基于InSAR和地应变特征获取2015年 M_w 7.2级Murghab地震同震三维地表形变场

甘洁^{1,3}, 胡俊^{1,2*}, 李志伟^{1,2}, 杨长江^{1,4}, 刘计洪¹, 孙倩⁵, 郑万基¹

1. 中南大学地球科学与信息物理学院, 长沙 410083;
2. 中南大学有色金属成矿预测与地质环境监测教育部重点实验室, 长沙 410083;
3. 湖南中科星图信息技术有限公司, 长沙 410082;
4. 中国电力工程顾问集团中南电力勘测设计院有限公司, 武汉 430060;
5. 湖南师范大学资源与环境科学学院, 长沙 410081

* 通讯作者, E-mail: csuhujun@csu.edu.cn

收稿日期: 2017-09-04; 收修改稿日期: 2018-05-30; 接受日期: 2018-06-12; 网络发表日期: 2018-08-13

国家自然科学基金项目(批准号: 41404011、41674010、41704001)、湖南省重点研发计划项目(编号: 2016SK2002)、湖南省教育厅创新平台开放基金项目(编号: 16K053)、湖南省国土厅科研项目(编号: 2017-13)和中南大学中央高校基本科研业务费专项资金项目(编号: 2017ZZTS772)资助

摘要 同震三维地表形变场对地震形变特征解译和直观掌握发震断层的几何学特征和动力学机制具有重要意义. 文章提出了一种基于InSAR和地应变特征直接监测同震三维形变场的方法, 并通过自适应变化的相关距离对相关点搜索准则进行优化, 使该方法对震中失相干区域的形变恢复更具普适性. 模拟实验结果表明, 新方法结果的精度和完整性较传统方法明显提高. 文章随后将新方法应用于2015年7.2级Murghab地震, 利用ALOS-2卫星获取的升降轨影像成功监测了该地震完整的同震三维地表形变场. 研究表明: 该地震的发震断层为SKF断层, 其北西盘朝西南方向运动, 南东盘朝东北方向运动, 断层走势以NE-SW向的左旋走滑为主, 倾角近似垂直. 北西盘在断层北段和靠近震中位置的断层南段地表存在明显下沉, 南东盘沿断裂带地表呈隆起趋势. 此外, 新方法还获取了该地震的应变场, 发现该地震受到明显的膨胀力和剪切力的作用, 震区整体构造特征与此次地震左旋走滑为主的地表变形运动性质相吻合.

关键词 InSAR, 地应变特征, 三维同震形变, Murghab地震, ALOS-2

1 引言

2015年12月7日, 塔吉克斯坦东部戈尔诺-巴达赫

尚自治州穆尔加布(Murghab)地区(38.2°N, 72.9°E)发生 M_w 7.2级地震, 震源深度22.0km(USGS). 在7.2级强震过去后, 当月该地区再次发生了17次震级超过4级

中文引用格式: 甘洁, 胡俊, 李志伟, 杨长江, 刘计洪, 孙倩, 郑万基. 2018. 基于InSAR和地应变特征获取2015年 M_w 7.2级Murghab地震同震三维地表形变场. 中国科学: 地球科学, 48: 1335–1351, doi: 10.1360/N072017-00291

英文引用格式: Gan J, Hu J, Li Z W, Yang C J, Liu J H, Sun Q, Zheng W J. 2018. Mapping three-dimensional co-seismic surface deformations associated with the 2015 M_w 7.2 Murghab earthquake based on InSAR and characteristics of crustal strain. Science China Earth Sciences, 61: 1451–1466, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9235-4>

的余震。Murghab地区地处帕米尔高原中部, 地质构造运动十分活跃; 此外, 距离Murghab地震震中仅5.0km处, 由1911年7.3级地震产生的萨雷兹(Saraz)堰塞湖蓄水量超过160亿立方米, Murghab地区的强震一方面对震区地质构造造成影响, 另一方面易破坏堰塞湖周边稳定性导致形成灾害性泥石流威胁下游5.5万平方公里的中亚地区(杨立信, 2008)。对Murghab地震展开地表形变监测可为帕米尔高原内部现今构造运动和堤坝稳定性研究提供基础资料。

Murghab震区位于平均海拔超过4000m帕米尔高原中部的偏远地带, 因此传统大地测量手段(如水准仪、GPS等)受到严重限制难以进行。地震发生后, 一些学者利用合成孔径干涉测量技术(synthetic aperture radar interferometry, InSAR)(Massonnet等, 1993; Goldstein等, 1993; Zha等, 2011)对2015年Murghab地震的同震形变场、断层参数反演和发震断层几何形态学进行探讨和研究。周振凯(2016)利用Sentinal-1卫星SAR数据获取了该地震的同震形变场, 结果显示发震断层为NE-SW走向的左旋走滑断层, 形变最大区域位于萨雷兹湖NE向约30km处。李宁等(2018)利用Sentinal-1卫星差分干涉数据为约束机制反演出最大滑移量为4.42m。Sangha等(2017)联合Landsat-8光学影像、ALOS-2和Sentinel-1 SAR数据以及欧洲地震台网数据对Murghab地震震源参数、发震断层几何参数和地表形变特征进行综合性研究, 揭示发震断层为萨雷兹-卡拉库尔(Sarez Karakul fault, SKF)断裂, 地表破裂总长度约79km, 最大走滑量和倾滑量分别约为3.5和1m。然而, 由于InSAR地表形变监测中存在视线向(line-of-sight, LOS)模糊度(Wright等, 2004)问题, 基于LOS向形变场展开的形变分析和震源参数反演在一定程度上会出现细节解译不全面, 无法直观真实地描述同震形变特征的问题。并且上述研究均未涉及同震三维形变场重建。

目前对InSAR三维形变场重建的方法主要是基于逐像素的解算思路, 即建立每一个监测点上InSAR形变观测量和地表三维形变矢量之间的投影关系, 然后通过加权最小二乘(weighted least squares, WLS)方法获得地表三维形变量(Fialko等, 2001; 胡俊等, 2010), 然而该方法得到的三维形变场无法克服InSAR失相关问题, 因此在地表剧烈变化的震中存在诸多的失相干空洞(Zebker和Villasenor, 1992)。在此基础上, 基于弹

