

引文格式:许才军,贺克锋.地震周期形变的大地测量研究进展和展望[J].武汉大学学报(信息科学版),2023,48(11):1736-1755.DOI:10.13203/j.whugis20230304



Citation: XU Caijun, HE Kefeng. Advancements in Earthquake Cycle Deformation Research Based on Geodetic Observations[J]. Geomatics and Information Science of Wuhan University, 2023, 48(11):1736-1755.DOI:10.13203/j.whugis20230304

地震周期形变的大地测量研究进展和展望

许才军^{1,2,3} 贺克峰¹

1 武汉大学测绘学院,湖北 武汉,430079

2 武汉大学地球空间环境与大地测量教育部重点实验室,湖北 武汉,430079

3 武汉大学自然资源部地球物理大地测量重点实验室,湖北 武汉,430079

摘要:解析地震周期各阶段(震间、同震和震后)形变响应模型是研究地震从孕育、成核、破裂到震后调整整个过程动力学机制和探究区域壳幔流变属性的基础,在地震预测预报、防震减灾和危险性评定等方面发挥着重要作用。首先针对地震的震间形变、同震形变和震后形变的研究现状及进展进行了综述分析,指出了地震形变主流研究方法和模型的特点、不足和使用范围;然后讨论分析了地震周期形变模拟方法在现今数据快速积累情况下的机遇与挑战;最后对地震周期形变研究未来发展方向进行了展望。

关键词:震间形变;同震形变;震后形变;周期形变模拟;展望

中图分类号:P315

文献标识码:A

收稿日期:2023-09-03

DOI:10.13203/j.whugis20230304

文章编号:1671-8860(2023)11-1736-20

Advancements in Earthquake Cycle Deformation Research Based on Geodetic Observations

XU Caijun^{1,2,3} HE Kefeng¹

1 School of Geodesy and Geomatics, Wuhan University, Wuhan 430079, China

2 Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy, Ministry of Education, Wuhan University, Wuhan 430079, China

3 Key Laboratory of Geophysical Geodesy, Ministry of Natural Resources, Wuhan University, Wuhan 430079, China

Abstract: The deformation response models of earthquake cycle play a crucial role in studying the entire dynamic process of earthquakes, from inception, nucleation and rupture, to postseismic adjustments, as well as in exploring the rheological properties of Earth's crust and mantle. They have significant implications in earthquake prediction, forecasting, seismic hazard mitigation and risk assessment. First, this paper introduces the characteristics of deformation during the interseismic phase of the earthquake cycle. It categorizes and summarizes the corresponding models from the perspectives of dimensionality and elastic-visco-elastic models, and it elaborates on the characteristics, limitations and historical evolution of simulation methods for coseismic deformation, with a particular focus on mainstream approaches for determining the geometry of coseismic faults and selecting smoothing schemes. Then, this paper discusses the spatiotemporal evolution features of postseismic deformation, and categorizes them according to deformation mechanisms, including poroelastic rebound, viscoelastic relaxation and postseismic afterslip. It also outlines the characteristics and limitations of simulation methods for deformation phenomena and provides a classification summary of current mainstream postseismic combined models. Furthermore, this paper explores the opportunities and challenges faced by earthquake cycle deformation simulation methods in the rapidly accumulating data environment. It emphasizes the importance of three-dimensional viscoelastic models, considering the viscoelastic relaxation effects of Earth's crust and mantle. Finally, this paper offers prospects for

基金项目:国家自然基金创新群体项目(41721003);国家自然科学基金重点项目(42130101)。

第一作者:许才军,博士,教授,主要从事卫星大地测量学、地震大地测量学等领域的教学科研工作。cjxu@whu.edu.cn

通讯作者:贺克峰,博士,博士后。kefenghe@whu.edu.cn

future research directions, including single-fault earthquake cycle deformation simulation, postseismic mechanisms, dynamic modeling and interpretation of possible earthquake cycle deformation phenomena.

Key words: interseismic deformation; coseismic deformation; postseismic deformation; earthquake cycle deformation simulation; prospective outlook

地震周期(也称地震轮回)是指断层面上位移、应变和应力积累与释放的周期性现象。一般可以将地震周期划分为震间、震前、同震和震后4个阶段,反映了一次地震的孕育、发生和结束的整个演化过程,而不同活动阶段的变形特征则反映出断层不同的应力状态和力学性质。在震间阶段,应变累积平稳而缓慢,经历时间长,断层两侧呈现连续的变形,造成板间及板内断层面上的应力集中,当其突破临界状态时将造成地震断层的快速错动、蠕滑和无震滑动;在震前阶段,应变累积速度加快,但经历的时间不长,通常难以观测到异常的地表形变;在同震阶段,应变累积达到极限,介质破裂,应变能突然发生释放,断层两侧发生位错,导致周围地壳产生永久形变,同时伴随地震波的快速震荡,导致地壳介质应力状态的瞬态变化;在震后阶段,释放剩余的应变能,通过上地壳与具有黏弹性松弛性质的下地壳及上地幔间的应力耦合、断层面上的震后余滑和地壳孔隙介质的孔隙弹性回弹作用等产生地表形变,然后逐渐恢复并开始进入下一个地震周期的震间应变积累阶段,经过大量的地震周期后,地表总位移量等于块体边界在这段时间的总位移。

文献[1]首次利用合成孔径雷达干涉测量(interferometric synthetic aperture radar, InSAR)技术恢复了1992年Landers地震的同震形变场,文献[2]首次利用现代InSAR技术获得第一幅震间形变结果,此后大量的现代大地测量观测为广泛的时空尺度上的断层运动提供了越来越详细的见解^[3-4],从快速的地震破裂到较慢的震后余滑和复杂的震间行为,包括缓慢的加速滑动和震颤^[5]。此外,实验室实验和理论发展^[6]也为理解整个地震周期提供了越来越详细的物理基础。然而,能够捕捉到广泛观测结果的模型仍处于不断发展的阶段。

总的来说,目前地震周期形变研究趋向于向长时间覆盖、多数据融合和多学科交叉的方向发展,模型趋向于向多阶段或多机制耦合的方向发展^[7](图1)。文献[8]主要介绍黏弹地球地震变形理论的现状和进展,而对相应理论的实际应用部分未做过多讨论;文献[9]概要介绍了地震周期各阶段的研究趋势,而对地震周期形变研究现状及各阶段形变模拟方法未做过多讨论。已有的研究均表明现今处在一个数据快速累积的阶段^[10],但由于数据处理方法、模型反演策略的差

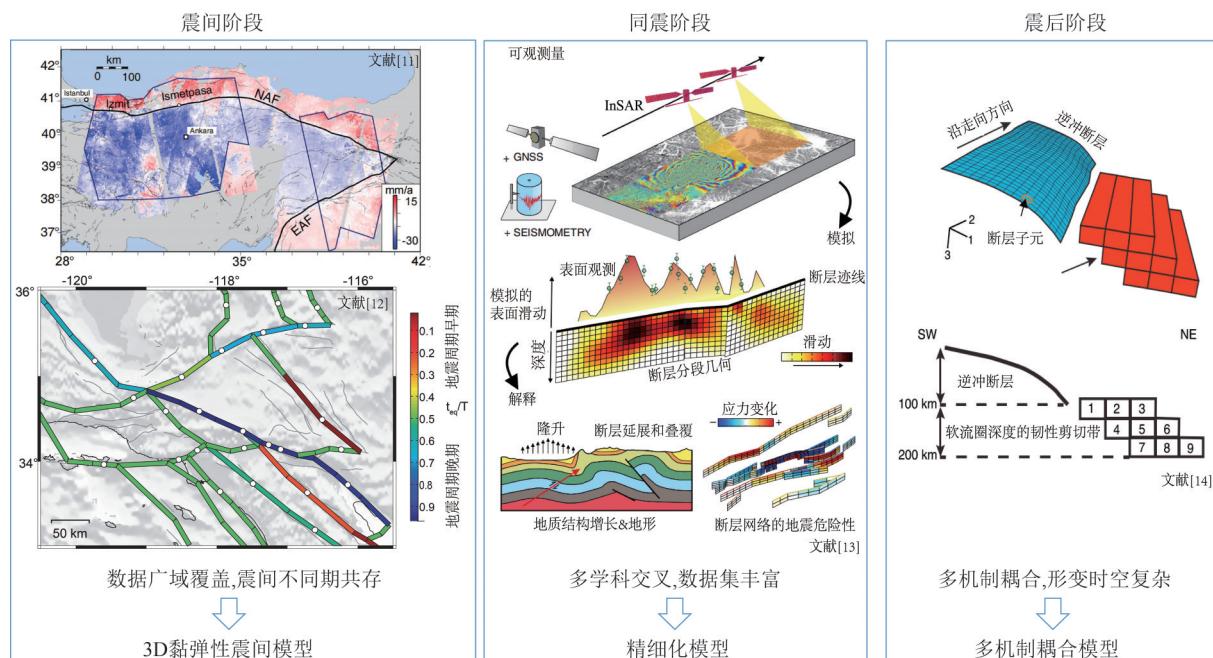


图 1 地震周期各阶段形变模拟发展方向^[11-14]

Fig. 1 Development Direction of Deformation Simulation in Each Phase of Earthquake Cycle^[11-14]

异,致使人们仍然不能得到一个较为一致的、可信的稳定结果。因此,本文力求完整系统地介绍地震周期形变各阶段形变机制的特点和研究现状、进展及发展趋势,探讨地震周期形变模拟方法在现今数据快速积累情况下的机遇与挑战,并对进一步的研究内容进行展望。

1 地震周期形变研究现状及进展

地震是对地球岩石圈板块或块体之间的相对运动的弹性响应。地震震前形变则指孕震过程中的震前地壳形变,由于只在少数情况下被观测到,这种震前阶段是否存在仍存在争议,因此,本文主要关注地震周期的震间、同震和震后阶段形变。地震周期形变也就特指地震的震间形变、同震形变和震后形变。

需要特别说明的是,本文讨论的地震周期各阶段形变模拟方法的优势均是建立在数据有足够覆盖的情况下,人们不能独立于数据之外讨论各种模拟方法的特征和优势,没有绝对优势的模拟方法,无论何种方法其最终目的是为了最大限度地体现或描绘数据本身所涵盖的信息特征。复杂的方法虽然物理模型更加准确,但在数据有限的情况下,其引入的自由度可能让模型变得更加欠定和不确定,从而难以从数据中恢复出模型的基本特征;相反,简单模型由于忽略了高阶信息的影响,在数据有限的情况下,可能更能恢复模型一阶特征。

1.1 震间形变

震间形变即两次“特征”地震之间长时间尺度内伴随断层上应变缓慢积累而产生的稳态形变,它被认为反映了断层两侧地块在深度上相对稳定的运动,其通常可由地质和大地测量手段推定。文献[15]首次提出弹性螺旋位错模型,并将其用于模拟走滑断层的震间变形。在这一模型中,断层被视为弹性半空间中预埋的、无限长的螺旋位错,不考虑断层介质的横向差异。在震间阶段,在断层闭锁深度 d 之下,断层以平行于断层面的速率 S 自由运动,而断层表面与深度 d 之间由于摩擦闭锁,不断累积应变。该过程可以表达为地表观测形变速率 v 和距离断层垂直距离 x 的函数,计算式如下:

$$v(x) = \frac{S}{\pi} \arctan\left(\frac{x}{d}\right) \quad (1)$$

文献[16]通过汇编 78 个内陆地震的 187 个震间闭锁深度估计结果,发现不同断层带具有相

似的闭锁深度特征,显示一个平均 14 km 深、标准差 7 km 深的特征。此后,考虑断层在震间期断层浅部可能不完全处在闭锁状态,而有部分蠕滑段存在,基于该模型的一系列演化模型被提出和应用。如文献[17]给出的顾及存在出露至地表的蠕滑段的螺旋位错模型公式如下:

$$v(x) = -\frac{S}{\pi} \arctan\left(\frac{x}{d_1}\right) + C \left[\frac{1}{\pi} \arctan\left(\frac{x}{d_2}\right) - H(x) \right] + a \quad (2)$$

