 因此, 除非在地震传播过程中

动态应力变化的幅度直接使断层应力状态达到库仑破裂线对应的阈值, 从而即时触发破裂, 否则, 在地震波传播过去之后, 断层面的应力加载状态又会恢复至仅有背景构造加载的情形, 故不会对断层的发震时间产生任何影响, 也就无法延时触震 (图 2b) (Gomberg et al., 1998). 按照 R-S Law, 除非动态应力变化的幅度特别大, 以至于超出真实地震所能提供的动态应力大小, 否则同样只可能即时触发地震, 而无法延时触发地震 (Belardinelli et al., 2003; Gomberg et al., 1998; Perfettini et al., 2003b).

然而, 实际观测却有大量动态延时触发的确切证据 (DeSalvio and Fan, 2023; Dixit et al., 2022; Gomberg et al., 2001; Gomberg and Johnson, 2008; Hill, 2008; Johnson and Bürgmann, 2016; Lu et al., 2020; Miyazawa et al., 2021; Yao et al., 2021), 因而必然存在其它有待揭示的新机制来解释动态延时触发. 前人对动态延时触发的机制提出了若干模型, 可视为对库仑破裂模型或 R-S Law 的补充, 如与流体作用相关的触发模型 (Brodsky and Prejean, 2005; Gomberg et al., 2004; Hill et al., 1993; Miyazawa et al., 2021) 以及其它多种模型, 如下所述.

2.4.1 与流体作用相关的触发模型

由于 1992 年 Landers 地震触发的远场地震多发生于火山、地热区域, 因此之后的研究多提出与岩浆流体有关的触发模型. 例如, Linde 等 (1994) 提出“对流过压模型” (advective overpressure model), 认为地震波的晃动会使封闭岩浆体中的气泡上升, 而由于岩浆的不可压缩性, 气泡的上升会使岩浆体对周围介质的压力增加, 从而造成断层孔隙压的增加而弱化断层. Sturtevant 等 (1996) 则提出“差异渗透模型” (rectified diffusion model), 认为地震波的振荡会造成岩浆中气泡的扩张和压缩, 而由于在扩张阶段气泡表面积大, 压缩阶段表面积小, 因此在扩张阶段渗入气泡的岩浆蒸汽会多于在压缩阶段渗出的气体, 从而造成气泡压强的净增长, 这一增加的气泡压又会传递给周边流体, 进而造成断层孔隙压力的增加.

然而, 上述两种模型所依赖的假设条件过于理想化, 在自然条件下很难真实存在 (Brodsky et al., 1998). 更为普遍的流体作用机制为“流体运移模型” (Brodsky et al., 2003; Brodsky and Prejean, 2005). 流体运移模型认为地震波的振荡可以疏通

流体的运移通道, 从而提高介质渗透率, 促使流体加速运移, 实现孔隙压的再平衡分布, 造成断层面上孔隙压的增加. Brodsky 等 (2003) 用此机制成功解释了 2002 M_w 7.9 Alaska 地震造成 3000 km 以外地下水水位增长 10 cm 之多的现象. Elkhoury 等 (2006) 则提出动态应力扰动可提高介质渗透率, 进而造成断层孔隙压的增加. 实验研究和数值模拟也证实了流体对地震波动态触发地震的放大作用 (Jin et al., 2021; Zheng, 2018).

由于流体的运移与孔隙压的再平衡需要一定时间, 因此断层孔隙压在地震波传播过后仍会持续增加, 从而可以延时触发地震. 但是, 此外, 地震可引起地下水位的净增长 (Brodsky et al., 2003), 其所产生的孔隙压的增加不是瞬态变化, 而是长期变化, 相当于静态应力变化 (Scholz, 2003).

2.4.2 “慢动力学”模型

动态延迟触发现象不仅在热流地区得到观测证实, 在非流体区域同样存在动态触发的现象 (Brodsky et al., 2000; Velasco et al., 2008). Johnson 和 Jia (2004) 便根据实验研究提出了一种与流体作用无关的触发模型, 称为“慢动力学” (slow dynamics) 模型, 用以解释非流体区域的动态延时触发现象. 他们发现, 地震波扰动可造成断层剪切模量的突降, 但突降后又会随时间逐渐恢复到震前水平, 这在 2011 年 M_w 9 Tohoku 地震 (Bonilla et al., 2019) 和 2010 M 7.2 El Mayor-Cucapah 地震 (Qin et al., 2019) 观测中也得到了证实. 如果在完全恢复前又发生新的地震扰动, 就会使断层剪切模量进一步突降到更低水平. 因此, 一定时间内相继发生的地震事件, 如从前震到主震再到余震的地震序列, 就有可能使断层强度呈“阶梯式”下降直至达到破裂极限, 从而实现延时触发地震的作用 (图 6).

2.4.3 “亚临界裂纹扩展”模型

“亚临界裂纹扩展” (subcritical crack model) 是材料科学的概念, 也适用于解释地球介质的裂纹扩展 (Atkinson, 1984), 从而可应用于孕震过程的模拟 (Gomberg, 2001). 根据裂纹扩展的速率计算公式:

$$\frac{dx}{dt} = (c/k_0)^n V_0 \tau^n x^{n/2} \quad (14)$$

其中, x 为裂纹长度, τ 为加载应力, c 为几何因子; k_0 和 V_0 是一组材料参数, 决定了使裂纹保持扩展所

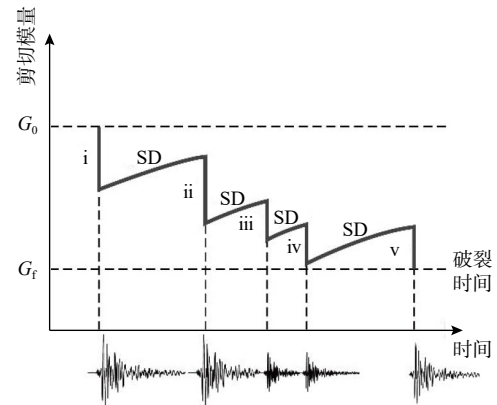


图 6 “慢动力学”延时触发模型示意图. “SD” (slow dynamics) 表示慢动力学效应. 经过 5 次相继的动态触发, 最终使断层的剪切模量降低到破裂线以下, 从而触发地震 (引自 Johnson and Jia, 2004)

Fig. 6 Schematic diagram of the "slow dynamics" delayed triggering model. "SD" represents the effect of slow dynamics. After five successive dynamic triggering events, the shear modulus of the fault is ultimately reduced below the rupture threshold, thereby triggering an earthquake (from Johnson and Jia, 2004)

需的最小应力和最小裂纹扩展速率; n 为应力腐蚀指数 (the stress corrosion index). 由此式可以看出, 裂纹扩展速率 dx/dt 与应力加载和裂纹长度呈正相关关系. 因此, 在地震波扰动期间, 裂纹会加速扩展, 而在地震波传播过后, 由于裂纹长度已经增长, 由此带来的裂纹扩展速率的增加是净增加, 因此可从理论上解释地震波动态扰动对地震的延时触发.

在震间断层处于准锁定阶段时, 裂纹扩展速率极低, 因此, 即使受到动态应力的扰动, 在扰动作用的有限时间内, 裂纹长度获得的增加量也极为有限, 从而导致对地震发震时间的提前量可忽略不计. 但动态应力扰动施加于断层临近破裂时情形则完全不同, 此时 dx/dt 相对较高, 动态应力扰动所导致的裂纹长度的增加值较大, 最终使得动态应力扰动触发地震的作用大大提高. Brodsky 和 Prejean (2005) 进一步指出, “亚临界裂纹扩展”模型要求断层孔隙压接近静岩压, 即断层有效正应力接近于零, 才能使动态触发得以发生.

可见, 这些特点都与 R-S Law 下动态触发的优势条件基本一致. Kanamori 和 Brodsky (2004) 已证明两者的控制方程在数学上是等价的. 岩石力学的实验研究也表明, 裂隙扩展与摩擦滑移过程具有紧密联系 (Gomberg, 2001; Lockner, 1998).

2.4.4 间接触发模型

间接触发模型包括余震间接触发模型和无震滑

移间接触发模型. Brodsky (2006) 用统计学方法分析主震后的余震序列, 发现可以用先发余震对后发余震的间接触发作用来解释主震对远场余震的延时触发作用. 例如, 1992 年 $M_w 7.3$ Landers 地震后, 在 Long Valley 地区所造成的持续 10 天的余震高发活动, 便可以用主震地震波在该区域即时动态触发的 4.1 级余震所引起的次级余震来解释. 但需要特别指出的是, 该模型中先发余震对后发余震的触发仍需依赖静态应力变化来实现延时触发.

无震滑移触发模型的触发主体是主震动态触发的无震滑移事件 (Shelly et al., 2011). 由于无震滑移区位于孕震区以下, 因此可将应力转移至其上的孕震区, 造成孕震区的静库仑应力持续积累, 进而触发地震. 无震滑移可持续长达数天, 引起的应力积累可看作准静态应力积累, 因此可以解释被触发地震的延时现象. 间接触发模型从现象上或许可以解释主震动态触发的延时现象, 但直接触发的物理本质仍是静态触发机制.

2.4.5 断层状态弱化模型

上述几种延时触发模型主要用于解释远场的延时触发现象, 且无论是流体作用造成断层孔隙压的增加, 还是余震和无震滑移间接造成的断层孕震区库仑应力的净增加, 归根结底仍需借助于静态或准静态应力变化的作用来完成延时触发. 但断层状态弱化模型则无须静态触发机制的参与, 且主要用于模拟近场的动态延时触发, 并能够解释余震随时间衰减的大森定律 (Parsons, 2005). 断层状态弱化模型假定地震波的扰动可以弱化断层的“状态”, 具体表现为使 R-S Law 中的参数 d_c (“临界滑移距离”) 逐步减小. 而一旦 d_c 减小, 如 (13) 式所示, 由 R-S Law 所预测的发震时刻就会被提前, 从而使延时触发成为可能. d_c 的大小反映了断层面的物理化学性质, 例如断层泥厚度、孔隙大小.

如上所述, 尚未发现某种单一的、具有普遍性的机制可以解释观测到的所有动态触发现象 (Brodsky and van der Elst, 2014; Hill and Prejean, 2007; Steacy et al., 2005), 可见动态触发机制这一问题的复杂性, 也表明动态触发可能不是地震触发的一般机制, 而是特定条件下才会发生的触发现象, 且可能是多种机制的共同作用.

2.5 动态触发的局限性与优势条件、影响因素

动态触发的局限性和影响条件也是前人研究的

重点. 首先从理论研究方面, Dieterich (1994) 采用 R-S Law 推导了主震的静态应力变化对余震区域地震活动性的改变程度的理论公式, 成功得到了余震活动性随时间呈反比例衰减的大森定律 (Omori's Law). Gombert 等 (1997, 1998) 采用简单的一维弹簧-滑块模型 (附图 1) 与 R-S Law, 模拟了动、静态应力扰动对发震时刻的提前作用, 认为若要在同等程度上使接收断层提前发震, 所需的动态应力变化幅度要达到所需静态应力变化幅度的 10~100 倍; 当断层处在趋于破裂极限状态时, 动态触发易于发生, 否则, 动态触发可能性极小. Belardinelli 等 (2003) 同样采用一维弹簧滑块模型与 R-S Law, 模拟动、静态应力扰动对地震的触发作用, 与 Gombert 等 (1998) 的主要区别在于考虑了滑块惯性并用脉冲波代替方形波来模拟动态应力扰动, 其结论为静态应力变化既可即时触发地震, 也可延时触发, 而动态应力变化仅能即时触发地震, 无法延时触发. Perfettini 等 (2003a, 2003b) 则采用二维断层模型, 不仅设定了断层摩擦性质随深度的变化, 而且同时考虑了剪切应力扰动和正应力扰动, 但其主要结果与 Gombert 等 (1997, 1998) 基本一致, 即动态触发并不像静态触发那样是普遍规律, 而是仅发生在断层处于极限加载状态时, 例如断层孔隙压很高 (从而有效正应力很低), 或者断层已处于临近自身构造发震时刻的极限状态.

