中国科学: 地球科学 2020 年 第 50 卷 第 4 期: 515 ~ 537
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
评 述

大地震震源破裂模型: 从快速响应到联合反演的技术进展及展望

岳汉*, 张勇, 盖增喜, 王腾, 赵里

北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871
* 通讯作者, E-mail: yue.han@pku.edu.cn

收稿日期: 2019-04-16; 收修改稿日期: 2019-10-08; 接受日期: 2019-11-13; 网络版发表日期: 2019-12-24
国家重点研发计划项目(编号: 2018YFC1504203)资助

摘要 解析大地震的破裂模型是研究地震成因、破裂动力学机制和探究活动断层结构等研究方向的基础. 在地震防灾、应急响应和危险性评估等实际问题中发挥着重要的作用. 文章对近年来在大地震破裂模型反演的方法及应用上取得的进展进行综述和分析, 结合北京大学地球物理专业相关研究人员在大地震破裂模型的快速反演、震源反投影、大地测量、地震波与形变观测数据的联合反演、复杂地球模型中破裂过程的反演及强地面运动模拟等方面的工作, 分析不同研究方法的特长以及不足. 提出从短期快速响应到长期科学问题的系统化研究思路, 并对从震源模型反演到强地面运动预测的一体化自动应急系统, 以及全动力学反演方法进行了分析和展望.

关键词 震源破裂过程, 震灾快速响应, 地震动模拟

1 引言

自2000年以来, 全球共发生8级以上地震23次(截至2019年1月1日), 平均每年1.3次. 这一强震发生率远高于现代地震学观测时间段内的平均水平(1950~2000年每年0.7次, USGS Preliminary Determined Epicenters (PDE) Bulletin: https://earthquake.usgs.gov/data/pde.php). 这些地震及其次生灾害给全世界人民造成重大生命和经济损失. 虽然21世纪的工程建筑水平以及抗灾措施已经较20世纪大有改善, 特大地震依然给很多国家带来深重的灾难. 如2004年苏门答腊地震(M_w=9.1)造成约23万人死亡及29亿美元的经济损失(Telford和Cosgrave, 2006); 2008年汶川地震(M_w=7.9)造成约9万人死亡及1500亿美元的经济损失(https://web.archive.org/web/20150924163825/http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/world_deaths.php); 2010 年日本东北外海地震(M_w=9.0)造成1.8万人死亡和失踪及3600亿美元的经济损失(https://web.archive.org/web/20150924163825/http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/world_deaths.php). 造成这些灾害的原因除经济建设及抗震能力外, 更重要的是人们对发震区域可能发生地震的震级范围缺乏清楚的认识, 未能合理设防. 这种认知的局限在经济发达、地震研究充分地区依然存在: 如2011年日本东北地震的震级远超海啸设防等级 (Lay, 2018). 因此解决地震灾害的首要任务依然是研究天然大地震发生的地点、震级、破裂范

中文引用格式: 岳汉, 张勇, 盖增喜, 王腾, 赵里. 2020. 大地震震源破裂模型: 从快速响应到联合反演的技术进展及展望. 中国科学: 地球科学, 50: 515–537, doi: 10.1360/SSTe-2019-0078
英文引用格式: Yue H, Zhang Y, Ge Z, Wang T, Zhao L. 2020. Resolving rupture processes of great earthquakes: Reviews and perspective from fast response to joint inversion. Science China Earth Sciences, 63: 492–511, https://doi.org/10.1007/s11430-019-9549-1

© 2019 《中国科学》杂志社

围以及位移量和强地面运动的分布.

地震本质上是破裂以及位错在断层面上开始、传播和终止的过程. 大地震的破裂过程通常包含了断层面上若干个凹凸体或障碍体的先后破裂(Das和Aki, 1977; Lay和Kanamori, 1981), 破裂行为复杂. 而在复杂断层系统下, 甚至可以发生地震在断层之间跳跃的破裂模式(如: Yue等, 2012; Meng等, 2012; Wang等, 2018). 破裂范围随着震级和震源机制不同, 覆盖十几公里至数百公里; 破裂延续时间可以从十几秒到数百秒. 解析破裂的复杂过程依赖于反演、成像等理论和技术的发展. 自从有限断层反演的开拓性工作(Trifunac, 1974)以来, 有限断层破裂模型及相关研究一直是地震学以及震源物理学研究的热点方向(如: Ji等, 2002a, 2002b; Hayes, 2017). 在技术发展的同时, 大地震震源研究也得益于全球地震台网、大地测量台网以及影像测地学的发展. 结合这些观测数据反演的断层破裂模型让人们更加清楚的解析到复杂的动态破裂过程, 如俯冲带地震的破裂折返现象(Ide等, 2011; An等, 2017; Okuwaki等, 2017)、随深度变化的震源频率特征(Yao等, 2011, 2013; Lay等, 2012; Yue等, 2017b), 以及多条断层在一次地震中的先后破裂(Lay等, 2010; Duputel等, 2012; Yue等, 2012; Wang等, 2018). 对于地震灾害频发的危险地区, 如美国加州、日本、中国台湾、意大利、新西兰等, 密集的强震台网是获得高精度破裂模型的重要数据来源(USGS Earthquake Science Center, 1931; Aoi等, 2004; Van Houtte等, 2017). 可以覆盖全球陆地的合成孔径雷达(SAR)卫星以及光学卫星影像观测技术, 使对于陆上或近海地震的同震形变场的解析达到数十米的空间分辨率. 这些数据显示, 一次大地震产生的地表破裂往往不局限于单一断层面(Klinger等, 2005; Feng等, 2017; Wang等, 2018). 深海水压及浮标观测利用深海海啸波, 更好地解析了俯冲带浅层的位移(Yamazaki等, 2011; Yokota等, 2011; Satake等, 2013; Yue等, 2014), 海底声呐定位技术以及声呐探测技术可以直接观测俯冲带上的近场位移量, 约束同震位移量(Ito等, 2011; Sato等, 2011; Tsuji等, 2011; Maksymowicz等, 2017). 综上所述, 现代地球物理空间和影像大地测量以及海洋观测技术给大地震的研究提供了前所未有的多维度观测数据, 对于人们综合研究大地震的破裂过程给出了很重要的约束条件.

同时, 综合应用多种数据观测的反演算法也让人们更加全面地了解震源破裂模型的精度和不确定性. 本文基于北京大学地球物理专业研究人员近年来的震源研究工作, 结合近年发生的若干震例, 系统阐述震源快速反演、反投影成像、同震形变获取、地震波与形变观测数据的联合反演、复杂地球模型中破裂过程的反演及强地面运动模拟等方面的进展, 并且讨论了这些方法的技术特点与难点.

2 大地震震例研究的时间线

地震破裂模型的研究需要符合地震发生后不同时期救灾、应急、评估以及研究内容的需求. 一次地震产生的地震波以每秒钟几公里的速度传播至周围介质, 其携带的动能造成建筑物和工程设施的破坏和垮塌, 是地震造成直接损害的主要原因. 直接灾害伴随着地震波在若干分钟后停止. 随后, 余震、海啸、滑坡、土壤液化、堰塞湖溃堤等次生灾害继续对于震区造成威胁. 一次地震造成的灾害持续时间往往超过数月. 震灾发生后救灾的首要任务是在营救黄金时间(3天)之内从垮塌建筑中营救幸存者. 因此, 大地震发生之后早期的研究以地震预警、快速响应、救援和灾害评估为导向, 而后期的研究以破裂机制以及科学问题为导向(图1).

3 地震预警

地震观测数据存在最短获取时间的极限, 该极限同时受到携带地震信息的物理场(弹性波动场、电磁场、重力场等)的传播速度以及观测技术两方面的限制, 成为反演和分析速度的制约因素之一(图1可用数据). 同震形变造成震区附近物质的重新分布, 同时造成重力场波动(重力波). 重力波按光速传播, 仪器记录时间几乎与地震发生时间相同, 并在几个大地震中被重力仪(Imanishi等, 2004)以及地震仪观测到(Montagner等, 2016; Vallée等, 2017), 成为知晓地震发生(地震预警)的最快媒介. 而同震重力测量是否可以预警地震尚存在争议(如Heaton, 2017). 该观测目前也尚未被应用于地震预警工作中. 理论上, 一台地震波段有响应的引力波探测仪, 可以瞬时探测地球上的所有大地震. 该技术有可能在未来成为探知全球大地震发生的最快观测手段.

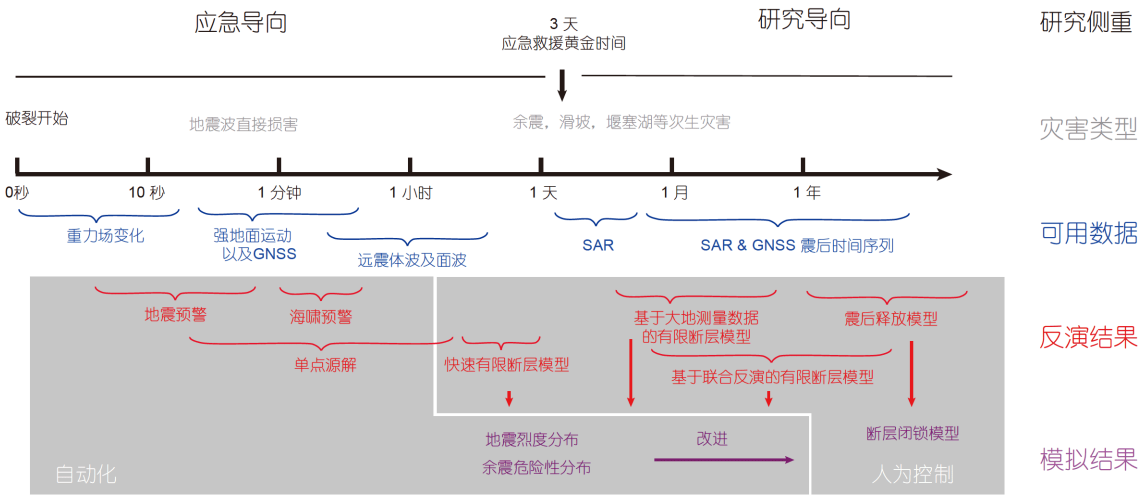


图 1　大地震震源研究的时间线呈现为一个不等比例的射线

在该时间线上, 研究侧重、灾害类型、可用数据的获取时间、反演以及模拟结果的完成时间用不同颜色的文字标出. 各种数据获取以及研究结果产生的时间范围用大括号标出. 下半部分自动化和人为控制的研究类别用灰色多边形标出

地震波在地球介质的传播速度在公里/秒量级, 是地震预警技术的主要物理媒介. 地震预警的思路是通过离震源较近的震动观测快速估计地震的位置和震级, 利用信息传播(光速+系统延迟)和地震波的速度差, 给距离较远的区域发出预警, 得到几十秒至几分钟的准备时间(Allen和Kanamori, 2003; Kamigaichi, 2004; Wu和Kanamori, 2008). 震区附近由于时间差小于系统反应时间, 形成预警盲区, 是地震预警无法突破的极限. 虽然对于震源附近的高烈度区域预警能力有限, 地震预警系统对于铁路、电厂运营、电梯运行、特种操作行业等还是起到重要作用. 在人口密集地震频发的地区, 如日本、意大利、美国加州、墨西哥和中国四川、福建及台湾地区, 地震预警已经处于自动运行状态(Wurman等, 2007; Hoshiba等, 2008; Allen等, 2009; Hsiao等, 2009; Zollo等, 2009; Zhang等, 2016b), 并成功对若干地震发布了快速预警.

海啸是地震产生的重要次生灾害. 由于海啸波的传播速度在百米/秒量级, 通常比地震波晚几十分钟到达, 因此大地震发生后的海啸预警成为沿海地区减小海啸造成人员伤亡的重要手段. 造成海啸的地震多为俯冲带大地震(八级以上)(Lay等, 2012)以及俯冲带浅部逆冲机制的地震 (Kanamori, 1972; Kanamori和Kikuchi, 1993; Lay等, 2012). 因此, 地震发生之后对于震源位置、深度、机制的快速估计成为发布海啸预警的重要指标. 通过震源机制的快速反演, 如W-phase (Kanamori和Rivera, 2008)和GPS观测(Blewitt等, 2006), 可以实现通过地震参数发布海啸预警. 然而, 基于地震观测和反演技术的海啸预警系统极度依赖于陆基台网建设, 很难在全球尺度给出可靠的海啸预警. 同时, 全部海啸中地震成因的只占80%, 其余成因包括海底滑坡与火山等. 因此, 基于对海啸波直接观测的预警手段逐渐成为在全球更广泛使用的海啸预警系统(Bernard和Titov, 2015). 该系统利用海啸波波速(浅水波波速)与水深相关的特征, 利用深海海啸(高波速先至)预警系统(Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis, DART)对于近岸海啸(低波速后至)浪高进行估计, 准确度和效率均超过地震学估计(Mungov等, 2013; Bernard和Titov, 2015), 可降低海啸预警的误报率. 同时, 由于深海海啸波的模拟更接近线性过程, 也不要求高精度的海底地形模型, 利用深海海啸波数据对于大地震浅部位移约束远远高于陆基的观测(Yamazaki等, 2011; Satake等, 2013; Yue等, 2014).

4　破裂过程快速反演进展及现状

地震预警系统的目标是给地震潜在灾害地区发出警报, 或者对地震灾害进行自动响应, 而该警报并不包含精确的地震信息, 因此无法从地震的物理机制确切给出预警以及防范的范围. 为了快速评估地震灾害的范围以及破坏力, 并为震后救灾工作提供指导, 震源

参数的快速计算十分必要.

数学上可以证明, 无限小断层上的位错等效为作用于一个点的双力偶(震源表示定理). 因此用双力偶点源描述地震的基本性质(点源解)已经成为震源研究领域被广泛认可的地震表示方法. 而大地震的点源解已经实现了自动化反演, 如GCMT (Ekström等, 2012)以及W-phase (Kanamori和Rivera, 2008)反演, 而更加细节的震源有限性信息正在经历从人为调控到自动化的技术演变. 最基本的震源有限性信息来自于地震破裂尺度和方向性, 这些信息对于破裂的发展方向以及地面危险性的计算有着重要的作用. 破裂的方向性信息可以由波形空间分布的不对称性以及反卷积得到的震源时间函数得出(Mueller, 1985; Lay等, 2010; Velasco等, 1994). 而对于中小震级以上的地震, 可以将点源假设延拓至有方向性的有限线源, 通过反演方式求解破裂方向性特征(He等, 2015a, 2015b; Luo等, 2010; Tan和Helmberger, 2010; Wen和Ren, 2014).