式中, d_1 是闭锁深度;地表至 d_2 之间是速率 C 滑动的浅部蠕滑,浅部蠕滑被模拟作为整个断面上的滑动 $H(x)$ 和深度在 d_2 处的反方向滑动之和; a 为模型和观测值之间的偏差常量。此外,文献[18]通过添加一个深度变量 d_3 ,与用来表征断层倾角的 3 个偏移量 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 一起,将式(2)进一步泛化为考虑断层非垂直或位置存在偏差和蠕滑段未出露地表的情况(图 2),对应公式为:

$$v(x) = -\frac{S}{\pi} \arctan\left(\frac{x - \xi_1}{d_1}\right) + C \left(\arctan\left(\frac{x - \xi_2}{d_2}\right) - \arctan\left(\frac{x - \xi_3}{d_3}\right) \right) + a \quad (3)$$

$$\xi_i = \frac{d_i}{\tan\theta_i}, i = 1, 2, 3 \quad (4)$$

式中, $\theta_1, \theta_2, \theta_3$ 分别是在整个上地壳的断层、浅部无震滑动层和最上表面的平均倾角。注意,在反演中,由于倾角设置对结果的影响不明显,因此这 3 个倾角通常被设置为同一个值。由于 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 的引入主要是为了调和最大速度梯度和断层表面迹线之间的偏差,因此也可以表征为迹线偏差。注意,式(2)实际上对应于式(3)中 $d_3 \rightarrow 0$ 的情况。此外,式(3)等号右边第二项完全可以用来描述地震周期的不同阶段的跨断层地表速率模式:

- 1) 当 $C = -S, d_3 \rightarrow d, d_2 \rightarrow +\infty$ 时,该项等效于式(1);
- 2) 当 $C = -S, d_3 \rightarrow 0, d_2 \rightarrow +\infty$ 时,该项等效于纯构造加载(即此时断层处于完全自由滑动的状态);
- 3) 当 $C = -S, d_3 \rightarrow 0, d_2 \rightarrow d$ 时,该项等效于破裂到地表的均匀同震滑动,即 $\frac{S}{\pi} \arctan\left(\frac{d}{x}\right)$ 。

虽然简单的基于弹性模型假设的螺旋位错可以一定程度拟合观测速率的快照,但这种假设不能完全表征真实地球由于软流圈调整导致的

震间速率变化^[19]。因此,文献[20-21]给出了考虑软流圈重新调整的无限长走滑断层黏弹性地震周期模型的解析解(后称Savage模型),该模型由一个黏性软流圈基底和一个位于弹性板块(岩石圈)的螺旋位错组成(图3(a))。注意,只有当闭锁深度 D 和弹性层厚度 H 相当时,软流圈的黏弹性效应对地表变形影响才比较显著,相反,当 D 远小于 H 时,这种效应不明显,该模型便可以退化为一个弹性模型。

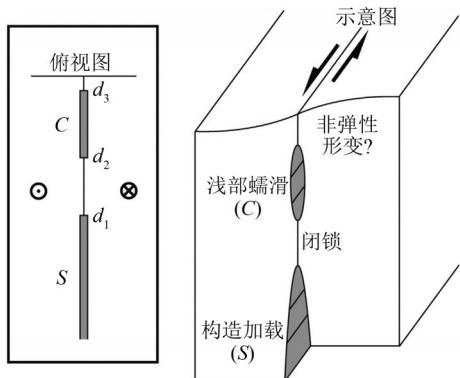


图 2 走滑断层泛化螺旋位错示意图^[18]

Fig. 2 Schematic Diagram of Generalized Screw Dislocations of Strike-Slip Faults^[18]

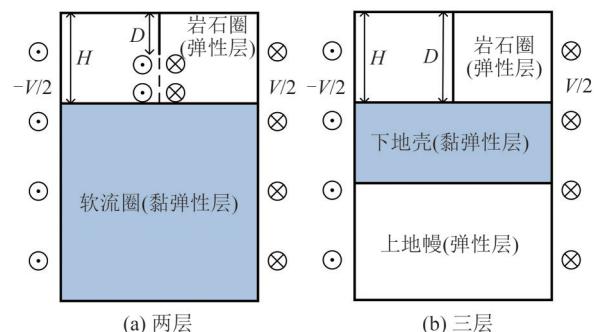


图 3 两层^[21]和三层^[22]黏弹性震间模型几何对照图

Fig. 3 Geometric Comparison of Viscoelastic Seismic Models Between Two Layers^[21] and Three Layers^[22]

以上2D黏弹性模型假定在弹性层之下为无限半空间的黏弹性层,而这通常与实际情况不符,因为地幔与地壳由于温度、压强、含水条件和材料等属性的差异而通常具有不同的黏性条件。因此,区别于Savage模型,文献[22]给出了一个三层黏弹性模型(后称DeVries模型)的方案,其中该模型假设一个黏性层位于两个弹性层之间,其中深部弹性层为一个无限半空间(图3(b))。

在2D模型之外,3D模型也可以分为弹性模型和黏弹性模型两类。文献[23]通过假设断层两侧的活动块体同时存在平移和块体旋转(刚性运动),以及断层闭锁导致的滑动亏损,研究了

California地区的块体运动。此后,3D弹性震间形变模型得以不断修正,如文献[24-25]用欧拉矢量来更准确地表达震间弹性模型的刚性运动部分;文献[26]在刚性运动和弹性负位错之外,进一步引入块体内部均匀应变到模型中,以修正由于块体内部应变导致的模型偏差。此外,弹性负位错的模拟依赖于断层几何的准确性,为了更好地表征断层的复杂性,避免断层之间存在重叠和间断,文献[27]引入了三角位错来模拟断层负位错。相较于2D模型,3D模型可以顾及断层的走向变化、块体内部应变和地球横向和纵向的不均匀性,因此3D弹性模型已经具有相对广泛的应用^[28-32]。笔者列出3个具有代表性的3D弹性震间模型计算软件,分别是基于Fortran编写的TDEFNODE、基于Matlab的Block和基于Python的Celeri,其中前两个已被广泛使用,后一个由于其简洁、易用、高效和可交互的特点,相信未来也会被广泛应用于震间速率模拟研究。

在震间阶段,目前常用的方法仍以二维螺旋位错、刃形位错和三维弹性负位错反演为主,这些方法由于在研究过程中忽略了黏弹性松弛和其他因素的影响,因此可能导致模型解不准确,从而高估震间早期或低估地震晚期断层长期滑动速率^[12, 19]。而顾及黏弹性松弛影响的模型^[33-35],由于其自身的复杂度和难操作性,目前还没有学者公开相应的程序,因此尚未获得普遍应用。随着观测技术的发展,震间观测资料变得日渐丰富,上千千米的断层得以有完整的观测覆盖^[11, 18, 36-39]。但是由于断层不同段的破裂历史不同,使用传统2D/3D弹性模型来模拟整个断层而忽略黏弹性的影响可能导致不同断层段的速率被高估(震间早期)或低估(震间晚期),因此不能获得一幅可信的沿整个断层走向变化的震间滑动速率分布图,使进一步分析断层分段、几何和跨断层应力分布等因素对断层滑动速率及地震破裂分段和地震危险性影响的研究无法可信地展开。

1.2 同震形变

地震同震破裂是块体/板块接触面在地震周期的震间阶段累积了超过其屈服强度的剪应力后,接触面(破裂面)相互错动,应力快速释放的过程。累积应变的释放导致断裂两侧的地表形成永久形变。20世纪90年代初,全球定位系统(global positioning system, GPS)被首先用于California Loma Prieta地震和Superstition Hills地震

同震形变观测^[40],随后文献[1]为 Landers 地震绘制了第一张 InSAR 同震地表形变图。自此之后,通过直观的大地测量同震形变观测反演地震断层几何和滑动分布的技术得以不断发展和成熟。

内陆地震破裂通常发生在(14±5)km 的浅层,与由震间形变的大地测量观测得出的弹性层厚度(14±7)km 一致^[16]。在此深度范围,相比于地震波形记录,大地测量观测数据可以更加直观地反映地震造成的地表三维形变特征,捕捉更近场的地震信号,描绘更精细的断层破裂迹线,建立表面变形和断层破裂的直接映射关系,以反演更加精细的断层结构和滑动分布特征。随着 GPS、InSAR、海啸等数据的不断丰富,复杂同震破裂的捕捉能力随之提高,导致同震破裂模型的精度要求也越来越高。同震解析模型按照位错单元几何通常可以被分为两类:一类以矩形位错单元为基础,其中,文献[41]整理了前人研究,给出了均匀半无限空间下位错模型完整和简洁的计算公式;文献[42]进一步给出了层状地球模型下位错模型的计算公式,同时提供了相应的代码实现,该代码目前被广泛用于同震和震后模拟研究中。另一类以三角位错单元为基础,其中,文献[43]和文献[44]分别首次给出了全空间和平空间下的角位错解析解;文献[45]将文献[46]给出的边界元公式拓展到多边形,并给出了三角位错的边界元实现代码 Poly3D;文献[47]通过一致三角顶点排序下的角位错叠加方案,给出了均匀半空间三角位错模型的计算公式和 Matlab 实现,使得三角位错构建更加透明和易用,自此同震模拟中三角位错的应用变得愈发广泛;文献[48]进一步优化计算中的奇异问题,给出了既不需要数值近似也不需要级数展开的理论公式和 Matlab 实现,Ben Thompson 以此为基础,给出了经图形处理器(graphics processing unit, GPU)加速和优化的 Python 版实现代码 cutde,使得基于三角位错反演同震滑动分布的计算效率得以明显提升,可达每秒计算数百万个三角元的速度。区别于矩形元,三角元由于其内在的灵活性,可以有效构建复杂断层几何,同时避免各几何分段人为导致的重叠或间断,如 2016 年同时破裂壳内和俯冲界面数十段的 Kaikoura 地震,2019 年破裂近 90° 共轭断裂的 Ridgecrest 地震序列和 2021 年破裂多段倾向沿走向变化断层的 Madou 地震等,由于其破裂的几何复杂性,可以被三角位错单元有效表达,却难以被矩形单元有效参数化而不导致几何

重叠或间断^[49-51]。此外,文献[52]建立了考虑地球曲率的球形地球模型地震位错理论体系,完成了平面半空间位错理论向球体位错理论的转变^[53]。

同震断层几何是同震反演中的关键信息,不同类型和大小的地震导致的断层几何差异明显,其中破裂是否出露地表导致了两种典型的模型构建方式。对于破裂未出露地表或没有清晰的破裂迹线可以描绘的情况,断层几何的构建通常以地震结果作为参考,利用大地测量数据进一步做非线性反演以获得断层几何信息,然后通过变倾角进行滑动分布反演,以最终确定断层几何和同震分布滑动。此外,余震、地形和已有的断裂带探查资料可以进一步辅助断层几何的判定^[54]。而对于破裂出露地表的地震,通常先通过现场勘查和/或 InSAR、光学影像等资料确定断层破裂迹线,然后可以按以下几种方法确定断层初步或最终几何:(1)将断层倾角作为变量和滑动分布一起进行迭代反演,该方法首先依据走向变化、破裂阶区等特征将断层简化为倾角为常数的多段几何,然后依次确定各断层段倾角,该方法难以排除各段之间的相互影响,但由于实现相对简单被广泛采用;(2)依据余震沿深度剖面分段确定断层倾角^[55](图 4),该方法可以最大限度利用大地测量和地震学先验信息,并可能最大限度保留断层几何沿走向和倾向上变化的连续性和细节特征,从而有利于从动力学角度验证断层几何和滑动分布之间的依赖关系;(3)联合地表破裂迹线和余震深部集中拟合曲线确定非面断层几何,该方法特点与方法(2)相似,主要针对重定位余震在深部集中,难以描绘沿深度剖面几何的情况;(4)依据跨断层水平和/或垂直形变剖面峰值比确定断层倾角^[56],该方法需要断层近场有高精度且相对完整的数据覆盖;(5)利用高分辨率地形数据确定断层倾角^[57],该方法主要针对地震破裂至区域有明显地形起伏的地表,且有高精度地形数据的情况。注意,上述几种确定断层几何,特别是断层倾角的方法,可以根据需求和精度要求交互使用以确定最终断层几何。除上述主要依赖多学科先验信息确定断层几何的方式外,还有通过假定断层深部几何满足某种数学函数关系,如多项式关系,利用贝叶斯或格网搜索方法后验确定断层几何和滑动分布的方法^[58-60]。

平滑是同震滑动分布反演中的另一个关键约束。目前常用的平滑方案有:(1)最小化滑动

分布的二阶导数法,如适用于矩形位错的拉普拉斯平滑和适用于三角位错的伞平滑^[61],使用该类方法需要考虑边界子元的平滑约束特殊性,避免由于人为约束导致的边界弱化,从而使最大滑动位置、量级以及浅部滑动亏损估计产生偏差^[55, 62-63]。针对矩形元和三角元平滑,文献[63]和文献[55]分别给出了顾及这种边界弱化效应的平滑方案;(2)模型协方差矩阵法,如衰减指数距离相关函数方法^[64],该方法使得滑动分布可以在较大距离范围内稳定,同时保证邻近子断层滑动幅值的变异性;(3)冯卡曼正则化方法^[65],该方