总之, 理论模拟可以很好地说明静态触发的有效性和动态触发条件的非普遍性. 同时, 上述理论模拟存在一个共同的局限性, 即模型仅考虑地震波垂直入射断层面的情形, 意味着整个断层面上同时经历相同的应力变化. 但实际情形往往是地震波斜向入射断层面, 断层面上的应力变化是波动的, 其波长等于地震波波长, 这意味着动态应力变化瞬时加载的空间范围是有限的, 从而可能低于 Dieterich (1992) 提出的最小孕震尺度. 因此, 动态触发的实际触震作用可能小于上述理论模拟的结果.

然后基于实验模拟的研究. 实验研究主要关注于动态应力扰动对断层的作用. 如 Johnson 和 Jia (2004) 模拟压缩波对颗粒状介质 (granular media, 用于代表断层泥) 的作用, 结果表明动态应力扰动可以造成断层剪切模量的突降. 因此, 当断层处在趋于破裂的极限状态时 (如高孔隙压导致有效正应力极低), 一旦动态扰动引起的应变幅度超过一定阈值 (如 10^{-6}) 时, 就可以触发地震. Savage 和 Marone (2008) 则用岩石力学实验模拟剪切

应力扰动对常应力加载下不同断层的作用, 结果显示动态触发作用的影响因素包括扰动幅度、扰动频率与断层自身的性质. 当断层为裸露的花岗岩面时, 低频扰动更易触发地震; 当断层包含厚断层泥时, 则高频扰动更易触发地震.

上述实验均为无水断层实验, 而学界普遍认为动态触发与流体作用密切相关 (Alfaro-Diaz et al., 2022; Dixit et al., 2022; Miyazawa et al., 2021). Jin 等 (2021) 在实验室模拟了含水断层裂隙对地震波扰动的响应, 发现在 12~72 Hz 的地震波扰动作用下, 裂隙中的流体孔隙压会被放大 25.2 倍, 因此会造成断层强度大大降低, 从而触发地震. Zheng (2018) 通过全波形数值建模, 发现充满流体的裂缝内的瞬态地震波压力相比入射压力可放大两个数量级以上. 而这种压力增加在低频波中比在高频波中更加显著, 且可能形成较大的压力梯度, 从而驱动流体流动, 最终触发地震.

此外, 张康华等 (2023) 模拟了动态触发对断层亚失稳过程的影响, 其中动态扰动激发系统由内置高压电容器的高压电源和放电电路组成, 采用高速摄影技术和数字图像相关方法观测实验过程中全场位移演化过程. 研究发现当断层处在亚失稳阶段前时, 除非加载的应力幅度特别大, 否则断层只能发生局部破裂; 而当断层处在亚失稳阶段内时, 动态触发可导致断层完全破裂. 这意味着当断层处于濒临破裂的极限状态时, 更容易被动态触发.

实验研究的优势在于具有很强的可控性和可重复性, 但同时也存在诸多局限性. 其一, 与理论模型类似, 实验模拟通常仅能考虑动态应力扰动随时间的波动变化而忽略了在断层空间上的波动分布; 其二, 实验室尺度与真实断层尺度相去甚远, 可能导致实验室断层对动态扰动更为敏感. 这两方面因素都会造成实验模拟高估了动态触发的作用.

总之, 理论模拟和实验研究的结果都较为明确地反映了动态触发的局限性. 然而在观测方面, 起初前人关于动态触发的研究案例主要集中在远场和地热、火山等地区 (Anderson et al., 1994; Hill et al., 1993), 这是易于理解的; 但后来, 人们日益发现在近场 (Gomberg et al., 2003; Kilb et al., 2000, 2002; Lu et al., 2020) 和低背景活动的地区

(Gomberg et al., 2004; 江子豪等, 2024; Velasco et al., 2008) 也存在动态触发的确切观测证据. 因此, 似乎动态触发是不区分近远场, 不区分地质构造环境而普遍存在的 (Velasco et al., 2008), 但实际情

况并非如此. Pankow 和 Kilb (2020) 通过分析区域性地震目录和 500 次主震, 采用了 3 种检测动态触发事件的方法, 发现主震引起的远场动态触发非常稀少, 比例低于 2%. 因此, 这些争议要求我们对动态触发所依赖的优势条件和影响因素有更加具体的认识.

考虑 R-S Law 对应的“速率极限破裂准则”, 将应力扰动转换为对断层滑移速率的扰动, 由附录 (E1) 式, 动态应力扰动施加之后与扰动施加之前断层滑移速率之比可表达为:

$$\frac{V^+}{V^-} = \left(\frac{\xi^+}{\xi^-} \right)^{-\frac{b}{a}} e^{\frac{\Delta\tau}{\sigma_n a}} \quad (15)$$

两边取对数可得:

$$\Delta \ln V = \frac{\Delta\tau}{\sigma_n a} - \frac{b}{a} \ln \left(\frac{\xi^+}{\xi^-} \right) \quad (16)$$

在震间断层准锁定阶段, $\frac{V\xi}{d_c} \ll 1$, 所以 $\frac{d\xi}{dt} = 1 - \frac{V\xi}{d_c} \approx 1$. 因此在动态扰动施加前后, 状态参量的变化可以忽略, 于是 (16) 式可化为:

$$\Delta \ln V \approx \frac{\Delta\tau}{\sigma_n a} \quad (17)$$

基于 (17) 公式可以分析动态触发的优势条件: $\Delta \ln V$ 与 $\Delta\tau$ 成正比, 与 σ_n 和 a 成反比, 因此, 除非动态应力扰动的幅度足够大, 否则无法即时触震. 而当 σ_n , 即有效正应力大大降低时, 同样的应力扰动幅度造成的速率增量会大大提高, 因此在断层孔隙压极高 (比如热流地区) 的条件下易于发生动态触发.

低 a 值也是动态触发的优势条件. 由 (5) 式 R-S Law, a 值对应项代表断层对突变扰动的瞬时缓冲效应, 反映了断层的流变学性质. 因此, a 值越大, 就越阻碍应力扰动对断层滑移速率的提升, 从而使动态触发难以发生. 反之, a 值越小, 则越利于动态触发.

此外, 当断层处于临近破裂的极限状态时, 动态触发也易于发生. 这时, 断层自身滑移速率已濒临破裂极限速率 $V_{critical}$, 即使很小的动态应力扰动所产生的速率增量也足以触发破裂. 并且, 此时 $\frac{V\xi}{d_c} \gg 1$, $\frac{d\xi}{dt} = 1 - \frac{V\xi}{d_c} \approx -\frac{V\xi}{d_c}$, 意味着状态参量迅速下降. 因此, 在这一阶段, (16) 式的第二项不可忽略, 动态应力扰动对断层滑移速率的增量不仅有应力扰动项的贡献, 还有状态参量下降的贡献, 从而使破裂极限速率更易于达到.

因此,可以总结动态触发的优势条件如下:第一,足够大的应力扰动幅度,超过应力触发阈值;第二,富含流体,流体高孔隙压使断层有效正应力极低;第三,断层处在临近破裂的极限状态;第四,R-S law 中偏小的“ a ”值也是优势条件,但这一条件很难定量地与真实断层性质相对应。

随不同地区断层环境和应力状态的不同,相应的动态触发阈值也不同 (Gomberg, 1996)。例如,1999 年 Izmit 地震在希腊的动态应力触发阈值要比 1992 年 Landers 地震在 Imperial Valley 地区的动态应力触发阈值小 3 倍 (Brodsky et al., 2000)。此外,沉积层的存在也是影响动态应力触发阈值的重要因素。如 Gomberg (2013) 发现,由于沉积层对地震波的放大作用,使得 2012 年 $M7.7$ Haiti 地震动态触发了 2013 年 $M7.5$ Craig 地震。

关于断层是否处在临近破裂的极限状态,存在两种情况,一是构造作用造成的断层面剪切加载足够大,二是断层面上的有效正应力足够低。二者都会造成断层面上的库仑应力趋于破裂极限。前者的典型构造环境为构造运动活跃地区 (Dixit et al., 2022),断层构造发震周期短,因而处于临震状态的概率高,从而动态触发的机率也相应提高。后者的典型构造环境为地热、火山地区或人工注水区域,这也是为何大量动态触发观测都出现在相应地区 (江子豪等, 2024; van der Elst et al., 2013)。

除以上所列,地震波频率也常被认为可能是影响动态触发的重要因素。其核心问题在于究竟是高频地震波还是低频地震波更有利于动态触发?与之相关联的另一个问题是动态触发主要是由体波还是面波所激发?

考虑动态应力变化的时空特征,一般来说,应是低频地震波扰动更有利于动态触发,因为低频地震波对应于更长的正向加载时间与更大的正向加载空间。更长的正向加载时间有利于克服断层流变性造成的应变延时响应,更大的正向加载空间则有利于覆盖甚至是超越最小孕震尺度 (Scholz, 1998)。另外,高频地震波的耗散更强,长距离的传播中衰减也更强,低频地震波耗散弱,衰减更慢,因此低频地震波的振幅更大 (Pezeshk et al., 2018)。

正是因此,尽管体波和面波都可能动态触发地震 (Brodsky and van der Elst, 2014; Gomberg, 2001),但由于面波振幅更大、持续作用时间更长,低频地震面波更易到达孕震深度 (Brodsky and Prejean, 2005),因此低频面波动态触发地震的机率

更高 (Brodsky and van der Elst, 2014; Gomberg et al., 2001; Hill et al., 1993)。

上述观点也得到了观测与实验的支持。例如,Anderson 等 (1994) 发现,当应力幅度相当时,远场大震比近场小震更易于动态触发地震,而大震在远场主要辐射低频地震波,近场则为高频波,意味着低频波更易于动态触发。Brodsky 和 Prejean (2005) 基于多个地震在 Long Valley Caldera 地区的动态触发现象,认为只有采用长周期面波 ($T > 30$ s) 所对应的地表峰值速度参数的差异才能区分不同主震的动态触发能力,意味着低频面波更有利于动态触发。此外,Beeler 和 Lockner (2003) 的岩石力学实验模拟周期性应力扰动对常应力加载的“断层”的作用,发现存在一个临界特征频率 f_c ($f_c = 1/t_n$, t_n 为孕震成核时间,以圣安德烈斯断层为例,其量级为 1 年),当应力扰动频率在该特征频率 f_c 以上时,触震所需的应力扰动幅度要大幅增加,这同样意味着低频更有利于动态触发。然而,也有许多研究得出截然相反的结论。如 Gomberg 和 Davis (1996) 根据 1992 年 Landers 地震在 Geysers 地区动态触发的大量微震发现应变触发阈值与频率成反比,即 $\epsilon_{\text{threshold}}(f) \propto 1/f$,意味着高频更有利于动态触发。Perfettini 等 (2003b) 的理论数值模拟也支持这一结论。