有限断层模型比线源模型增加一个维度的有限性信息. 通常将断层描述为在长和宽方向都有一定展布的有限面源. 有限断层模型的反演目标是求解破裂在断层面上的时空分布. 该描述来自于发震断层的物理学近似, 更加接近于地震的真实破裂过程. 美国地质调查局(USGS)的国家地震中心(NEIC)追踪全球大地震破裂过程超过10年的时间, 对于全球重大地震利用远震体波和面波进行快速有限断层模型的反演, 通常在震后1天之内发布地震反演结果, 对于全球范围的大地震研究以及救灾应急起到了重要的作用(Hayes, 2017). 2008年汶川M_w7.9地震之后, 我国地震职能部门和学界都充分认识到了震源快速反演对地震应急工作的重要性. 国内外一些研究小组系统性地开展了破裂过程快速反演工作, 并致力于提高破裂过程反演的效率和质量, 取得了显著进展. 这些工作主要针对全球性大地震, 采用远震资料快速确定破裂模型. 经过近10年的努力, 这一工作已日渐成熟, 并逐步常规化和规范化(Zhang Y等, 2012). 这些工作应用在汶川地震之后的国内外重大地震的震后响应中, 为灾害估计和应急处置提供了必要的震源信息, 发挥了积极作用. 例如, 在2010年青海玉树M_w6.9地震后2~3小时左右, 研究者确认了这次地震向东南传播的单侧破裂模式, 以及两次子事件的基本特征(张勇等, 2010); 在2013年芦山M_w6.6地震后, 很快得到了关于此次地震无地表破裂和无明显破裂方向性的认识(刘成利等, 2013; 王卫民等, 2013; 张勇等, 2013; 赵翠萍等, 2013). 在这些地震应急工作中的应用表明, 破裂过程快速反演已经成熟, 可以在防震减灾工作发挥显著的实际作用.

然而, 破裂模型的远震数据反演存在固有的不足. 首先, 由于距离较远, 远震地震波走时较长, P波传播到30度外的台站处需要约6~13分钟时间, 这一时间可以视为这一反演模式的效率极限. 另外, 目前的远震资料反演都是基于手动操作模式, 需要尝试多种参数组合以确定最优解. 手动试错的反演在很大程度上影响了反演效率, 导致目前反演所需时间一般在数小时左右, 且难以被进一步缩短, 很难用于对产出时间要求更高的近海海啸预警.

为进一步减少破裂模型的确定时间, 一条可行的途径是开展基于近场资料的自动反演工作(郑绪君等, 2018). 为此, Zhang Y等(2014)发展了基于近场资料反演的IDS (Iterative Deconvolution and Stacking)方法, 可在数据和断层模型齐备的前提下, 自动确定破裂模型. 这一方法为破裂模型的准实时和自动化反演奠定了技术基础. 图2中我们针对2016年熊本地震, 比较了远震资料手动反演和强震资料自动反演的结果. 两个结果在破裂方向和滑动分布的大致特征上都比较相似. 基于大地测量结果以及联合反演的结果显示, 该地震主要的破裂模式是东北方向的单侧破裂(Hao等, 2017; Yue等, 2017a), 这与强震模型反演得到的破裂过程和分布更加接近. 同时, 远震手动反演结果是基于一些先验认识和主观经验, 多次调整参数得到的, 强震资料结果完全是自动反演结果. 相比之下, 强震资料结果对震后响应无疑具有更强的适用性和更好的应用前景. 更重要的是, 强震资料自动反演有望将反演时间缩短至地震发生后数十秒, 可为近海海啸预警等工作提供亟需的震源破裂模型.

5 震源反投影技术

震源反演技术的先决条件是断层模型的参数化以及格林函数的计算. 与大部分地球物理反演问题相同, 有限断层模型的反演可以表示为

$$\mathbf{F}(\mathbf{m}) = \mathbf{d}, \tag{1}$$

式中$\mathbf{m}$为断层模型参数, $\mathbf{d}$为观测数据. 而$\mathbf{F}(\mathbf{m})$表示用

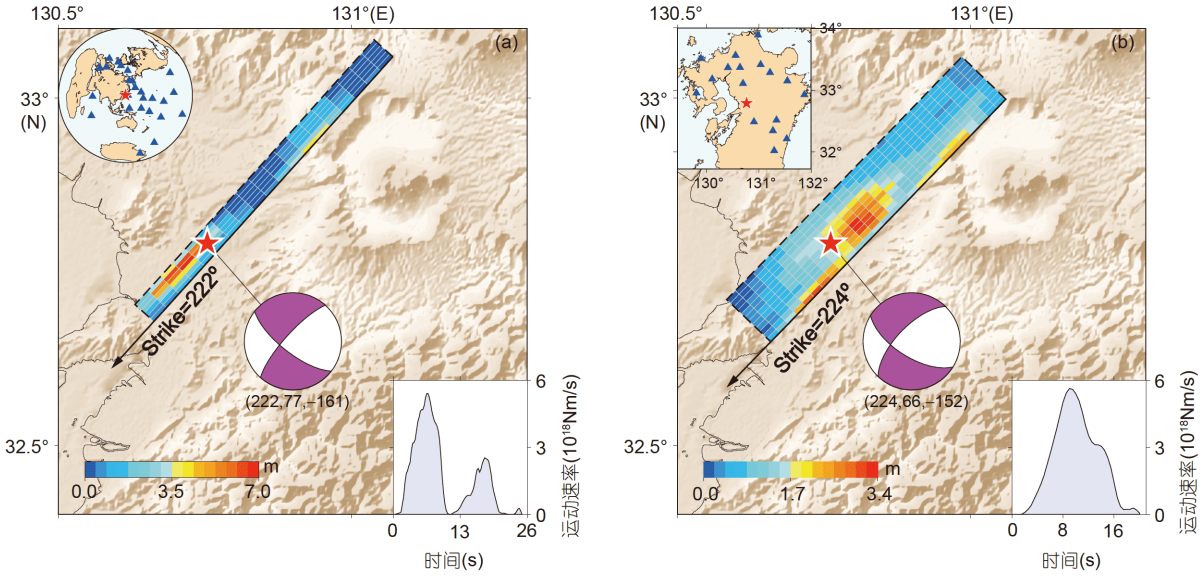


图 2　2016年熊本地震的远震资料手动反演(a)和强震资料自动反演(b)结果对比

在基于远震的反演中, 主要破裂位于震源的西南方, 而在强震数据的反演中, 主要破裂位于断层的东北方

断层模型**m**所合成的模拟数据. 通过对比模拟数据和观测数据, 最小化二者之间的差别(如最小化二范数), 可以得到最符合观测数据的模型. 而在线性化的假设下(如: Hartzell和Heaton, 1983), 公式(1)可以简化为一个线性关系, 用线性回归的算法进行反演. 无论是线性或非线性算法, 反演问题的基础是参数化断层面以及计算格林函数. 不同于反演算法, 震源反投影等震源成像算法通过简单的到时以及非线性叠加(成像)过程, 将地震的破裂过程显性地表示为

$$\mathbf{m}(\mathbf{x}, t) = \mathbf{S}(\mathbf{d}), \tag{2}$$

式中$\mathbf{m}(\mathbf{x}, t)$是一个跟震源破裂过程有关的动态物理场, 可以通过对于远震波形**d**的数学运算得到. 通常**S**(**d**)包括了对于震源附近每一个场点的理论到时计算(偏移), 以及地震波非线性叠加或者信息提取过程(成像). 反投影方法是勘探地震学中的逆时偏移成像方法在地震破裂成像中的应用. 相比远震反演方法, 其优点在于, 不需要预先设定断层面, 不需要相对耗时的反演过程, 所用数据的频率更高, 具有更好的空间分辨率.

Ishii等(2005)及Krüger和Ohrnberger(2005)分别将远震体波反投影方法应用到了2004年苏门答腊M_w9.1地震, 此后反投影方法逐渐成为快速获取地震破裂时空分布特征的有效方法, 并在多次大地震研究中得到与有限断层反演一致的结果, 如 2011年日本东北外海地震的研究结果 (Koper等, 2011; Meng等, 2011; Yao等, 2011; Yagi等, 2012). 2018年汶川地震M_w7.9大地震之后, Zhang和Ge(2010)针对传统算法, 提出了相对反投影方法, 获得了汶川地震的破裂分布, 主要破裂位置与宏观破裂位置更加吻合. 由于反投影方法利用方位角接近的地震台阵数据成像, 受深度震像和时间走时耦合性的影响, 成像结果往往会出现向台阵方位漂移的假象. 为了解决这些问题, 研究人员提出了多种信号处理技术, 如MUSIC(MUlitiple SIgnal Classific; Schmidt, 1986; Meng等, 2011)、压缩传感(Yao等, 2011)、小波域分解(Fang等, 2018)、N次根倾斜叠加方法(Xu等, 2009)、相位加权叠加方法(Fan和Shearer, 2015; Tan等, 2019)和图像反卷积(Wang等, 2016)等, 在去除漂移现象、去除噪点以及同时解析多点源信息等方面对于反投影结果有比较大的改进. 另一方面, 利用全球台网数据(如Fan等, 2017)不同方位的多个台阵联合对地震破裂进行成像(Zhang H等, 2012, 2016a, 2017). 地球的横向非均匀结构也会对反投影成像的结构产生影响, Liu等(2017)在2015年尼泊尔M_w7.8级地震的应用中(图3)发现, 位于不同方位的台阵, 其成像结果在破裂方向和破裂尺度上都存在较大的差异(图3a). 在引入了利用层析成像得到的全球速度模型

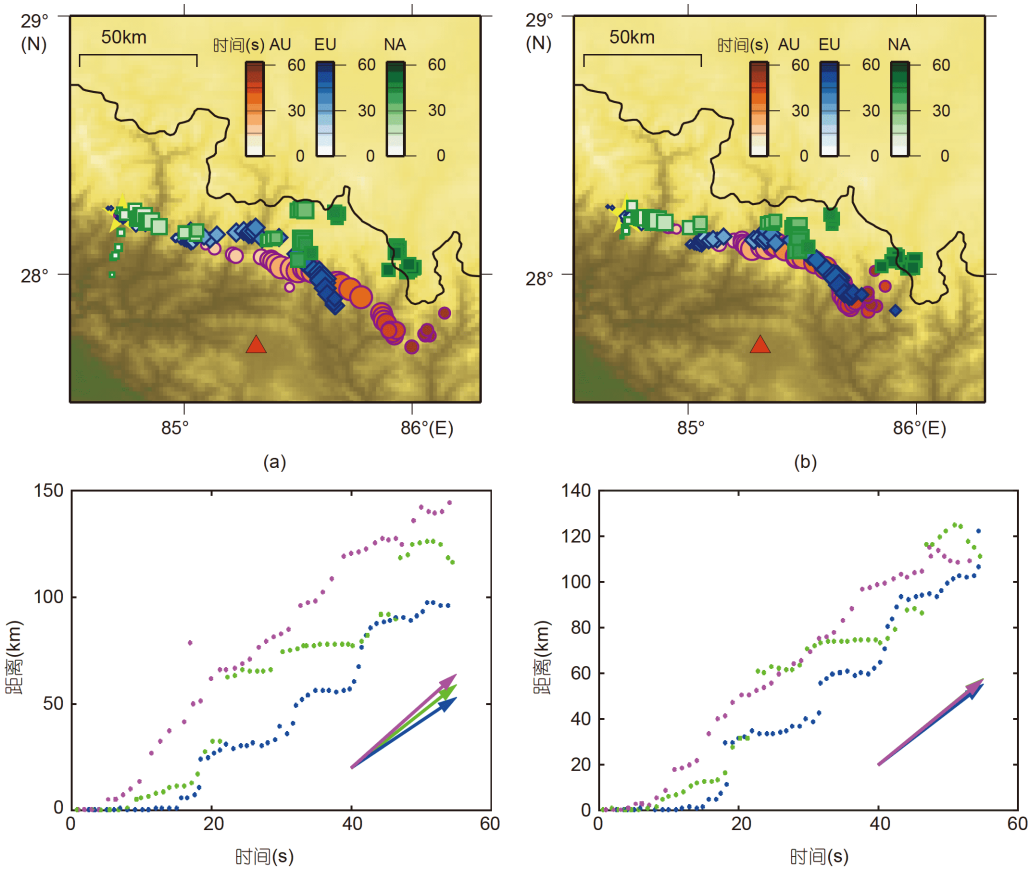


图 3　2015年尼泊尔地震震源破裂过程用三个地震台网(AU、EU与NA)在不同速度模型中反投影得到的结果

(a) 一维模型; (b) 三维模型. 修改自Liu等(2017)

LLNL-G3Dv3 (Simmons等, 2012)来计算理论走时, 三个台阵的成像结果(图3b)在破裂尺度、持续时间和破裂分布上都更加一致(Liu等, 2017), 结果表明精确的地球速度模型有助于对破裂过程进行成像.

6　大地测量技术

地震发生时在断层上产生错动, 当震级较大且震源较浅时会在地表产生同震形变, 量级从几毫米到数十米不等(Segall, 2010). 我们可以在地震后几小时至数周内通过大地测量技术对同震形变进行量测. 与远震和强震数据不同, 大地测量获取的地表形变数据记录的是震中区域在地震发生后保留下来的静态形变. 因此, 地表同震形变的位置、量级以及空间分布对于确定断层几何构型和断层上的滑动分布及方向均十分重要. 同时, 快速获取同震形变和地面损害情况对震后救援行动的开展也不可或缺.

震后地质调查、全球卫星导航系统(Global Navigation Satellite System, GNSS)和遥感影像是三种最主要的获取地表同震形变的数据来源. 在地震发生后几小时至数周内, 地质学家在震源附近可以确定地表破裂的分布和位置, 通过标记特征地物(如道路、藩篱等)的明显错动还可以得到水平位移测量. 通过GNSS台站可以获取地表三维形变信息. 尽管这些台站的分布通常很稀疏, 但是它们获取的形变信息较为精确和可靠, 其中水平形变测量精度可以达到毫米级, 垂直形变精度可以达到亚厘米级. 从遥感影像中同样可以精确测量同震形变信息, 即影像大地测量技术(Elliott等, 2016). 利用不同卫星数据能够实现1~100m分辨率级别的形变场分布图, 使人们可以对同震形变在地表的空间分布有全面直观的认知. 合成孔径雷达(Synthetic Aperture Radar, SAR)正是这样一种高空间分辨

率的影像测地学工具，在地震后几天内任何气象条件下均能实现高分辨率同震形变测量. 利用SAR影像获取地表形变主要包含两种方法: 一是利用相干的相位信息，即干涉测量(Interferometric SAR, InSAR; Massonnet等, 1993; Peltzer和Rosen, 1995; Bürgmann等, 2000; Rosen等, 2012)和子频谱分离干涉测量(Split-Bandwidth Interferometry, SBI; Bechor和Zebker, 2006; Jung等, 2009; Jiang等, 2017); 二是利用SAR影像中的幅度特征信息的像素偏移追踪技术(pixel-offset tracking; Michel等, 1999; Fialko等, 2001, 2005; Pathier等, 2006; Avouac等, 2015; Wang和Jónsson, 2015; Wang等, 2018). 2008年汶川地震后几天震区周边持续降雨，传统光学遥感手段无法观测地面状况，这时SAR数据在救灾行动指挥中就发挥了十分关键的作用(Dong等, 2011). 在震后多雨多云情况下，SAR影像是进行震后大面积快速灾害评估和地表形变量测的唯一手段.