法相比于拉普拉斯平滑具有更明确的物理意义,即考虑到了断层滑移的自相似/分形特征。除平滑约束之外,地形和/或重力^[66-67]、地壳分层结构、侧向差异以及数据的空间分布都可能影响同震反演结果^[68]。文献[68]通过模拟实验系统,研究了可能影响浅部滑动亏损的因素,发现沿深度的弹性属性变化的忽视可能导致显著的滑动分布深度分布特征偏差。文献[69]通过动力学破裂模拟实验,发现地壳浅层偏离断层的非弹性形变可能解释浅部滑动亏损的 15%,这种非弹性屈服的忽视可能导致一定程度的浅部滑动亏损高估。

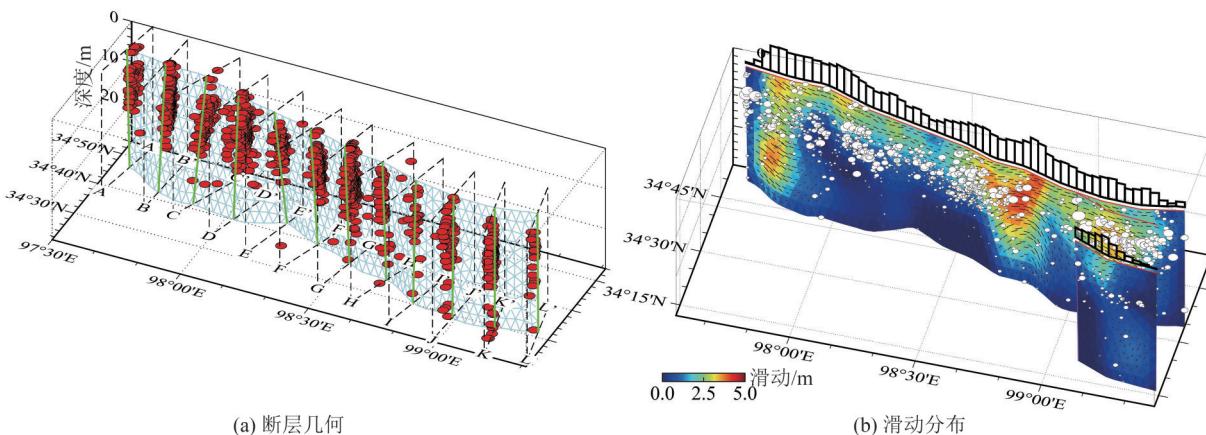


图 4 由重定位余震和 InSAR 观测确定的玛多地震断层几何和滑动分布^[55]

Fig. 4 Maduo Earthquake Fault Geometry and Slip Distribution as Determined by Relocating Aftershocks and InSAR^[55]

在同震形变阶段,目前仍然以简单几何结构的矩型位错反演模型居多,而可以有效建立复杂几何结构的三角位错仍然没有被广泛使用;此外,针对影响同震滑动分布反演结果的地形起伏^[66-67]、地壳纵向分层和侧向差异的复杂场景,同震破裂的建模仍然没有简单有效的方法,目前大多依赖于有限元或边界元等数值模拟的方法求解^[66, 70],而相对复杂的实现过程限制了这类数值方法的大规模应用。需要注意的是,随着数据观测精度、分辨率的提高,能够考虑壳幔结构复杂性的有限元、边界元等数值方法当前可能是分辨地形起伏、近断层屈服^[71]等细节特征影响的唯一有效手段,而一系列如 Pylith 的开源有限元软件的发展和普及将极大促进这一应用的广泛实现。

1.3 震后形变

构造地震的破裂过程通常会释放显著的准瞬时应力扰动,随后的松弛过程可以通过可见的和持续的震后地表形变观测来证明。通过汇编已发表的具有较好观测的震后研究的最大速率数据,文献[72]发现这些数据显示了一个非常简单的演化模式(图 5),即速度 V 和时间 t 在 $\lg - \lg$

图上存在斜率为 -1 的线性关系($V \propto \frac{1}{t}$),表明速度与震后时间成反比^[73]。这种关系适用于所有机制的单个地震,图 5 显示,震后形变速率最快与最慢的地震的差异在 30~40 倍之间。但需要注意的是,该统计主要基于近断层 20~30 km 范围内的站点进行,因此其可能未完全考虑更深部的震后机制在空间上的影响。

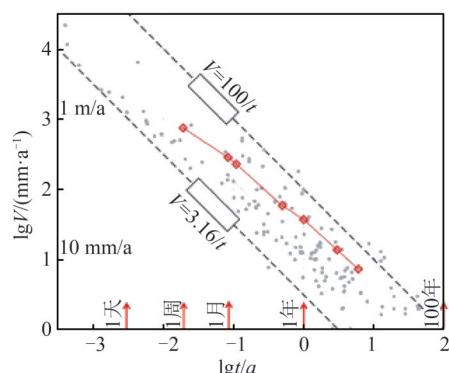


图 5 文献[72]汇编文献中所有地震用大地测量的震后速度作为自地震以来时间的函数^[7]

Fig. 5 Postseismic Velocity Measured by Geodesy for All Earthquakes in the Reference [72] Compilation Literature as a Function of Time Since the Earthquake^[7]

在震后弛豫过程,通常被认为包括孔隙弹性回弹、无震余滑和黏弹性松弛,时间持续数月至数百年,空间扩散数千米至数百千米^[74]。在这些过程中,下地壳和上地幔的黏弹性松弛主要控制中远场震后变形,由于其波长和松弛时间较长,一定程度上可与无震余滑和孔隙弹性回弹相区分^[75]。然而,通常情况下,由于震后机制的难以区分性,不同的学者经常通过对同一地震的类似观测结果得出关于岩石圈的非常不同的结论^[16]。如1992年兰德斯地震之后的震后变形可被深部余滑^[76]、下地壳黏弹性松弛^[77]、幂律地幔流^[78]、孔隙弹性回弹和余滑^[79]以及孔隙弹性回弹和下地壳黏弹性松弛^[80]等多种单一机制单独或组合模型所解释。虽然机制区分存在一定困难,但文献[81]通过不同俯冲带震后不同期的形变观测,总结出了地震震后的三期形变模式:(1)余滑为主;(2)黏弹性和余滑共同作用;(3)断层重新闭锁。值得注意的是,断层重新闭锁可能长期混合黏弹性松弛的影响,对于俯冲带重新闭锁过程可能导致更全面形变方向陆向转换;此外,过程(2)可能也会混有断层震后快速闭锁过程的影响^[82]。此

后,文献[83]利用对2011年Tohoku-oki地震陆地和海底GNSS震后形变的观测,通过数值模拟实验表明震后早期黏弹性松弛可能已经开始,并且表示已有的俯冲带地震震后研究可能因为忽视了早期的黏弹性松弛效应而高估了震后余滑(特别是下倾余滑)的影响,该研究重新定义了文献[81]给出的震后三期形变模式。在本节中,笔者将分别介绍这几种造成震后弛豫变形的机制及模拟方法的研究现状及进展。

1.3.1 孔隙弹性回弹

孔隙弹性描述了流体饱和多孔介质的行为,反映了岩石基底变形和孔隙流体压力之间的关系。孔隙弹性变形这里指由孔隙流体响应同震应力诱发的孔隙压力变化导致的孔隙弹性流动而引起的地表变形,孔隙弹性与俯冲带地震周期关系如图6所示。一般情况下,当断层周围浅层地壳中的同震诱发的压性和张性区域驱动孔隙流体流动时,就会发生孔隙弹性回弹。孔隙弹性回弹的最好例证是2000年6月冰岛发生的两次中等规模地震(Mw 6.5)后的几个月,被大地测量和地热井的组合观测所证明^[84]。

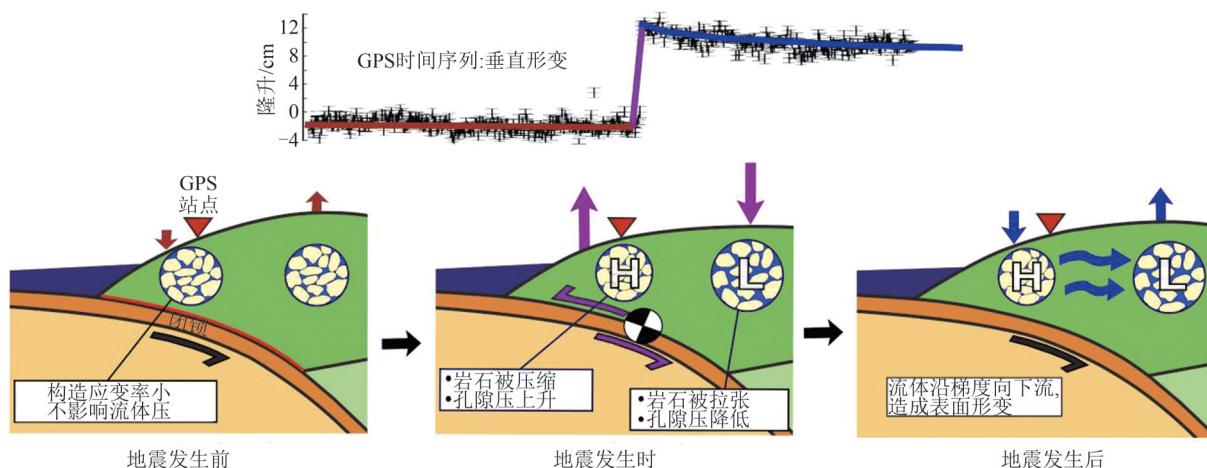


图6 孔隙弹性与俯冲带地震周期关系的卡通图^[85]

Fig. 6 Cartoon Diagram of the Relationship Between Pore Elasticity and Earthquake Period of Subduction Zone^[85]

由于地震发生的时间跨度很短,所以在破裂后的初始阶段被称为未排水状态,基本上没有流体流动。随着时间的推移,孔隙压梯度驱动水流进入排水状态,在此条件下,流体压力平衡重新建立,即水从高孔隙压区域(地震中压性区域)流向低孔隙流体压区域(地震中张性区域)。在任何一种条件下,只要有适当的剪切模量和泊松比被使用,应力和应变之间的本构关系与普通弹性材料的本构关系都没有明显区别^[86]。

简化情况下,这两种状态都可以用相同的剪

切模量来描述,只需要改变泊松比即可^[87]。实验室观察表明,多孔介质的未排水状态(同震)泊松比总是大于排水状态(震后)泊松比^[88]。因此,可以简单地通过降低同震模型中使用的泊松比来模拟排水条件。然后,通过取排水模型和未排水模型之间的预测表面变形之差,模拟孔隙弹性回弹的影响^[84,89]。孔隙弹性回弹造成的形变影响因此可以表达为:

$$u_{\text{poro}}(x,y) = u(x,y; v_{\text{undrained}}) - u(x,y; v_{\text{drained}}) \quad (5a)$$

$$u(x, y) = G(\xi_1, \xi_2, \xi_3; l, w, \text{strike}, \text{dip}; \mu, \nu) \cdot S(\xi_1, \xi_2, \xi_3) \quad (5b)$$

式中, $u_{\text{poro}}(x, y)$ 是孔隙弹性回弹引起的地表站点 (x, y) 处的形变; $v_{\text{undrained}}$ 和 v_{drained} 分别为未排水状态和排水状态下的泊松比, $v_{\text{undrained}} > v_{\text{drained}}$; $u(x, y; v_{\text{undrained}})$ 和 $u(x, y; v_{\text{drained}})$ 分别为未排水和排水状态下同震弹性位错模型计算得到的站点形变; S 为断层面上位置为 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 、性质为 $(l, w, \text{strike}, \text{dip})$ 的离散滑块对应的滑动向量, 其中 $l, w, \text{strike}, \text{dip}$ 分别代表断层长、宽、走向角和倾角; G 为格林函数; μ 为剪切模量; ν 为泊松比。

已有的研究表明, 大部分排水过程在地震后的几个月内结束^[84,90]。由式(5)可知, 孔隙弹性形变幅度的大小取决于泊松比的差异以及同震破裂断层滑动分布模型。通常, 未排水条件下的泊松比相较排水条件下的泊松比大 10%~30%, 进一步的较差将偏离实验室观测到的典型岩石属性^[88,90]。此外, 由于孔隙弹性回弹导致的形变量级大小和地震引起的体积变化直接相关, 因此, 连续的破裂可能导致更小的孔隙弹性形变, 而破裂导致的多断层交点或不连续点反而可能诱发更大的孔隙弹性回弹效应^[86], 这也是为什么在断层几何变化明显区段和断层两端通常存在更大的孔隙弹性形变的原因。