以上分歧意味着动态触发对地震波频率的依赖关系并非简单的线性关系。Savage 和 Marone (2008) 的岩石力学实验发现,动态触发对频率的依赖关系与断层自身性质高度相关:当断层为裸岩面时,低频扰动更有利于触发地震,而当断层为一定厚度的颗粒状断层泥时,则高频扰动更有利于触发地震。

总之,我们认为动态触发机制不是地震触发的一般机制,而是作为静态触发的补充机制,仅在特定的优势条件——动态应力变化幅度特别大或受触发断层已处于濒临破裂的极限状态时——触发地震。

3 动、静态触发与其它物理现象

3.1 动、静态触发与流体注入诱发地震

一些工业活动涉及到向地下注入流体,如油气开采中的水压致裂和废水回注,以及与碳封存相关的液态二氧化碳注入。这些流体注入活动在全球引起普遍的诱发地震现象 (Foulger et al., 2017; 黄元敏等, 2023; 江子豪等, 2024; 雷兴林等, 2020; 龙锋

等, 2010; Sheng et al., 2022; Tan et al., 2020; van der Elst et al., 2013; Wang et al., 2023; 王向腾等, 2016; 张捷等, 2021)。如张捷等 (2021) 所总结的, 流体注入诱发地震的主要机制包括: 第一, 流体进入断层后润滑断层, 增加了断层孔隙压力, 降低了有效正应力, 从而降低了断层的摩擦强度。该机制长期以来被认为是绝大多数诱发地震的主因。第二, 流体尚未扩散到断层, 但流体注入引起的孔隙弹性应

力扰动触发了地震。第三, 流体已经进入断层, 并引起断层 (速率强化区) 发生无震滑移, 当无震滑移前缘传播到断层的速率弱化区时触发地震 (图 7)。近来, Yang 等 (2023) 提出了被前人忽视的第四种诱发地震机制, 即在流体引起断层无震滑移后, 在无震滑移前缘尚未传播到断层的速率弱化区域时, 仅仅凭借无震滑移引起的应力扰动即可远程触发断层发生破裂 (图 7)。

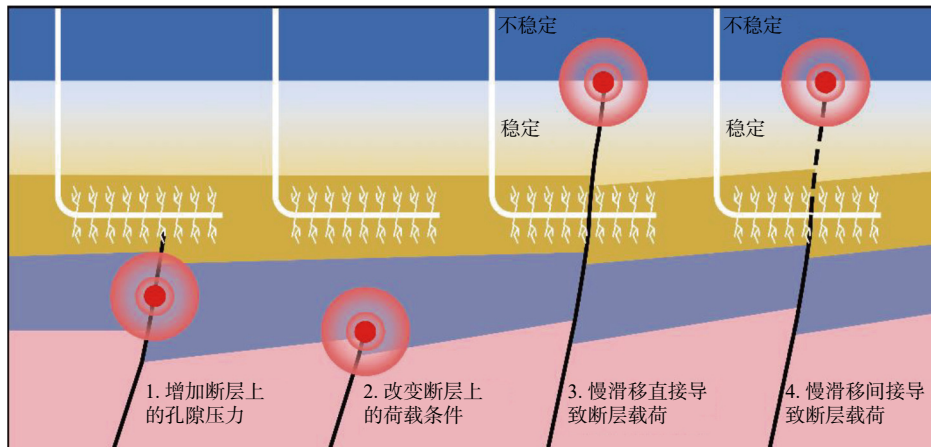


图 7 注水压裂诱发断层活化的四种可能机制 (引自 Eyre et al., 2019)

Fig. 7 Four potential mechanisms for fault activation induced by hydraulic fracturing (from Eyre et al., 2019)

以上四种机制都可归结为静态应力变化相关的触发机制, 但诱发地震既可能被多种机制引起的静态应力变化所触发 (Catalli et al., 2013; Yang et al., 2023), 也可能被远场地震激发的动态地震波所触发 (Alfaro-Diaz et al., 2022; 江子豪等, 2024; van der Elst et al., 2013; Wang et al., 2019)。例如, Alfaro-Diaz 等 (2022) 分析了 2010—2016 年期间 124 个与 Oklahoma 地区相距甚远的 7 级以上的地震, 发现其中 26 个主震动态触发了 Oklahoma 地区的地震, 且发震位置与注水区域十分吻合, 意味着注水引起孔隙压的增加, 降低了区域断层面上的有效正应力。van der Elst 等 (2013) 发现在美国中部的诸多注水区域都发生了被远场大地震动态触发的地震活动, 并指出这一现象说明了相应的发震断层由于流体注入降低了断层有效正应力, 从而使断层达到了濒临破裂的极限状态。Wang 等 (2019) 在加拿大的三个流体注入区域观测到了远场动态触发现象, 同样指出相应的触发机制源自流体注入后产生高孔隙压力, 从而使断层处在濒临破裂的极限状态, 以至于哪怕是小于 10 kPa 的瞬时应力扰动都足以触发断层发震。

总之, 流体注入诱发地震的主要机制仍为静态

应力变化触发机制 (Catalli et al., 2013), 但由于流体对断层的弱化等作用, 当被弱化断层趋于破裂极限状态时, 也可能被来自远处的地震波动态触发, 而且这一触发既可能是即时的, 也可能是延时的 (Alfaro-Diaz et al., 2022; Wang et al., 2019)。

3.2 动态触发与固体潮触发

日、月引力引起的地球固体潮作用呈周期性变化, 可看作动态应力扰动。不同的是, 固体潮的扰动是长期的、持续作用于断层整个构造周期, 而地震引起的动态扰动仅持续数十秒到上百秒。但无论如何, 对固体潮触震作用的研究仍有助于丰富我们对动态应力变化触震作用的认识 (陈学忠, 2021; 黄元敏和马胜利, 2008; Yan et al., 2022)。

Scholz (1998) 以观测到的不多的固体潮触发地震的现象来说明地震孕育过程对动态高频扰动不敏感。解朝娣等 (2013) 统计了 1850—2012 年期间 USGS 全球 $M \geq 5.0$ 地震目录, 没有发现与潮汐全周期相关的全球地震活动能量释放的准周期现象, 并认为主要原因在于短周期引起潮力的周期长度远远小于断层的孕震时间长度。Métivier 等 (2009) 采用全球地震目录的 442412 个地震记录, 发现其

中 0.2%~0.3% 的地震与固体潮作用有确切的相关性, 可能为固体潮所触发. 固体潮触发地震的物理机制可解释为潮汐拉力降低了低倾角断层面 (如俯冲带) 上的正应力, 从而弱化断层. 并且由于潮汐力在断层浅部造成的形变更大, 故更易触发浅源地震 (Leptokaropoulos et al., 2021). 此外, Yan 等 (2022) 指出只有当断层处在濒临破裂的极限状态时, 固体潮将可能起到触发地震的作用.

Beeler 和 Lockner (2003) 则采用岩石力学实验模拟固体潮的周期性应力扰动对断层的触震作用, 发现由于固体潮周期远低于 Beeler 和 Lockner (2003) 发现的地震特征临界周期 t_n ($t_n \approx \frac{2\pi a \sigma_n}{\dot{\tau}}$). 换言之, 由于其频率高于特征临界频率 f_c ($= 1/t_n$), 因此触发地震所需的应力扰动幅度大大高于固体潮的实际幅度, 导致其触发地震的概率极低, 至少需要 13 000 个地震事件才能从统计学意义上检测到固体潮作用与触发地震活动之间的相关性.

火山区域的地震集群 (earthquake swarms) 常与固体潮存在关联性 (Kasahara, 2002; Yan et al., 2022). Scholz (2003) 认为这一现象可为特征临界周期所解释. 由于特征临界周期 t_n 与应力加载速率 $\dot{\tau}$ 成反比, 因此在火山地区地震集群发生期间, 其高应力加载速率可使特征临界周期大大减小, 从而小于固体潮的作用周期, 使固体潮的动态触发几率大大提高. 此外, 火山地区富含高温高压流体, 使周边断层大大弱化, 进一步增加了固体潮动态触发地震的几率 (Leptokaropoulos et al., 2021).

3.3 动、静态触发与慢滑移事件

与地震事件类似, 慢滑移事件 (slow slip events) 也是由应力变化引发的, 也是断层释放能量的一种方式. 主震引起的动、静态应力变化不仅可以触发其它断层发生地震, 也可以触发断面上的慢滑移事件 (Blank et al., 2021; Jiang et al., 2018; Peng et al., 2015; Yan et al., 2023). 具体触发何种形式的能量释放过程, 取决于断层本身的性质 (Peng and Gomberg, 2010; 张晁军等, 2005).

所谓慢滑移事件, 是指断层面上的无震滑移或慢震滑移, 后者也称为“慢地震 (tremor)” (王阎昭和沈正康, 2007). 其滑移速度快于震间非锁定区的稳定蠕滑, 而又慢于典型的地震滑移, 其频率也大大低于地震波频率, 故不会造成地震灾害. 慢滑移事件是人们近二十年来对断层物理过程的新的、重要的发现, 日益成为人们研究的焦点.

Du 等 (2003) 分析了美国加州地区 10 个历史地震触发的无震滑移, 发现大多数无震滑移事件是被静态应力变化触发的. Katakami 等 (2020) 则指出地震动态触发慢滑移事件的确切观测证据极少, 且触发所需要的动态应力变化幅度需要足够大 ($>10 \sim 20$ kPa), 而如此大的动态应力变化幅度只有当处在例如俯冲带的地幔楔处时, 会得到沉积层对地震波的放大作用, 从而可能触发俯冲带的浅部发生慢滑移事件.

Peng 等 (2015) 则指出慢地震对动态扰动十分敏感, 无论是地震波的扰动, 还是固体潮的扰动 (Thomas et al., 2012), 都可以触发慢地震. 慢地震通常发生在断层深部的脆韧性转换带上, 而这一深度正是矿物脱水的深度 (王阎昭和沈正康, 2007), 故存在高孔隙压流体, 从而使断层处在趋于破裂的极限状态 (Gomberg, 2010), 满足了动态触发模型的优势条件.

Peng 和 Gomberg (2010) 指出, 地震滑移事件和无震滑移事件之间很可能并没有一个截然清晰的物理界限, 其能级大小等物理特征是个连续变化谱. 因此, 我们推断, 动、静态应力变化对地震的触发作用的规律很可能可推广至对无震滑移事件的触发作用, 即近场触发的无震滑移也是以静态触发模型为一般机制, 动态触发模型为补充机制; 而远场触发的无震滑移则仅能归于动态触发模型. 例如 Jiang 等 (2018) 发现 2016 年新西兰 M_w 7.8 Kaikoura 地震触发了震后大范围的慢滑移事件, 其中临近主震破裂的 Kapiti 区域的慢滑移为同震造成的静态应力变化所触发, 而远距离的慢滑移则为动态地震波所触发.

此外, 不仅慢滑移事件可以被地震触发, 反过来慢滑移事件也可触发地震 (石耀霖, 2001; Siroratanakul et al., 2022; Weng and Ampuero, 2022; Yan et al., 2023; 张晁军等, 2005). 这是由于发生在脆韧性转换带的慢滑移事件会将静库仑应力转移至其上的孕震区域, 从而增加孕震区域的发震危险性. 这一触发机制可视为静态触发, 因为慢滑移事件并不辐射地震波, 仅会造成断层孕震区域库仑应力的静态变化. 但由于慢滑移事件本身可以被远场地震波动态触发, 故而若受触发的慢滑移事件进而又再次触发位于其上部的孕震区域发震, 则可视其为远场大地震间接动态触发的结果. Shelly 等 (2011) 正是用这一机制来解释大地震在远场造成的延时触发现象.