传统的InSAR技术能够获取地表形变在雷达视线向(Line-of-sight, LOS)的投影, 主要成分为垂直向和东西向形变, 对南北向形变不敏感, 此外在靠近地表破裂的地方由于形变梯度过大, 相位信息失去相干性, 也无法获得有效测量. 利用SAR影像的子频谱分离干涉测量或像素偏移技术可以获得雷达视线向和卫星飞行方向(近似南北向)的形变测量(Pathier等, 2006; Avouac等, 2015; Wang和Jónsson, 2015), 但精度要比InSAR低一个数量级(Bamler和Eineder, 2005). 综合所有可用的雷达影像数据，使我们有可能在地震后测量关于地表形变在三个以上方向的投影，进而反演三维地表形变(Fialko等, 2001, 2005; Hu等, 2014; Wang和Jónsson, 2015; Wang等, 2018). 利用影像测地学获取的高分辨率三维形变场，尤其是垂直形变场是单一数据源无法实现的，对理解地震在地貌塑造中的作用十分重要. Wang等(2018)利用2016年新西兰地震的多源SAR数据反演了三维同震形变场，发现垂直形变的分布和地形之间在内陆地区呈负相关，而在沿海地区呈正相关. 表明一次大地震对地形的塑造在空间上的分布与地下断层的破裂深度有关.

在获取地表的形变数据后，我们可以反演地壳内部震源附近的滑移量分布. 对于浅层地震而言，通常利用震后地质调查结果确定断层在地表的投影位置, 并结合地质学和地震学研究确定初始断层几何形态. 然后, 通过一个矩形断层面来对震源进行建模, 利用最优化方法(如模拟退火方法)搜索断层面的位置、走向、倾角、滑移量和滑动方向等参数的最优解(Jónsson等, 2002). 在确定断层几何和平均滑移矢量

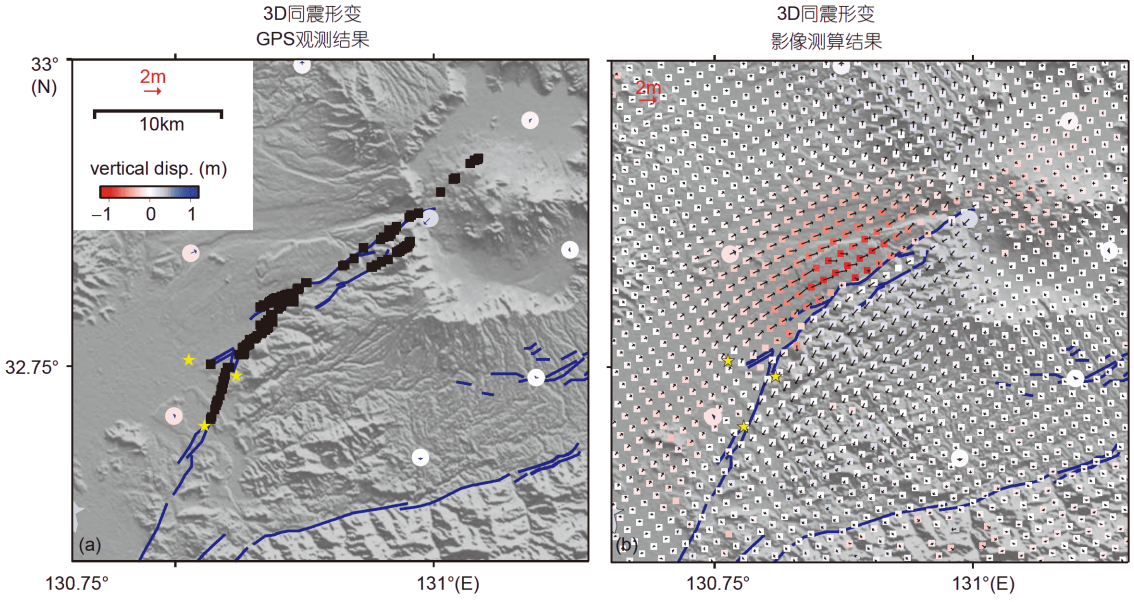


图 4　2016年日本熊本地震后不同测地学方法得到的地表同震形变

(a) 地质调查标记的地表破裂位置(Shirahama等, 2016)和连续GPS台站观测结果; (b) 本文计算得到的影像测地学结果. 大圆圈来自GPS观测; 箭头代表水平位移; 颜色代表垂直位移, 红色为沉降

后, 我们可以将断层面分为多个子断层, 每个子断层拥有不同的滑移矢量. 利用半空间均匀弹性介质的位错理论计算格林函数, 最终用最小二乘法确定断层上的滑移量分布.

如图4所示, 在2016年熊本地震后, 我们利用欧空局Sentinel-1数据和日本宇航局ALOS-2卫星获取的SAR数据获取了地表三维形变场. 尽管在日本GNSS台站密度非常高, 已经达到10km左右的空间密度, 经过多源影像数据融合后, 我们得到震中区域位移解析度(百米量级)仍然远远高于GNSS台站。地表破裂处近场形变的引入, 可以显著提高对地壳浅层滑移量分布的分辨能力. 此外, 多个成像几何的约束, 可以降低模型反演时断层各个参数, 例如断层倾角和滑动方向之间的取舍难度, 提高模型反演的确定性.

7 联合反演技术

如前所述, 近场与远场地震学观测记录地震的动态信息, 大地测量数据记录地震的静态同震形变信息. 不同数据对于破裂参数的敏感性可以用图5概括. 地震的破裂过程包括破裂的时间演化、空间位置以及位移量三个维度的属性, 因此同震模型的基本解析度包括时间解析度、空间解析度以及位移量解析度三个维度. 远震体波的离源角很小(一般小于20°), 造成地震波的水平视速度很高(65°震中距, P波水平视速度约20km/s, 即20km距离造成到时差1s). 因此, 远震体波对于破裂发生的时间更敏感, 而对于破裂发生的位置不敏感(Lay等, 2010; Hartzell等, 2013). 格林函数振幅的估计依赖于预设的震源参数, 远震体波所对应的辐射花样来自于离源角向下的一小部分幅角, 对于震源机制的采样范围很小. 因此对于接近于节面的格林函数计算振幅不确定性很大. 这会影响对于低倾角和走滑机制的地震的地震矩估计. 在远震反演中加入面波, 如Ji等(2002a, 2002b)与Hayes(2017), 可以提高对于地震矩的解析度. 但是由于面波频率较低, 空间解析度依然有限. 大地测量数据一般只包含同震形变信息, 因此没有时间解析度, 对于断层面上的位移解析度比较好. GPS/GNSS数据基于离散的台站, 如果台站密度比较稀疏, 通常需要在反演过程中加入比较强的平滑权重来增加稳定性. 遥感影像数据的空间采样率比较高, 其空间分辨率好于GPS/GNSS数据, 而观测精度通常低于GPS/GNSS数据, 因此实际观测中结合两种数据通常可以达到比较好的空间和位移解析度(Tong等, 2010; Xu等, 2010). 值得提出的是对于俯冲带大地震, 大地测量数据通常位于陆地上, 只对俯冲板块边界下部的位错比较敏感, 而对于外海浅层俯冲带上的位错解析度非常有限(Loveless和Meade, 2011; Yokota等, 2011; Yue等, 2014). 与陆上观测不同, 海啸波通常是由浅层位错激发, 基于海啸波的反演通常对于浅层的位错有比较高的敏感性. 由于海啸波波速低(百米/秒)、周期长(几分钟), 深海海啸观测到的时间信息跟发震位置更加相关. 因此, 基于海啸波的反演通常对于浅层位错分布比较敏感(An等, 2014; Fujii等, 2011; Satake等, 2013; Lay等, 2014; An等, 2017). 近震动态数据对于破裂发生的时间-空间和位错量都比较敏感, 因此利用密集的近场台站通常可以得出比较高精度的破裂模型 (Ji等, 2002b; Wei等, 2012; Hsieh等, 2016; Lin等, 2016). 而近场观测的解析度通常受到台站分布的影响, 在断层附近的台站通常只对台站附近断层面上的位移有解析度(Shao和Ji, 2012), 而达到全断层面均匀的解析度通常要求比较好的台网覆盖, 这一点只有在台网观测密集的地区能够达到. 同时近场格林函数的计算比较依赖于速度模型的先验信息, 尤其是对于台站附近浅层沉积层的认识(Yue等, 2017b; Wei等, 2018), 因此通常需要用较长的研究时间得出较为精细的模型. 近场的高采样GPS观测(hr-GPS)记录动态位移信息, 不同于记录动态加速度信息的强震数据, 高采样GPS数据有较宽的频率响应(0~5Hz),不仅记录了动态信息, 也包括了破裂过程结束留下的静态形变场(Yue和Lay, 2011, 2013; Yue等, 2013a). 强地面运动数据本质上记录了地表加速度, 因此对于高频信息更加敏感, 而对于低频以及零频(静态位移场)并不敏感. 在处理过程中, 强地面运动数据一般通过一次积分恢复到动态速度记录, 在反演时一般对地震矩释放率比较敏感, 而对地震矩约束较弱(Shao和Ji, 2012). 与之不同, 高采样GNSS数据对于位错量的解析度优于强震数据. 由于低频数据对于浅层结构相对不敏感, 高采样GNSS数据的格林函数计算过程中不及强地面运动一样依赖速度模型, 因此相对于强地面运动数据在位错解析度和反演稳定性上有一定优势. 对于相同分布的静态和高采样GNSS数据, 静态数据只包含同震形变信息, 在反演过程中存在震源位置和距离之间的互易关系. 这

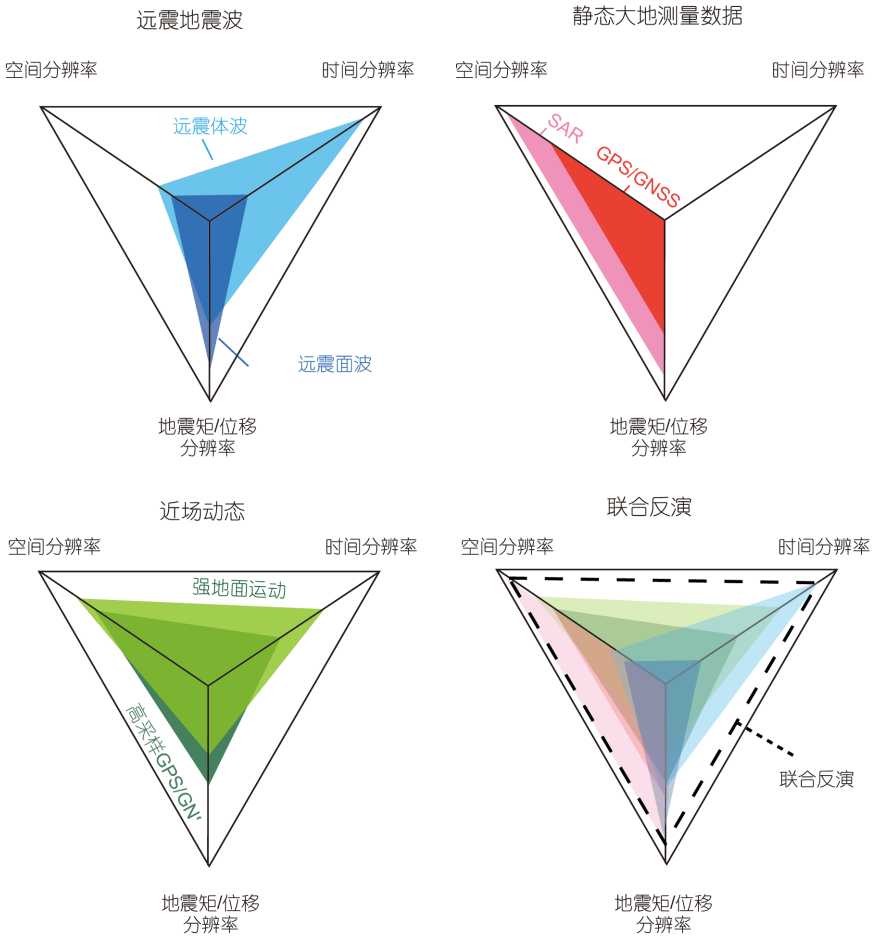


图 5　基于不同数据反演结果的时间、空间以及位错量分辨率的三角示意图

解析度的坐标轴由外围黑边三角形中心与顶点的连线表示, 而每一种数据的解析度由彩色三角形表示. 对于每一种数据的解析度三角, 顶点越接近中心解析度越低, 越接近外围顶点, 解析度越高. 联合反演的构想解析度由虚线边三角形表示

一互易关系在用陆地台网反演外海地震时体现的尤为明显, 即反演可以通过更接近于海岸的位移达到相似的数据拟合程度. 这种互易关系增加了结果的非唯一性. 高采样GNSS数据的反演可以同时利用记录到的波形以及振幅信息, 而波形信息本身跟地震的位置更相关. 因此动态和静态信息的联合采用在一定程度上克服了这种互易关系(Yue和Lay, 2011).

由于不同数据对于震源模型的敏感性不同, 将不同数据进行联合反演是一个直觉上可行的反演方式. 理论上, 联合反演可以利用不同数据敏感性上的优势, 在三个方面均达到比较好的解析度, 如图5所示. Xie和Yao(1991)作为震源联合反演中开拓性的工作, 利用了远震以及同震大地测量数据对于唐山地震的动态破裂过程进行了联合反演. 近20年来, 由于现代地球物理观测的发展以及计算方法的改进, 联合反演已经成为大地震研究中不可或缺的研究手段. 尤其对于内陆发生的大地震, 利用大地测量数据以及近场地震观测的联合反演通常可以很好的约束破裂过程.

如同大部分地球物理反演问题一样, 震源破裂过程的反演是一个高度欠定的问题, 通常需要大量的人为控制和调试产生稳定的结果. 不同研究人员得到的破裂模型可能存在较大差异, 例如1999年Izmit地震模型的不确定性(Beresnev, 2003). 针对震源反演不确定性问题, Mai等(2016)推出了震源反演验证(Source Inversion Validation, SIV)项目, 试图通过动力学模拟的破裂模型生成的近场模拟数据进行盲测, 以测试反演工作的可靠性. Shao和Ji(2012)指出, 在矫正了输入数据的系统偏差之后, 不同参数化设置都可以得到可靠

的破裂位置以及动态参数(如破裂速度和时间). 该文还讨论了网格大小、点源剖分、滤波频段等因素对于反演结果的影响, 给出了比较全面的技术细节. SIV是基于介质信息完全已知以及精确格林函数进行的测试, 在该假设下震源反演问题几乎完全正定, 无正则化的算法也能准确恢复破裂模型, 因此SIV测试反映了破裂过程反演的理想情况. 而在天然地震的反演中, 由于介质信息以及格林函数的不确定性, 反演过程中的正则化不可或缺, 因此不同研究人员对于同一地震反演结果的一致性成为判断反演结果可靠性的重要参考依据. 通过联合反演的方式用近场大地测量数据约束同震破裂会大幅增加反演结果的稳定性. 在实际震例中, 对于2015年尼泊尔地震, 不同课题组基于不同算法发表了同震破裂模型. 其中应用到大地测量数据和近场连续GPS数据的反演模型趋于一致(Avouac等, 2015; Galetzka等, 2015; Yue等, 2017b). 这说明联合反演通过不同数据之间的约束, 大大降低了反演结果的非唯一性.