虽然上述简化可以一定程度反映孔隙弹性回弹导致的形变模式, 但由于其忽略了孔隙弹性回弹效应本身的复杂性而具有较大的不确定性。因此, 基于耦合孔隙流体流和岩石形变的线性孔隙弹性理论^[91]的模型便被引入孔隙弹性回弹研究中^[92]。该模型通常可以由水力扩散系数、Skempton 系数以及排水和未排水条件下的泊松比确定, 有关于该类模型中的相关参数的具体解释可以参见文献[93-94], 本文不再赘述。需要注意的是, 由于地壳结构中渗透性通常随深度呈幂率减少, 因此其影响通常主要限于壳层 5 km 以上^[84]。需要说明的是, 由于孔隙弹性回弹的影响相对其他机制影响更小, 因此无论是简化模型还是更接近真实情况的线性孔隙弹性模型, 在不引入其他数据的情况下, 难以从形变的角度单独区分其贡献。

1.3.2 黏弹性松弛

深层壳幔由于受高温、高压、矿物材料和水环境的影响, 其变形通常兼具弹性和黏性行为^[17]。这一行为模式通常可由 Maxwell 体、Kelvin 体或 Burgers 体等线性黏弹性松弛模型表征。

其中双黏性 Burgers 体由 Kelvin 体和 Maxwell 体接续串联构成。实验室实验显示湿橄榄岩的 Maxwell 黏性 (η_M) 和 Kelvin 黏性 (η_K) 之比 $\beta \approx 2 \sim 10^{[95]}$, 这个 β 值的范围和全球大地测量数据研究得到的结果一致^[96-97]。

具有刚度 μ_K 和黏度 η_K 的 Kelvin 体描述了黏弹性松弛的初始瞬态阶段。当外部应力突然加载时, 它的变形初始表现为牛顿流体, 但在随后表现为弹性胡克固体, 这一转变可以用 Kelvin 时间 $\tau_K = \eta_K / \mu_K$ 来表征。注意 μ_K 不是一个真实的物理性质, 而是为了避免调用更多参数而引入的一个来控制地幔物质的瞬态蠕滑初始速率的参数^[83]。具有刚性 μ_M 和黏度 η_M 的 Maxwell 体描述了稳态阶段, 并和 Kelvin 体呈相反的时间依赖行为。它从初始弹性行为到最终黏性行为的转变可以用 Maxwell 时间 $\tau_M = \eta_M / \mu_M$ 来表征。Burgers 体的等效黏性可以用 Maxwell 黏性 (η_M) 和 Kelvin 黏性 (η_K) 组合的时间依赖函数来表达, 即

$$\eta(t) = \frac{\eta_M \eta_K}{\eta_M e^{-t/\tau_K} + \eta_K}, \text{ 其由应力除以应变速率 } \dot{\epsilon} = \frac{\sigma_o}{2\mu_M \tau_M} \left(\frac{\mu_M \tau_M}{\mu_K \tau_K} e^{-t/\tau_K} + 1 \right) \text{ 计算所得}^{[97-99]}。对于一个常数应力加载, Burgers 体的应变响应可以写作:$$

$$\epsilon = \frac{\sigma_o}{2\mu_M} + \frac{\sigma_o}{2\mu_K} \left(1 - e^{-t/\tau_K} \right) + \frac{\sigma_o}{2\mu_M \tau_M} \frac{t}{\tau_M} \quad (6)$$

对施加的常数应力阶跃 σ_o 的响应因此可以解释为 3 个因素的叠加: 瞬时弹性响应、指数衰减的瞬态响应和线性增加的稳态响应^[97], 表征这种多松弛因子特征时序形变的模型还包括更复杂的三黏性-黏弹性松弛模型^[100]和黏性随应变扰动级衰减的幂率流变模型^[78]。需要注意的是, 有深度依赖的单松弛因子(如 Maxwell 体)黏性模型, 由于层间强度差异也可以模拟多时间尺度的黏性松弛行为^[101-102]。如文献[101]通过对比均匀黏性模型、多层黏性模型和深度依赖黏性模型正演模拟结果, 发现即使是单黏性松弛的分层模型也可以模拟站点形变速率的时变特征; 文献[102]对照均匀黏性模型和顾及温度影响的深度依赖黏性模型后, 提出符合下地壳和上地幔温度结构的深度依赖的单黏性 Maxwell 模型可以有效模拟震后观测, 并表示可能不需要幂率或 Burgers 流变模型来解释观测数据; 文献[22]发现中地壳为弱层的三层黏弹性 Maxwell 模型可以同时拟合震后快速和震间慢速的速率变化。

在同震应力扰动的情况下, 地球深部黏性物

质的流动引起的黏弹性松弛响应的计算方法可分为解析法(包括半解析法)和数值法两种。文献[20-21]给出了无限长的直立型走滑断层的黏弹性响应的解析解(2D黏弹性模型)。文献[42]则利用半解析方法实现了震后黏弹性分层模型响应同震应力加载的开源程序PSGRN/PSC-MP,该程序包基于黏弹性-重力的位错理论,考虑黏性物质纵向分层差异,可同时计算震后形变、大地水准面和重力变化。由于其简单的交互逻辑,因而被广泛用于震后黏弹性响应研究^[49]。区别于PSGRN/PSCMP的模型解算建立在平面坐标系,文献[103]建立的震后黏弹性响应半解析模型中引入球谐函数展开,同时考虑了地球曲率和重力的影响。表1列出了目前常用的解析/半解析解和数值解程序的异同性对照。

根据上述黏弹性模型实现方案可以计算震后任一时间间隔内应变和应力在地表或地下的空间分布。控制黏弹性松弛的主要因素是地震破裂参数(断层滑动分布)和地球模型特征(弹性性和黏弹性层的相对厚度、侧向流变结构和黏性差异)。形变松弛的空间模式主要由弹性层与黏弹性层的相对厚度^[16]、黏性层横向和侧向结构决定,而响应的时间演化主要由壳幔黏性来约束^[101]。最近的研究结果表明,在震后初期,黏弹性松弛可能就已经可以导致可观测的地表形变^[104]。因此,在模拟震后早期形变时不能简单地忽视黏弹性响应的作用。除了上述讨论的分层黏性结构之外,也有研究表明,剪切带松弛代替块体黏性松弛响应同震诱发应力也可解释观测到的震后时序形变^[105]。如文献[106]模拟1997年Manyi地震震后4年InSAR时序形变观测,发现一个宽度为5 km、黏性为 1×10^{18} Pas,而围岩黏性为 1×10^{19} Pas的剪切带模型可以有效模拟观测数据空间分布和时序特征;文献[105]建议一个包含弱剪切带的黏弹性模型可以有效解释1999年İzmit/Düzce地震震前和震后的GPS观测,建议震后研究推测的黏性可能主要反映了弱剪切带的流变性,而不应该被用于推测整个区域地壳的黏性。除剪切带形式的侧向黏性变化外,文献[107]通过拟合距断层不同距离的站点的时序形变,给出了黏性侧向逐渐/分块变化的模型。总的来说,由于数据时空覆盖有限,如何区分各种壳幔结构和流变模型仍然是当前研究的难点。

表1 黏弹性松弛模拟软件比较

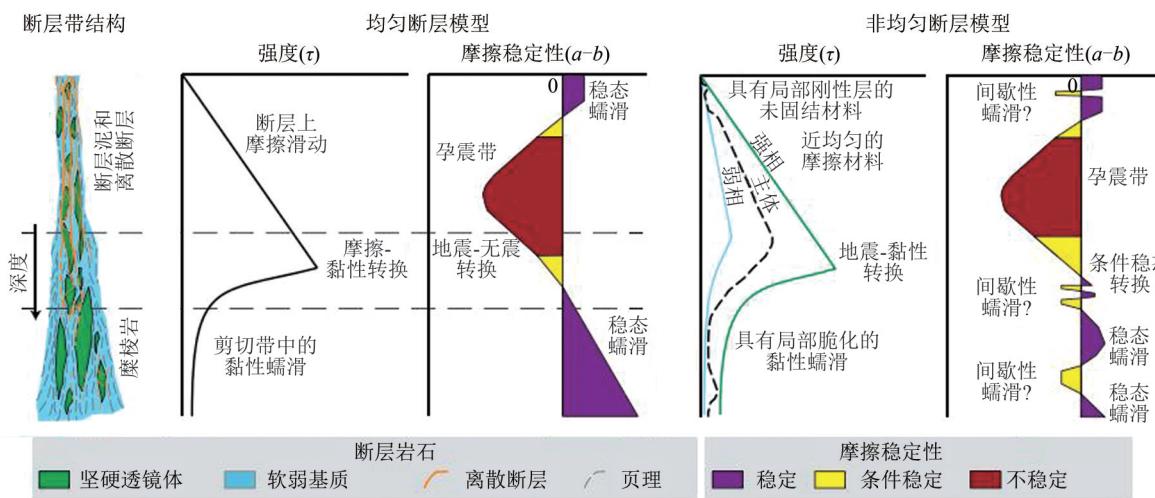
Tab. 1 Comparison of Viscoelastic Relaxation Simulation Softwares

类型	名称	Max-well	Burgers	幂率流变材料	横向非均匀
(半)解析法	VISCO1D	是	是	否	否
	PSGRN/PSCMP	是	是	否	否
	Relax	是	否	是	是
	VISCO2.5D	是	是	否	是
	Unicycle	是	是	是	是
数值法	Pylith	是	是	是	是
	Abaqus	是	是	是	是

1.3.3 震后余滑

余滑指受同震应力扰动,地震之后部分断层在不辐射地震波的情况下持续无震滑移的过程。一般来说,余滑会被同震诱发的应力扰动立即激活,这已经被震后数小时甚至数分钟的观测所论证^[108-110]。它的空间模式和时间演化反映了断层的摩擦性质,并强烈依赖于断裂带内的岩石材料、热条件和有效正应力^[111]。自发生在圣安德烈亚斯断层的1966年Parkfield地震之后首次观测到余滑后^[112],余滑已在其他大地震之后被反复观测到^[110, 113]。文献[114]表明,余滑可以解释为断裂带内速率状态可变摩擦行为的一种表现。速率-状态准则认为地震发生在动摩擦系数低于静摩擦的断层部分($a - b < 0$),而余滑则被认为发生在动摩擦系数高于静摩擦的部分($a - b > 0$) (图7),这意味着当同震破裂引起应力变化后,余滑以稳定(无震)滑移的形式发生^[6]。 $a - b$ 是描述断层流变性的物性参数,由材料自身属性决定,其值通常决定了断层同震破裂和震后调整的模式和量级。实验室给出的摩擦参数 $a - b$ 的范围在 $1 \times 10^{-3} \sim 1 \times 10^{-2}$ ^[115],而实际地震反演的结果通常落在 $1 \times 10^{-5} \sim 1 \times 10^{-2}$ ^[110]。需要说明的是,在应力驱动余滑研究中,通常一个单 $a - b$ 值作为参数便可有效模拟震后观测,然而也有研究^[116-117]表示,需要沿断层深度方向或走向方向不均匀的摩擦属性(即不同的 $a - b$ 值对)才能有效恢复震后观测。

大地震震后地表位移的反演结果表明,余滑经常发生在同震没有破裂或破裂不完全的断层部分,且主要滑移通常位于紧邻主滑区的上倾或下倾区域。这一现象通常也被解释为余滑受同震库仑应力扰动的影响,主要分布于断层上

图 7 断层带的通常结构模型^[118]Fig. 7 Common Structural Models of Fault Zones^[118]