性位错理论的位移-应变增量方程为InSAR同震三维形变场重建提供新思路。SISTEM方法(Guglielmino等, 2011)结合GPS和InSAR观测进行形变解算并避免了对GPS进行插值处理, 极大的减少了由GPS插值带来的误差, 但是该方法获得的形变的质量与GPS点的密度和空间分布密切相关; 而且只考虑了GPS点与InSAR观测点之间的关系, 忽略了InSAR观测点之间的相互联系。InSAR-DGT方法(Wang等, 2015)在SISTEM方法的基础上进行改进, 首先通过WLS方法获取初始三维形变场, 然后根据观测点选取的对应相关点改善结果精度并获取失相干区域的形变量。该方法在获得最终三维形变的过程中进行了两次模型解算, 过程复杂且两次权重分配容易引入误差; 其次, 在初始三维形变场中目标点周围如若无法获得足够数量的有效相关点, 此时的系数矩阵会出现导致模型病态。

本文在前人研究的基础上, 提出直接在InSAR观测模型中引入表征地面位移空间相关性的位移-应变增量方程模型, 从而构建了InSAR观测与高精度地表三维形变场及地应变特征的数学物理模型, 并且在解算过程中通过自适应变化的相关距离优化相关点提取策略。首先通过模拟实验验证了该方法的可行性和优势, 进而将其应用于2015年Murghab地震三维同震形变场研究之中, 以期实现震区的高精度的同震三维地表形变和应变特征提取, 为进一步的震源参数及断层几何运动学研究提供参考。

2 基于InSAR和地应变特征的同震三维形变场解算方法

2.1 模型构建

常规的差分InSAR(D-InSAR)技术只能获取LOS形变, 但偏移量跟踪(Michel等, 1999a, 1999b; 刘云华等, 2010)(OFT)和多孔径InSAR技术(Bechor和Zebker, 2006)(MAI)则可以获取方位向形变。联合升轨和降轨的LOS和方位向形变信息, 利用WLS方法即可获取同震三维形变信息(Funning等, 2005; Jung等, 2011)。假设升降轨LOS向和方位向的形变为 $[D_{as}^{LOS}, D_{des}^{LOS}, D_{as}^{AZO}, D_{des}^{AZO}]^T$, $[d_e, d_n, d_u]^T$ 分别代表东西、南北和垂直向上的形变量。二者的关系可表示为(Fialko等, 2001; Hu等, 2014):

$$\begin{bmatrix} D_{as}^{LOS} \\ D_{des}^{LOS} \\ D_{as}^{AZO} \\ D_{des}^{AZO} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin(\alpha_{as} - 3\pi/2)\sin(\theta_{as}) & -\cos(\alpha_{as} - 3\pi/2)\sin(\theta_{as}) & \cos(\theta_{as}) \\ -\sin(\alpha_{des} - 3\pi/2)\sin(\theta_{des}) & -\cos(\alpha_{des} - 3\pi/2)\sin(\theta_{des}) & \cos(\theta_{des}) \\ -\cos(\alpha_{as} - 3\pi/2) & \sin(\alpha_{as} - 3\pi/2) & 0 \\ -\cos(\alpha_{des} - 3\pi/2) & \sin(\alpha_{des} - 3\pi/2) & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} d_e \\ d_n \\ d_v \end{bmatrix}. \quad (1)$$

断裂、地震和火山等构造活动实际上都是受到地表深处应力应变作用的影响, 是地壳介质的动力学过程在地表的综合体现, 地应变是位移函数一阶偏导的线性组合(Muller等, 2015), 即位移-应变增量方程. 假设对于任意点 P 和其对应的 N 个相关点 RP , P 点的位置坐标为 $[d_0^e, d_0^n, d_0^u]^T$, 相关点 RP_i 的位置和形变分别为 $d_i = [d_i^e, d_i^n, d_i^u]^T, (i = 1, 2, \dots, n)$ 和 $[\Delta x_i, \Delta y_i, \Delta z_i]^T$,

则二者之间的位移-应变增量方程为(Vaniček等, 2008):

$$\begin{bmatrix} d_i^e \\ d_i^n \\ d_i^u \end{bmatrix} = \mathbf{H} \cdot \begin{bmatrix} \Delta x_i \\ \Delta y_i \\ \Delta z_i \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} d_0^e \\ d_0^n \\ d_0^u \end{bmatrix}, \quad (2)$$

式中, $\mathbf{H}$ 为位移梯度矩阵,

$$\mathbf{H} = \mathbf{E} + \mathbf{Q} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{11} & \varepsilon_{12} & \varepsilon_{13} \\ \varepsilon_{21} & \varepsilon_{22} & \varepsilon_{23} \\ \varepsilon_{31} & \varepsilon_{32} & \varepsilon_{33} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & -\omega_3 & \omega_2 \\ \omega_3 & 0 & -\omega_1 \\ -\omega_2 & \omega_1 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{11} & \varepsilon_{12} - \omega_3 & \varepsilon_{13} + \omega_2 \\ \varepsilon_{21} + \omega_3 & \varepsilon_{22} & \varepsilon_{23} - \omega_1 \\ \varepsilon_{31} - \omega_2 & \varepsilon_{32} + \omega_1 & \varepsilon_{33} \end{bmatrix}. \quad (3)$$

矩阵 $\mathbf{E}$ 和 $\mathbf{Q}$ 共同描述了三种应变形式, 其中 $\mathbf{E}$ 描述了体积应变和剪切状态的应变张量, $\mathbf{Q}$ 为刚体旋转张量矩阵.