8 反演技术的改进

联合反演一般假设所有观测都符合线性叠加关系, 算法上相对比较容易实现, 而联合反演中不同数据之间的权重和相对误差是其技术的核心难点. 不同数据的量级、单位、误差范围都不同, 因此将不同数据放入一个反演系统需要对其幅度进行加权. 简单的办法是将不同数据分别归一化再进行反演. 经验的加权算法包括将不同数据归一化直接反演, 或者通过折衷曲线搜索残差平衡点(Shao和Ji, 2012; Yue等, 2013b). 而归一化后加权, 可适当考虑不同数据之间信息的可信性, 增大可信数据的权重. 归一化加权方法在理论上等效于用数据的协方差矩阵进行加权, 因为数据之间的相对权重应反比于存在于不同数据的误差大小. 因此, 数据之间的加权本质上跟估计数据各自的误差是等价问题. 在反演中的误差取决于观测误差以及模拟误差(Minson等, 2013). 观测误差衡量仪器是否能精确记录物理量, 在学界有比较一致的认识, 一般认为地震学数据观测误差小于大地测量数据. 而模拟误差衡量物理场相关的格林函数是否可以被准确计算, 与速度模型假设和模拟精度都相关. 模拟误差通常取决于参考模型以及计算的精度, 不易衡量. 通常认为动态数据模拟误差大于静态数据. 一些基于线性微扰理论的方法可以给出模拟误差造成的协方差矩阵, 如Duputel等(2014)及Hallo和Gallovič (2016). 而断层模型参数化所造成的误差也是模拟误差的来源之一. 这些不确定性直接影响数据之间的相互加权及反演结果的可靠性, 在不同观测中也有不同的体现. 所以探讨不同数据的加权关系, 以及观测误差与模拟误差在反演中的应用是联合反演研究中重要的技术问题.

震源产生的动态和静态位移场通常近似为线性函数, 由线性方程描述. 因此震源破裂模型的反演过程容易表示为线性反演问题. 对于静态数据, 反演过程比较容易线性化为子断层位移场的线性叠加. 对于动态破裂模型的反演, 可以假设破裂前缘有一定的传播速度, 然后计算每个子断层开始的时间. 而将震源时间函数划分为多个三角形描述的多边形(Multi-Time-Window, 多时窗反演; Hartzell和Heaton, 1983). 根据每个子三角形的位置和开始时间计算格林函数并构造线性反演矩阵. 该方法有效地将动态破裂问题线性化, 而该过程通常会造成两个反演问题. 首先假设均匀震源传播速度并不符合所有地震的破裂模式, 因此反演中通常需要通过其他的限制, 如反投影结果(Yue和Lay, 2011), 以及反演结果和数据拟合比对等方法来修正破裂速度(如An等, 2017). 基于远震体波的反演通常对于破裂速度的约束较弱, 结果不唯一性很强(Lay等, 2010). 其次, 多时窗线性化通常需要较多的参数来模型化破裂过程(通常为子断层数目的十倍以上), 反演问题高度欠定, 因此需要比较强的正则化来稳定反演结果. 针对这些问题, Ji等(2002a, 2002b)提出了基于模拟退火方法的小波域反演算法. 该方法并不假设破裂速度, 而将破裂时间作为反演参数进行反演, 以防止固定破裂速度造成的反演假象. 同时, 该方法用5个参数描述子断层的震源时间函数(位移量、滑动方向、破裂开始时间、上升时间、形状)大大减少了反演参数的数量. 该方法在震源反演领域得到了广泛的应用(Wei等, 2012; Liu等, 2015; Hsieh等, 2016; Hao等, 2017; Luo等, 2018; Wang等, 2018), 并成为美国地质调查局(USGS)有限断层模型的核心算法(Hayes, 2017), 例行对全球重大地震进行反演. 上述所有反演算法可以称为确定性最优化算法, 目的是得出拟合数据最好同时符合正则化假设的最优反演模型. 而基于贝叶斯概率的反演理念在于估计模型参数的似然性概率分布(Tarentola, 1987).

Minson等(2013)以及Simons等(2011)通过瞬态马可夫链的蒙特卡洛采样算法(Transactional MCMC)实现了有限断层模型的贝叶斯反演. MCMC算法需要大量的遍历模型空间采样, 因此该算法需要依赖并行计算技术或者并行图形处理单元GPU进行计算, 对于计算资源要求较高. 然而该算法可以避免主观引入正则化约束, 通过马科夫链的收敛过程将参数之间的关联性体现在后验概率的相关性分布中. 该方法在2014年智利M_w8.2地震 (Duputel等, 2015)与2015年尼泊尔M_w7.8级地震(Yue等, 2017b)的震源反演中均有比较成功的应用. 计算效率是MCMC这一类随机采样算法的普遍技术瓶颈. 在采样算法的实现上, 一些加速算法(例如无放回均匀采样技术, Wang等(2019)) 有望加速采样过程.

9 复杂地球模型中的震源反演

现今大部分破裂过程反演研究基于一维层状模型模拟区域和远震地震图. 一维层状模型距离真实地球模型有较大偏差(模拟误差), 因此改进模拟方法成为改进反演结果的重要手段. 理论格林函数的改进方法大致有经验性和理论性两种途径. 经验性改进利用震源附近的小地震波形(经验格林函数), 部分结合理论地震图, 构成混合经验格林函数进行反演(如Wei等, 2013). 该方法能够更好的提取震源的时间信息. 而纯数值算法基于区域速度模型, 利用三维(或者2.5维)数值模拟工具计算理论格林函数进行反演. 在远震波形的反演中, 三维数值格林函数对于反演结果的改进效果似乎并不显著(Okamoto和Takenaka, 2009). 在2015年智利Illapel地震研究中, Lee等(2016)结合区域地震记录以及三维数值格林函数进行反演, 其反演的位错分布几乎媲美联合反演的结果(如An等, 2017), 成为该方向的重要进展. 然而, Lay等(2016)以及An等(2017)通过包含水层的一维格林函数以及近海沟的经验格林函数分析指出, 海沟附近的破裂产生的尾波显著长于Lee等(2016)的三维格林函数反演结果. 因为在其数值算法SpecFEM-Globe(Carrington等, 2008)中, 弹性波在水层中(声波)的传播特性没有被完整模拟, 因此其对于尾波的模拟尚不及一维层状模型的模拟. 考虑到海底地形以及水层的三维模拟程序(Qian等, 2019), 可以更好的模拟近海沟的破裂造成的超长尾波. 海沟附近的局域化水波在反演和反投影结果中的影响已经逐渐被学界关注(Ihmlé和Madariaga, 1996; Yue等, 2017c). Lay和Rhode (2019)指出远震波形低频尾波中的能量信息可以成为海沟附近发生破裂(海啸地震)的重要指标. 因此, 包括了水体反射的三维模拟技术可以帮助我们理解海沟几何形态对于波形的影响, 从而更好的解析地震以及海啸触发的危险性.

模拟技术之外, 参考地球速度模型也成为制约理论格林函数的重要瓶颈. 地球模型对震源破裂过程的波形反演结果的影响在21世纪初就已经受到关注(Graves和Wald, 2001), 但是由于受到地球三维模型的分辨度以及计算效率的限制, 震源破裂过程反演基本上还是使用一维速度模型. 在过去近20年中, 随着地震观测台网的扩充(如美国的EarthScope和中国地震局的国家台网等)与计算技术的提升(包括高效能计算机集群的普及与并行计算方法的发展), 使全波场波形的数值模拟逐渐在地震学研究中得到普及, 大大提高了地球结构成像的分辨度, 为地震学研究提供了有效的三维地球速度模型. 如图6所示, 与一维速度模型中计算的波形相比, 在考虑了三维速度模型以及地表地形的复杂地球模型中用数值模拟计算的地震波形显然更接近真实的观测记录. 因此, 如果不考虑地球结构模型的复杂性, 在震源破裂反演过程中由于结构模型导致的波形残差就会被归咎于震源过程的贡献而使反演结果产生偏差.

当考虑到地球结构的复杂性时, 如何提高理论地震图的计算效率是波形反演中必须克服的问题. Zhao等(2006)提出建立应变格林函数库的方法能够有效地提高理论波形的计算效率. 通常在震源破裂过程反演中, 在计算一个空间上分布的有限震源(如断层面)所产生的理论波形时, 我们将有限震源划分成数十至上千个小的子断层, 每个子断层当作点源, 将每个点源的响应做线性叠加就可以得到整个有限震源的响应. 一个位于$\mathbf{r}_S$的点源在接收点$\mathbf{r}_R$处所产生的 n 方向位移可以表示成

$$u_n(\mathbf{r}_R,t) = M_{ij(t)} * [\partial_j^S \mathbf{G}_{ni}(\mathbf{r}_R,t;\mathbf{r}_S)], \tag{3}$$

式中M_{ij}是点源的矩张量时间函数, $\mathbf{G}_{ni}(\mathbf{r}_R,t;\mathbf{r}_S)$是点源的二阶位移格林张量, 即作用在$\mathbf{r}_S$处$i$方向的单位脉冲点力在$\mathbf{r}_R$处所产生的$n$方向的位移, 星号*表示卷积运

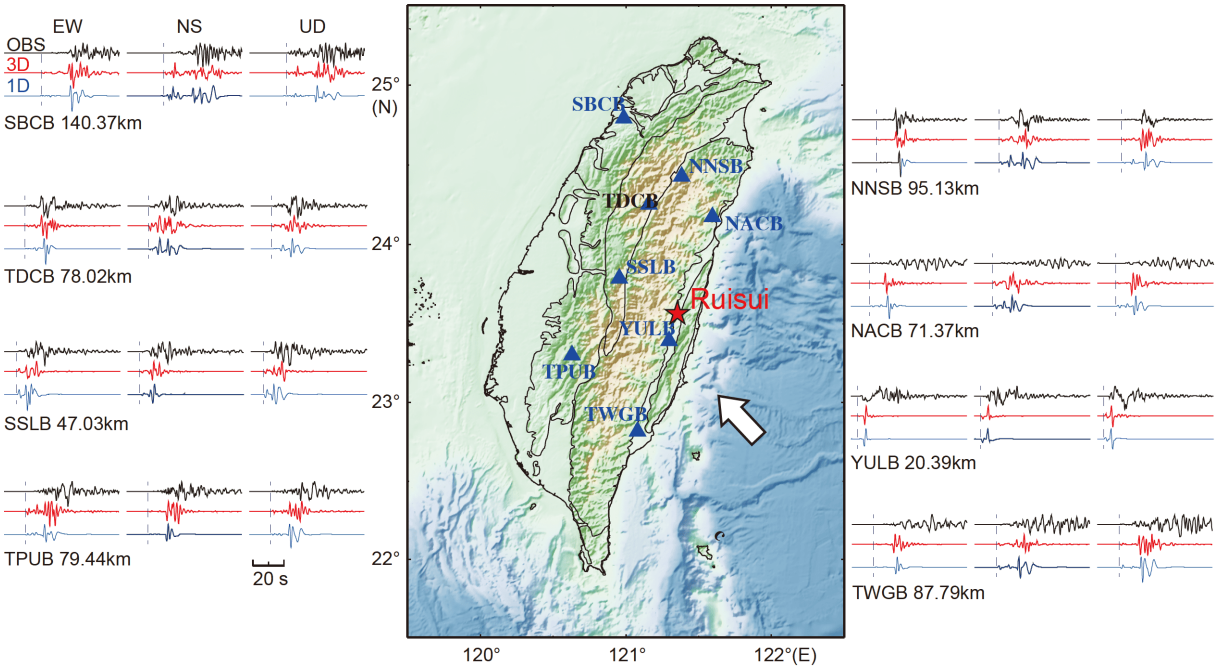


图 6　2013年11月31日台湾东部瑞穗M_L6.4地震区域台站观测与理论波形比较

红色五角星为震中位置, 蓝色三角形显示台湾地震宽频台阵(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS; Kao等, 1998)的台站位置. 三分量波形中, 黑色为观测速度波形, 红色为用有限差分(Zhang W等, 2012)数值模拟计算的考虑三维速度变化(Kuo-Chen等, 2012)以及地表地形(Amante和Eakins, 2009)的理论波形, 蓝色为用F-K方法(Zhu和Rivera, 2002)在台湾平均一维模型中计算的理论波形. 波形图中的垂直虚线显示三维模型中P波的理论到时. 所有波形均经过低通滤波到0.8Hz. 每个台站波形下方标注了台站名称及震中距. 图中白色箭头显示菲律宾板块相对于欧亚板块的运动方向. 修改自Hsieh (2015)中图2.12

算, 脚标使用求和约定. 这里下角标S和R分别表示源点(source)和接收点(receiver). ∂_j^{S}表示在源点j方向的空间偏导数. 对于地震学中计算波形时常用的数值模拟算法, 每个点源需要单独进行一次模拟, 而一次模拟可以计算模型内所有接收点的响应. 因此, 用(3)式计算波形时需要的数值模拟次数与点源的数目相同. 也就是说在有限震源的波形反演中, 常常需要进行数十至上千次波形数值模拟, 计算量很大. 如果我们利用格林张量固有的源点与场点之间的空间互易性(reciprocity):

$$\mathbf{G}_{in}(\mathbf{r}_{\mathrm{R}},t;\mathbf{r}_{\mathrm{S}})=\mathbf{G}_{in}(\mathbf{r}_{\mathrm{S}},t;\mathbf{r}_{\mathrm{R}}), \tag{4}$$

则(3)式所表示的$\mathbf{r}_{\mathrm{R}}$处位移可以表示成

$$\begin{aligned} u_n(\mathbf{r}_{\mathrm{R}},t)&=M_{ij}*[\partial_j^{\mathrm{S}}\mathbf{G}_{in}(\mathbf{r}_{\mathrm{S}},t;\mathbf{r}_{\mathrm{R}})]\\ &=M_{ij}*\mathbf{H}_{jin}(\mathbf{r}_{\mathrm{S}},t;\mathbf{r}_{\mathrm{R}}), \end{aligned} \tag{5}$$

其中$\mathbf{H}_{ijn}(\mathbf{r}_{\mathrm{S}},t;\mathbf{r}_{\mathrm{R}})$就是我们所定义的应变格林张量(Zhao等, 2006; Zhao和Chevrot, 2011a, 2011b):

$$\mathbf{H}_{ijn}(\mathbf{r}_{\mathrm{S}},t;\mathbf{r}_{\mathrm{R}})=\frac{1}{2}[\partial_j^{\mathrm{S}}\mathbf{G}_{jn}(\mathbf{r}_{\mathrm{S}},t;\mathbf{r}_{\mathrm{R}})+\partial_j^{\mathrm{S}}\mathbf{G}_{in}(\mathbf{r}_{\mathrm{S}},t;\mathbf{r}_{\mathrm{R}})]. \tag{6}$$

这里的应变格林张量$\mathbf{H}$是一个三阶张量, 其分量$\mathbf{H}_{ijn}(\mathbf{r}_{\mathrm{S}},t;\mathbf{r}_{\mathrm{R}})$是作用在接收点$\mathbf{r}_{\mathrm{R}}$处的$n$方向单位脉冲力在源点$\mathbf{r}_{\mathrm{S}}$处所产生的应变的$ij$分量. 值得注意的是, 在计算$\mathbf{H}$时, 它的源点是在接收点, 即台站的位置$\mathbf{r}_{\mathrm{R}}$, 每次计算可以得到所有模型内所有格点的应变格林张量. 因此无论点源位于何处, 用(5)式计算理论波形时, 所需要的数值模拟次数是3倍于台站的数目(n的三个可能方向). 在实际震源破裂过程反演中, 台站的数目通常只有二三十个, 因此数值模拟的次数通常远远少于(3)式的需求. 此外, 由于台站的位置都是固定的, 因此可以事先将每个台站的$\mathbf{H}$用数值模拟算好, 并储存在磁盘上, 建立一个所有可能使用的台站的应变格林张量数据库. 当我们要计算某一台站的波形时, 无论位于何处的点源, 都可以迅速地从数据库中读出与点

源位置相应的应变格林张量, 然后按照(5)式将应变格林张量与地震矩张量的相应分量做简单的卷积运算, 而无需再做数值模拟. 这样即使使用复杂的地球模型, 只要再建立好复杂模型的应变格林张量数据库, 在震源破裂过程反演中就能够迅速地计算理论波形, 而且所有反演过程无需特殊的高速计算机系统, 甚至在手提电脑上都可以完成.