4 总 结

地震产生的动、静态应力变化可能触发其它断层进一步破裂发生地震, 这是前人三十余年来通过大量研究逐步达成的共识. 然而, 依然有若干重大问题争执不休, 或尚无定论. 本文通过总结和梳理前人的研究成果, 就动、静态应力变化在近场触发的主导地位之争、静态延时触发的定量模型和动态延时触发的物理机制与优势条件等问题得到以下几点认识.

第一, 关于近场触发的主导机制. 在地震同震破裂的近场区域, 动、静态机制都可以触发地震. 但由于动态应力变化在时空上的局限性——在近场动态应力变化的作用时间有限 (可能小于断层流变弛豫时间), 作用空间有限 (可能小于最小孕震尺度) (贺鹏超和沈正康, 2014; Scholz, 1998), 动态触发阈值要大大高于静态触发阈值 (Gomberg et al., 1998; Perfettini et al., 2003a, 2003b; Scholz, 2003), 因此静态触发是近场触发的主导机制. 这也是为什么通常仅用静态触发机制就足以解释绝大部分近场余震的空间分布, 不仅可以解释地震活动性的增加 (ΔCFS 正值区), 也可以解释地震活动性的减少 (ΔCFS 负值区), 而后者是动态触发机制所无法解释的. 动态应力变化也可能触发近场地震, 但仅在满足特定的优势条件下参与近场触发, 作为静态触发的补充机制.

第二, 关于静态延时触发的发震时刻提前量的定量模拟. 经过理论推导, 得到在库仑破裂模型和 R-S Law 两种模型下模拟计算的发震时刻的提前量具有一阶相似性. 因此尽管库仑破裂模型如此简单, 仍足以给出静态触发模型的近似解. 同时, 两种模型下得到的发震时刻提前量也存在二阶差异, 其表现在当采用库仑破裂模型时, 发震时刻提前量与静应力扰动的施加时刻无关, 而在 R-S Law 下, 当静应力扰动时刻较早时, 发震时刻提前量越大, 扰动较晚时, 提前量则越小. 正是库仑破裂模型与 R-S Law 的这一差别, 使得前者仅能解释余震的空间分布, 而无法解释余震活动率随时间呈反比例衰减的时间分布规律——大森定律, 仅有 R-S Law 才可以模拟出大森定律 (Dieterich, 1994; Gomberg et al., 2000). 也正是由于库仑破裂模型与 R-S Law 的二阶差异, 使得一些不能为前者所解释的地震触发现象仅能为后者所解释 (Harris and Simpson, 1998). 此外, 更复杂的模型需要考虑大地震引起的介质黏

弹性松弛、断层面震后余滑和孔隙弹性回弹效应等震后形变机制, 其引起的弛豫形变可以使受触发断层面的库仑应力持续增加, 从而延时触发地震 (Freed, 2005).

第三, 关于动态延时触发的可能机制. 传统的库仑破裂模型和 R-S Law 难以解释动态延时触发, 因为动态应力变化本身无法根本改变断层面上的应力状态 (Gomberg, 2001), 而实际观测却有大量动态延时触发的确切证据, 因而必然存在其它动态延时触发机制. 前人提出多种可能的动态延时触发模型, 如通过激发流体迁移使断层孔隙压持续增高 (Brodsky et al., 2003)、动态即时触发的余震的次级触发 (Brodsky, 2006)、动态触发的慢滑移事件的间接触发 (Shelly et al., 2011) 等, 但归根结底仍须借助静态应力变化的作用方可完成延时触发. 目前, 尚未发现某种单一的、具有普遍性的机制可以解释观测到的所有动态触发现象 (Brodsky and van der Elst, 2014; Hill and Prejean, 2007; Steacy et al., 2005), 由此可见动态触发的复杂性, 这也预示着动态触发可能不是地震触发的一般机制, 而是仅在特定优势条件下发生的触发现象, 且可能是多种机制的共同作用, 不同机制依赖不同的断层区域条件.

第四, 关于动态触发的优势条件和影响因素. 无论是理论模拟还是实验研究, 都较为明确地反映了动态触发的局限性. 广泛观测到的动态触发现象实际上都出现于当动态应力变化幅度特别大或受触发断层已处于濒临破裂的极限状态时. 前一条件可出现在单向破裂的传播方向上 (Gomberg et al., 2004; Kilb et al., 2000, 2002) 或沉积层导致的地震波能量被放大时 (Gomberg, 2013), 后一条件即可出现在火山、地热或人工注水等导致的富含流体的区域, 也可能出现在非流体区域. 在富含流体的区域, 断层在在地震波振荡作用下可通过各种机制产生高孔隙压, 从而弱化断层, 使断层趋于破裂极限. 而非流体区域, 当断层已处在自身背景构造发震的极限状态时 (Fan and Shearer, 2016; Gomberg et al., 2004; Miyazawa et al., 2021), 也易被动态触发, 此种情形在构造运动活跃区域更为常见 (Dixit et al., 2022). 断层在何种程度上趋近于破裂极限状态, 则决定了动态触发需要多大的应力扰动幅度, 这也是不同区域动态触发阈值不同的原因之一 (Gomberg and Davis, 1996; 江子豪等, 2024; Lu et al., 2020; Pankow and Kilb, 2020; 杨晶琼等, 2021).

动态触发阈值还受多种因素影响, 如地震波频率, 但这一因素的影响作用具有相当复杂性, 尚存在分歧 (Beeler and Lockner, 2003; Perfettini et al., 2003b).

第五, 本文还讨论了动、静态触发与其它物理现象的关系, 包括人工注入流体诱发地震、地球固体潮触发地震和慢滑移事件的触发等. 人工注入流体诱发地震的主要机制仍为静态应力变化触发机制 (Catalli et al., 2013), 但由于流体对断层的弱化等作用, 当被弱化断层趋于破裂极限状态时, 也可能被来自远处的地震波动态触发. 日、月引力引起的地球固体潮作用呈周期性变化, 可看作对断层持续不断施加的动态应力扰动, 然而, 这种扰动很少触发地震, 可能正是动态触发作用非普遍性的映证 (Scholz, 1998, 2003). 断层脆韧性转换带上的慢滑移事件对动态应力扰动十分敏感 (Peng et al., 2015), 因其所处区域通常是矿物脱水深度, 提供了动态触发所需的流体条件. 但静态应力扰动同样可以触发近场的慢滑移事件 (Jiang et al., 2018), 而且可能是近场慢滑移事件触发的主要机制 (Du et al., 2003).

总之, 地震触发问题是揭示断层间相互作用特点和地震发生机制的一把钥匙, 对地震预测和危险性评估具有重大意义. 未来对动、静态触发机制的系统性研究应当有机结合实验室研究、天然地震观测和数值模拟. 实验室研究可以在控制条件下模拟不同应力扰动状态下的断层行为, 揭示微观物理过程和关键参数的内在关联; 天然地震观测可以为研究提供真实的地震活动数据, 有助于验证和改进实验结果和理论模型; 数值模拟则能在多尺度上分析应力变化的传播及其对地震触发的影响. 中国地震科学实验场的建设为研究地震触发问题提供了宝贵的天然实验条件和数据支撑 (吴忠良等, 2021a, 2021b), 对地震触发问题的研究将有望获得新的更大突破.

致谢

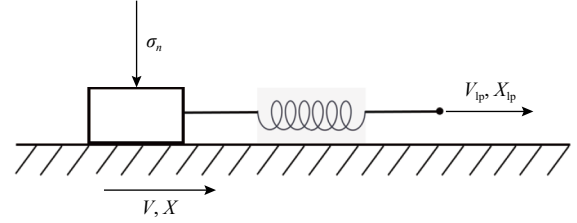
本研究受到上海佘山地球物理国家野外科学观测研究站开放基金课题 (SSKP202303)、广东省省级科技计划项目 (2024A1111120016)、高水平专项资金 (G03050K001)、陕西省重点研发计划 (2023-YBSF-237) 资助, 特此致谢.

附录

附录 A: 一维弹簧-滑块振子模型

可采用一维弹簧-滑块振子模型模拟地震的黏滑 (stick

slip) 过程. 其中, 用弹簧拉伸代表断层受到的应力加载过程, 用滑块运动代表断层的孕震滑移过程.



附图 1 一维弹簧-滑块振子模型示意

Appendix Fig. 1 Cartoon of 1D spring-slider model

用 $V_{ip}(t)$ 、 $X_{ip}(t)$ 分别表示加载端 (load point) 的速度和位移, 用 $V(t)$ 、 $X(t)$ 分别表示滑块, 即断层的滑移速度和滑移距离, 均是时间 t 的函数. 断层所受剪切应力可表示为:

$$\tau(t) = k\sigma_n [X_{ip}(t) - X(t)] \quad (A1)$$

其中, k 为有效刚度, σ_n 为有效正应力, 假定其为常数, 构造加载和扰动都仅作用于剪切方向.

当断层仅受背景构造加载时, 设其加载速度为 V_b , 则:

$$V_{ip} = V_b; X_{ip}(t) = V_b t; \tau_b(t) = k\sigma_n V_b t \quad (A2)$$

附录 B: 库仑破裂模型静态触发地震的时间提前量 Δt

库仑破裂模型假定断层孕震区域在震间完全锁定, 即 $V(t) = 0$, $X(t) = 0$. 根据应力极限破裂准则, 当 $\tau(t)$ 超过断层所能承受的最大限度 $\tau_{critical}$ 时, 破裂瞬时发生.

当断层仅受背景构造加载时, 由 (A1) 和 (A2) 式可得: $\tau(t) = \tau_b(t) = k\sigma_n V_b t$. 设背景构造发震时刻为 T_b , 则 $\tau_b(T_b) = \tau_{critical}$, 即 $k\sigma_n V_b T_b = \tau_{critical}$, 可得:

$$T_b = \frac{\tau_{critical}}{k\sigma_n V_b} \quad (B1)$$

当 τ_p 时刻向断层施加一个静态应力扰动 $\Delta\tau$ 时, 则 $\tau_p(T_p) = \tau_{critical}$, 即 $k\sigma_n V_b T_p + \Delta\tau = \tau_{critical}$, 从而得到:

$$T_p = \frac{\tau_{critical} - \Delta\tau}{k\sigma_n V_b} \quad (B2)$$

于是, 由 (B1) (B2) 两式的差值可得库仑破裂模型下静态触发地震的时间提前量 $\Delta t_{coulomb}$, 可表达为:

$$\Delta t_{coulomb} = T_b - T_p = \frac{\Delta\tau}{k\sigma_n V_b} = \frac{\Delta\tau}{\dot{\tau}_b} \quad (B3)$$

附录 C: R-S Law 的“速率极限破裂准则”

按照 R-S Law, 断层在震间并非完全锁定, 而是以极低的速度作孕震“滑移”, 在临震前, 则有一个自加速的滑移阶段. 当滑移加速到破裂极限速度或临界滑移速度 $V_{critical}$ 时, 断层失稳发震. 下面给出其数学表达.