此时联立式(1)和式(2), 则可建立 N 个相关点的升降轨LOS向和方位向观测量与 P 点地表三维形变及地

应变矢量之间的关系:

$$\underset{4N \times 3N}{\mathbf{A}} \cdot \underset{3N \times 12}{\mathbf{B}} \cdot \underset{12 \times 1}{\mathbf{X}} = \underset{4N \times 1}{\mathbf{D}} + \underset{4N \times 1}{\mathbf{V}}, \quad (4)$$

其中

$$\underset{4N \times 3N}{\mathbf{A}} = \begin{bmatrix} -\sin(\alpha_{as,i} - 3\pi/2)\sin(\theta_{as,i}) \cdot I_N & -\cos(\alpha_{as,i} - 3\pi/2)\sin(\theta_{as,i}) \cdot I_N & \cos(\theta_{as,i}) \cdot I_N \\ -\sin(\alpha_{des,i} - 3\pi/2)\sin(\theta_{des,i}) \cdot I_N & -\cos(\alpha_{des,i} - 3\pi/2)\sin(\theta_{des,i}) \cdot I_N & \cos(\theta_{des,i}) \cdot I_N \\ -\cos(\alpha_{as,i} - 3\pi/2) \cdot I_N & \sin(\alpha_{as,i} - 3\pi/2) \cdot I_N & 0 \\ -\cos(\alpha_{des,i} - 3\pi/2) \cdot I_N & \sin(\alpha_{des,i} - 3\pi/2) \cdot I_N & 0 \end{bmatrix}, \quad (5)$$

$$\underset{3N \times 12}{\mathbf{B}} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & \Delta x_1 & \Delta y_1 & \Delta z_1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \Delta z_1 & -\Delta y_1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & 0 & 0 & \Delta x_N & \Delta y_N & \Delta z_N & 0 & 0 & 0 & 0 & \Delta z_N & -\Delta y_N \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_1 & 0 & \Delta y_1 & \Delta z_1 & 0 & -\Delta z_1 & 0 & \Delta x_1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_N & 0 & \Delta y_N & \Delta z_N & 0 & -\Delta z_N & 0 & \Delta x_N \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_1 & 0 & \Delta y_1 & \Delta z_1 & \Delta y_1 & -\Delta x_1 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_N & 0 & \Delta y_N & \Delta z_N & \Delta y_N & -\Delta x_N & 0 \end{bmatrix}, \quad (6)$$

$$\mathbf{X} = [d_0^e, d_0^n, d_0^u, \varepsilon_{11}, \varepsilon_{12}, \varepsilon_{13}, \varepsilon_{22}, \varepsilon_{23}, \varepsilon_{33}, \omega_1, \omega_2, \omega_3]^T, \quad (7)$$

$$\mathbf{D} = [D_{as,1}^{LOS}, D_{as,2}^{LOS}, \dots, D_{as,N}^{LOS}, D_{des,1}^{LOS}, D_{des,2}^{LOS}, \dots, D_{des,N}^{LOS}, D_{as,1}^{AZO}, D_{as,2}^{AZO}, \dots, D_{as,N}^{AZO}, D_{des,1}^{AZO}, D_{des,2}^{AZO}, \dots, D_{des,N}^{AZO}]^T, \quad (8)$$

$$\mathbf{V} = [v^e, v^n, v^u, v_{\varepsilon_{11}}, v_{\varepsilon_{12}}, v_{\varepsilon_{13}}, v_{\varepsilon_{22}}, v_{\varepsilon_{23}}, v_{\varepsilon_{33}}, v_{\omega_1}, v_{\omega_2}, v_{\omega_3}], \quad (9)$$

式中, $\mathbf{A} \cdot \mathbf{B}$ 为系数矩阵, $\mathbf{I}_N$ 为N阶单位矩阵, $\mathbf{D}$ 和 $\mathbf{V}$ 分别代表N个相关点升降轨LOS向和方位向InSAR形变观测测量及其对应的观测误差, $\mathbf{X}$ 为包含12个参数的待求向量, 其中包括了P点三维形变分量(前3个参数)和地应变矢量(后9个参数). 此时, 利用WLS准则对方程(4)求解, 即可以得到各像元对应地面分辨单元的三维形变(朱建军和宋迎春, 2009). 令 $\mathbf{C} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{B}$, 则

$$\hat{\mathbf{X}} = [\mathbf{C}^T \mathbf{W} \mathbf{C}]^{-1} \mathbf{C}^T \mathbf{W} \mathbf{D}, \quad (10)$$

式中, $\mathbf{W}$ 为各个像元对应观测测量的权重, 本文定权方法采用实验变异函数式确定, 则其对应协方差阵为

$$\mathbf{Q} = [\mathbf{C}^T \mathbf{W} \mathbf{C}]^{-1}. \quad (11)$$

此时, 若升降轨LOS向和方位向观测量的单位权中误差为 σ_0 , 各像素对应3D形变计算精度为

$$\sigma_X = \sigma_0 \sqrt{Q}. \quad (12)$$

根据获得的9个地应变参数即可获得体积胀缩应变分量 σ 、最大剪切应变 $\mathbf{M}$ 和差分旋转幅度 $\mathbf{\Omega}$ 三个应变分量:

$$\sigma = \frac{\varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}}{3}, \quad (13)$$

$$\mathbf{M} = \mathbf{\Lambda}_1 - \mathbf{\Lambda}_3, \quad (14)$$

$$\mathbf{\Omega} = \omega_1^2 + \omega_2^2 + \omega_3^2, \quad (15)$$

式中, $\mathbf{\Lambda}_1$ 和 $\mathbf{\Lambda}_3$ 分别为对称应变矩阵 $\mathbf{E}$ 的最大和最小特征值.

2.2 相关点选取

在InSAR形变监测中引入地应变特征进行三维形变估计, 关键一步就是在InSAR观测形变场中进行相关点选取. InSAR-DGT方法通过在初始三维形变场中, 以观测点为圆心、一定的相关距离为半径的圆形范围内搜索高质量相关点, 从而改善三维形变结果精度(Wang等, 2015). 本文在InSAR-DGT方法基础上对选点策略方面进行优化, 直接在InSAR获取的升降轨LOS向和方位向形变场中进行相关点选取, 并采用自适应变化的相关距离.