摩擦-速率增强区的高应力扰动区域。凹凸体模型被广泛用于解释同震和余滑的这一空间分布特征。该模型由发生在速率弱化区域的凹凸体上的地震和分布于速率增强区域的蠕滑所组成。这种速率-状态凹凸体模型的特征是,已知在过去地震同震破裂的部分断层(即地震凹凸体)不太可能在外部应力的作用下稳定滑动^[119],也不会在动态破裂后出现可测量的稳定余滑^[120]。基于该模型,应力驱动余滑被广泛用于震后形变的反演,虽然存在不同假定导致的模型设计不一致,但整体一致的同震库仑应力依赖性保证了同一地震后应力驱动余滑结果具有整体的一致性(表2)。然而,并不是所有的地震震后余滑均满足这一模型假定,即余滑可能和同震滑动存在明显的空间重叠特征^[121-123]。文献[123]将这一现象解释为摩擦特征处于非稳定状态($a - b > 0$ 且 $a - b \rightarrow 0$),因此可能出现这种空间重叠。这种空间重叠区域可以解释为一个屈服场域,在适当的应力加载条件下,可以经历蠕滑或维持不稳定滑动^[124]。此外,如果凹凸体间的速率增强带持续处于低闭锁状态,其可能作为一个永久障碍体,但如果其震间阶段具有高闭锁特征,动态破裂和无震蠕滑也都具备发生在其上的可能性^[125]。综上,不能简单地假定余滑一定满足速率-状态准则,从而一定分布于同震周源应力高值区。区别于应力驱动余滑,自由余滑(运动学余滑)反演由于其高自由性或低约束性,具有直观反映观测现象的能力。虽然其反演结果受数据数量、质量和空间分布,以及模型假定和平滑的影响比较大,但其直观映射能力可以让人们最大限度地利用数据本身所携带的信息。因此,虽然应力驱动余

滑具有明确的物理意义,但不能完全替代运动学余滑的作用,反而两者是一种相互验证、互相补充的关系。如运动学结果可以辅助判断单应力驱动机制的数据解释能力,而应力驱动结果可以从力学角度验证运动学结果的合理性。从数据分辨的角度,由于浅部余滑可以用数据进行较好的约束,因此可以用运动学方式反演,而深部机制由于运动学余滑的低敏感性,因此可以用应力驱动或者用黏性剪切带来模拟,因为该段从热力学上来说可能是一个剪切带的形式存在,可能有更平滑的分布特征,因此这种结合正好产生一个特性互补的物理可信的解,而且浅部运动学余滑还保留了数据符合速率-状态准则之外的变异性,如可能存在地震触发的远离同震高滑区的震后慢滑现象^[126]。

表 2 震后余滑反演方法

Tab. 2 Inversion Method of Afterslip

类型	实现方式	地震	文献
应力驱动 余滑	库仑应力驱动	2008年汶川地震	[127]
	无摩擦余滑	2002年 Denali 地震	[86]
	摩擦余滑	2008年汶川地震	[98]
	低黏性剪切带	1966年 Parkfield 地震 2004年 Parkfield 地震 1999年 Izmit 地震 2011年 Tohoku 地震	[114] [128] [129] [130]
运动学余滑	滑动分布反演	2019年 Ridgecrest 地震	[49]

余滑相比黏弹性松弛通常衰减更快,具有更短的松弛时间(数月到数年)。如文献[131]表明,在 Mw 7.4 Izmit 地震后的 87 天内,余滑速率从 2 m/a 衰减到 1.2 m/a。文献[132]通过总结不同震级(Mw 5.5~7.9)的逆冲地震,发现发生在震

间闭锁区或同震破裂上倾区的余滑持续时间更长,可能达到数年,而发生在震间转换区(蠕滑)或同震破裂下倾区的余滑持续时间相对更短,通常仅持续数月。文献[133]总结不同震级和不同机制的地震,发现当余滑主要发生在同震破裂的下倾区域,余滑的矩震级通常不到同震矩震级的25%^[134-135],然而当余滑发生在上倾区域时,余滑矩震级通常大于同震的30%^[130,136],甚至达到同震矩震级的300%^[137-138]。进一步地,文献[138]通过对约束较好的运动学模型的全球汇编统计得出,余滑与同震矩的比值通常位于9%~32%的四分位数范围之间。

1.3.4 震后综合模型

震后综合模型区别于震后单一机制反演方法,通常指同时包含多种震后弛豫机制共同作用的组合模型。震后弛豫机制通常被认为主要由无震余滑^[114]、孔隙弹性回弹^[89]和黏弹性松弛^[78, 139]3种机制组成。虽然从长时序和广域空间的角度,这些机制通常造成的形变特征有明显的差异,但是由于观测数据大多时候不能完整覆盖整个震后弛豫时-空域,外加观测噪声的影响,导致这些机制通常相互耦合难以区分。因此在有限的观测数据条件下,这些震后机制可能获得高度相似的位移场,特别是对于相似深度的局部无震余滑和分布的黏性流^[135, 140],导致无法唯一地确定断层深部流变结构。

已有研究表明单一机制通常难以拟合震后观测数据,包括余滑和黏弹性松弛的组合机制模型是解释包括2008年汶川地震^[98, 127]、2015年尼泊尔地震^[132-133]和2002年Denali地震^[86]在内的几次大地震震后形变的必要条件。多种震后机制在震后同时作用并不令人惊讶,因为每种机制都有其坚实的物理基础。为了拟合观测数据,一系列综合机制模型建模方式被提出(表3)。由于孔隙弹性回弹的影响通常明显低于其他两种机制的影响,因此笔者不额外区分综合机制中是否包含孔隙弹性回弹的情况。

在这些综合模型反演中,最简单的便是黏弹性松弛和余滑的接续反演,即首先搜索最优黏性模型,然后基于减去黏性形变的残余形变反演运动学余滑模型。其次便是黏弹性松弛和运动学余滑的接续迭代反演,即迭代改变黏性参数,进行运动学余滑反演,以推求最小均方根误差(即最优解)的情况。这两种反演方式相比较而言,具有比较低的机制耦合性,由于运动学余滑模型

的低约束性和数据观测噪声的存在,结果受数据数量、质量和空间分布条件的影响明显,可能导致一种机制对另一种机制的替表达,从而导致模型解存在显著偏差。此外,当前学者们正在尝试探索多机制参数的同时表达、同时搜索,这种情况下各机制具有更好的耦合性,能尽可能地避免机制的替表达,使模型解达到最优平衡。目前基于此的耦合模型已有多种实现方式,这些方式由于模型假定和设计的差别可以被分为不同类型,包括应力驱动余滑模型(stress-driven afterslip model, SAM)、运动学余滑模型(kinematic afterslip model, KAM)、同震驱动黏弹性模型(viscoelastic relaxation model, VRM)、余滑驱动黏弹性模型(afterslip-driven viscoelastic relaxation model, AVR),具体对比见表3。然而,虽然相比于接续反演模型,耦合模型能够更加平衡地考虑各种机制的作用,尽量避免了一种机制对另一种机制在操作上对另一种机制替表达的可能,但是耦合模型由于计算量的明显提升和实现复杂性,因此并没有被广泛用于震后研究。

表3 各种综合模型实现方式对比

Tab. 3 Comparison of Implementation Methods of Various Combined Models

机制	反演方式	文献
VRM ¹ +KAM ²	接续/连续迭代	[86, 98, 141-142]
SAM+VRM+AVRM	同时	[127, 143]
SAM(黏性剪切带)+VRM	同时	[129-130]
KAM+VRM(韧性剪切带)	同时	[14, 99]
SAM+VRM	同时	[144-145]

注:1表示先计算,2表示后计算。

在震后阶段,现有的模型要么局限于断层行为的特定方面(如震后余滑的演化或壳幔黏弹性松弛),要么简化或等效替代了断层变形的某些阶段^[98, 127, 130, 145]。近年来开发的数值方法^[14, 146]从应变的角度耦合了浅部余滑和深部黏弹性松弛的影响,使其一定程度上达成了全模型耦合,但该方法到目前为止由于其内在的复杂性仍然没有被广泛应用于断层震后机制的反演。

2 现今地震周期形变模拟的机遇与挑战

现有地震周期形变模拟多以分阶段、准静态模拟的方式实现,由于有限的观测覆盖,在解释

震间观测数据和评估地震潜力时,通常采用弹性模型而忽略了已被广泛认识的壳幔黏弹性的影
响^[11]。一系列研究已经表明,忽略基底软流圈黏弹性效应和断层上周期性载荷变化的弹性模型可能导
致震间早期滑移率被高估,而晚期滑移率被低估^[11-12, 19, 147]。如今,空间大地测量观测数据,特别是以全天候、低成本、大范围和高空间分辨率的 InSAR 为主的覆盖地震周期各阶段的观测数据的快速积累,给了地学工作者一个前所未有的机会来尝试建立地震全周期黏弹性松弛模型,解释震间早晚期观测,统一震前、震后壳幔流变性约束及地质和大地测量结果,从而更好地理解壳幔演化过程和评估地震危险性^[10, 148]。为了能够尽可能表征真实地球由于软流圈调整导致的震间速率变化,一系列地震全周期黏弹性耦合模型应运而生^[21, 105, 149]。其中,最简单的模型(Savage 模型)由一组周期性破裂覆盖在黏弹性基底之上的弹性盖层中的无限长断层的重复地震组成^[21, 149],该模型虽然简单,但可以表征地震全周期黏弹性耦合模型的一般性特征。区别于 Savage 模型,文献[22]给出了一个三层黏弹性模型的方案(DeVries 模型),即假设一个黏性层位于两个弹性层之间,其中深部弹性层为一个半无限空间,通过实际应用,该模型可通过具有一个单松弛时间尺度的 Maxwell 模型同时模拟震前和震后的形变观测,而 Savage 模型则需要多松弛时间尺度^[100]。文献[105]利用有限元软件模拟了无限长断层的跨断层形变特征,通过对比发现,相较深度依赖的黏性模型(如 Savage 模型和 DeVries 模型),断层之下具有一个相对较窄弱带的流变模型,更能兼容震前和震后观测。

此外,得益于地震周期各阶段观测数据的快速累积,可以模拟跨断层空间分布特征,顾及更多先验信息的 3D 模型正被越来越多地探索和应用于地震周期形变模拟研究。文献[150]总结了已发表 3D 黏弹性震间形变解析模型,显示已有模型大多基于矩形位错单元^[33-35],由此引入三角位错单元以兼容更复杂断层的模拟。文献[151]通过分段均匀的黏弹性震间模型反演了昆仑断层托索湖段的震间滑动速率。文献[152]基于有限元软件,考虑壳幔结构的非均匀性模拟了俯冲带 3D 闭锁状态。不同于简单的黏弹性基底假设,依据对地质、地物和岩石材料的最好的了解,文献[153]尝试建立了一个复杂的综合性模型,该模型也可以成功预测震前和震后观测。对于

近真实的地质材料,由于剪切增热和应变速率对应力的幂律依赖性,应变局部化于黏弹性基底,有效地在断层下产生了一个能够在地震后快速松弛的弱区。总结已有黏弹性地震全周期模型可以发现,所有其他模型和 Savage 模型具有一致的基本理论或模型假设,而主要在流变结构或断层几何上有所区别。黏弹性基底对断层持续性闭锁和周期性地震载荷的持续响应导致了震间早晚期观测到的跨断层的速率变化。总的来说,数据的快速积累让人们有机会以更接近地球物理本质的流变模型来模拟震间前后期观测的时序特征,调和地质和大地测量给出的速率差异,统一由震前和震后数据反演得到的区域流变性结构差异,给出更合理的壳幔隆升的动力学解释和更准确的地震危险性预测。

数据的快速积累虽然会让人们积累更多的覆盖地震各阶段的关键数据,但同时也增加了解释成本和计算成本,即需要更复杂的模型来解释更多维的形变特征,需要更多的运算资源来完成最优模型的确定。因此,由于当前仍没有公开的三维地震周期模拟程序,当前人们面临的首要挑战是三维地震周期模型的一般性构建问题;其次是海量数据计算和最优化模型确定问题,由于全周期模型动辄数百至数千年的演化周期和动辄数十个周期的稳定时间,因此相比弹性模型,需要显著增加计算资源和计算时间。由于对算力的极大需求,地震周期模型的并行实现和 GPU 加速将可能是相关应用研究需要解决的首要问题。

3 地震周期形变未来研究方向展望

3.1 单断层地震周期形变模拟研究

现今关于地震周期各阶段形变的研究已经有了相当的积累,然而关于单断层的周期形变模拟研究却仍然相对较少。这主要由于一个断层的地震周期相对较长,通常达成百上千年,然而现代大地测量甚至传统大地测量所累积的观测数据均不能完整覆盖一个地震周期。文献[17]通过对 North Anatolian 断层各分段震间形变速率观测的研究具有一定的启发意义,即在假定单断层上不同段具有相对统一的物理属性和地震周期的情况下,可以通过研究一个单断层不同段的不同期观测来系统地模拟整个断层地震周期形变演化特征。以不同断层的不同阶段形变进行的研究虽然可以在一定程度上加深人们对于地震周期形变模式的认识,但由于断层性质的差异,