R-S Law 的经典方程为:

$$\mu(t) = \mu_0 + a \ln \left[\frac{V(t)}{V_0} \right] + b \ln \left[\frac{\xi(t) V_0}{d_c} \right] \quad (C1)$$

式中 $\mu(t)$ 为断层的摩擦强度, 即附图 1 中滑块与平面间的摩擦系数. $V(t)$ 为断层滑移速度. μ_0 与 V_0 为一组稳态下的参考值. a 、 b 为无量纲参数. $\xi(t)$ 为状态参量, 通常认为其物理意义代表对断层的接触程度的度量, 其量纲与时间相同, 控制方程通常采用“慢度定律” (Dieterich, 1979; Ruina, 1983):

$$\frac{d\xi(t)}{dt} = 1 - \frac{V(t)\xi(t)}{d_c} \quad (C2)$$

d_c 称作“临界滑移距离” (critical slip distance), 其大小与断层面的性质相关 (Marone, 1998)。

(C1) 式可被看作断层滑移速率和状态参数这两个变量对断层摩擦系数 $\mu(t)$ 的控制方程。此外, 考虑附图 1 所示的弹簧-滑块模型, 当滑块运动处于准静态, 忽略滑块惯性, 则摩擦系数 $\mu(t)$ 可由剪切应力与正应力的比值得到:

$$\mu(t) = \frac{\tau(t)}{\sigma_n} \quad (C3)$$

将此式带入 (C1) 式, 重新整理即可得到:

$$V(t) = V_{\text{const}} \xi(t)^{-b/a} \exp[\tau(t)/\sigma_n a] \quad (C4.1)$$

其中:

$$V_{\text{const}} = \exp[-[\mu_0 - a \ln V_0 + b \ln V_0/d_c]/a] \quad (C4.2)$$

(C4.1) 式可以看作剪切应力加载 $\tau(t)$ 和状态参量 $\xi(t)$ 对断层滑移速率 $V(t)$ 的演化过程的控制方程。

考虑 R-S Law 的速率极限破裂准则, 则由:

$$V(t_{\text{eq}}) = V_{\text{critical}} \quad (C5)$$

即可求出断层失稳发震的时刻 t_{eq} 。

另外, 需强调的是, (C4.2) 式对 Gombert 等 (2000) 中的 (7) 式的符号错误做出了改正。

附录 D: 库仑破裂模型与 R-S Law 下静态触发的一阶近似性

库仑破裂准则下的静态应力扰动使发震时刻提前量的计算公式已由 (B3) 式给出, 现在考虑 R-S Law。

设无扰动情形的发震时刻为 T_b , 有扰动情形时发震时刻提前至 T_p , 则按照速率极限破裂准则, 根据附录 (C5) 式可得, T_b 时刻的断层滑移速率 $V(T_b)$ 与 T_p 时刻的断层滑移速率 $V(T_p)$ 相等, 同时等于临界滑移速率 V_{critical} , 即:

$$V(T_b) = V(T_p) = V_{\text{critical}} \quad (D1)$$

将 (D1) 式代入 (C5) 式可得:

$$\xi(T_b)^{-\frac{b}{a}} \exp\left[\frac{\tau(T_b)}{\sigma_n a}\right] = \xi_p(T_p)^{-\frac{b}{a}} \exp\left[\frac{\tau(T_p)}{\sigma_n a}\right] \quad (D2)$$

脚标 p 表示有扰动 (perturb) 的情形。重新整理得:

$$\begin{aligned} -\frac{b}{a} \ln \frac{\xi(T_b)}{\xi(T_p)} &= \frac{\tau_p(T_p) - \tau(T_b)}{\sigma_n a} = \frac{\tau(T_p) + \Delta\tau - \tau(T_b)}{\sigma_n a} \\ &= \frac{\Delta\tau}{\sigma_n a} + \frac{1}{\sigma_n a} \{k\sigma_n [V_b T_p - x_p(T_p)] - k\sigma_n [V_b T_b - x(T_b)]\} \\ &= \frac{1}{\sigma_n a} \{\Delta\tau - k\sigma_n V_b (T_b - T_p) + x(T_b) - x_p(T_p)\} \end{aligned} \quad (D3)$$

注意其中 $T_b - T_p$ 可替换为 Δt_{R-S} 。

而当 $V_{\text{critical}} \rightarrow \infty$ 时, $x(T_b) \approx x_p(T_p)$, 具体过程可参考 Gombert 等 (1998) 的证明。再结合 (B3) 式 $\Delta t_{\text{coulomb}} = \frac{\Delta\tau}{k\sigma_n V_b} = \frac{\Delta\tau}{\tau_b}$, 进一步重新整理 (D3) 式并可得:

$$\Delta t_{R-S} \approx \Delta t_{\text{coulomb}} + \frac{b\sigma_n}{\tau_b} \ln \frac{\xi(T_b)}{\xi_p(T_p)} \quad (D4)$$

可见 Δt_{R-S} 比 $\Delta t_{\text{coulomb}}$ 多了一项状态参量的贡献。若考虑一阶近似, $\xi(T_b) \approx \xi(T_p)$, 即无扰动和受扰动两种情形下发震时刻的状态参量近似相等, 则:

$$\Delta t_{R-S} \approx \Delta t_{\text{coulomb}} \quad (D5)$$

这意味着在一阶近似下, 采用库仑破裂模型模拟静态触发与采用 R-S Law 模拟静态触发的结果相当, 库仑破裂模型可看作 R-S Law 的一阶近似。

附录 E: 库仑破裂模型与 R-S Law 下静态触发的二阶差异

根据 R-S Law 速率极限破裂准则, 可将应力扰动对断层应力加载速率的影响转换为对断层在孕震期间滑移速度的影响, 进而以此可近似估计应力扰动使发震时刻提前的程度。如由附录 (C4) 式可以得到断层在静应力扰动施加的 t_p 时刻之后与之前的瞬时滑移速率之比:

$$\frac{V(t_p^+)}{V(t_p^-)} = \left[\frac{\xi(t_p^+)}{\xi(t_p^-)} \right]^{-b/a} \exp(\Delta\tau/(\sigma_n a)) \quad (E1)$$

所以:

$$\Delta \ln V = -\frac{b}{a} \ln \left[\frac{\xi(t_p^+)}{\xi(t_p^-)} \right] + \Delta\tau/(\sigma_n a) \quad (E2)$$

由于静应力扰动是瞬时增加的, 状态参量 ξ 的瞬时变化可以忽略不计, 因此:

$$\Delta \ln V = \Delta\tau/(\sigma_n a) \quad (E3)$$

这便是由静应力扰动 $\Delta\tau$ 造成断层孕震滑移速度突然增加的计算公式。

由此, 仿照库仑模型下静应力扰动 $\Delta\tau$ 使发震时刻提前的计算公式, 即附录 (B3) 式, 则可以给出 R-S Law 下的发震时刻提前量的近似估计:

$$\Delta t_{R-S} \sim \frac{\Delta \ln V}{\left. \frac{d \ln V}{dt} \right|_{t=T_p}} \quad (E4)$$

其中, 分子已由 (E3) 式给出, 接下来推导分母部分:

$$\frac{d \ln V}{dt} = \frac{1}{V} \frac{dV}{dt} = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial \tau} \frac{\partial \tau}{\partial t} + \frac{\partial V}{\partial \xi} \frac{\partial \xi}{\partial t} \right) \quad (E5)$$

式中 $V(t)$ 由附录 (C4) 式给出, 将其代入 (E5) 式可得:

$$\frac{d \ln V(t)}{dt} = \frac{1}{\sigma_n a} \frac{\partial \tau(t)}{\partial t} - \frac{b}{a \xi(t)} \frac{\partial \xi(t)}{\partial t} \quad (E6)$$

由附录 (A1) 式可得:

$$\frac{d\tau(t)}{dt} = \sigma_n k [V_b - V(t)] \quad (E7)$$

附录 (A2) 式则给出:

$$\frac{d\xi(t)}{dt} = 1 - \frac{V(t)\xi(t)}{d_c} \quad (E8)$$

现分两种情况讨论这里 (E7) 式和 (E8) 式的近似表达, 进而依此得到 (E6) 式和 (E4) 式的近似表达, 从而得到 Δt_{R-S} 。

(1) 情况一:

当 $V(t) \ll V_b$ 时, 即断层处于震间准锁定状态时, $V(t) \approx 0$, 所以 (E7) 式和 (E8) 式可约减为:

$$\frac{d\tau(t)}{dt} = \sigma_n k [V_b - V(t)] \approx \sigma_n k V_b \quad (E9)$$

$$\frac{d\xi(t)}{dt} = 1 - \frac{V(t)\xi(t)}{d_c} \approx 1 \quad (E10)$$

进而可得:

$$\xi(t) = t + \xi_{\text{init}} \quad (E11)$$

其中, ξ_{init} 表示状态参量 ξ 的初始值.

将以上三式代入 (E6) 式即可得:

$$\frac{d \ln V}{dt} = \frac{1}{\sigma_n a} \left(\sigma_n k V_b - \frac{\sigma_n b}{t + \xi_{\text{init}}} \right) = \frac{1}{\sigma_n a} \left(\dot{\tau}_b - \frac{\sigma_n b}{t + \xi_{\text{init}}} \right) \quad (\text{E12})$$

于是, 再将 (E3) 和 (E12) 式代入 (E4) 式, 则得到:

$$\Delta t_{R-S} \approx \frac{\Delta \ln V}{d \ln V / dt|_{t=t_p}} = \frac{\Delta \tau}{\dot{\tau}_b - \frac{\sigma_n b}{t_p + \xi_{\text{init}}}} > \frac{\Delta \tau}{\dot{\tau}_b} = \Delta t_{\text{coulomb}} \quad (\text{E13})$$

由此即可得到 R-S Law 下静应力扰动 $\Delta \tau$ 触震时间提前量的近似估计 Δt_{R-S} , 并可与 (B3) 式给出的库仑破裂模型下的 $\Delta t_{\text{coulomb}}$ 进行直接对比.

根据 (E13) 式, 可得出两点结论:

第一, 在震间绝大多数时间的准锁定阶段, 库仑破裂模型预测的触震时间提前量都小于 R-S Law 的预测值, 因此, 库仑破裂模型在此阶段低估了静应力扰动的触震程度.

第二, 在 R-S Law 下, 静应力扰动时刻 t_p 发生越早, 触震的时间提前量就越大; t_p 发生越晚, 触震时间提前量就越小. 然而对库仑破裂模型, 触震时间的提前量与扰动施加的时刻无关.

(2) 情况二:

当 $\frac{V(t)\xi(t)}{d_c} \gg 1$, 即断层处于临震自加速阶段时, (E8) 式可近似为:

$$\frac{d\xi(t)}{dt} = 1 - \frac{V(t)\xi(t)}{d_c} \approx -\frac{V(t)\xi(t)}{d_c} \quad (\text{E14})$$

将此式与 (E7) 式代入 (E6) 式可得:

$$\begin{aligned} \frac{d \ln V(t)}{dt} &= \frac{1}{\sigma_n a} \left[\sigma_n k V_b + \left(\frac{b}{d_c} - k \right) \sigma_n V(t) \right] \\ &= \frac{1}{\sigma_n a} \left[\dot{\tau}_b + \left(\frac{b}{d_c} - k \right) \sigma_n V(t) \right] \end{aligned} \quad (\text{E15})$$

注意此式对 Gombert 等 (2000) 推导的 (9c) 式做了订正.