首先在InSAR形变场中在形变的远场区域计算空间相关距离. 理论上地震远场区只含有大气延迟、残

余轨道和地形相位等引起误差信息, 则远场点之间的空间关系仅与二者的距离相关. 基于此, 可利用实验变异函数表征InSAR观测误差(Sudhaus和Jónsson, 2011; Parsons等, 2006):

$$C(h) = C_0 \cdot e^{-h/s}, \quad (16)$$

式中, $C(h)$ 为距离为 h 的像素之间的协方差函数, C_0 为所选区域影像的方差, s 即为相关距离. 通过非线性模型拟合待定系数 C_0 和 s .

分别在得到的升轨LOS向、升轨方位向、降轨LOS向和降轨方位向的形变图中进行上述模型参数拟合, 可以获得各自的相关距离 s_{as}^{LOS} 、 s_{as}^{AZO} 、 s_{des}^{LOS} 和 s_{des}^{AZO} , 综合考虑解算效率及合理性, 采用初始相关距离 s_0 和自适应变化的相关距离 s 分别为

$$s_0 = \frac{(s_{as}^{LOS} + s_{as}^{AZO} + s_{des}^{LOS} + s_{des}^{AZO})}{4}, \quad (17)$$

$$s \in [s_0, \text{Max}[s_{as}^{LOS}, s_{as}^{AZO}, s_{des}^{LOS}, s_{des}^{AZO}]]]. \quad (18)$$

相关距离初值 $s=s_0$, 选取任意点P与其临近点之间距离小于 s 并且在升降轨干涉图中相干性高于一定阈值的点(即 $\text{Coh}_{as} \geq \text{Coh}_{as}^{\text{threshold}}$ 且 $\text{Coh}_{des} \geq \text{Coh}_{des}^{\text{threshold}}$)作为备选点, 升降轨相干性阈值 $\text{Coh}_{as}^{\text{threshold}}$ 和 $\text{Coh}_{des}^{\text{threshold}}$ 的选取主要依据D-InSAR获取的高精度形变场而定. 然后计算备选点对应形变量的均值 u 和方差 σ , 选取 $[u - 2\sigma, u + 2\sigma]$ (置信概率为95.5%)内的升降轨LOS向和方位向形变量作为所选相关点 $RP_i (i = 1, 2, \dots, n)$.

此时, 若相关点数量过少, 易使模型病态; 甚至在相关点数量 $N_{RP} < 12$ 时, 必然导致模型秩亏, 从而无法解算. Wang等(2015)对三维形变误差与相关点之间的关系进行探讨, 表明形变误差随相关点数量的增多而减少, 并在相关点数量大于200之后变化趋势趋向平缓. 因此, 本文通过设置相关点数量阈值 $N_{RP}^{\text{threshold}}$ 来解决相关点过少所引起的模型误差, 在实际地震应用中采用的具有高相干性的相关点数量阈值为 $N_{RP}^{\text{threshold}} = 200$, 若 $N_{RP} < N_{RP}^{\text{threshold}}$, s 在其区间内实现自增从而扩大相关点搜索范围, 直至满足相关点个数要求为止.

在选取足够数量的相关点之后,即可利用相关点的升降轨LOS向和方位向的形变量代入模型(式(4))参与计算,解算 P 点的地表三维形变量,进而逐个遍历最终获得研究区域的高精度三维形变场及其各自应变参数.图1为该方法的流程图.

2.3 模拟数据验证

为了验证解算方法的可行性和可靠性,本节展开了模拟实验的验证研究.首先通过Samsonov和Tiampo (2006)提出的如下模型模拟地形信息(图2)

$$z(x, y) = z_0 e^{\frac{x^2 + y^2}{\omega}}, \quad (19)$$

式中, $z(x, y)$ 是点 (x, y) 的高程, z_0 为最大高程, ω 是地形坡度因子,此次实验设定 $z_0=1000\text{m}$, $\omega=1\text{m}^2$.

随后利用Mogi模型(Kiyoo, 1958)在 400×450 的网格点上模拟三维形变场,在东西、南北和垂直方向上分别模拟了 $-30 \sim 30\text{cm}$ 、 $-30 \sim 30\text{cm}$ 和 $0 \sim 80\text{cm}$ 的形变(图3).然后根据ALOS-2卫星的PALSAR-2成像几何参数(包括入射角和飞行方位角),将模拟的地表三维形

变场进行投影分别得到升降轨的LOS向和方位向形变场.对模拟的InSAR升降轨观测量选取30%作为真值点,10%为由失相干造成的空值点,剩下的60%作为扰动点,顾及InSAR方位向和LOS的形变监测精度,分别对升降轨扰动点的LOS向形变加入均值为零、方差为 1cm^2 ,方位向形变加入均值为零、方差为 3cm^2 的高斯白噪声.此外,分别在InSAR升降轨形变场中添加系统的轨道误差.为了充分考虑失相干因素的影响,对形变中心区域进行较大面积的掩膜(图4a~d),从而得到本次研究所需的模拟升轨LOS向、升轨方位向、降轨LOS向和降轨方位向形变场(图4e~h).

通过利用WLS方法、InSAR-DGT方法和本文方法分别解算三维形变.如图5所示,三种方法得到的形变结果在大体上保持一致. InSAR-DGT方法和新方法解算三维形变场均比线性反演方法更加连续、完整.