仍难以系统化理解某一断层滑动亏损周期性演化模式,以及不同断层的演化模式差异。相反,在观测数据允许的情况下,以单断层为例,进行全周期形变研究将让人们能够更准确地认识地震周期形变模式和机制的系统性和变异性。

3.2 震后机制区分

在现今空间大地测量数据快速积累的当下,以下这些机制的区分将是未来需要着重进行的工作之一:

1)单黏性和多黏性机制区分。当前震后形变黏弹性松弛模拟研究的发展形成截然不同的两条路径,一条以符合壳幔温度梯度变化的单松弛深度依赖流变模型为主,表示震后形变速率变化可能仅由深度依赖的黏性对照控制^[101];另一条以双黏性、幂率甚至三黏性流变模型为主,表示震后松弛速率变化可能源自于具有多松弛因子的流变模型^[78]。两条路径均有大量论文支持,表明这两条路径在数据拟合上达成了统一,即都能拟合有限观测数据的空间分布和时间衰减特征,前者以深度上分布的对照黏性来控制具有多松弛期的形变速率衰减特征,后者则以直接在模型中包含具有多松弛因子的黏性模型组合来模拟数据演化特征。理解乃至区分这两种机制可以让人们更加系统地认知壳幔流变结构的演化规律,但由于数据时空覆盖的限制,至今仍不能有效区分二者。

2)剪切带和分布黏性的区分。前面已经介绍,已有研究发现,由一个较弱的剪切带和周围较强围岩组成的流变模型可以同时模拟震后和震间速率特征^[105],而分别模拟震后和震间观测的分布黏性模型通常会收敛到不同黏性区间。这便引起了另一个问题,即断层之下是否存在一个由于摩擦生热、颗粒大小、材料和含水条件变化导致的剪切弱带。在具有剪切带的模型中,震后快速衰减主要由剪切弱带的松弛来响应,震间慢速变化则由更强的围岩响应。剪切带和分布黏性的区分,其实也暗含分布黏性模型下震间和震后黏性差异解释的问题。如果剪切带模型是震后真实响应模型,那么就不能直接将震后反演得到的黏度推广到距离断层更远的空间尺度上。

3)余滑和黏弹性松弛的区分。余滑和黏弹性松弛区分的问题一直是困扰学界的一个亟待解决的问题^[86]。由于观测覆盖不足的问题,余滑和黏弹性松弛可能在时空上具有相似的响应特征,因此均可以有效解释当前有限观测数据。垂

直形变观测是一个重要的形变信号,有可能作为一个有力的证据来区分这两种机制^[154],主要由于黏弹性松弛和余滑可能在空间上表现出不同升降趋势。之所以要区分余滑和黏弹性松弛的影响是一个很好理解的问题,因为耦合机制下余滑估计偏差会直接反映到黏性估计上。

3.3 动力学模拟及解释

本文讨论的地震周期形变模拟方法主要集中在运动学反演领域,而地震从孕育、成核、破裂到震后调整和应力再加载的一整个过程更是一个动力学过程,因此,对于运动学结果给出相应的动力学模拟解释是一个必要且重要的过程。在大数据覆盖和运动学模拟方法不断精化的当下,人们可以得到一个具有丰富细节的运动学模拟结果,而这些细节特征有助于从动力学上找到关联和解释,如针对同震模型,可以从动力学角度回答几何对断层破裂启停的控制作用^[155-156];针对震后阶段,可以回答断层上流变不均一性对于震后滑动和同震破裂的影响;针对震间阶段,可以回答无震蠕滑区段对于地震发生及破裂特征的影响^[125]。虽然在地震周期各阶段乃至整个地震周期建立动力学联系对于人们最终理解地震周期这整个动力学过程至关重要,但一个很重要的前提是需要有细致且尽可能准确的运动学结果作为参照。在电脑计算能力快速增长的今天,针对复杂地震周期问题的动力学模拟或许也有机会获得进一步的进展,并最终有效解释运动学观测和模拟现象。

参 考 文 献

- [1] Massonnet D, Rossi M, Carmona C, et al. The Displacement Field of the Landers Earthquake Mapped by Radar Interferometry[J]. *Nature*, 1993, 364(6433): 138-142.
- [2] Wright T, Parsons B, Fielding E. Measurement of Interseismic Strain Accumulation Across the North Anatolian Fault by Satellite Radar Interferometry [J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(10): 2117-2120.
- [3] Shen Zhengkang. Satellite Geodesy Applied to Geodynamic and Seismological Studies in East Asia: A Review [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2021, 64(10): 3514-3520. (沈正康. 卫星大地测量用于东亚大陆地球动力学与地震学研究回顾[J]. 地球物理学报, 2021, 64(10): 3514-3520.)
- [4] Wang Qi, Qiao Xuejun, You Xinzha. Earthquake Geodesy in China—Endeavor and Scientific Contri-

- bution in a Half Century [J]. *Earthquake Research in China*, 2020, 36(4): 647–659. (王琪, 乔学军, 游新兆. 中国地震大地测量: 半个世纪的历程与科学贡献[J]. 中国地震, 2020, 36(4): 647–659.)
- [5] Wallace L M, Webb S C, Ito Y, et al. Slow Slip near the Trench at the Hikurangi Subduction Zone, New Zealand [J]. *Science*, 2016, 352 (6286) : 701–704.
- [6] Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting [M]. New York: Cambridge University Press, 2019.
- [7] Wright T J. The Earthquake Deformation Cycle [J]. *Astronomy & Geophysics*, 2016, 57 (4) : 20–26.
- [8] Tang He, Sun Wenke. Progress and Prospect of Deformation Theory in the Viscoelastic Earth [J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 2021, 52(1): 11–26. (唐河, 孙文科. 黏弹地球地震变形理论研究进展和展望[J]. 地球与行星物理论评, 2021, 52(1): 11–26.)
- [9] Guo Rumeng, Yang Haozhe, Tang Xiongwei, et al. A Review on Satellite Geodesy Applied to Image the Earthquake Cycle Deformation [J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2022, 47(6): 799–806. (郭汝梦, 杨浩哲, 汤雄伟, 等. 卫星大地测量成像地震周期形变研究综述[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 2022, 47(6): 799–806.)
- [10] Xu Caijun, Xiong Wei, Liu Chuanjin. Progress in Studying of 3D Crustal Deformation and Seismic Risk Assessment of the Tibetan Plateau Using Geodetic Observations [J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2023, 48(7): 997–1009. (许才军, 熊维, 刘传金. 利用地测量观测资料研究青藏高原三维地壳形变及地震危险性评估进展[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 2023, 48 (7): 997–1009.)
- [11] Hussain E, Wright T J, Walters R J, et al. Constant Strain Accumulation Rate Between Major Earthquakes on the North Anatolian Fault [J]. *Nature Communications*, 2018, 9: 1392.
- [12] Chuang R Y, Johnson K M. Reconciling Geologic and Geodetic Model Fault Slip-rate Discrepancies in Southern California: Consideration of Nonsteady Mantle Flow and Lower Crustal Fault Creep [J]. *Geology*, 2011, 39(7): 627–630.
- [13] Elliott J R, Walters R J, Wright T J. The Role of Space-based Observation in Understanding and Responding to Active Tectonics and Earthquakes [J]. *Nature Communications*, 2016, 7: 13844.
- [14] Tsang L L H, Hill E M, Barbot S, et al. Afterslip Following the 2007 Mw 8.4 Bengkulu Earthquake in Sumatra Loaded the 2010 Mw 7.8 Mentawai Tsunami Earthquake Rupture Zone [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2016, 121 (12) : 9034–9049.
- [15] Savage J C, Burford R O. Geodetic Determination of Relative Plate Motion in Central California [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1973, 78 (5) : 832–845.
- [16] Wright T J, Elliott J R, Wang H, et al. Earthquake Cycle Deformation and the Moho: Implications for the Rheology of Continental Lithosphere [J]. *Tectonophysics*, 2013, 609: 504–523.
- [17] Ekbal Hussain A. Mapping and modelling the spatial variation in strain accumulation along the North Anatolian Fault [D]. Leeds, UK: University of Leeds, 2016.
- [18] Qiao X, Zhou Y. Geodetic Imaging of Shallow Creep Along the Xianshuihe Fault and Its Frictional Properties [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2021, 567: 117001.
- [19] Wang K L, Zhu Y J, Nissen E, et al. On the Relevance of Geodetic Deformation Rates to Earthquake Potential [J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(11): e2021GL093231.
- [20] Nur A, Mavko G. Postseismic Viscoelastic Rebound [J]. *Science*, 1974, 183(4121): 204–206.
- [21] Savage J C, Prescott W H. Asthenosphere Readjustment and the Earthquake Cycle [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1978, 83 (B7): 3369–3376.
- [22] DeVries P M R, Meade B J. Earthquake Cycle Deformation in the Tibetan Plateau with a Weak Mid-crustal Layer [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013, 118(6): 3101–3111.
- [23] Matsu'ura M, Jackson D D, Cheng A. Dislocation Model for Aseismic Crustal Deformation at Hollister, California [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1986, 91(B12): 12661–12674.
- [24] McCaffrey R, Stein S, Freymueller J. Crustal Block Rotations and Plate Coupling [J]. *Plate Boundary Zones, Geodynamic Series*, 2002, 30: 101–122.
- [25] Meade B J. Estimates of Seismic Potential in the Marmara Sea Region from Block Models of Secular Deformation Constrained by Global Positioning System Measurements [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2002, 92(1): 208–215.
- [26] McCaffrey R. Block Kinematics of the Pacific – North America Plate Boundary in the Southwestern

- United States from Inversion of GPS, Seismological, and Geologic Data [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110(B7): B07401.
- [27] Meade B J, Loveless J P. Block Modeling with Connected Fault-network Geometries and a Linear Elastic Coupling Estimator in Spherical Coordinates [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2009, 99(6): 3124–3139.
- [28] Loveless J P, Meade B J. Spatial Correlation of Interseismic Coupling and Coseismic Rupture Extent of the 2011 $M_w = 9.0$ Tohoku-oki Earthquake [J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38 (17) : 306–310.
- [29] Wang H, Liu M, Cao J L, et al. Slip Rates and Seismic Moment Deficits on Major Active Faults in Chinese Mainland [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116(B2): B02405.
- [30] Zhang Z Q, McCaffrey R, Zhang P Z. Relative Motion Across the Eastern Tibetan Plateau: Contributions from Faulting, Internal Strain and Rotation Rates [J]. *Tectonophysics*, 2013, 584: 240–256.
- [31] Li Y C, Nocquet J M, Shan X J, et al. Geodetic Observations of Shallow Creep on the Laohushan-Haiyuan Fault, Northeastern Tibet [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021, 126(6) : e2020JB021576.
- [32] Zhu L Y, Ji L Y, Liu C J. Interseismic Slip Rate and Locking Along the Maqin-Maqu Segment of the East Kunlun Fault, Northern Tibetan Plateau, Based on Sentinel-1 Images [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2021, 211: 104703.
- [33] Matsu'ura M, Sato T. A Dislocation Model for the Earthquake Cycle at Convergent Plate Boundaries [J]. *Geophysical Journal International*, 1989, 96 (1): 23–32.
- [34] Pollitz F F, McCrory P, Svart J, et al. Dislocation Models of Interseismic Deformation in the Western United States [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113(B4): B04413.
- [35] Johnson K M, Fukuda J. New Methods for Estimating the Spatial Distribution of Locked Asperities and Stress-driven Interseismic Creep on Faults with Application to the San Francisco Bay Area, California [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115 (B12): 408–435.
- [36] Qiao X, Zhou Y, Zhang P Z. Along-strike Variation in Fault Structural Maturity and Seismic Moment Deficits on the Yushu-Ganzi-Xianshuihe Fault System Revealed by Strain Accumulation and Regional Seismicity [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2022, 596: 117799.
- [37] Huang Z C, Zhou Y, Qiao X, et al. Kinematics of the ~1 000 km Haiyuan Fault System in North-eastern Tibet from High-Resolution Sentinel-1 InSAR Velocities: Fault Architecture, Slip Rates, and Partitioning [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2022, 583: 117450.
- [38] Zhao D Z, Qu C Y, Bürgmann R, et al. Large-scale Crustal Deformation, Slip-rate Variation, and Strain Distribution Along the Kunlun Fault (Tibet) from Sentinel-1 InSAR Observations (2015–2020) [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2022, 127(1): e2021JB022892
- [39] Ou Q, Daout S, Weiss J R, et al. Large-scale Interseismic Strain Mapping of the NE Tibetan Plateau from Sentinel-1 Interferometry [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2022, 127 (6) : e2022JB024176.
- [40] Lisowski M, Prescott W H, Savage J C, et al. Geodetic Estimate of Coseismic Slip During the 1989 Loma Prieta, California, Earthquake [J]. *Geophysical Research Letters*, 1990, 17(9) : 1437–1440.
- [41] Okada Y. Internal Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-space [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1992, 82 (2) : 1018–1040.
- [42] Wang R J, Lorenzo-Martin F, Roth F. 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 & Geosciences*, 2006, 32(4): 527–541.
- [43] Comninou M, Dundurs J. The Angular Dislocation in a Half Space [J]. *Journal of Elasticity*, 1975, 5 (3): 203–216.
- [44] Yoffe E H. The Angular Dislocation [J]. *Philosophical Magazine*, 1960, 5(50) : 161–175.
- [45] Thomas A. Poly3D: A Three-Dimensional, Polygonal Element, Displacement Boundary Element Computer Program with Applications to Fractures, Faults, and Cavities in the Earth's Crust [D]. Palo Alto: Stanford University, 1993.
- [46] Jeyakumaran M, Rudnicki J, Keer L. Modeling Slip Zones with Triangular Dislocation Elements [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1992, 82: 2153–2169.
- [47] Meade B J. Algorithms for the Calculation of Exact Displacements, Strains, and Stresses for Triangular Dislocation Elements in a Uniform Elastic Half Space [J]. *Computers & Geosciences*, 2007, 33(8) : 1064–