目前震源破裂过程的反演仍然大多聚焦在大地震(震级7级以上), 使用一维模型来拟合全球宽频台站的远震记录. 然而伴随着地震学的发展, 对于了解中等强度地震(震级5.0~7.0)震源过程的需求必然会越来越强. 而这些规模稍小的地震的破裂过程反演需要使用来自区域台站(震中距大约几百公里)的较短周期(周期为几秒)的波形数据, 此时三维速度结构以及地表地形开始对波形有比较显著的影响(如图6所示), 应变格林张量数据库的方法可以有效地解决震源反演中考虑复杂地球结构模型所带来的海量计算需求. 该方法已经成功地应用于近期一些中等规模地震的破裂过程研究(Hsieh等, 2014, 2016; Luo等, 2018).

10　基于物理的强地面运动模拟与地震危险性评估

震后强地面运动的准确估计对于大地震发生后救灾应急响应的规划与效果有着重要意义, 而准确的强地面运动估计必须考虑三维速度结构以及地表地形的影响, 因此, 必须使用数值模拟算法, 只有在高效能集群式计算机系统上才有可能在震后迅速实现. 在这方面, 前一节所介绍的应变格林张量数据库的方法也可以有效地发挥作用.

以台湾瑞穗地震的应用为例, 如图7(a)所示, 我们可以在有强地面运动估计需求的陆地区域选取足够密度的格点, 以每一个格点为虚拟台站(即(3)或(4)式中的$\mathbf{r}_R$), 用数值模拟计算复杂地球模型(考虑三维速度结构与地表地形)中的应变格林张量. 每一个格点需要三次数值模拟((5)或(6)式中n的三个可能分量), 每次数值模拟可以计算出整个模型内所有三维格点的应变格林张量, 然后将这些模拟结果储存在磁盘上. 在数值模拟中由于算法的要求, 使用的格点间距常常是几百米, 三维网格的格点总数十分庞大. 在如图7所示的经纬度范围内, 从地表到60km深度, 以500m为间距, 总格点数超过12500000. 存储需求巨大, 也远远超过实际应用的需要. 实际上, 只要格点间距在2~4km就可以很好地满足震源反演的需求, 这样在图7的模型范围内只需存储约500000个格点上的应变格林张量. 如果以平均长度为90s估计, 每一个虚拟台站所需要存储的应变格林张量约占30GB的磁盘空间. 包含2282个虚拟台站的整个台湾地区应变格林张量数据库总存储量约为70GB. 有了这个数据库, 台湾任何地方发生的地震, 都可以在不到一秒钟的时间里计算出岛上所有2282个格点的三分量地面运动时间序列, 再进一步制作地面运动速度峰值图(peak ground velocity map, PGV map; 如图7b, c)或地面震动影像(ShakeMovie). 而且这些计算可以在手提电脑上完成, 不需要任何特殊的计算机系统.

建立如图7(a)所示的地表密集分布的虚拟台站的应变格林张量数据库虽然需要大量的数值模拟及存储空间, 但是一旦建成, 所有震源位于数据库涵盖地区的地震的理论地震图计算都只涉及从数据库中读取需要的应变张量, 然后与地震矩张量相乘. 因此该数据库特别适宜于地震危险性评估的工作, 特别是基于物理的地震灾害图(physics-based seismic hazard map)的制作. 某一地区的地震灾害图实际上是对地区内所有地点的地震灾害概率评估(probabilistic seismic hazard assessment, PSHA). 对每一点, 需要考虑一定范围内(如距离小于200km)的所有活动断层上可能发生的地震在该点所产生的地面运动. 这通常包含两个步骤: 首先用所有活动断层的闭锁及加载速率得到断层的加载模型, 并通过震源动力学方法计算出所有可能发生的地震及其概率(Field等, 2009, 2017); 第二步是计算每一个可能发生的地震在该点所产生的地面运动, 再综合地震发生的概率叠加得到在该点产生一定强度的地面运动的概率. 在断层密集且活跃的地区, 第一步中所得到的地震数目往往十分庞大. 如美国洛杉矶地区, 在200km范围内约有415000个概率不同的地震可能发生(Field等, 2009, 2017). 而在第二步中, 必须分别计算这数十万个地震在灾害图中每一个点产生的地面运动. 传统的做法是用经验性的地面运动预测公式(ground motion prediction equation, GMPE; Douglas, 2003), 但是在实际应用中GMPE有许多局限性, 因此在新一代的地震灾害评估中逐渐被能够处理复杂地球模型中地震波传播的数值模拟方法所取代, 如美国南加州地震中心(Southern California Earthquake Center, SCEC)于21

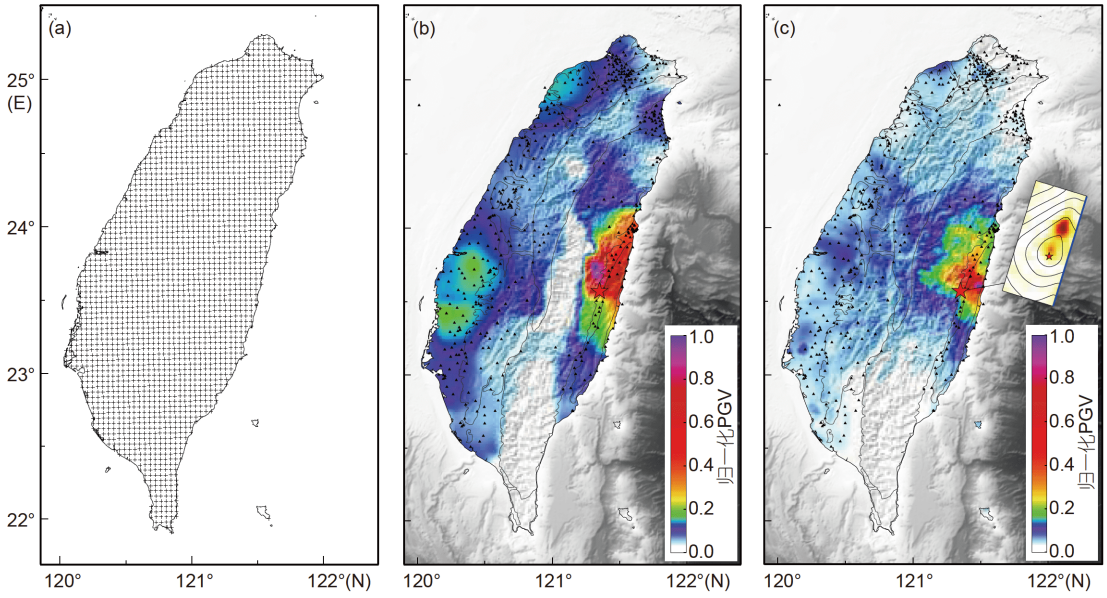


图 7　用应变格林张量数据库估计2013年11月31日台湾岛东部瑞穗M_L6.4地震强地面运动分布

(a) 用于建立数据库的2282个间隔4km的均匀分布于岛上的虚拟台站位置; (b) 观测到的PGV分布; (c) 用复杂地球模型(考虑三维速度结构及地表地形)中建立的应变格林张量数据库及有限震源估计的PGV分布. 图中红色五角星为震中位置, 右侧方框显示向西倾斜的断层面上的破裂分布. 因数值模拟精确到0.8Hz, 这里比较的均为频率在0.8Hz以下的PGV分布. 且为了比较空间分布, 观测与理论PGV均分别做了归一化(修改自Hsieh等(2016)中的图11)

世纪初启动的CyberShake研究计划(Graves和Pitarka, 2010), 就是以数值模拟得到的强地面运动结果来尝试更新洛杉矶地区地震灾害图. Graves和Pitarka(2010)在洛杉矶地区选择了250个点, 以这250个点为虚拟台站用500次数值模拟(地震灾害评估中仅考虑水平分量的地面运动)建立应变格林张量数据库, 然后用格林张量的源点与场点之间的空间互易性(即(5)式), 通过简单的数据库读取及应变格林张量与地震矩张量之间的卷积计算415000个可能地震在250个点的地面运动, 而无需进行415000次数值模拟. 由此可见, 建立应变格林张量数据库是实现使用基于物理的强地面运动来进行地震灾害评估的唯一有效方法.

本文仅就三维速度变化与不规则地表地形对地震波形以及强地面运动的影响, 展示了在震源反演与地震灾害风险评估中考虑复杂地球模型的必要性, 并提出了在实际应用中提高计算效率的解决方案. 必须指出, 精确而可靠的三维速度模型, 甚至衰减模型, 是震源反演与基于物理的强地面运动模拟中非常关键的因素. 因此, 震源研究以及震灾评估的发展也离不开多尺度地球结构模型的可靠性与解析度地提升.

11　震源反演应用及方向展望

11.1　自动化地震应急系统

大震后的搜救工作刻不容缓, 高效精确的搜救行为极度依赖快速、自动化的应急系统. 如果地震动计算的空间精度可以达到10km量级, 就能够确定灾害最严重的城市, 如汶川地震中的汶川、映秀、北川等几个县城, 从而更有效地分配救援力量. 而如果对于受灾城市的垮塌建筑物定位达到100m量级, 将有效的在现场搜救过程中指导搜救范围. 因此结合地震学反演以及影像测量技术的快速应急响应系统应当是地震应急未来的发展方向.

大地震发生后, 从震源的快速反演到强地面运动的模拟均可以自动化完成. 对于我国的重点防范区, 如川滇地区、华北平原等, 可以根据已知活动断层模型计算好反演和地震动模拟所需要的格林函数. 地震发生后, 通过平面断层的假设进行快速反演, 并通过反演结果快速计算强地面运动. 基于应变格林函数库, 这一过程可以在6小时内完成. 该系统得到的地震动模型精度将远远高于传统基于点源模型以及震中距得到的经验性强地面运动估计, 为地震救灾的重点区域起

到指导作用. 应用影像遥感数据在震前与震后的相干性(Yun等, 2015), 可以得出高精度(百米量级)震区破坏情况分布, 为受困人员地精准搜救提供依据. 目前正在运行的雷达卫星中, 采样周期最短的公益性SAR系统是欧空局Sentinel-1A/B双星, 对于同一区域观测的最快重访天数为6天, 平均震后观测时间在3天左右; 商业卫星数据, 如意大利的Cosmo-Skymed卫星星座系统最快重访时间可以达到1天. 所以尚无法保证对所有大地震在几小时内给出快速的高分辨率形变数据. 综合利用多种卫星, 如日本宇航局(JAXA)的ALOS2、即将发射的美国航空航天局(NASA)NiSAR卫星以及中国计划在2020年发射的L-SAR卫星系统等, 有望将震后采样时间缩短到1天左右, 成为保证震后灾害精确评估和精准搜救的有利工具. 基于反演、模拟以及影像雷达数据的自动化地震应急系统的完成需要结合几个研究方向的贡献, 包括反演、模拟以及成像技术, 同时系统的运行和维护需要工程技术人员的全天候作业. 整个系统的长期运行、维护、更新和结果发布还有赖于地震行业系统的协作与规范.

11.2　震源运动规律研究

本文对于破裂过程的讨论主要集中于震源运动学模型, 即描述同震位错的时空信息. 而运动学破裂过程否在大地震中存在一般规律是学界关心的重要问题, 同时也是很多地震实用性研究(如地震的可预测性等)的基础. 观测显示震源谱的形态符合幂律关系, 即在对数空间地震波能量随着频率按照某一固定斜率衰减. 这一特征在不同震级的震源谱中都有反应, 反映了大小地震之间的一些自相似特征. 地震的自相似性可能体现在三个方面: (1) 不同地震的最终破裂分布相似; (2) 地震破裂过程不同时间的积累位移量相似; (3) 地震开始阶段的破裂形态与最终形态的比例关系(scaling relationship)相似(Uchide和Ide, 2010). 震源谱的幂律关系体现了相似性(1). 而针对相似性(2)和(3), Ellsworth和Beroza (1995) 以及Beroza和Ellsworth (1996)提出了级联模型(cascaded model)以及预滑移模型(preslip model)分别解释不同的自相似特征. 级联模型认为地震是具有形状自相似性的多个凹凸体(asperity)的先后破裂, 而地震的最终震级由破裂边缘是否可以继续触发凹凸体破裂决定; 而预滑移模型认为地震破裂之前的小滑移区域决定了地震最后的震级. 因此, 级联模型下地震的最终震级无法通过地震初始破裂预测; 而预滑移模型下, 地震初始破裂状态与最终破裂形态直接相关, 因此通过初始震相可以提前预知地震震级. Ellsworth和Beroza(1995)以及Beroza和Ellsworth (1996)在近场数据中发现了地震成核震相, 并指出该震相跟地震的最终震级相关. Ellsworth和Beroza(1995)用预滑移解释该现象, 并提出从地震波的最初一部分数据可能给出地震最终震级. 地震成核在之后的研究中也被提及(Tape等, 2013, 2018), 但是也有多篇文章指出, 地震初始阶段的破裂并无法指示最终震级(Meier等, 2017; Mori和Kanamori, 1996). 可见在破裂过程运动学领域以及认识方面仍然存在主要分歧. 由于破裂初始阶段的振幅较小, 因此在传统运动学破裂模型反演下很难解析该部分破裂特征. Aochi和Ide(2004)及Uchide和Ide(2007)等提出了多尺度的反演算法, 将破裂不同时间、空间尺度的模型归一化后反演, 得出细节与尺度相关的破裂模型. 该方法在之后得到了一定的发展, 并在若干大地震中得到应用(Liu和Yao, 2018; Uchide, 2013). 震源运动学模型库(Ye等, 2016; Hayes, 2017)有助于比较地震之间的异同. 震级范围横跨若干级的相似性研究同样依赖于小地震的破裂过程研究, 现有反演方法很难在小地震领域取得突破, 因此适用于小地震的近场数据反演以及分析方法在跨震级的运动学比较工作中也很重要.