对于失相干区域,图5中可以明显看出, WLS方法采用的是逐像素解算思路,只能对升降轨雷达LOS向和方位向形变场中存在形变量区域进行计算,对失相干区域束手无策(图5a~c). InSAR-DGT方法对于小面

图1 新方法的流程图

图2 模拟的地形

积、零星分布的失相干区域解算结果表现良好, 然而对于大面积失相干区域依然无法完全将三维形变结果恢复; 并且在失相干区域的边缘, 由于缺乏足够数量的相关点使得模型病态, 导致边缘出现远超出形变值范围的奇异值(图5d~f). 新方法不仅在零星分布的失相干区域表现良好, 在大面积失相干区域也能获得有效的解算结果(图5g~i). 从解算结果的残差图(图6)和残差RMSEs(表1)中可以发现, 在所有方法反演的三维形变结果中, 南北向上的残差都比其他两个方向大, 尤其是WLS方法的反演结果, 这是由SAR卫星观测特性所决定的. 目前SAR卫星均为极轨卫星, 飞行方向为沿

图3 模拟的三维地表形变场

(a) 东西向; (b) 南北向; (c) 垂直向

图4 模拟添加的InSAR噪声分布((a)~(d))和模拟的InSAR形变场((e)~(h))

白色区域代表失相干区域位置, 分别依次对应升轨LOS向、升轨方位向、降轨LOS向和降轨方位向

图5 不同方法得到的东西向(左)、南北向(中)和垂直向(右)形变
(a)~(c) WLS法; (d)~(f) InSAR-DGT方法; (g)~(i) 新方法

着近南北方向, LOS向观测量对南北向形变量极其不敏感, 因此南北向形变信息几乎都由精度较差的方位向形变提供。

另外, 新方法解算结果残差的均方根误差(RMSEs)普遍低于WLS方法和InSAR-DGT方法(表1), 其结果残差在水平方向上和垂直方向上均表现为近正态无偏分布, 结果精度明显提高。WLS方法的反演结果中残余的误差分布(图6a~c)与模拟添加的InSAR噪声分布(图4a~d)密切相关, 各InSAR观测中的误差通过WLS误差传播至其形变解算结果中来, 主要表征为高斯随机噪声。InSAR-DGT方法在较小失相干区域残差普遍较小, 但是较大失相干区域, 由于边缘奇异值的存在, 导致结果的RMSEs值较大, 在水平方向上的RMSEs(0.52和0.78cm)略低于WLS方法解算形变场的

RMSEs(0.55和0.79cm); 而在垂直向上的RMSEs(0.72cm)则超过了后者(0.71cm)。形变残差图表明InSAR-DGT方法和新方法获得的结果对高斯噪声都具有很好的鲁棒性; 对于系统的轨道误差, 新方法(图6f)较InSAR-DGT方法(图6i)精度有所提高(形变场右上、右下残差减少), 但总体而言以上两种方法对轨道误差的抵抗性都不甚明显, 因而在实际应用中, 应对轨道误差进行有效仔细去除。

考虑到数据内插方法也可以恢复较大失相干区域的形变结果, 因此, 此次实验还对WLS方法解算结果进行Kriging插值, 并将内插后的三维形变场与新方法的结果进行了比较。结果表明, Kriging插值结果在东西向、南北向和垂直向上对应残差的RMSEs分别为0.43、0.66和0.70cm, 明显大于新方法解算结果在各方

图 6 不同方法得到的东西向(左)、南北向(中)和垂直向(右)形变残差
(a)~(c) WLS方法; (d)~(f) InSAR-DGT方法; (g)~(i) 新方法

向上残差的RMSEs. 这主要是因为前者只顾及了形变场的空间相关性, 而后者除了考虑高相干点的空间相关性之外, 也引入了地应变矢量对形变场解算结果进行约束.

3 Murghab地震三维同震形变场解算

3.1 震区地质构造背景

此次地震发生在帕米尔高原中部, 该地区地质构造运动十分活跃. 帕米尔构造带位于青藏高原的西北部, 亚洲地区的五大山脉(即喜马拉雅山脉、喀喇昆仑山脉、昆仑山脉、天山山脉、兴都库什山脉)在此汇聚. 在印度板块持续向北强烈的挤压推覆作用之下, 帕米尔构造结呈突起状向北扩展, 造成该地区地壳明显

表 1 不同方法得到非空值形变结果的RMSEs比较

方法	RMSEs		
	东西向(cm)	南北向(cm)	垂直向(cm)
WLS方法	0.55	0.79	0.71
InSAR-DGT方法	0.52	0.78	0.72
Kriging方法	0.43	0.66	0.70
新方法	0.27	0.42	0.65

缩短增厚和地块介质大规模抬升, 地表抬升至近5000m. 地震学和地质研究表明, 随着北部沿主帕米尔逆冲断裂(main Pamir thrust, MPT)向南俯冲至帕米尔下方的亚欧板块和南部向北俯冲于新都库什之下的印度板块的共同挤压推覆作用之下, 新生代帕米尔弧形

构造带的构造演化主要表现为构造结北缘的正向逆冲、东缘的右旋-斜冲、西缘的左旋-斜冲以及内部的构造介质抬升和伸展作用(陈汉林等, 2014). GPS监测结果显示帕米尔高原内部以相对于亚欧大陆 $13\sim 20\text{mm a}^{-1}$ 的速度沿NNW方向运动, 远低于帕米尔构造带沿主帕米尔逆冲断裂向亚欧板块汇聚的速度(Ischuk等, 2013; Zubovich等, 2016).

SKF断裂是帕米尔中北部一条从萨雷兹湖延伸至卡拉库尔湖NE走向的断裂, 其朝SW方向延伸至萨雷兹-布尔加布断裂南端的剪碎带(Sarez-Murghab Thrust System, SMTS)(Sippl等, 2013). 在两条断裂交汇处, 历史上曾发生一系列的浅源地震, NE-SW走向的地震活动表明该区域的断层机制与块体NE向左旋滑动有关(Schurr等, 2014). 2015年7.2级Murghab地震及其余震分布均表明此次震源断层是近垂直的NE向左旋走滑断层(USGS, 2015), 与离其震中距离仅5km的1911年 M_w 7.3级萨雷兹-帕米尔地震的量级和震源机制类似(Metzger等, 2017).

从2001年昆仑山口西发生的 M_w 7.8级地震至今, 环绕喜马拉雅-青藏高原地区陆续发生了数次破坏性极强的地震, 如发生在青藏高原北缘的2008年 M_w 7.1级于田地震、2014年 M_w 7.0级于田地震、2015年 M_w 6.5级皮山地震和此次 M_w 7.2级塔吉克斯坦Murghab地震; 东缘的2008年 M_w 7.9级汶川地震和2013年 M_w 7.0级芦山地震(陈运泰等, 2013); 南缘的2015年 M_w 7.8级尼泊尔地震及其一系列强余震. 这些强震的频繁发生表明了印度板块向北持续挤压亚欧板块对青藏高原及其周边地区的地震断层活动具有极其强烈的影响, 对此次地震活动断层展开研究, 对揭示构造活动活跃的帕米尔构造带的新生代演化和内部变形机制具有极其重要的意义.