将 (E3) 式与 (E15) 式代入 (E4) 式, 则可得应力扰动在这一阶段的触震时间提前量 Δt_{R-S} :

$$\Delta t_{R-S} \approx \frac{\Delta \ln V}{d \ln V / dt|_{t=t_p}} = \frac{\Delta \tau}{\dot{\tau}_b + \left(\frac{b}{d_c} - k \right) \sigma_n V(t_p)} \quad (\text{E16})$$

注意断层发震条件为 $k < k_c = \frac{b-a}{d_c}$, 因此, $k < \frac{b}{d_c}$, 即 $\frac{b}{d_c} - k > 0$. 所以可知:

$$\Delta t_{R-S} \approx \frac{\Delta \tau}{\dot{\tau}_b + \left(\frac{b}{d_c} - k \right) \sigma_n V(t_p)} < \frac{\Delta \tau}{\dot{\tau}_b} = \Delta t_{\text{coulomb}} \quad (\text{E17})$$

注意这与 (E13) 式中二者的相对大小关系恰恰相反.

此外, 当 t_p 越大时, $V(t_p)$ 也越大, 从而 Δt_{R-S} 越小; 当 t_p 越小时, Δt_{R-S} 越大. 这一关系与 (E13) 式的情形一致.

综合 (E14) 与 (E17) 式, 可得出如下结论:

第一, 与库仑破裂模型下的触震时间提前量 $\Delta t_{\text{coulomb}}$ 为不同常量, 在 R-S Law 下, 触震时间提前量与静应力扰动施加时刻有关, 当扰动施加越早, 触震时间提前量就越大. 当扰动施加时间越早, 触震时间提前量就越小. 这是由于当扰动施加越早时, 静态应力变化对断层的加载作用时间就越长, 从而对断层孕震过程的加速效果就越显著 (Gombert et al., 1998), 而库仑破裂模型并不足以分辨这一二阶差异.

第二, 库仑破裂模型预测的触震时间提前量与 R-S law 的预测值的相对大小关系, 在断层孕震过程的不同阶段,

其表现也不同. 当静应力扰动施加在震间绝大多数时间的准锁定阶段时, 库仑破裂模型的预测值 $\Delta t_{\text{coulomb}}$ 会低估触震时间提前量, 即 $\Delta t_{\text{coulomb}} < \Delta t_{R-S}$; 而当静应力扰动施加在临震前的自加速阶段时, 库仑破裂模型又高估了触震时间提前量, 即 $t_{\text{coulomb}} > \Delta t_{R-S}$.

这一点反映了断层的流变学性质, 断层流变性对断层的高速孕震过程有缓冲作用, 而对断层的低速孕震过程又有促进作用.

References

- Alfaro-Diaz R, Velasco A A, Guenaga D L. 2022. Insights from dynamically triggered and induced earthquakes in Oklahoma[J]. *Seismological Research Letters*, 94: 685-698.
- Anderson J G, Brune J N, Louie J N, et al. 1994. Seismicity in the western Great Basin apparently triggered by the Landers, California, earthquake, 28 June 1992[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84: 863-891.
- Atkinson B K. 1984. Subcritical crack growth in geological materials[J]. *Journal of Geophysical Research*, 89: 4077-4114.
- Beeler N M, Lockner D A. 2003. Why earthquakes correlate weakly with the solid Earth tides: Effects of periodic stress on the rate and probability of earthquake occurrence[J]. *Journal of Geophysical Research*, 108: 2391.
- Belardinelli M E, Bizzarri A, Cocco M. 2003. Earthquake triggering by static and dynamic stress changes[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B3): 2135.
- Blank D, Morgan J K, Caniven Y. 2021. Geometrically controlled slow slip enhanced by seismic waves: A mechanism for delayed triggering[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 554: 116695.
- Bonilla L F, Guéguen P, Ben-Zion Y. 2019. Monitoring coseismic temporal changes of shallow material during strong ground motion with interferometry and autocorrelation[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(1): 187-198.
- Brodsky E E, Sturtevant B, Kanamori H. 1998. Earthquakes, volcanoes, and rectified diffusion[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103: 23827-23838.
- Brodsky E E, Karakostas V, Kanamori H. 2000. A new observation of dynamically triggered regional seismicity: Earthquakes in Greece following the August 1999 Izmit, Turkey earthquake[J]. *Geophysical Research Letters*, 27: 2741-2744.
- Brodsky E E, Roeloffs E, Woodcock D, et al. 2003. A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 108: 2390.
- Brodsky E E, Prejean S G. 2005. New constraints on mechanisms of remotely triggered seismicity at Long Valley Caldera[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110: B04302.
- Brodsky E E. 2006. Long-range triggered earthquakes that continue after the wave train passes[J]. *Geophysical Research Letters*, 33: L15313.
- Brodsky E E, van der Elst N. 2014. The uses of dynamic earthquake triggering[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42: 317-339.

- Catalli F, Meier M-A, Wiemer S. 2013. The role of Coulomb stress changes for injection-induced seismicity: The Basel enhanced geothermal system[J]. *Geophysical Research Letters*, 40: 72-77.
- Cesca S, Dost B, Oth A. 2012. Preface to the special issue "Triggered and induced seismicity: Probabilities and discrimination"[J]. *Journal of Seismology*, 17: 1-4.
- Chen X. 2021. Tidal triggering of earthquakes[J]. *Progress in Earthquake Sciences*, 51: 145-160 (in Chinese).
- Cocco M, Rice J R. 2002. Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions[J]. *Journal of Geophysical Research*, 107: 2030.
- Cotton F, Coutant O. 1997. Dynamic stress variations due to shear faults in a plane-layered medium[J]. *Geophysical Journal International*, 128: 676-688.
- Das S, Scholz C H. 1981. Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase?[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71: 1669-1675.
- DeSalvio N D, Fan W. 2023. Ubiquitous earthquake dynamic triggering in southern California[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(6): 23.
- Dieterich J H. 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 84: 2161-2168.
- Dieterich J H. 1992. Earthquake nucleation on faults with rate-and state-dependent strength[J]. *Tectonophysics*, 211: 115-134.
- Dieterich J. 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99: 2601-2618.
- Dixit M, Bansal A R, Mangalampally R K, et al. 2022. Dynamically triggered events in a low seismically active region of Gujarat, northwest India, during the 2012 M_w 8.6 Indian Ocean earthquake[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 112: 1908-1920.
- Du W-X, Sykes L R, Shaw B E, et al. 2003. Triggered aseismic fault slip from nearby earthquakes, static or dynamic effect?[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108: 2131.
- Elkhoury J E, Brodsky E E, Agnew D C. 2006. Seismic waves increase permeability[J]. *Nature*, 441: 1135-1138.
- Ellsworth W L. 2013. Injection-induced earthquakes[J]. *Science*, 341(6142): 1225-1229.
- Eyre T S, Eaton D W, Garagash D I, et al. 2019. The role of aseismic slip in hydraulic fracturing-induced seismicity[J]. *Science Advances*, 5(8): eaav7172.
- Fan W, Shearer P M. 2016. Local near instantaneously dynamically triggered aftershocks of large earthquakes[J]. *Science*, 353: 1133-1136.
- Felzer K R, Brodsky E E. 2005. Testing the stress shadow hypothesis: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard[J]. *Journal of Geophysical Research*, 110: B05S09.
- Felzer K R, Brodsky E E. 2006. Decay of aftershock density with distance indicates triggering by dynamic stress[J]. *Nature*, 441: 735-738.
- Foulger G R, Wilson M P, Gluyas J G, et al. 2017. 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: 180-183.
- Freed A M. 2005. Earthquake triggering by static, dynamic, and post-seismic stress transfer[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33: 335-367.
- Fung M H, Be Rziņš K R, Suryanarayanan R. 2018. Physical stability and dissolution behavior of ketoconazole-organic acid coamorphous systems[J]. *Molecular Pharmaceutics*, 15(5): 1862-1869.
- Ge S M, Liu M, Lu N, et al. 2009. Did the Zipingpu Reservoir trigger the 2008 Wenchuan earthquake?[J]. *Geophysical Research Letters*, 36: L20315.
- Geller R J, Jackson D D, Kagan Y Y, Mulargia F. 1997. Earthquakes cannot be predicted[J]. *Science*, 275: 1616.
- 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: 751-764.
- Gomberg J S, Davis S D. 1996. Stress/strain changes and triggered seismicity at the Geysers, California[J]. *Journal of Geophysical Research*, 101: 733-749.
- Gomberg J S, Blanpied M L, Beeler N M. 1997. Transient triggering of near and distant earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(2): 294-309.
- Gomberg J S, Beeler N M, Blanpied M L, Bodin P. 1998. Earthquake triggering by transient and static deformations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 103: 24411-24426.
- Gomberg J S, Beeler N M, Blanpied M L. 2000. On rate-state and Coulomb failure models[J]. *Journal of Geophysical Research*, 105: 7857-7871.
- Gomberg J. 2001. The failure of earthquake failure models[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106: 16253-16263.
- Gomberg J S, Reasenberg P A, Bodin P, Harris R A. 2001. Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes[J]. *Nature*, 411: 462-466.
- Gomberg J S, Bodin P, Reasenberg P A. 2003. Observing earthquakes triggered in the near field by dynamic deformations[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93: 118-138.
- Gomberg J, Bodin P, Larson K, Dragert H. 2004. Earthquake nucleation by transient deformations caused by the $M = 7.9$ Denali, Alaska, earthquake[J]. *Nature*, 427: 621-624.
- Gomberg J, Felzer K, Brodsky E. 2006. Earthquake dynamic triggering and ground motion scaling[C]// Workshop on Statistical Seismology, 45-51.
- Gomberg J, Johnson P A. 2008. Observations and models of dynamic earthquake triggering[J]. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 123: 3271.
- Gomberg J S. 2010. Introduction to special section on phenomenology, underlying processes, and hazard implications of aseismic slip and nonvolcanic tremor[J]. *Journal of Geophysical Research*, 115: B00A00.
- Gomberg J S. 2013. Permanently enhanced dynamic triggering probabilities as evidenced by two $M \geq 7.5$ earthquakes[J]. *Geophysical Research Letters*, 40: L20315.