11.3　动力学破裂过程反演

本文讨论的震源反演问题尚集中在运动学反演领域. 而控制破裂过程的动力学参数, 如应力状态、摩擦弱化参数等, 也可以成为反演的参数. 这一类反演可以称为“震源动力学反演”. 震源动力学反演的基础是动力学模拟, 该领域已经取得了丰硕的成果, 在动力学模拟算法 (Day, 1982; Madariaga等, 1998; Zhang和Chen, 2006; Ampuero和Ben-Zion, 2008; Zhang Z等, 2014)、复杂断层几何下的破裂过程(Duan和Day, 2008) 以及破裂相图(Xu等, 2015)等方面都有了显著的进展, 而在应用实际数据反演破裂动力学参数方面的研究仍然较少. 动力学反演的思路之一是先进行运动学反演, 然后通过动力学模拟估计力学参数(Fukuyama和Mikumo, 1993; Bouchon等, 1998; Mikumo等, 2000; Zhang等, 2003). 而Guatteri和Spudich (2000) 指出断层面上的弱化距离(D_c)以及初始-峰值应力差

(stress excess) 存在折衷关系, 无法被独立求出. 同时, 运动学反演中应用到的平滑参数会强烈影响动态破裂参数的估计. 从反演的角度来讲, 物理过程是可以限制模型空间的一个重要维度, 因此将物理限制直接加入反演过程而不是用物理过程拟合平滑限制下的运动学过程, 将得到更加符合动力学过程的破裂模型. 因此, 直接用动力学模型拟合观测数据(全动力学反演)将成为震源动力学反演的重要发展方向. 相对于运动学反演, 动力学反演的难点主要在于参数关系的非线性以及模拟计算规模的耗时性. 现有全动力学反演的方法将破裂用特定形状描述, 再反演描述该形状的几个参数(Ruiz和Madariaga, 2011). 该方法将动力学反演的未知数减少到个位数的量级, 用来描述6级左右的地震的动力学参数是可行的. 而对于破裂过程比较复杂的7级以上地震, 很难用简单的几何参数描述破裂过程. 因此对于大地震动力学过程的研究依然需要将全动力学反演推广到有限断层的破裂参数描述. 该方向可能成为未来震源研究的重要发展方向. 全动力学反演依赖于计算性能的提高以及新的反演算法的提出, 同时依赖于更多近场强地面运动的观测. 实现有限断层的全动力学反演将是一个中长期的研究方向. 而在近期运动学反演的基础上, 将动力学约束表达成为运动学参数的关系, 用于约束破裂模型的不稳定性(Adams等, 2019), 可能为运动学反演提供额外的约束.

12 结论

本文就过去20年左右大地震反演工作中的进展进行了综述和归纳. 主要认识总结如下:

(1) 过去20年间, 多维度观测数据的大量涌现; 模拟工具、反演理论及成像算法的逐渐成熟; 全球大地震的活跃, 为地震研究提供了大量震例. 这些进展成为大地震研究快速发展的重要基石.

(2) 震源反演研究的自动化已经逐渐进入有限断层反演领域, 并有望在密集观测地区实现全自动化有限断层反演, 并且进一步推动危险性估计以及地面震动模拟的自动化. 该自动化方法有望在黄金救援时间内对救灾工作给出指导.

(3) 震源物理学、运动学以及动力学方面的研究进展依然是局部的, 对于重要的科学问题仍缺乏足够的观测证据以及可靠、普适的分析方法. 这些方面的研究有望成为未来地震科学研究的重点方向.

致谢 作者感谢所有在震源反演和动力学模拟算法的研发、探讨以及应用中做出努力的科研工作者. 尤其感谢对于反演算法做出核心贡献的纪晨、Don Helmberger和姚振兴教授, 以及多年来提供全球大地震高质量反演结果的Gavin Hayes研究员及Thorne Lay教授. 同时感谢Kenji Satake教授多年来在海啸波反演领域的突出贡献. 震源反演数据受益于IRIS、NIED、UNAVCO和ESA等数据发布中心提供免费高效的数据服务. 数据处理与反演中常用软件包括SAC、matlab、GIPSY、ISCE和GMT, 大规模数值模拟得益于Zhang W等(2012)有限差分算法, 在此一并致谢.

参考文献

刘成利, 郑勇, 葛粲, 熊熊, 许厚泽. 2013. 2013年芦山7.0 级地震的动态破裂过程. 中国科学: 地球科学, 6: 1020−1026

王卫民, 郝金来, 姚振兴. 2013. 震源破裂过程反演初步结果. 地球物理学报, 56: 1414−1417

张勇, 许力生, 陈运泰. 2010. 2010 年 4 月 14 日青海玉树地震破裂过程快速反演. 地震学报, 32: 361−365

张勇, 许力生, 陈运泰. 2013. 芦山4·20 地震破裂过程及其致灾特征初步分析. 地球物理学报, 56: 1408−1411

赵翠萍, 周连庆, 陈章立. 2013. 2013年四川芦山 M_s7.0 级地震震源破裂过程及其构造意义. 科学通报, 58: 1894−1900

郑绪君, 张勇, 马强, 汪荣江. 2018. 基于强震动资料的破裂过程快速反演及其自动化的可行性. 地球物理学报, 61: 4021−4036

Adams M, Hao J, Ji C. 2019. Energy-based average stress drop and its uncertainty during the 2015 M_w7.8 Nepal earthquake constrained by geodetic data and its implications to earthquake dynamics. Geophys J Int, 217: 784–797

Allen R M, Gasparini P, Kamigaichi O, Bose M. 2009. The status of earthquake early warning around the world: An introductory overview. Seismol Res Lett, 80: 682–693

Allen R M, Kanamori H. 2003. The potential for earthquake early warning in southern California. Science, 300: 786–789

Amante C, Eakins B W. 2009. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 19

Ampuero J P, Ben-Zion Y. 2008. Cracks, pulses and macroscopic asymmetry of dynamic rupture on a bimaterial interface with velocity-weakening friction. Geophys J Int, 173: 674–692

An C, Sepúlveda I, Liu P L F. 2014. Tsunami source and its validation of the 2014 Iquique, Chile, earthquake. Geophys Res Lett, 41: 3988–3994

An C, Yue H, Sun J, Meng L, Báez J C. 2017. The 2015 Mw8.3 Illapel, Chile, Earthquake: Direction-reversed along-dip rupture with localized water reverberation. Bull Seismol Soc Am, 107: 2416–2426

Aochi H, Ide S. 2004. Numerical study on multi-scaling earthquake rupture. Geophys Res Lett, 31: L02606

Aoi S, Kunugi T, Fujiwara H. 2004. Strong-motion seismograph network operated by NIED: K-NET and KiK-net. J JAEE, 4: 65–74

Avouac J P, Meng L, Wei S, Wang T, Ampuero J P. 2015. Lower edge of locked Main Himalayan Thrust unzipped by the 2015 Gorkha earthquake. Nat Geosci, 8: 708–711

Bamler R, Eineder M. 2005. Accuracy of differential shift estimation by correlation and split-bandwidth interferometry for wideband and delta-k SAR systems. IEEE Geosci Remote Sens Lett, 2: 151–155

Bechor N B D, Zebker H A. 2006. Measuring two-dimensional movements using a single InSAR pair. Geophys Res Lett, 33: L16311

Beresnev I A. 2003. Uncertainties in finite-fault slip inversions: To what extent to believe? (A critical review). Bull Seismol Soc Am, 93: 2445–2458

Bernard E, Titov V. 2015. Evolution of tsunami warning systems and products. Phil Trans R Soc A, 373: 20140371

Beroza G C, Ellsworth W L. 1996. Properties of the seismic nucleation phase. Tectonophysics, 261: 209–227

Blewitt G, Kreemer C, Hammond W C, Plag H P, Stein S, Okal E. 2006. Rapid determination of earthquake magnitude using GPS for tsunami warning systems. Geophys Res Lett, 33: 11309–11313

Bouchon M, Campillo M, Cotton F. 1998. Stress field associated with the rupture of the 1992 Landers, California, earthquake and its implications concerning the fault strength at the onset of the earthquake. J Geophys Res, 103: 21091–21097

Bürgmann R, Rosen P A, Fielding E J. 2000. Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 169–209

Carrington L, Komatitsch D, Laurenzano M, Tikir M M, Michéa D, Le Goff N, Snavely A, Tromp J. 2008. High-frequency simulations of global seismic wave propagation using SPECFEM3D_GLOBE on 62K processors. Proceedings of the 2008 ACM/IEEE conference on Supercomputing. IEEE Press. 60

Calais E, Freed A, Mattioli G, Amelung F, Jónsson S, Jansma P, Hong S H, Dixon T, Prépetit C, Momplaisir R. 2010. Transpressional rupture of an unmapped fault during the 2010 Haiti earthquake. Nat Geosci, 3: 794–799

Das S, Aki K. 1977. Fault plane with barriers: A versatile earthquake model. J Geophys Res, 82: 5658–5670

Day S M. 1982. Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: Rectangular faults with fixed rupture velocity. Bull Seismol Soc Am, 72: 705−727

Dong Y, Li Q, Dou A, Wang X. 2011. Extracting damages caused by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake from SAR remote sensing data. J Asian Earth Sci, 40: 907–914

Douglas J. 2003. Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: A review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. Earth-Sci Rev, 61: 43–104

Duan B, Day S M. 2008. Inelastic strain distribution and seismic radiation from rupture of a fault kink. J Geophys Res, 113: 12311–12330

Duputel Z, Agram P S, Simons M, Minson S E, Beck J L. 2014. Accounting for prediction uncertainty when inferring subsurface fault slip. Geophys J Int, 197: 464–482

Duputel Z, Jiang J, Jolivet R, Simons M, Rivera L, Ampuero J -, Riel B, Owen S E, Moore A W, Samsonov S V, Ortega Culaciati F, Minson S E. 2015. The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. Geophys Res Lett, 42: 7949–7957

Duputel Z, Kanamori H, Tsai V C, Rivera L, Meng L, Ampuero J P, Stock J M. 2012. The 2012 Sumatra great earthquake sequence. Earth Planet Sci Lett, 351-352: 247–257

Ekström G, Nettles M, Dziewoński A M. 2012. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. Phys Earth Planet Inter, 200-201: 1–9

Elliott J L, Freymueller J T, Rabus B. 2007. Coseismic deformation of the 2002 Denali fault earthquake: Contributions from synthetic aperture radar range offsets. J Geophys Res, 112: B06421

Elliott J R, Walters R J, Wright T J. 2016. The role of space-based observation in understanding and responding to active tectonics and earthquakes. Nat Commun, 7: 13844

Ellsworth W L, Beroza G C. 1995. Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. Science, 268: 851–855

Fang H, Yao H, Zhang H. 2018. Earthquake rupture imaging with the wavelet domain compressive sensing: Methodology and application to the 2011 Tohoku earthquake. Geophys J Int, 215: 2060–2070

Fan W, Shearer P M. 2015. Detailed rupture imaging of the 25 April 2015 Nepal earthquake using teleseismic *P* waves. Geophys Res Lett, 42: 5744–5752

Fan W, Bassett D, Jiang J, Shearer P M, Ji C. 2017. Rupture evolution of the 2006 Java tsunami earthquake and the possible role of splay faults. Tectonophysics, 721: 143–150

Feng G C, Hetland E A, Ding X L, Li Z W, Zhang L. 2010. Coseismic fault slip of the 2008 M_w7.9 Wenchuan earthquake estimated from InSAR and GPS measurements. Geophys Res Lett, 37: L01302

Feng G, Jónsson S, Klinger Y. 2017. Which fault segments ruptured in the 2008 Wenchuan Earthquake and which did not? New evidence from near-fault 3D surface displacements derived from SAR image offsets. Bull Seismol Soc Am, 107: 1185–1200

Ferreira A M G, Weston J, Funning G J. 2011. Global compilation of interferometric synthetic aperture radar earthquake source models: 2. Effects of 3-D Earth structure. J Geophys Res, 116: B08409

Fialko Y, Simons M, Agnew D. 2001. The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 M_W7.1 Hector Mine Earthquake, California, from space geodetic observations. Geophys Res Lett, 28: 3063–3066

Fialko Y, Sandwell D, Simons M, Rosen P. 2005. Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit. Nature, 435: 295–299

Field E H, Dawson T E, Felzer K R, Frankel A D, Gupta V, Jordan T H, Parsons T, Petersen M D, Stein R S, Weldon R J, Wills C J. 2009. Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 2 (UCERF 2). Bull Seismol Soc Am, 99: 2053–2107

Field E H, Jordan T H, Page M T, Milner K R, Shaw B E, Dawson T E, Biasi G P, Parsons T, Hardebeck J L, Michael A J, Weldon Ii R J, Powers P M, Johnson K M, Zeng Y, Felzer K R, Elst N, Madden C, Arrowsmith R, Werner M J, Thatcher W R. 2017. A synoptic view of the third Uniform California Earthquake Rupture Forecast (UCERF3). Seismol Res Lett, 88: 1259–1267

Fujii Y, Satake K, Sakai S, Shinohara M, Kanazawa T. 2011. Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Earth Planet Sp, 63: 815–820

Fukuyama E, Mikumo T. 1993. Dynamic rupture analysis: Inversion for the source process of the 1990 Izu-Oshima, Japan, earthquake (M = 6.5). J Geophys Res, 98: 6529–6542

Galetzka J, Melgar D, Genrich J F, Geng J, Owen S, Lindsey E O, Xu X, Bock Y, Avouac J P, Adhikari L B, Upreti B N, Pratt-Sitaula B, Bhattarai T N, Sitaula B P, Moore A, Hudnut K W, Szeliga W, Normandeau J, Fend M, Flouzat M, Bollinger L, Shrestha P, Koirala B, Gautam U, Bhatterai M, Gupta R, Kandel T, Timsina C, Sapkota S N, Rajaure S, Maharjan N. 2015. Slip pulse and resonance of the Kathmandu basin during the 2015 Gorkha earthquake, Nepal. Science, 349: 1091–1095

Graves R W, Wald D J. 2001. Resolution analysis of finite fault source inversion using one- and three-dimensional Green's functions: 1. Strong motions. J Geophys Res, 106: 8745–8766

Graves R W, Pitarka A. 2010. Broadband ground-motion simulation using a hybrid approach. Bull Seismol Soc Am, 100: 2095–2123