3.2 数据选取及数据处理

本次研究采用的是日本空间局(JAXA)的ALOS-2卫星数据, 该数据完整地覆盖此次地震的形变区域.

ALOS-2卫星是JAXA继ALOS卫星之后于2014年5月24日发射的一颗陆地观测卫星, 搭载L波段PALSAR-2传感器, 重访周期14天, 该卫星可多模式(SpotLight: $1\sim 3\text{m}$ 分辨率、 25km 幅宽; StripMap: $3\sim 10\text{m}$ 分辨率、 70km 幅宽; ScanSAR: $60\sim 100\text{m}$ 分辨率、 350km 幅宽)成像. 与C波段SAR数据相比, 波长更长的L波段数据在植被较为茂密的地区也能保持较高的相干性(Sandwell等, 2008; Wang等, 2017). 在充分考虑到较短时空基线原则的前提下, 本文利用StripMap模式的升轨数据一对和ScanSAR模式的降轨数据一对(表2)对Murghab地震引起的同震形变场进行研究, 升降轨影像的覆盖范围如图7所示.

本文采用二轨D-InSAR方法对PALSAR-2的1.1级数据进行处理, 获取升降轨干涉图(Massonnet等, 1993). 选取震前、震后的SAR影像作为主辅影像, 对SLC影像对进行配准、重采样处理. 为尽可能地降低干涉图噪声的影响, 分别对升降轨干涉图进行多视处理. 利用 30m 分辨率的SRTM数据(Farr等, 2007)去除地形相位. 随后利用改进的Goldstein滤波方法(Goldstein和Werner, 1998)对干涉图进行滤波处理, 选取远离震源位置作为解缠起始点, 利用枝切法(Goldstein等, 1988)进行解缠处理.

由于ALOS-2卫星没有精确的轨道信息, 对于干涉图中明显存在的轨道残余相位依然采用多项式模型(Jung等, 2009)将其去除, 并利用线性回归分析去除与高程相关的大气相位, 将剩余的相位转化为形变. 最后对D-InSAR得到的LOS形变图进行地理编码, 即可获得此次地震对应的升降轨LOS向同震形变场(图8a和c).

升降轨同震干涉形变场中均清晰地反映出了Murghab地震升轨同震形变场的分布特征, 地震破裂迹线十分明显. 升降轨干涉图条纹以NNE走向的萨雷兹-卡拉库尔断裂为中心, 越靠近断层条纹越密集, 形变梯度越大, 表明SKF是此次Murghab地震的发震断层. 震中沿破裂带的东北端约 30km 处条纹最密集, 为此次地震

表 2 本次研究所采用的ALOS-2卫星数据

ID	轨道号	传感器	模式	日期	垂直基线	轨道
1	T163A	PALSAR-2	StripMap	2015-07-27~2015-12-28	11.96m	升轨
2	T57D	PALSAR-2	ScanSAR	2015-12-02~2016-01-13	89.15m	降轨

图7 研究区域的地形图

(a) 黑色虚线框为升降轨ALOS-2数据覆盖范围, 紫色GPS速度矢量箭头来自Ischuk等(2013), 红五角星为震源所在位置. (b) 圆点对应Murghab地震的余震分布(<http://www.isc.ac.uk/>). 断层走势以棕线表示(MPT: 主帕米尔逆冲断裂, SMT: 萨雷兹-穆尔加布断裂, TTS: Tanyamas 断裂带, SKF: 萨雷兹-卡拉库尔断裂)

地表破坏最严重的区域. 在断层附近干涉图条纹破碎并且发生跳变, 这主要由破裂带近场地表形变剧烈从而导致的失相关现象所引起的.

升轨形变图(图8a)中条纹于SKF断层两侧大致表现为对称分布特征. 主要形变区为靠近断层大小约为 $65\text{km} \times 65\text{km}$ 的条状区域. 断层南北盘在LOS向上的最大形变分别对应5个形变条纹(约为 59.0cm)和6个形变条纹(约为 70.8cm). 降轨形变图(图8c)形变范围更大, 南北盘的最大形变处均出现在断层附近, 在西北盘观测到4个形变条纹, 说明西北盘地表朝远离卫星方向发生了 47.2cm 的运动; 东南盘观测到6个形变条纹, 对应地表朝靠近卫星的方向移动了约 70.8cm .

随后, 本实验利用OFT技术对表2中升降轨SAR影像对进行处理, 得到Murghab地震的方位向形变场. 其中影像匹配窗口取 64×192 (距离向 $\times$ 方位向), 过采样因子为2. 接着在相干性较高区域($\text{Coh} \geq 0.8$)均匀选点, 利用所选点上的偏移量拟合并去除方位向形变图中的轨道偏移量(Wang等, 2007). 由于研究采用的PAL-SAR-2数据为L波段, OFT方法得到的方位向形变场中除了形变信息之外, 还存在一些长条形的电离层条纹(Gray等, 2000), 通过引入方位向滤波和插值方法进行电离层改正(胡俊等, 2013). 最后将其结果进行地理编码, 得到地表同震方位向形变量(图8b和d).

升降轨方位向形变场揭示了此次地震破裂迹线的真实形态, 其形变空间分布与LOS向形变破裂带基本吻合, 升降轨方位向形变场沿SKF断裂展布, 条纹在断

层两侧有明显的不同方向错动. 升轨形变场(图8b)的最大形变量分别为 -101.5cm (北西盘)和 82.7cm (南东盘), 降轨形变场(图8d)北西盘朝向飞行方向的最大形变为 185.7cm , 南东盘背向卫星方向发生的最大形变为 213.5cm . 断层的北西盘地表往西方向移动, 南东盘向东方向移动, 显示为左旋走滑的运动特征. 由于OFT方法采用强度追踪法进行匹配, 因而在获得的方位向形变图中, 在失相干严重的D-InSAR近场的破裂迹线仍十分明显. 综合分析2015年Murghab地震的同震形变场可知, 发震断层为以左旋走滑为主的NNW向SKF, 形变主要集中在断层近场, 南北盘的相对错动量相差不大, 断层倾角近似垂直.