- search Letters, 40: 4828-4233.
- Han Z J, Xie F R, Wan Y G. 2003. Research progress on fault interaction and earthquake triggering mechanisms[J]. *Earthquake Research in China*, 67-76 (in Chinese).
- Hao P, Fu Z X, Tian Q J, et al. 2004. Strong aftershock triggering of the 1970 Tonghai $M7.7$ earthquake[J]. *Earthquake*, 38-46 (in Chinese).
- Harris R A, Simpson R W. 1992. Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake[J]. *Nature*, 360: 251-254.
- Harris R A, Simpson R W. 1996. In the shadow of 1857—the effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California[J]. *Geophysical Research Letters*, 23: 229-232.
- Harris R A, Simpson R W. 1998. Suppression of large earthquakes by stress shadows: A comparison of Coulomb and rate-and-state failure[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103: 24439-24451.
- He P, Shen Z. 2014. Rupture triggering process of the Wenchuan earthquake fault[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 57: 3308-3317 (in Chinese).
- Hearn E H, Bürgmann R, Reilinger R. 2002. Dynamics of Izmit earthquake postseismic deformation and loading of the Duzce earthquake hypocenter[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92: 172-193.
- Helmstetter A, Helmstetter A, Kagan Y Y, Jackson D D. 2004. Importance of small earthquakes for stress transfers and earthquake triggering[J]. *Journal of Geophysical Research*, 110: 1-13.
- Herman M, Furlong K. 2021. Triggering an unexpected earthquake in an uncoupled subduction zone[J]. *Science Advances*, 7: eabf7590.
- Hill D P, Reasenber P A, Michael A J, et al. 1993. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake[J]. *Science*, 260: 1617-1623.
- Hill D P, Prejean S G. 2007. Dynamic triggering[J]. *Treatise on Geophysics*, 4: 257-291.
- Hill D P. 2008. Dynamic stresses, Coulomb failure, and remote triggering[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98: 66-92.
- Hua W, Chen Z L, Li Z X, et al. 2009. Study on triggering and spatial distribution of aftershock activity of the 2008 Wenchuan $M8.0$ earthquake[J]. *Earthquake*, 29: 33-39 (in Chinese).
- Huang Y M, Ma S L. 2008. Discussion on the stress-triggered earthquake mechanism[J]. *Earthquake*, 95-102 (in Chinese).
- Huang Y M, Ma S L, Li X H. 2023. Research progress on induced seismicity due to fluid injection[J]. *China Earthquake Engineering Journal*, 45: 387-400 (in Chinese).
- 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: 112-134.
- Jackson D, Aki K, Cornell C, et al. 1996. Seismic hazards in southern California: Probable earthquakes, 1994 to 2024[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(2): 379-439.
- Jia B, Yue H, Muzli M. 2021. Absence of near-trench early triggering during the 2012 $M_w7.2$ Indian Ocean strike-slip earthquake: Evidence from one-day aftershocks[J]. *Seismological Research Letters*, 93: 719-726.
- Jia K, Zhou S Y. 2023. Review and prospect of research on fault interaction and earthquake triggering mechanisms[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 54(5): 477-497 (in Chinese).
- Jiang Z H, Chu R S, Sheng M H. 2024. Review and case analysis of dynamic triggering of shallow earthquake in the Weiyuan area, Sichuan Province[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 55(4): 399-415 (in Chinese).
- Jiang Z S, Yuan L, Huang D F, et al. 2018. Spatial-temporal evolution of slow slip movements triggered by the 2016 $M_w7.8$ Kaikoura earthquake, New Zealand[J]. *Tectonophysics*, 744: 72-81.
- Jin Y, Dyaun N, Zheng Y. 2021. Laboratory evidence of transient pressure surge in a fluid-filled fracture as a potential driver of remote dynamic earthquake triggering[J]. *The Seismic Record*, 1: 66-74.
- Johnson C W, Bürgmann R. 2016. Delayed dynamic triggering: Local seismicity leading up to three remote $M \geq 6$ aftershocks of the 11 April 2012 $M8.6$ Indian Ocean earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121: 134-151.
- Johnson P A, Jia X. 2004. Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering[J]. *Nature*, 437: 871-874.
- Kanamori H, Brodsky E E. 2004. The physics of earthquakes[J]. *Reports on Progress in Physics*, 67: 1429-1496.
- Kasahara J. 2002. Tides, earthquakes, and volcanoes[J]. *Science*, 297: 348-349.
- Katakami S, Kaneko Y, Ito Y, Araki E. 2020. Stress sensitivity of instantaneous dynamic triggering of shallow slow slip events[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125: e2019JB019178.
- Kato A, Fukuda J, Obara K. 2013. Response of seismicity to static and dynamic stress changes induced by the 2011 $M9.0$ Tohoku-Oki earthquake[J]. *Geophysical Research Letters*, 40: 3572-3578.
- Kilb D, Gomberg J S, Bodin P. 2000. Triggering of earthquake aftershocks by dynamic stresses[J]. *Nature*, 408: 570-574.
- Kilb D, Gomberg J S, Bodin P. 2002. Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4): ESE-2.
- Kilb D. 2003. A strong correlation between induced peak dynamic Coulomb stress change from the 1992 $M7.3$ Landers, California, earthquake and the hypocenter of the 1999 $M7.1$ Hector Mine, California, earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research*, 108: 2012.
- 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: 935-953.
- Klose C D. 2010. Evidence for anthropogenic surface loading as trigger mechanism of the 2008 Wenchuan earthquake[J]. *Environmental Earth Sciences*, 66: 1439-1447.
- Lei X L, Su J R, Wang Z W. 2020. Growing seismicity in the Sichuan Basin and its association with industrial activities[J]. *Science China Earth Sciences*, 50(11): 1505-1532.
- Leptokaropoulos K, Harmon N, Hicks S, et al. 2021. Tidal triggering of microseismicity at the equatorial Mid-Atlantic Ridge, inferred from the PI-LAB experiment[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126: 1-15.

- Earth, 126: e2021JB022251.
- Li C, Peng Z, Chaput J, et al. 2021. Remote triggering of icequakes at Mt. Erebus, Antarctica by large teleseismic earthquakes[J]. *Seismological Research Letters*, 92(5): 2866-2875.
- Linde A T, Sacks I S, Johnston M J S, et al. 1994. Increased pressure from rising bubbles as a mechanism for remotely triggered seismicity[J]. *Nature*, 371: 408-410.
- Liu G P, Fu Z X, Li G, Hao P. 2004. Study on the regional earthquake triggering model based on rate-and-state friction law[J]. *Earthquake*, 176-183 (in Chinese).
- Lockner D A. 1998. A generalized law for brittle deformation of westerly granite[J]. *Journal of Geophysical Research*, 103: 5107-5123.
- Long F, Du F, Ruan X, et al. 2010. Analysis of induced seismicity due to water injection in Zigong mine using the ETAS model[J]. *Earthquake Research in China*, 26: 164-171 (in Chinese).
- Lu T, Liu S, Tang C C. 2020. Near-field triggering of microearthquakes along the Longitudinal Valley fault in eastern Taiwan[J]. *Earthquake Science*, 33(5-6): 273-280.
- Marone C. 1998. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26: 643-696.
- Métivier L, de Viron O, Conrad C P, et al. 2009. Evidence of earthquake triggering by the solid earth tides[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 278: 370-375.
- Miao M, Zhu S. 2012. Study on the effectiveness of static Coulomb stress change induced by mega-thrust earthquakes in subduction zones on aftershock triggering[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 55: 2982-2993 (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: e2020AV000309.
- Pankow K L, Kilb D. 2020. Going beyond rate changes as the sole indicator for dynamic triggering of earthquakes[J]. *Scientific Reports*, 10(1): 1-12.
- Parsons T, Toda S, Stein R S, et al. 2000. Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: An interaction-based probability calculation[J]. *Science*, 288(5466): 661-665.
- Parsons T. 2002. Global Omori law decay of triggered earthquakes: Large aftershocks outside the classical aftershock zone[J]. *Journal of Geophysical Research*, 107: 2199.
- Parsons T. 2005. A hypothesis for delayed dynamic earthquake triggering[J]. *Geophysical Research Letters*, 32(4): L04302.
- Parsons T, Ji C, Kirby E. 2008. Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan Basin[J]. *Nature*, 454: 509-510.
- Peng Z, Gomberg J. 2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena[J]. *Nature Geoscience*, 3: 599-607.
- Peng Z, Shelly D R, Ellsworth W L. 2015. Delayed dynamic triggering of deep tremor along the Parkfield-Cholame section of the San Andreas Fault following the 2014 $M6.0$ South Napa earthquake[J]. *Geophysical Research Letters*, 42: 7916-7922.
- Perfettini H, Schmittbuhl J, Cochard A. 2003a. Shear and normal load perturbations on a two-dimensional continuous fault: 1. Static triggering[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9): 2408.
- Perfettini H, Schmittbuhl J, Cochard A. 2003b. Shear and normal load perturbations on a two-dimensional continuous fault: 2. Dynamic triggering[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9): 2409.
- Pezeshk S, Sedaghati F, Nazemi N. 2018. Near-source attenuation of high-frequency body waves beneath the New Madrid Seismic Zone[J]. *Journal of Seismology*, 22: 455-470.
- Pollitz F F, Johnston M J S. 2006. Direct test of static stress versus dynamic stress triggering of aftershocks[J]. *Geophysical Research Letters*, 33: L15318.
- 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. 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 $M_w7.9$ Denali fault earthquake[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6): S348-S359.
- Qin L, Ben-Zion Y, Bonilla L F, et al. 2019. Imaging and monitoring temporal changes of shallow seismic velocities at the Garner Valley Near Anza, California, following the $M7.2$ 2010 El Mayor-Cuicapa earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125: e2019JB018070.
- 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: 583-586.
- Ruina A. 1983. Slip instability and state variable friction laws[J]. *Journal of Geophysical Research*, 88: 10359-10370.
- Rybicki K, Kato T, Kasahara K. 1985. Mechanical Interaction between Neighboring Active Faults—Static and Dynamic Stress Field Induced by Faulting[M]. Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo.
- Savage H M, Marone C. 2008. Potential for earthquake triggering from transient deformations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 113: B05302.
- Scholz C H. 1998. Earthquakes and friction laws[J]. *Nature*, 391: 37-42.
- Scholz C H. 2003. Earthquakes: Good tidings[J]. *Nature*, 425: 670-671.
- Scuderi M M, Collettini C, Marone C. 2017. Frictional stability and earthquake triggering during fluid pressure stimulation of an experimental fault[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 477: 84-96.
- Shelly D R, Peng Z, Hill D P, et al. 2011. Triggered creep as a possible mechanism for delayed dynamic triggering of tremor and earthquakes[J]. *Nature Geoscience*, 4: 384-388.
- Sheng M H, Chu R S, Peng Z G, et al. 2022. Earthquakes triggered by fluid diffusion and boosted by fault reactivation in Weiyuan, China due to hydraulic fracturing[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 5: e2021JB022963.
- Shi Y. 2001. Some thoughts on the application of stress triggering and