Guatteri M, Spudich P. 2000. What can strong-motion data tell us about slip-weakening fault-friction laws? Bull Seismol Soc Am, 90: 98–116

Hallo M, Gallovič F. 2016. Fast and cheap approximation of Green function uncertainty for waveform-based earthquake source inversions. Geophys J Int, 207: 1012–1029

Hao J, Ji C, Yao Z. 2017. Slip history of the 2016 M_w 7.0 Kumamoto earthquake: Intraplate rupture in complex tectonic environment. Geophys Res Lett, 44: 743–750

Hartzell S, Mendoza C, Ramirez-Guzman L, Zeng Y, Mooney W. 2013. Rupture History of the 2008 M_w 7.9 Wenchuan, China, Earthquake: Evaluation of Separate and Joint Inversions of Geodetic, Teleseismic, and Strong-Motion Data. Bull Seismol Soc Am, 103: 353–370

Hartzell S H, Heaton T H. 1983. Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. Bull Seismol Soc Am, 73: 1553–1583

Hayes G P. 2017. The finite, kinematic rupture properties of great-sized earthquakes since 1990. Earth Planet Sci Lett, 468: 94–100

Heaton T H. 2017. Correspondence: Response of a gravimeter to an instantaneous step in gravity. Nat Commun, 8: 966

He X H, Ni S D, Liu J. 2015a. Rupture directivity of the August 3rd, 2014 Ludian earthquake (Yunan, China). Sci China Earth Sci, 58: 795–804

He X, Ni S, Ye L, Lay T, Liu Q, Koper K D. 2015b. Rapid seismological quantification of source parameters of the 25 April 2015 Nepal earthquake. Seismol Res Lett, 86: 1568–1577

Hoshiba M, Kamigaichi O, Saito M, Tsukada S, Hamada N. 2008. Earthquake early warning starts nationwide in Japan. Eos Trans AGU, 89: 73–74

Hsiao N C, Wu Y M, Shin T C, Zhao L, Teng T L. 2009. Development of earthquake early warning system in Taiwan. Geophys Res Lett, 36: L00B02

Hsieh M C. 2015. Efficient waveform inversions for finite-source models of moderate and large earthquakes in three-dimensional structures. Doctoral Dissertation. Taoyuan: "National" Central University. 145

Hsieh M, Zhao L, Chen J, Ma K. 2016. Efficient inversions for earthquake slip distributions in 3D structures. Seismol Res Lett, 87: 1342–1354

Hsieh M C, Zhao L, Ma K F. 2014. Efficient waveform inversion for average earthquake rupture in three-dimensional structures. Geophys J Int, 198: 1279–1292

Hu J, Li Z W, Ding X L, Zhu J J, Zhang L, Sun Q. 2014. Resolving three-dimensional surface displacements from InSAR measurements: A review. Earth-Sci Rev, 133: 1–17

Ide S, Baltay A, Beroza G C. 2011. Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 M_w9.0 Tohoku-Oki earthquake.

Science, 332: 1426–1429
Imanishi Y, Sato T, Higashi T, Sun W, Okubo S. 2004. A network of superconducting gravimeters detects submicrogal coseismic gravity changes. Science, 306: 476–478
Ishii M, Shearer P M, Houston H, Vidale J E. 2005. Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array. Nature, 435: 933–936
Ito Y, Tsuji T, Osada Y, Kido M, Inazu D, Hayashi Y, Tsushima H, Hino R, Fujimoto H. 2011. Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Geophys Res Lett, 38: 0005
Ji C, Wald D J, Helmberger D V. 2002a. Source description of the 1999 Hector Mine, California, earthquake, part I: Wavelet domain inversion theory and resolution analysis. Bull Seismol Soc Am, 92: 1192–1207
Ji C, Wald D J, Helmberger D V. 2002b. Source description of the 1999 Hector Mine, California, earthquake, part II: Complexity of slip history. Bull Seismol Soc Am, 92: 1208–1226
Ji C, Helmberger D V, Wald D J, Ma K F. 2003. Slip history and dynamic implications of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. J Geophys Res, 108: 2412
Jiang H, Feng G, Wang T, Bürgmann R. 2017. Toward full exploitation of coherent and incoherent information in Sentinel-1 TOPS data for retrieving surface displacement: Application to the 2016 Kumamoto (Japan) earthquake. Geophys Res Lett, 44: 1758
Jónsson S, Zebker H, Segall P, Amelung F. 2002. Fault slip distribution of the 1999 Mw7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements. Bull Seismol Soc Am, 92: 1377–1389
Jung H S, Won J S, Kim S W. 2009. An improvement of the performance of multiple-aperture SAR interferometry (MAI). IEEE Trans Geosci Remote Sens, 47: 2859–2869
Jung H S, Lu Z, Won J S, Poland M P, Miklius A. 2011. Mapping three-dimensional surface deformation by combining multiple-aperture interferometry and conventional interferometry: Application to the June 2007 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. IEEE Geosci Remote Sens Lett, 8: 34–38
Ihmlé P F, Madariaga R. 1996. Monochromatic body waves excited by great subduction zone earthquakes. Geophys Res Lett, 23: 2999–3002
Kamigaichi O. 2004. JMA earthquake early warning. J JAEE, 4: 134–137
Kanamori H. 1972. Mechanism of tsunami earthquakes. Phys Earth Planet Inter, 6: 346–359
Kanamori H, Kikuchi M. 1993. The 1992 Nicaragua earthquake: A slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. Nature, 361: 714–716
Kanamori H, Rivera L. 2008. Source inversion of W phase: Speeding up seismic tsunami warning. Geophys J Int, 175: 222–238
Kao H, Jian P R, Ma K F, Huang B S, Liu C C. 1998. Moment-tensor inversion for offshore earthquakes east of Taiwan and their implications to regional collision. Geophys Res Lett, 25: 3619–3622
Klinger Y, Xu X, Tapponnier P, Van der Woerd J, Lasserre C, King G. 2005. High-resolution satellite imagery mapping of the surface rupture and slip distribution of the Mw7.8, 14 November 2001 Kokoxili Earthquake, Kunlun fault, northern Tibet, China. Bull Seismol Soc Am, 95: 1970–1987
Klinger Y, Okubo K, Vallage A, Champenois J, Delorme A, Rougier E, Lei Z, Knight E E, Munjiza A, Satriano C, Baize S, Langridge R, Bhat H S. 2018. Earthquake damage patterns resolve complex rupture processes. Geophys Res Lett, 45: 10,279–10,287
Koper K D, Hutko A R, Lay T, Ammon C J, Kanamori H. 2011. Frequency-dependent rupture process of the 2011 M w 9.0 Tohoku Earthquake: Comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models. Earth Planet Sp, 63: 599–602
Krüger F, Ohrnberger M. 2005. Tracking the rupture of the Mw=9.3 Sumatra earthquake over 1,150 km at teleseismic distance. Nature, 435: 937–939
Kuo-Chen H, Wu F T, Roecker S W. 2012. Three-dimensional P velocity structures of the lithosphere beneath Taiwan from the analysis of TAIGER and related seismic data sets. J Geophys Res, 117: B06306
Lay T. 2018. A review of the rupture characteristics of the 2011 Tohoku-oki Mw9.1 earthquake. Tectonophysics, 733: 4–36
Lay T, Ammon C J, Hutko A R, Kanamori H. 2010. Effects of kinematic constraints on teleseismic finite-source rupture inversions: Great Peruvian earthquakes of 23 June 2001 and 15 August 2007. Bull Seismol Soc Am, 100: 969–994
Lay T, Kanamori H. 1981. An asperity model of large earthquake sequences. In: Simpson D W, Richards P G, eds. Earthquake Prediction: An International Review. AGU
Lay T, Kanamori H, Ammon C J, Koper K D, Hutko A R, Ye L, Yue H, Rushing T M. 2012. Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. J Geophys Res, 117: B04311
Lay T, Yue H, Brodsky E E, An C. 2014. The 1 April 2014 Iquique, Chile, M_w 8.1 earthquake rupture sequence. Geophys Res Lett, 41: 3818–3825
Lay T, Li L, Cheung K F. 2016. Modeling tsunami observations to evaluate a proposed late tsunami earthquake stage for the 16 September 2015 Illapel, Chile, M_w8.3 earthquake. Geophys Res Lett, 43: 7902–7912

Lay T, Rhode A. 2019. Evaluating the updip extent of large megathrust ruptures using P_{coda} levels. Geophys Res Lett, 46: 5198–5206

Lee S, Yeh T, Lin T, Lin Y, Song T, Huang B. 2016. Two-stage composite megathrust rupture of the 2015 M_w8.4 Illapel, Chile, earthquake identified by spectral-element inversion of teleseismic waves. Geophys Res Lett, 43: 4979–4985

Lin A, Satsukawa T, Wang M, Mohammadi Asl Z, Fueta R, Nakajima F. 2016. Coseismic rupturing stopped by Aso volcano during the 2016 M_w 7.1 Kumamoto earthquake, Japan. Science, 354: 869–874

Liu C, Zheng Y, Xiong X, Wang R, López A, Li J. 2015. Rupture processes of the 2012 September 5 M_w7.6 Nicoya, Costa Rica earthquake constrained by improved geodetic and seismological observations. Geophys J Int, 203: 175–183

Liu Z, Song C, Meng L, Ge Z, Huang Q, Wu Q. 2017. Utilizing a 3D global P-wave tomography model to improve backprojection imaging: A case study of the 2015 Nepal earthquake. Bull Seismol Soc Am, 107: 2459–2466

Liu W, Yao H. 2018. A new strategy of finite-fault inversion using multiscale waveforms and its application to the 2015 Gorkha, Nepal, earthquake. Bull Seismol Soc Am, 108: 1947–1961

Loveless J P, Meade B J. 2011. Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 M_W = 9.0 Tohoku-oki earthquake. Geophys Res Lett, 38: L17306

Luo Y, Hsieh M, Zhao L. 2018. Source rupture process of the 2014 Ms 6.5 Ludian, Yunnan, China, earthquake in 3D Structure: The strain Green's tensor database approach. Bull Seismol Soc Am, 108: 3270–3277

Luo Y, Tan Y, Wei S, Helmberger D, Zhan Z, Ni S, Hauksson E, Chen Y. 2010. Source mechanism and rupture directivity of the 18 May 2009 Mw4.6 Inglewood, California, earthquake. Bull Seismol Soc Am, 100: 3269–3277

Madariaga R, Olsen K, Archuleta R. 1998. Modeling dynamic rupture in a 3D earthquake fault model. Bull Seismol Soc Am, 88: 1182–1197

Mai P, Burjanek J, Delouis B, Festa G, Francois-Holden C, Monelli D, Uchide T, Zahradnik J. 2007. Earthquake source inversion blindtest: Initial results and further developments. AGU Fall Meeting Abstracts

Mai P M, Schorlemmer D, Page M, Ampuero J, Asano K, Causse M, Custodio S, Fan W, Festa G, Galis M, Gallovic F, Imperatori W, Käser M, Malytskyy D, Okuwaki R, Pollitz F, Passone L, Razafindrakoto H N T, Sekiguchi H, Song S G, Somala S N, Thingbaijam K K S, Twardzik C, van Driel M, Vyas J C, Wang R, Yagi Y, Zielke O. 2016. The earthquake-source inversion validation (SIV) project. Seismol Res Lett, 87: 690–708

Maksymowicz A, Chadwell C D, Ruiz J, Tréhu A M, Contreras-Reyes E, Weinrebe W, Díaz-Naveas J, Gibson J C, Lonsdale P, Tryon M D. 2017. Coseismic seafloor deformation in the trench region during the Mw8.8 Maule megathrust earthquake. Sci Rep, 7: 45918

Massonnet D, Rossi M, Carmona C, Adragna F, Peltzer G, Feigl K, Rabaute T. 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature, 364: 138–142

Meier M A, Ampuero J P, Heaton T H. 2017. The hidden simplicity of subduction megathrust earthquakes. Science, 357: 1277–1281

Michel R, Avouac J P, Taboury J. 1999. Measuring ground displacements from SAR amplitude images: Application to the Landers Earthquake. Geophys Res Lett, 26: 875–878

Meng L, Inbal A, Ampuero J P. 2011. A window into the complexity of the dynamic rupture of the 2011 Mw9 Tohoku-Oki earthquake. Geophys Res Lett, 38: L00G07

Meng L, Ampuero J P, Stock J, Duputel Z, Luo Y, Tsai V C. 2012. Earthquake in a maze: Compressional rupture branching during the 2012 M_w 8.6 Sumatra earthquake. Science, 337: 724–726

Mikumo T, Santoyo M A, Singh S K. 2000. Dynamic rupture and stress change in a normal faulting earthquake in the subducting Cocos plate. Geophys J Int, 140: 611–620

Minson S E, Simons M, Beck J L. 2013. Bayesian inversion for finite fault earthquake source models I—Theory and algorithm. Geophys J Int, 194: 1701–1726

Montagner J P, Juhel K, Barsuglia M, Ampuero J P, Chassande-Mottin E, Harms J, Whiting B, Bernard P, Clévédé E, Lognonné P. 2016. Prompt gravity signal induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Nat Commun, 7: 13349

Mori J, Kanamori H. 1996. Initial rupture of earthquakes in the 1995 Ridgecrest, California sequence. Geophys Res Lett, 23: 2437–2440

Mueller C S. 1985. Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function. Geophys Res Lett, 12: 33–36

Mungov G, Eblé M, Bouchard R. 2013. DART® Tsunameter retrospective and real-time data: A reflection on 10 years of processing in support of Tsunami research and operations. Pure Appl Geophys, 170: 1369–1384

Okamoto T, Takenaka H. 2009. Waveform inversion for slip distribution of the 2006 Java tsunami earthquake by using 2.5D finite-difference Green's function. Earth Planet Sp, 61: e17–e20

Okuwaki R, Yagi Y, Aránguiz R, González J, González G. 2017. Rupture process during the 2015 Illapel, Chile earthquake: Zigzag-along-dip rupture episodes. In: Braitenberg C, Rabinovich A. eds. The Chile-2015 (Illapel) Earthquake and Tsunami. Cham: Springer. 23–32

Pathier E, Fielding E J, Wright T J, Walker R, Parsons B E, Hensley S. 2006. Displacement field and slip distribution of the 2005 Kashmir earthquake from SAR imagery. Geophys Res Lett, 33: L20310

Peltzer G, Rosen P. 1995. Surface displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California, earthquake observed by SAR interferometry. Science, 268: 1333–1336

Qian Y, Wei S, Wu W, Zeng H, Coudurier-Curveur A, Ni S. 2019. Teleseismic waveform complexities caused by near trench structures and their impacts on earthquake source study: Application to the 2015 Illapel aftershocks (Central Chile). J Geophys Res-Solid Earth, 124: 870–889

Rosen P A, Gurrola E, Sacco G F, Zebker H. 2012. The InSAR scientific computing environment. EUSAR 2012—9th European Conference on Synthetic Aperture Radar. 730−733