3.3 同震三维反演结果及分析

为了更加直观地分析地震对该地区所造成的影响, 分别利用WLS方法、InSAR-DGT方法和新方法解算2015年Murghab地震的同震三维形变场(图9). 解算过程中采用相干性阈值 $\text{Coh}_{\text{threshold}} = 0.8$ 对形变场进行掩膜, 选取相干点数量阈值 $N_{\text{RP}}^{\text{threshold}} = 200$ (Wang等, 2015), 相干距离 $s_0 = 2.7\text{km}$, $s \in [2.7, 4.03]\text{km}$ 进行逐像元相关点选取.

由图9可以看出, 在WLS方法获取的三维形变场结果中存在大量的失相干空洞, 尤其是在震中和断裂附近, 十分不利于地震解译和分析. InSAR-DGT方法获取结果中仍存在一些空洞, 主要集中两处失相干较

图 8 Murghab地震的同震LOS向(左)和方位向(右)形变场

LOS向形变场经过反缠绕处理, 一个条纹周期对应12.8cm的地表变化. (a)和(b) 升轨; (c)和(d) 降轨

大的区域: I区域为冰雪覆盖的远场区西北部, II区域为震中东北方向的断层处. 此外, 由于InSAR-DGT方法在模型解算过程中采用固定的相干距离阈值, 因而在空洞边缘出现与整体变形趋势相悖的异常值. 三种方法获取的三维形变场变化趋势基本一致, 表现为沿断层两侧相反方向的错动; 但在垂直形变场中可以明显

看出, InSAR-DGT方法获取的垂直形变呈现的形变量较WLS方法和新方法偏小. 这是因为InSAR-DGT方法是在WLS方法获得初始三维形变场基础之上展开进一步的模型反演和结果精炼, 但在这个过程中该模型对形变量进行过度平滑, 从而使得最终获得的三维形变场中的局部高频变形信息在一定程度上被去除. 新

图 9 Murghab地震东西向(左)、南北向(中)和垂直向(右)同震形变场

(a)~(c) WLS方法; (d)~(f) InSAR-DGT方法; (g)~(i) 新方法. 跨断层黑线为A-A'、B-B'和C-C'剖面, 两份黑框为误差分析的远场位置, 椭圆(I,II)为InSAR形变场中的主要失相干区域

方法不仅在位移梯度连续的区域得到连续、可靠的结果,在空间相关性和地应变矢量的约束之下,在发震断层地表变形复杂的情况下也能获得有效的地表三维形变信息。

本文选择了两块远离主要形变区的远场区域展开误差分析,假设该远场区域形变为零,计算该区域三维形变场对应的均值和RMSEs,结果如表3所示。其中WLS方法在东西向、南北向和垂直向得到的RMSEs分别为7.56、8.25和6.98cm;新方法得到的相应RMSEs则分别为3.61、4.98和4.00cm,新方法的结果精度比WLS方法改善了约52.2%、39.6%和42.7%。同时,均值的结果也从WLS方法的2.95、5.38和1.23cm减少到了0.49、0.51和0.33cm,改善程度达到了83.4%、90.5%和73.2%;此外InSAR-DGT方法在无失相干因素影响的远场区域RMSEs值(3.92、4.76和4.25cm)与新方法结果的RMSEs十分接近,进一步证明本文方法的合理性。从表3中还可以看出南北向形变结果精度均较差,这是因为卫星成像几何姿态的关系,D-InSAR观测对地表三维形变分量的敏感度从高到低依次为垂直向形变、东西向形变和南北向形变。南北向形变结果主要靠精度较差的OFT技术得到的方位向形变场提供约束。

东西向形变场(图9g)显示在东南盘断层中段存在一个向东运动的形变中心,向东最大形变值约为78.8cm。北盘呈现出两个向西运动的形变中心,最大朝西形变值也约为79.4cm,整体向西形变的形变范围远大于向东形变。此次Murghab地震南北向形变量(图9h)远大于东西向和垂直向形变分量,断层北西盘整体向南运动,最大形变值约为122.6cm;断层南东盘为北向运动,解算得到的最大运动量约为106.1cm,南北向形变分量表现出明显左旋走滑性质。垂直向形变场(图9i)与东西向形变场表现出相似的形变特性分布,在北西盘发生了整体的沉降形变,并形成了两个下沉中心,

最大沉降量约为50.3cm;下盘沿断裂带地表呈隆起趋势,地表发生的最大抬升量为34.6cm。

此次地震以SKF断裂为地表破裂中心,表现为明显的左旋走滑趋势,且按照断层走向可以将其分为北中南三段。为了深入研究发震断层不同分段的跨断层形变特征,在沿断层地表破裂走向依次构建了三条剖面线展开进一步分析。

从形变场剖面图(图10)分析可以看出,此次地震的最大形变均发生在断层附近,三个剖面均体现了典型的同震形变特征,断层两侧形变较连续,且在断层地表发生明显错动。A-A'剖面位于断层北段,断层两侧(除南东盘的垂直向)均显示了较快的衰减速率,形变以断层位置为中心呈对称分布;北盘地表沉降量远大于南盘的地表抬升,显示断层北段地表的主要发生了下沉运动。断层中段的B-B'剖面中总体北西盘的形变量远小于南东盘的形变,断层的南东盘衰减速度较快,形变梯度变化明显,而北西盘形变衰减缓慢。断层南段的C-C'剖面图显示,断层北西盘在距离断层2.7km处有一个向西运动的形变中心,南东盘向西作轻微运动。断层西南端地表整体向西下沉运动,表明两盘介质未完全分离,地表无明显破裂。南北方向上最大形变均发生在断层附近,且朝远离断层方向形变衰减极快。此次Murghab地震表现为明显的走滑型地震,垂直形变量小于水平形变量。