- stress shadow concepts in earthquake prediction[J]. *Earthquake*, 1-7 (in Chinese).
- Simpson D W. 1986. Triggered earthquakes[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 21-42.
- Sirorattanakul K, Ross Z E, Khoshmanesh M, et al. 2022. The 2020 Westmorland, California earthquake swarm as aftershocks of a slow slip event sustained by fluid flow[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127: e2022JB024693.
- Smith S W, Lindt W. 1969. Strain adjustments associated with earthquakes in southern California[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59: 1569-1589.
- Steady S, Gomberg J S, Cocco M. 2005. Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard[J]. *Journal of Geophysical Research*, 110: B05S01.
- Stein R S, King G C P, 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: 1328-1332.
- Stein R S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence[J]. *Nature*, 402: 605-609.
- Stein R S. 2003. Earthquake conversations[J]. *Scientific American*, 288(1): 72-79.
- Sturtevant B, Kanamori H, Brodsky E E. 1996. Seismic triggering by rectified diffusion in geothermal systems[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101: 25269-25282.
- Tan Y, Hu J, Zhang H, et al. 2020. Hydraulic fracturing induced seismicity in the southern Sichuan Basin due to fluid diffusion inferred from seismic and injection data analysis[J]. *Geophysical Research Letters*, 47(4): 2019GL084885.
- Tao W, Masterlark T, Shen Z K, Ronchin E. 2015. Impoundment of the Zipingpu reservoir and triggering of the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake, China[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120: 7033-7047.
- Thomas A M, Bürgmann R, Shelly D R, et al. 2012. Tidal triggering of low-frequency earthquakes near Parkfield, California: Implications for fault mechanics within the brittle-ductile transition[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117: B05301.
- Toda S, Stein R S, Reasenberg P A, et al. 1998. Stress transferred by the 1995 M_w = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities[J]. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10): 24543.
- Toda S, Enescu B. 2011. Rate/state Coulomb stress transfer model for the CSEP Japan seismicity forecast[J]. *Earth, Planets and Space*, 63: 171-185.
- Toda S, Stein R S, Beroza G C, Marsan D. 2012. Aftershocks halted by static stress shadows[J]. *Nature Geoscience*, 5: 410-413.
- 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: 2221-2229.
- van der Elst N J, Brodsky E E. 2010. Connecting near-field and far-field earthquake triggering to dynamic strain[J]. *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-21.
- van der Elst N J, Savage H M, Keranen K M, Abers G A. 2013. Enhanced remote earthquake triggering at fluid-injection sites in the midwestern United States[J]. *Science*, 341: 164-167.
- Velasco A A, Hernandez S, Parsons T, Pankow K. 2008. Global ubiquity of dynamic earthquake triggering[J]. *Nature Geoscience*, 1: 375-379.
- Voisin C, Campillo M, Ionescu I R, et al. 2000. Dynamic versus static stress triggering and friction parameters: Inferences from the November 23, 1980, Irpinia earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105: 21647-21659.
- Wan Y G, Wu Z L, Zhou G W, Huang J. 2000. The "stress triggering" problem among different rupture events in several complex earthquakes[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 568-576 (in Chinese).
- Wan Y G, Wu Z L, Zhou G W, et al. 2002a. Research on earthquake stress triggering[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 533-551 (in Chinese).
- Wan Y G, Wu Z L, Zhou G W, et al. 2002b. Global testing of the earthquake static stress triggering model[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 24: 302-316 (in Chinese).
- Wan Y G, Shen Z K, Zeng Y H, et al. 2008. Viscoelastic mechanical model study on stress triggering of the Tangshan earthquake sequence[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 30: 581-593 (in Chinese).
- Wan Y G, Shen Z K. 2010. Static Coulomb stress changes on faults caused by the 2008 M_w 7.9 Wenchuan, China earthquake[J]. *Tectonophysics*, 491: 105-118.
- Wang B, Harrington R M, Liu Y, et al. 2019. Remote dynamic triggering of earthquakes in three unconventional Canadian hydrocarbon regions based on a multiple-station matched-filter approach[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109: 372-386.
- 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 R, Yang D, Chen Y, et al. 2023. Lighting up a 1 km fault near a hydraulic fracturing well using a machine learning-based picker[J]. *Seismological Research Letters*, 94(4): 1836-1847.
- Wang X T, Li Z W, Bao F, Wang X. 2016. Research progress on induced seismicity due to high-pressure water injection in deep underground engineering[J]. *Progress in Geophysics*, 31: 482-490 (in Chinese).
- Wang Y Z, Shen Z K. 2007. History and current status of research on slow slip, associated pulsations, and slow earthquakes[J]. *Earthquake Research in China*, 23: 1-9 (in Chinese).
- Wang Y Z, 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: 52-59.
- Wang Y Z, Wang M, An Y F. 2015. Coulomb stress changes on the Xi-anhuihe Fault Zone due to the Wenchuan, Lushan, and Kangding earthquakes and their implications for seismic hazard[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 35: 567-570 (in Chinese).
- Weng H, Ampuero J P. 2022. Integrated rupture mechanics for slow slip events and earthquakes[J]. *Nature Communications*, 13: 7327.
- Wu Z L, Wang L, Che S, et al. 2021a. China seismic experimental site:

- Understanding and practice[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 52: 348-352 (in Chinese).
- Wu Z L, Wang L, Li L, et al. 2021b. China seismic experimental site: Earthquake prediction and system design[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 52: 679-683 (in Chinese).
- Xie C D, Wu X P, Zhu Y Q. 2009. Remote dynamic stress triggering of Yunnan seismic activity by large earthquake seismic waves[J]. *Journal of Seismological Research*, 32: 357-365 (in Chinese).
- Xie C D, Zhu Y Q, Lei X, et al. 2010. Spatial distribution of stress changes induced by the $M_S 8.0$ Wenchuan earthquake and its impact on seismic activity[J]. *Science China: Earth Sciences*, 40: 688-698 (in Chinese).
- Xie C D, Wu X P, Lei X L, et al. 2013. Long-period tides and global earthquake energy release[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 56: 3425-3433 (in Chinese).
- 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: 216-225.
- Xu C J, Wang J J, Xiong W. 2018. Review and prospect of earthquake stress triggering[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 43: 2085-2092 (in Chinese).
- Yamashina K. 1978. Induced earthquakes in the Izu peninsula by the Izu-Hanto-Oki earthquake of 1974, Japan[J]. *Tectonophysics*, 51: 139-154.
- Yan L, Sun Y, Li M, et al. 2023. Slow slip events associated with seismic activity in the Hikurangi subduction zone, New Zealand, from 2019 to 2022[J]. *Remote Sensing*, 15(19): 4767.
- Yan R Y, Chen X D, Sun H P, et al. 2022. A review of tidal triggering of global earthquakes[J]. *Geodesy and Geodynamics*, 1: 35-42.
- Yang J Q, Li Y X, Yun N D, et al. 2021. Dynamic earthquake triggering in the north of Xiaojiang fault zone, Yunnan[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 64(9): 3207-3219 (in Chinese).
- Yang Y, Yang H, Zi J. 2023. Stress transfer outpaces injection-induced aseismic slip and triggers seismicity[J]. *Scientific Reports*, 13: 16626.
- 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.
- Zhang B, Yang X H, Lu Y Z. 2008. Research progress on dynamic stress triggering of earthquakes[J]. *Northwestern Seismological Journal*, 30: 298-303 (in Chinese).
- Zhang C J, Shi Y L, Ma L. 2005. Some issues in the study of slow earthquakes[J]. *Journal of University of Chinese Academy of Sciences*, 22(003): 258-269 (in Chinese).
- Zhang J, Kuang W, Zhang X, et al. 2021. Global induced seismicity due to oil and gas extraction: research status and countermeasures[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 52: 239-265 (in Chinese).
- Zhang K H, Dong P, Xu R, et al. 2023. Experimental study on the impact of dynamic triggering on the sub-instability process of faults[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 66: 4973-4986 (in Chinese).
- Zheng Y. 2018. Transient pressure surge in a fluid-filled fracture[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108: 1481-1488.
- Zhu A L, Xie C D, Xu X W, et al. 2010. Recent seismic activity around the Ordos block and its relationship with stress triggering by the Wenchuan earthquake[J]. *Geosciences Frontiers*, 17: 206-214 (in Chinese).
- Ziv A. 2003. Foreshocks, aftershocks, and remote triggering in quasi-static fault models[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B10): 2498.

附中文参考文献

- 陈学忠. 2021. 地震潮汐触发[J]. *地震科学进展*, 51: 145-160.
- 韩竹军, 谢富仁, 万永革. 2003. 断层间相互作用与地震触发机制的研究进展[J]. *中国地震*, 67-76.
- 郝平, 傅征祥, 田勤俭, 等. 2004. 1970年通海 7.7 级大地震强余震触发[J]. *地震*, 38-46.
- 贺鹏超, 沈正康. 2014. 汶川地震发震断层破裂触发过程[J]. *地球物理学报*, 57: 3308-3317.
- 华卫, 陈章立, 李志雄, 等. 2009. 汶川 8.0 级地震触发与余震活动空间分布研究[J]. *地震*, 29: 33-39.
- 黄元敏, 马胜利. 2008. 关于应力触发地震机理的讨论[J]. *地震*, 95-102.
- 黄元敏, 马胜利, 李晓慧. 2023. 注水诱发地震的研究进展[J]. *地震工程学报*, 45: 387-400.
- 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[J]. *地球与行星物理论评(中英文)*, 54(5): 477-497.
- 江子豪, 储日升, 盛敏汉. 2024. 浅源地震动态触发综述及四川威远地区案例分析[J]. *地球与行星物理论评(中英文)*, 55(4): 399-415.
- 雷兴林, 苏金蓉, 王志伟. 2020. 四川盆地南部持续增长的地震活动及其与工业注水活动的关联[J]. *中国科学: 地球科学*, 50(11): 1505-1532.
- 刘桂萍, 傅征祥, 李钢, 郝平. 2004. 摩擦状态速率依从的区域地震触发模型研究[J]. *地震*, 176-183.
- 龙锋, 杜方, 阮祥, 等. 2010. 用 ETAS 模型分析自贡矿井注水触发地震[J]. *中国地震*, 26: 164-171.
- 缪森, 朱守彪. 2012. 俯冲带上特大地震静态库仑应力变化对后续余震触发效果的研究[J]. *地球物理学报*, 55: 2982-2993.
- 石耀霖. 2001. 关于应力触发和应力影概念在地震预报中应用的一些思考[J]. *地震*, 1-7.
- 万永革, 吴忠良, 周公威, 黄静. 2000. 几次复杂地震中不同破裂事件之间的“应力触发”问题[J]. *地震学报*, 568-576.
- 万永革, 吴忠良, 周公威, 等. 2002a. 地震应力触发研究[J]. *地震学报*, 533-551.
- 万永革, 吴忠良, 周公威, 等. 2002b. 地震静态应力触发模型的全球检验[J]. *地震学报*, 24: 302-316.
- 万永革, 沈正康, 曾跃华, 等. 2008. 唐山地震序列应力触发的粘弹性力学模型研究[J]. *地震学报*, 30: 581-593.
- 王向腾, 李志伟, 包丰, 王鑫. 2016. 深地下工程高压注水诱发地震研究进展[J]. *地球物理学进展*, 31: 482-490.
- 王阎昭, 沈正康. 2007. 慢滑移及相关脉动和慢地震研究的历史和现状[J]. *中国地震*, 23: 1-9.

- 王阎昭, 王敏, 安艳芬. 2015. 汶川、芦山和康定地震造成的鲜水河断裂带库仑应力变化及对地震危险性的影响[J]. [大地测量与地球动力学](#), 35: 567-570.
- 吴忠良, 王龙, 车时, 等. 2021a. 中国地震科学实验场: 认识与实践[J]. [地球与行星物理论评](#), 52: 348-352.
- 吴忠良, 王龙, 李丽, 等. 2021b. 中国地震科学实验场: 地震预测与系统设计[J]. [地球与行星物理论评](#), 52: 679-683.
- 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: 357-365.
- 解朝娣, 朱元清, Lei X, 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: 688-698.
- 解朝娣, 吴小平, 雷兴林, 等. 2013. 长周期潮汐与全球地震能量释放[J]. [地球物理学报](#), 56: 3425-3433.
- 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: 2085-2092.
- 杨晶琼, 李月芯, 运乃丹, 等. 2021. 云南小江断裂带北段动态触发现象研究[J]. [地球物理学报](#), 64(9): 3207-3219.
- 张彬, 杨选辉, 陆远忠. 2008. 地震动态应力触发研究进展[J]. [西北地震学报](#), 30: 298-303.
- 张晁军, 石耀霖, 马丽. 2005. 慢地震研究中的一些问题[J]. [中国科学院研究生院学报](#), 22(003): 258-269.
- 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]. [地球与行星物理论评](#), 52: 239-265.
- 张康华, 董鹏, 徐冉, 等. 2023. 动态触发对断层亚失稳过程影响的实验研究[J]. [地球物理学报](#), 66: 4973-4986.
- 朱艾澜, 解朝娣, 徐锡伟, 等. 2010. 鄂尔多斯块体周缘地区近期地震活动性与汶川地震应力触发作用的关系[J]. [地学前缘](#), 17: 206-214.