- 1075.
- [48] Nikkhoo M, Walter T R. Triangular Dislocation: An Analytical, Artefact-free Solution[J]. *Geophysical Journal International*, 2015, 201(2) : 1119–1141.
- [49] He K F, Xu C J, Wen Y M. Coseismic and Early Post-seismic Deformations Due to the 2019 Earthquake Sequence in Ridgecrest, California[J]. *Geophysical Journal International*, 2022, 230(2) : 957–975.
- [50] Wang T, Wei S J, Shi X H, et al. The 2016 Kaikoura Earthquake: Simultaneous Rupture of the Subduction Interface and Overlying Faults [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 482: 44–51.
- [51] Ross Z E, Idini B, Jia Z, et al. Hierarchical Interlocked Orthogonal Faulting in the 2019 Ridgecrest Earthquake Sequence [J]. *Science*, 2019, 366(6463): 346–351.
- [52] Sun W K, Okubo S, Fu G Y, et al. General Formulations of Global Co-seismic Deformations Caused by an Arbitrary Dislocation in a Spherically Symmetric Earth Model—applicable to Deformed Earth Surface and Space-fixed Point[J]. *Geophysical Journal International*, 2009, 177(3): 817–833.
- [53] Sun Wenke, Fu Guangyu, Zhou Xin, et al. Seismic Dislocation Theory of Spherical Earth Model and Its Application[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 2022, 44(4): 711–731. (孙文科, 付广裕, 周新, 等. 球形地球模型的地震位错理论及其应用[J]. 地震学报, 2022, 44(4): 711–731.)
- [54] Xu G Y, Xu C J, Wen Y M, et al. Coseismic and Postseismic Deformation of the 2016 Mw 6.2 Lam-pa Earthquake, Southern Peru, Constrained by Interferometric Synthetic Aperture Radar[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(4): 4250–4272.
- [55] He K F, Wen Y M, Xu C J, et al. Fault Geometry and Slip Distribution of the 2021 Mw 7.4 Maduo, China, Earthquake Inferred from InSAR Measurements and Relocated Aftershocks[J]. *Seismological Research Letters*, 2022, 93(1): 8–20.
- [56] Hong S Y, Liu M, Liu T, et al. Fault Source Model and Stress Changes of the 2021 Mw 7.4 Maduo Earthquake, China, Constrained by InSAR and GPS Measurements[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2022, 112(3): 1284–1296.
- [57] Zhou Y, Walker R T, Elliott J R, et al. Mapping 3D Fault Geometry in Earthquakes Using High-Resolution Topography: Examples from the 2010 El Mayor-Cucapah (Mexico) and 2013 Balochistan (Pakistan) Earthquakes [J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(7): 3134–3142.
- [58] Yin Z, Xu C J, Wen Y M, et al. A New Hybrid Inversion Method for Parametric Curved Faults and Its Application to the 2008 Wenchuan (China) Earthquake [J]. *Geophysical Journal International*, 2016, 205(2): 954–970.
- [59] Dutta R, Jónsson S, Vasyura-Bathke H. Simultaneous Bayesian Estimation of Non-planar Fault Geometry and Spatially-Variable Slip [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021, 126(7): e2020JB020441.
- [60] Wei G G, Chen K J, Meng H R. Bayesian Inversion of Finite-fault Earthquake Slip Model Using Geodetic Data, Solving for Non-planar Fault Geometry, Variable Slip, and Data Weighting[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2023, 128(2): e2022JB025225.
- [61] Maerten F. Inverting for Slip on Three-dimensional Fault Surfaces Using Angular Dislocations[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2005, 95(5): 1654–1665.
- [62] Lindsey E O, Mallick R, Hubbard J A, et al. Slip Rate Deficit and Earthquake Potential on Shallow Megathrusts[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(5): 321–326.
- [63] Melgar Moctezuma D. Seismogeodesy and Rapid Earthquake and Tsunami Source Assessment [D]. San Diego, California; University of California, 2014.
- [64] Radiguet M, Cotton F, Vergnolle M, et al. Spatial and Temporal Evolution of a Long Term Slow Slip Event: The 2006 Guerrero Slow Slip Event [J]. *Geophysical Journal International*, 2011, 184(2): 816–828.
- [65] Amey R M J, Hooper A, Walters R J. A Bayesian Method for Incorporating Self-similarity into Earthquake Slip Inversions [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018, 123(7): 6052–6071.
- [66] Li S Y, Barnhart W D. Impacts of Topographic Relief and Crustal Heterogeneity on Coseismic Deformation and Inversions for Fault Geometry and Slip: A Case Study of the 2015 Gorkha Earthquake in the Central Himalayan Arc [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2020, 21(12): e2020GC009413.
- [67] Gómez D D, Bevis M, Pan E N, et al. The Influence of Gravity on the Displacement Field Produced by Fault Slip[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(18): 9321–9329.

- [68] Marchandon M, Hollingsworth J, Radiguet M. Origin of the Shallow Slip Deficit on a Strike Slip Fault: Influence of Elastic Structure, Topography, Data Coverage, and Noise [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2021, 554: 116696.
- [69] Kaneko Y, Fialko Y. Shallow Slip Deficit Due to Large Strike-slip Earthquakes in Dynamic Rupture Simulations with Elasto-plastic Off-fault Response [J]. *Geophysical Journal International*, 2011, 186 (3): 1389–1403.
- [70] Pollitz F F. Post-earthquake Relaxation Using a Spectral Element Method: 2.5-D Case [J]. *Geophysical Journal International*, 2014, 198 (1) : 308–326.
- [71] Xu X H, Liu D Y, Lavier L. Constraining Fault Damage Zone Properties from Geodesy: A Case Study near the 2019 Ridgecrest Earthquake Sequence [J]. *Geophysical Research Letters*, 2023, 50 (5) : e2022GL101692.
- [72] Ingleby T, Wright T J. Omori-like Decay of Post-seismic Velocities Following Continental Earthquakes[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44 (7): 3119–3130.
- [73] Zhou Y, Thomas M Y, Parsons B, et al. Time-dependent Postseismic Slip Following the 1978 M 7.3 Tabas-e-Golshan, Iran Earthquake Revealed by over 20 Years of ESA InSAR Observations [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 483: 64–75.
- [74] Wdowinski S, Hong S H. Postseismic Deformation Following the 2010 Haiti Earthquake: Time-dependent Surface Subsidence Induced by Groundwater Flow in Response to a Sudden Uplift [C]//Fringe 2011 Workshop, Frascati, Italy, 2011.
- [75] Freed A M. Afterslip (and only Afterslip) Following the 2004 Parkfield, California, Earthquake[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(6) : L06312.
- [76] Savage J C, Svare J L. Postseismic Deformation Associated with the 1992 Mw =7.3 Landers Earthquake, Southern California[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1997, 102(B4) : 7565–7577.
- [77] Deng J, Gurnis M, Kanamori H, et al. Viscoelastic Flow in the Lower Crust After the 1992 Landers, California, Earthquake [J]. *Science*, 1998, 282 (5394): 1689–1692.
- [78] Freed A M, Bürgmann R. Evidence of Power-law Flow in the Mojave Desert Mantle [J]. *Nature*, 2004, 430(6999): 548–551.
- [79] Fialko Y. Evidence of Fluid-filled Upper Crust from Observations of Postseismic Deformation Due to the 1992 Mw 7.3 Landers Earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, 109 (B8): 401–417.
- [80] Masterlark T. Transient Stress-coupling Between the 1992 Landers and 1999 Hector Mine, California, Earthquakes [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2002, 92(4): 1470–1486.
- [81] Wang K L, Hu Y, He J H. Deformation Cycles of Subduction Earthquakes in a Viscoelastic Earth [J]. *Nature*, 2012, 484(7394) : 327–332.
- [82] Govers R, Furlong K P, van de Wiel L, et al. The Geodetic Signature of the Earthquake Cycle at Subduction Zones: Model Constraints on the Deep Processes [J]. *Reviews of Geophysics*, 2018, 56(1) : 6–49.
- [83] Sun T, Wang K L. Viscoelastic Relaxation Following Subduction Earthquakes and Its Effects on Afterslip Determination [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2015, 120(2): 1329–1344.
- [84] Jónsson S, Segall P, Pedersen R, et al. Post-earthquake Ground Movements Correlated to Pore-pressure Transients [J]. *Nature*, 2003, 424 (6945) : 179–183.
- [85] McCormack K A. Earthquakes, Groundwater and Surface Deformation: Exploring the Poroelastic Response to Megathrust Earthquakes [D]. Austin: The University of Texas, 2018.
- [86] Freed A M, Bürgmann R, Calais E, et al. Implications of Deformation Following the 2002 Denali, Alaska, Earthquake for Postseismic Relaxation Processes and Lithospheric Rheology [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(B1) : B01401.
- [87] Roeloffs E. Poroelastic Techniques in the Study of Earthquake-related Hydrologic Phenomena [M]// Advances in Geophysics Volume 37. Amsterdam: Elsevier, 1996: 135–195.
- [88] Rice J R, Cleary M P. Some Basic Stress Diffusion Solutions for Fluid-saturated Elastic Porous Media with Compressible Constituents[J]. *Reviews of Geophysics*, 1976, 14(2): 227–241.
- [89] Peltzer G, Rosen P, Rogez F, et al. Postseismic Rebound in Fault Step-overs Caused by Pore Fluid Flow[J]. *Science*, 1996, 273(5279) : 1202–1204.
- [90] Peltzer G, Rosen P, Rogez F, et al. Poroelastic Rebound Along the Landers 1992 Earthquake Surface Rupture[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998, 103(B12) : 30131–30145.
- [91] Biot M A. General Theory of Three-dimensional Consolidation [J]. *Journal of Applied Physics*,