Ruiz S, Madariaga R. 2011. Determination of the friction law parameters of the Mw 6.7 Michilla earthquake in northern Chile by dynamic inversion. Geophys Res Lett, 38: L09317

Satake K, Fujii Y, Harada T, Namegaya Y. 2013. Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data. Bull Seismol Soc Am, 103: 1473–1492

Sato M, Ishikawa T, Ujihara N, Yoshida S, Fujita M, Mochizuki M, Asada A. 2011. Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Science, 332: 1395

Schmidt R. 1986. Multiple emitter location and signal parameter estimation. IEEE Trans Antennas Propagat, 34: 276–280

Segall P. 2010. Earthquake and Volcano Deformation. Princeton: Princeton University Press

Shao G, Ji C. 2012. What the exercise of the SPICE source inversion validation BlindTest 1 did not tell you. Geophys J Int, 189: 569–590

Shirahama Y, Yoshimi M, Awata Y, Maruyama T, Azuma T, Miyashita Y, Mori H, Imanishi K, Takeda N, Ochi T, Otsubo M, Asahina D, Miyakawa A. 2016. Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. Earth Planets Space, 68: 191–196

Simmons N A, Myers S C, Johannesson G, Matzel E. 2012. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction. J Geophys Res, 117: B10302

Simons M, Minson S E, Sladen A, Ortega F, Jiang J, Owen S E, Meng L, Ampuero J P, Wei S, Chu R, Helmberger D V, Kanamori H, Hetland E, Moore A W, Webb F H. 2011. The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. Science, 332: 1421–1425

Sudhaus H, Jónsson S. 2009. Improved source modelling through combined use of InSAR and GPS under consideration of correlated data errors: Application to the June 2000 Kleifarvatn earthquake, Iceland. Geophys J Int, 176: 389–404

Tan F, Ge Z, Kao H, Nissen E. 2019. Validation of the 3-D phase-weighted relative back projection technique and its application to the 2016 M_w7.8 Kaikōura earthquake. Geophys J Int, 217: 375–388

Tan Y, Helmberger D. 2010. Rupture directivity characteristics of the 2003 Big Bear sequence. Bull Seismol Soc Am, 100: 1089–1106

Tape C, Holtkamp S, Silwal V, Hawthorne J, Kaneko Y, Ampuero J P, Ji C, Ruppert N, Smith K, West M E. 2018. Earthquake nucleation and fault slip complexity in the lower crust of central Alaska. Nat Geosci, 11: 536–541

Tape C, West M, Silwal V, Ruppert N. 2013. Earthquake nucleation and triggering on an optimally oriented fault. Earth Planet Sci Lett, 363: 231–241

Tarentola A. 1987. Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameters Estimation. Amsterdam: Elsevier

Telford J, Cosgrave J. 2006. Joint evaluation of the international response to the Indian Ocean tsunami: Synthesis report. Tsunami Evaluation Coalition (TEC)

Tong X, Sandwell D T, Fialko Y. 2010. Coseismic slip model of the 2008 Wenchuan earthquake derived from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, GPS, and field data. J Geophys Res, 115: B04314

Trifunac M. 1974. A three-dimensional dislocation model for the San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971. Bull Seismol Soc Am, 64: 149−172

Tsuji T, Ito Y, Kido M, Osada Y, Fujimoto H, Ashi J, Kinoshita M, Matsuoka T. 2011. Potential tsunamigenic faults of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Earth Planet Sp, 63: 831–834

Uchide T. 2013. High-speed rupture in the first 20 s of the 2011 Tohoku earthquake, Japan. Geophys Res Lett, 40: 2993–2997

Uchide T, Ide S. 2007. Development of multiscale slip inversion method and its application to the 2004 mid-Niigata Prefecture earthquake. J Geophys Res, 112: B06313

Uchide T, Ide S. 2010. Scaling of earthquake rupture growth in the Parkfield area: Self-similar growth and suppression by the finite seismogenic layer. J Geophys Res, 115: B11302

USGS Earthquake Science Center. 1931. United States National Strong-Motion Network. International Federation of Digital Seismograph Networks. Dataset/Seismic Network. 10.7914/SN/NP

Vallée M, Ampuero J P, Juhel K, Bernard P, Montagner J P, Barsuglia M. 2017. Observations and modeling of the elastogravity signals preceding direct seismic waves. Science, 358: 1164–1168

Van Houtte C, Bannister S, Holden C, Bourguignon S, McVerry G. 2017. The New Zealand strong motion database. Bull New Zeal Soc Earthq Eng, 50: 1–20

Velasco A A, Ammon C J, Lay T. 1994. Empirical green function deconvolution of broadband surface waves: Rupture directivity of the 1992 Landers, California (M_w=7.3), earthquake. Bull Seismol Soc Am, 84: 735−750

Wald D J, Graves R W. 2001. Resolution analysis of finite fault source inversion using one- and three-dimensional Green's functions: 2. Combining seismic and geodetic data. J Geophys Res, 106: 8767–8788

Wang D, Takeuchi N, Kawakatsu H, Mori J. 2016. Estimating high frequency energy radiation of large earthquakes by image deconvolution back-projection. Earth Planet Sci Lett, 449: 155–163

Wang J, Yang D, Jing H, Wu H. 2019. Full waveform inversion based on the ensemble Kalman filter method using uniform sampling without replacement. Sci Bull, 64: 321–330

Wang T, Jónsson S. 2015. Improved SAR amplitude image offset measurements for deriving three-dimensional coseismic displacements. IEEE J Sel Top Appl Earth Observations Remote Sens, 8: 3271–3278

Wang T, Wei S, Shi X, Qiu Q, Li L, Peng D, Weldon R J, Barbot S. 2018. The 2016 Kaikōura earthquake: Simultaneous rupture of the subduction interface and overlying faults. Earth Planet Sci Lett, 482: 44–51

Wei S, Chen M, Wang X, Graves R, Lindsey E, Wang T, Karakaş Ç ı, Helmberger D. 2018. The 2015 Gorkha (Nepal) earthquake sequence: I. Source modeling and deterministic 3D ground shaking. Tectonophysics, 722: 447–461

Wei S, Graves R, Helmberger D, Avouac J P, Jiang J. 2012. Sources of shaking and flooding during the Tohoku-Oki earthquake: A mixture of rupture styles. Earth Planet Sci Lett, 333-334: 91–100

Wei S, Helmberger D, Avouac J P. 2013. Modeling the 2012 Wharton basin earthquakes off-Sumatra: Complete lithospheric failure. J Geophys Res-Solid Earth, 118: 3592–3609

Wen R, Ren Y. 2014. Strong-motion observations of the Lushan earthquake on 20 April 2013. Seismol Res Lett, 85: 1043–1055

Wright T J, Parsons B E, Lu Z. 2004. Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. Geophys Res Lett, 31: L016007

Wu Y M, Kanamori H. 2008. Development of an earthquake early warning system using real-time strong motion signals. Sensors, 8: 1–9

Wurman G, Allen R M, Lombard P. 2007. Toward earthquake early warning in northern California. J Geophys Res, 112: B08311

Xie X B, Yao Z X. 1991. The faulting process of Tangshan earthquake inverted simultaneously from the teleseismic waveforms and geodesic deformation data. Phys Earth Planet Inter, 66: 265–277

Xu Y, Koper K D, Sufri O, Zhu L, Hutko A R. 2009. Rupture imaging of the M_w7.9 12 May 2008 Wenchuan earthquake from back projection of teleseismic *P* waves. Geochem Geophys Geosyst, 10: Q04006

Xu C, Liu Y, Wen Y, Wang R. 2010. Coseismic slip distribution of the 2008 M_w7.9 Wenchuan earthquake from joint inversion of GPS and InSAR data. Bull Seismol Soc Am, 100: 2736–2749

Xu J, Zhang H, Chen X. 2015. Rupture phase diagrams for a planar fault in 3-D full-space and half-space. Geophys J Int, 202: 2194–2206

Yagi Y, Nakao A, Kasahara A. 2012. Smooth and rapid slip near the Japan Trench during the 2011 Tohoku-oki earthquake revealed by a hybrid back-projection method. Earth Planet Sci Lett, 355-356: 94–101

Yamazaki Y, Lay T, Cheung K F, Yue H, Kanamori H. 2011. Modeling near-field tsunami observations to improve finite-fault slip models for the 11 March 2011 Tohoku earthquake. Geophys Res Lett, 38: L00G15

Yao H, Gerstoft P, Shearer P M, Mecklenbräuker C. 2011. Compressive sensing of the Tohoku-Oki Mw 9.0 earthquake: Frequency-dependent rupture modes. Geophys Res Lett, 38: L20310

Ye L, Lay T, Kanamori H, Rivera L. 2016. Rupture characteristics of major and great ($M_w \geq 7.0$) megathrust earthquakes from 1990 to 2015: 1. Source parameter scaling relationships. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 826–844

Yokota Y, Koketsu K, Fujii Y, Satake K, Sakai S, Shinohara M, Kanazawa T. 2011. Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake. Geophys Res Lett, 38: L00G21

Yue H, Lay T. 2011. Inversion of high-rate (1 sps) GPS data for rupture process of the 11 March 2011 Tohoku earthquake (M_w9.1). Geophys Res Lett, 38: L00G09

Yue H, Lay T. 2013. Source rupture models for the Mw9.0 2011 Tohoku earthquake from joint inversions of high-rate geodetic and seismic data. Bull Seismol Soc Am, 103: 1242–1255

Yue H, Lay T, Koper K D. 2012. En échelon and orthogonal fault ruptures of the 11 April 2012 great intraplate earthquakes. Nature, 490: 245–249

Yue H, Lay T, Freymueller J, Ding K, Rivera L, Ruppert N, Koper K. 2013a. Supershear rupture of 2013 Jan 05, M_w7.5, Craig, Alaska earthquake. AGU Fall Meeting Abstracts

Yue H, Lay T, Schwartz S Y, Rivera L, Protti M, Dixon T H, Owen S, Newman A V. 2013b. The 5 September 2012 Nicoya, Costa Rica M_w7.6 earthquake rupture process from joint inversion of high-rate GPS, strong-motion, and teleseismic *P* wave data and its relationship to adjacent plate boundary interface properties. J Geophys Res-Solid Earth, 118: 5453–5466

Yue H, Lay T, Rivera L, An C, Vigny C, Tong X, Báez Soto J C. 2014. Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile M_w = 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations. J

Geophys Res-Solid Earth, 119: 7786–7804

Yue H, Ross Z E, Liang C, Michel S, Fattahi H, Fielding E, Moore A, Liu Z, Jia B. 2017a. The 2016 Kumamoto M_w= 7.0 Earthquake: A Significant Event in a Fault-Volcano System. J Geophys Res-Solid Earth, 122: 9166–9183

Yue H, Simons M, Duputel Z, Jiang J, Fielding E, Liang C, Owen S, Moore A, Riel B, Ampuero J P, Samsonov S V. 2017b. Depth varying rupture properties during the 2015 Mw 7.8 Gorkha (Nepal) earthquake. Tectonophysics, 714-715: 44–54

Yue H, Castellanos J C, Yu C, Meng L, Zhan Z. 2017c. Localized water reverberation phases and its impact on backprojection images. Geophys Res Lett, 44: 9573–9580

Yun S H, Hudnut K, Owen S, Webb F, Simons M, Sacco P, Gurrola E, Manipon G, Liang C, Fielding E, Milillo P, Hua H, Coletta A. 2015. Rapid Damage Mapping for the 2015 M_w7.8 Gorkha Earthquake Using Synthetic Aperture Radar Data from COSMO-SkyMed and ALOS-2 Satellites. Seismol Res Lett, 86: 1549–1556

Zhang H, Chen X. 2006. Dynamic rupture on a planar fault in three-dimensional half space—I. Theory. Geophys J Int, 164: 633–652

Zhang H, Ge Z. 2010. Tracking the rupture of the 2008 Wenchuan earthquake by using the relative back-projection method. Bull Seismol Soc Am, 100: 2551–2560

Zhang H, Chen J, Ge Z. 2012. Multi-fault rupture and successive triggering during the 2012 Mw8.6 Sumatra offshore earthquake. Geophys Res Lett, 39: L22305

Zhang H, Koper K D, Pankow K, Ge Z. 2017. Imaging the 2016 M_w7.8 Kaikoura, New Zealand, earthquake with teleseismic *P* waves: A cascading rupture across multiple faults. Geophys Res Lett, 44: 4790–4798

Zhang H, Lee S, Ge Z. 2016a. Multiarray rupture imaging of the devastating 2015 Gorkha, Nepal, earthquake sequence. Geophys Res Lett, 43: 584–591

Zhang H, Jin X, Wei Y, Li J, Kang L, Wang S, Huang L, Yu P. 2016b. An earthquake early warning system in Fujian, China. Bull Seismol Soc Am, 106: 755–765

Zhang W, Iwata T, Irikura K, Sekiguchi H, Bouchon M. 2003. Heterogeneous distribution of the dynamic source parameters of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. J Geophys Res, 108: 2232

Zhang Y, Chen Y, Xu L. 2012. Fast and robust inversion of earthquake source rupture process and its application to earthquake emergency response. Earthq Sci, 25: 121–128

Zhang Y, Wang R, Zschau J, Chen Y, Parolai S, Dahm T. 2014. Automatic imaging of earthquake rupture processes by iterative deconvolution and stacking of high-rate GPS and strong motion seismograms. J Geophys Res-Solid Earth, 119: 5633–5650

Zhang Z, Zhang W, Chen X. 2014. Three-dimensional curved grid finite-difference modelling for non-planar rupture dynamics. Geophys J Int, 199: 860–879

Zhang W, Zhang Z, Chen X. 2012. Three-dimensional elastic wave numerical modelling in the presence of surface topography by a collocated-grid finite-difference method on curvilinear grids. Geophys J Int, 190: 358–378

Zhao L, Chen P, Jordan T H. 2006. Strain Green's tensors, reciprocity, and their applications to seismic source and structure studies. Bull Seismol Soc Am, 96: 1753–1763

Zhao L, Chevrot S. 2011a. An efficient and flexible approach to the calculation of three-dimensional full-wave Fréchet kernels for seismic tomography—I. Theory. Geophys J Int, 185: 922–938

Zhao L, Chevrot S. 2011b. An efficient and flexible approach to the calculation of three-dimensional full-wave Fréchet kernels for seismic tomography—II. Numerical results. Geophys J Int, 185: 939–954

Zheng Y, Liu C L. 2016. Towards combining multiple geophysical datasets to determine earthquake source parameters in China. Sci China Earth Sci, 59: 2260–2262

Zhu L, Rivera L A. 2002. A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. Geophys J Int, 148: 619–627

Zollo A, Iannaccone G, Convertito V, Elia L, Iervolino I, Lancieri M, Lomax A, Martino C, Satriano C, Weber E. 2009. Earthquake early warning system in southern Italy. In: Meyers R A, ed. Encyclopedia of Complexity and Systems Science. New York: Springer. 2395–2421

(责任编委: 郑勇)