- 1941, 12(2): 155–164.
- [92] McCormack K A, Hesse M A. Modeling the Poroelastic Response to Megathrust Earthquakes: A Look at the 2012 Mw 7.6 Costa Rican Event [J]. *Advances in Water Resources*, 2018, 114: 236–248.
- [93] Kümpel H J. Poroelasticity: Parameters Reviewed [J]. *Geophysical Journal International*, 1991, 105 (3): 783–799.
- [94] Wang H. Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology [M]. Princeton: Princeton University Press, 2000.
- [95] Carter N L, Ave' lallement H G. High Temperature Flow of Dunite and Peridotite [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1970, 81(8): 2181.
- [96] Pollitz F F, Murray J R, Minson S E, et al. Coseismic Slip and Early Afterslip of the M 6.0 24 August 2014 South Napa, California, Earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(11): 11728–11747.
- [97] Pollitz F F. Transient Rheology of the Uppermost Mantle Beneath the Mojave Desert, California [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 215 (1/2): 89–104.
- [98] Huang M H, Bürgmann R, Freed A M. Probing the Lithospheric Rheology Across the Eastern Margin of the Tibetan Plateau [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 396: 88–96.
- [99] Qiu Q, Moore J D P, Barbot S, et al. Transient Rheology of the Sumatran Mantle Wedge Revealed by a Decade of Great Earthquakes [J]. *Nature Communications*, 2018, 9: 995.
- [100] Hetland E A. Postseismic and Interseismic Displacements near a Strike-slip Fault: A Two-dimensional Theory for General Linear Viscoelastic Rheologies [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110(B10): B10401.
- [101] Riva R E M, Govers R. Relating Viscosities from Postseismic Relaxation to a Realistic Viscosity Structure for the Lithosphere [J]. *Geophysical Journal International*, 2009, 176(2): 614–624.
- [102] Yamasaki T, Houseman G A. The Signature of Depth-dependent Viscosity Structure in Post-seismic Deformation [J]. *Geophysical Journal International*, 2012, 190(2): 769–784.
- [103] Pollitz F F. Gravitational Viscoelastic Postseismic Relaxation on a Layered Spherical Earth [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1997, 102(B8): 17921–17941.
- [104] Sun T, Wang K L, Iinuma T, et al. Prevalence of Viscoelastic Relaxation After the 2011 Tohoku-oki Earthquake [J]. *Nature*, 2014, 514(7520): 84–87.
- [105] Yamasaki T, Wright T J, Houseman G A. Weak Ductile Shear Zone Beneath a Major Strike-slip Fault: Inferences from Earthquake Cycle Model Constrained by Geodetic Observations of the Western North Anatolian Fault Zone [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2014, 119(4): 3678–3699.
- [106] Hetland E A, Zhang G. Effect of Shear Zones on Post-seismic Deformation with Application to the 1997 Mw 7.6 Manyi Earthquake [J]. *Geophysical Journal International*, 2014, 198(1): 259–269.
- [107] Li S Y, Bedford J, Moreno M, et al. Spatiotemporal Variation of Mantle Viscosity and the Presence of Cratonic Mantle Inferred from 8 Years of Postseismic Deformation Following the 2010 Maule, Chile, Earthquake [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2018, 19(9): 3272–3285.
- [108] Tsang L L H, Vergnolle M, Twardzik C, et al. Imaging Rapid Early Afterslip of the 2016 Pedernales Earthquake, Ecuador [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 524: 115724.
- [109] Twardzik C, Vergnolle M, Sladen A, et al. Unravelling the Contribution of Early Postseismic Deformation Using Sub-daily GNSS Positioning [J]. *Scientific Reports*, 2019, 9: 1775.
- [110] Milliner C, Bürgmann R, Inbal A, et al. Resolving the Kinematics and Moment Release of Early Afterslip Within the First Hours Following the 2016 Mw 7.1 Kumamoto Earthquake: Implications for the Shallow Slip Deficit and Frictional Behavior of Aseismic Creep [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2020, 125(9): e2019JB018928.
- [111] Scholz C H. Earthquakes and Friction Laws [J]. *Nature*, 1998, 391(6662): 37–42.
- [112] Smith S W, Wyss M. Displacement on the San Andreas Fault Subsequent to the 1966 Parkfield Earthquake [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1968, 58(6): 1955–1973.
- [113] Ryder I, Parsons B, Wright T J, et al. Post-seismic Motion Following the 1997 Manyi (Tibet) Earthquake: InSAR Observations and Modelling [J]. *Geophysical Journal International*, 2007, 169 (3): 1009–1027.
- [114] Marone C J, Scholtz C H, Bilham R. On the Mechanics of Earthquake Afterslip [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(B5): 8441.
- [115] Marone C. Laboratory-derived Friction Laws and Their Application to Seismic Faulting [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1998, 26: 643–696.

- [116] Wang K, Bürgmann R. Probing Fault Frictional Properties During Afterslip Updip and Downdip of the 2017 Mw 7.3 Sarpol-e Zahab Earthquake with Space Geodesy[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2020, 125(11): e2020JB020319.
- [117] Tian Z, Freymueller J, Yang Z Q, et al. Frictional Properties and Rheological Structure at the Ecuadorian Subduction Zone Revealed by the Postseismic Deformation Due to the 2016 Mw 7.8 Pedernales (Ecuador) Earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2023, 128(5): e2022JB025043.
- [118] Fagereng Å, Beall A. Is Complex Fault Zone Behaviour a Reflection of Rheological Heterogeneity? [J]. *Philosophical Transactions Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences*, 2021, 379(2193): 20190421.
- [119] Rice J R, Gu J C. Earthquake Aftershocks and Triggered Seismic Phenomena [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 1983, 121(2): 187-219.
- [120] Segall P. Earthquake and Volcano Deformation [M]. Princeton, : Princeton University Press, 2010.
- [121] Helmstetter A, Shaw B E. Afterslip and Aftershocks in the Rate-and-State Friction Law[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2009, 114(B1): 308-331.
- [122] Johnson K M, Fukuda J, Segall P. Challenging the Rate-state Asperity Model: Afterslip Following the 2011 M 9 Tohoku-oki, Japan, Earthquake[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39 (20) : 2012GL052901.
- [123] Barnhart W D, Murray J R, Briggs R W, et al. Coseismic Slip and Early Afterslip of the 2015 Illapel, Chile, Earthquake: Implications for Frictional Heterogeneity and Coastal Uplift[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2016, 121 (8) : 6172-6191.
- [124] Boatwright J, Cocco M. Frictional Constraints on Crustal Faulting [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1996, 101 (B6) : 13895-13909.
- [125] Kaneko Y, Avouac J P, Lapusta N. Towards Inferring Earthquake Patterns from Geodetic Observations of Interseismic Coupling[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(5): 363-369.
- [126] Rolandone F, Nocquet J M, Mothes P A, et al. Areas Prone to Slow Slip Events Impede Earthquake Rupture Propagation and Promote Afterslip [J]. *Science Advances*, 2018, 4(1): eaao6596.
- [127] Diao F Q, Wang R J, Wang Y B, et al. Fault Behavior and Lower Crustal Rheology Inferred from the First Seven Years of Postseismic GPS Data After the 2008 Wenchuan Earthquake [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 495: 202-212.
- [128] Barbot S, Fialko Y, Bock Y. Postseismic Deformation Due to the Mw 6.0 2004 Parkfield Earthquake: Stress-driven Creep on a Fault with Spatially Variable Rate-and-state Friction Parameters [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114 (B7) : B07405.
- [129] Hearn E H. Dynamics of Izmit Earthquake Postseismic Deformation and Loading of the Duzce Earthquake Hypocenter[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2002, 92(1): 172-193.
- [130] Hu Y, Bürgmann R, Uchida N, et al. Stress-driven Relaxation of Heterogeneous Upper Mantle and Time-dependent Afterslip Following the 2011 Tohoku Earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2016, 121(1): 385-411.
- [131] Bürgmann R. Time-dependent Distributed Afterslip on and Deep Below the Izmit Earthquake Rupture [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2002, 92(1): 126-137.
- [132] Tian Z, Freymueller J T, Yang Z Q. Spatiotemporal Variations of Afterslip and Viscoelastic Relaxation Following the Mw 7.8 Gorkha (Nepal) Earthquake [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 532: 116031.
- [133] Zhao B, Bürgmann R, Wang D Z, et al. Dominant Controls of Downdip Afterslip and Viscous Relaxation on the Postseismic Displacements Following the Mw 7.9 Gorkha, Nepal, Earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2017, 122 (10): 8376-8401.
- [134] Hsu Y J, Bechor N, Segall P, et al. Rapid Afterslip Following the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake, China [J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(16): 1-4.
- [135] Ryder I, Bürgmann R, Pollitz F. Lower Crustal Relaxation Beneath the Tibetan Plateau and Qaidam Basin Following the 2001 Kokoxili Earthquake [J]. *Geophysical Journal International*, 2011, 187 (2) : 613-630.
- [136] Fattah H, Amelung F, Chaussard E, et al. Coseismic and Postseismic Deformation Due to the 2007 M 5.5 Ghazaband Fault Earthquake, Balochistan, Pakistan [J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42 (9): 3305-3312.
- [137] Langbein J. Coseismic and Initial Postseismic Deformation from the 2004 Parkfield, California, Earthquake, Observed by Global Positioning System,

- Electronic Distance Meter, Creepmeters, and Bore-hole Strainmeters [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2006, 96(4B): S304–S320.
- [138] Churchill R M, Werner M J, Biggs J, et al. After-slip Moment Scaling and Variability from a Global Compilation of Estimates [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2022, 127 (4) : e2021JB023897.
- [139] Pollitz F F, Wicks C, Thatcher W. Mantle Flow Beneath a Continental Strike-slip Fault: Postseismic Deformation After the 1999 Hector Mine Earthquake [J]. *Science*, 2001, 293(5536): 1814–1818.
- [140] Savage J C. Equivalent Strike-slip Earthquake Cycles in Half-space and Lithosphere–Asthenosphere Earth Models [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95(B4): 4873.
- [141] Suito H, Freymueller J T. A Viscoelastic and Afterslip Postseismic Deformation Model for the 1964 Alaska Earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2009, 114(B11): 404–424.
- [142] Wang M, Shen Z K, Wang Y Z, et al. Postseismic Deformation of the 2008 Wenchuan Earthquake Illuminates Lithospheric Rheological Structure and Dynamics of Eastern Tibet [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021, 126 (9) : e2021JB022399.
- [143] Diao F Q, Wang R J, Xiong X, et al. Overlapped Postseismic Deformation Caused by Afterslip and Viscoelastic Relaxation Following the 2015 Mw 7.8 Gorkha (Nepal) Earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021, 126 (3) : e2020JB020378.
- [144] Rollins C, Barbot S, Avouac J P. Postseismic Deformation Following the 2010 M = 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake: Observations, Kinematic Inversions, and Dynamic Models [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2015, 172(5): 1305–1358.
- [145] Fukuda J, Johnson K M. Bayesian Inversion for a Stress-driven Model of Afterslip and Viscoelastic Relaxation: Method and Application to Postseismic Deformation Following the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021, 126(5): e2020JB021620.
- [146] Moore J D P, Yu H, Tang C H, et al. Imaging the Distribution of Transient Viscosity After the 2016 Mw 7.1 Kumamoto Earthquake [J]. *Science*, 2017, 356(6334): 163–167.
- [147] Meade B J, Klinger Y, Hetland E A. Inference of Multiple Earthquake-cycle Relaxation Timescales from Irregular Geodetic Sampling of Interseismic Deformation [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2013, 103(5): 2824–2835.
- [148] Xiong Xiong, Wu Hang, Feng Yashan, et al. History, Present Situation and Challenge of Probabilistic Analysis of Seismic Activity [J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 2023, 43(4) : 331–338. (熊熊, 吴杭, 冯雅杉, 等. 地震活动性概率分析研究的历史、现状与挑战[J]. 大地测量与地球动力学, 2023, 43(4): 331–338.)
- [149] Savage J C. Viscoelastic-coupling Model for the Earthquake Cycle Driven from Below [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2000, 105 (B11): 25525–25532.
- [150] Jiang G Y, Xu X W, Chen G H, et al. Geodetic Imaging of Potential Seismogenic Asperities on the Xianshuhe-Anninghe-Zemuhe Fault System, Southwest China, with a New 3-D Viscoelastic Interseismic Coupling Model [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2015, 120 (3) : 1855–1873.
- [151] Diao F Q, Xiong X, Wang R J, et al. Slip Rate Variation Along the Kunlun Fault (Tibet): Results from New GPS Observations and a Viscoelastic Earthquake-cycle Deformation Model [J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(5): 2524–2533.
- [152] Li S Y, Wang K L, Wang Y Z, et al. Geodetically Inferred Locking State of the Cascadia Megathrust Based on a Viscoelastic Earth Model [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018, 123(9) : 8056–8072.
- [153] Takeuchi C S, Fialko Y. Dynamic Models of Interseismic Deformation and Stress Transfer from Plate Motion to Continental Transform Faults [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2012, 117(B5): 403–418.
- [154] Luo H P, Wang K L. Finding Simplicity in the Complexity of Postseismic Coastal Uplift and Subsidence Following Great Subduction Earthquakes [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2022, 127(10): e2022JB024471.
- [155] Duan B C. Multicycle Dynamics of the Aksay Bend Along the Altyn Tagh Fault in Northwest China: 1. A Simplified Double Bend [J]. *Tectonics*, 2019, 38 (3): 1101–1119.
- [156] Duan B C, Liu Z F, Elliott A J. Multicycle Dynamics of the Aksay Bend Along the Altyn Tagh Fault in Northwest China: 2. The Realistically Complex Fault Geometry [J]. *Tectonics*, 2019, 38(3): 1120–1137.