近场区域的同震三维形变场(图11)表明2015年Murghab地震以NE-SW向左旋走滑为主,南北盘走滑量级相当,相对错动量几乎一致,表明断层倾角整体近乎垂直。应力在南东盘集中和北西盘拉张趋势,地表介质相应发生抬升和下沉运动。根据断层走向和地表形变可以将地震破裂分为三段:断层北段表现为明显走滑,南北盘形变运动方向相反,地表发生明显错动和破裂;中段受北段地块逆冲作用,地表发生隆起,运动兼有逆冲与左旋走滑性质;南段地表相对运动不

表3 Murghab地震形变结果残差对比

	均值(cm)			RMSEs(cm)		
	东西向	南北向	垂直向	东西向	南北向	垂直向
WLS方法	2.95	5.38	1.23	7.56	8.25	6.98
新方法	0.49	0.51	0.33	3.61	4.98	4.00
改善程度	83.4%	90.5%	73.2%	52.2%	39.6%	42.7%

图 10 A-A'(左)、B-B'(中)和C-C'(右)形变剖面

蓝点和橙点分别对应WLS和新方法的剖面形变值, 棕色区域为断层位置

明显, 推测地表并未因断层破裂而出现错动, 但其在西北盘较大区域出现地表下沉, 具体成因仍需结合地质资料展开进一步分析。

利用基于InSAR和地应变特征的同震三维形变模型同时也可获得同震地应变参数, 即根据式(13)~(15)便能获取2015年Murghab地震的体积胀缩应变、差分旋转幅度和最大剪切应变三个分量。图12a显示的是体积胀缩应变分量, 震区远场应变值趋向于零值, 张压趋势不明显, 表明远场地块稳定, 受到地壳构造应力挤压作用影响较小。在断层处膨胀系数均为正值, 由北向南表现为明显三段式的拉张运动, 最大为 1×10^{-2} ; 并且在SKF断层的挤压之下, Murghab地区的断层近场地区的胀缩应变值为负值, 都以收缩为主, 极值出现在震中附近断层南侧。图12b显示的是差分旋转幅度, 其高值区主要分布在断层中段和南段, 在断层南段显示出量值最大为 2×10^{-4} 的旋转分量, 该位置靠近此次地震的震中位置, 地块旋转作用强, 构造活动相对活跃。此外,

图 11 Murghab地震的近场三维同震形变场

颜色和箭头分别代表垂直和水平向形变矢量, 白色实线代表SKF断层所在位置

差分旋转分量空间分布特征与图11中的水平顺时针旋转的形变趋势呈现良好的相关性。最大剪切应变分量

图 12 Murghab地震的应变场

(a) 体积胀缩应变分量; (b) 旋转应变分量; (c) 最大剪切应变分量. 三个应变场分量均为无量纲

(图12c)在空间分布上表现出与体积胀缩应变分量相似的特征, 由远场直至震区近场剪切应变分量逐渐增大, 在构造活动强烈的断层处地表受到的剪切应变达到最大值 4×10^{-2} , 表明断裂带及其周边剪切作用明显, 而远场地区的剪切变形较弱.

应变场结果表明2015年Murghab地震的应变分布主要集中在SKF断裂及其边缘处, 说明此次地震使得Murghab地区SKF断裂带积累的应变能得以释放. 震区整体受到明显的膨胀力和剪切力的作用, 旋转力的高值区主要分布在断层南段靠近震中位置, 整体构造特征与此次地震左旋走滑为主的地表变形运动性质相吻合. 此次地震的应变场极值均出现在震中东北方向的SKF断裂带处, 该地区及其周边由于形变过大在D-InSAR形变场出现严重失相干, 在WLS方法和InSAR-DGT方法解算的三维形变场中也出现空洞区, 因而利用以上两种方法获取的应变场均会出现应变场值偏低的现象.

通过连续的3D地表形变进行震源滑动分布和震源参数反演时, 其一可以避免D-InSAR监测的视线向模糊度造成的虚假优化参数(王晓文, 2017), 其二可以减少断层近场数据的缺失导致错估滑动分布(Feigl和Dupré, 1999). Beavan等(2010)利用InSAR和GPS手段反演获得2010年Darfield地震的最大滑动量(约5.0m)远小于Elliott等(2012)利用多源数据获得的最大滑动量(约8.2m); 张国宏等(2011)反演获得2008年于田的地震

矩张量和震级均小于USGS和哈佛大学的反演结果, 以上都是因为在断层附近区域由于形变梯度较大而使得D-InSAR形变场严重失相干, 断层近场数据缺失而造成反演参数低估. 因此, 连续、完整和有效的三维形变场和应变场可为2015年Murghab地震的高精度断层破裂反演提供足够的发震断层近场信息约束, 对提高断层滑动分布和震源参数反演的准确性具有重要作用.

4 结论

同震三维地表形变场对地震形变特征解译和直观掌握发震断层的几何学特征和动力学机制具有重要意义. 本文提出了一种基于InSAR和地应变特征直接恢复同震三维形变场的计算方法, 该方法顾及了弹性理论中地表位移-应变的空间相关性, 根据升降轨LOS向及方位向形变场中观测点-相关点的函数关系, 构建InSAR观测量与地表三维变形量及区域地应变特征的数学物理模型. 此外, 提出了可变距离的相关点提取策略, 使该方法对失相干区域的形变恢复更具普适性. 模拟实验结果表明, 新方法结果的精度和完整性较传统方法明显提高, 为InSAR同震三维形变恢复提供了新思路. 随后将本文提出的InSAR同震三维形变重建新方法应用于2015年7.2级Murghab地震, 成功获得该地震的同震三维形变场及应变场. 研究发现此次地震

以NE-SW向左旋走滑为主, 断层倾角近似垂直。北西盘在断层北段和靠近震中位置的断层南段地表存在明显下沉, 南东盘沿断裂带地表成隆起趋势, 震区近场受到明显的膨胀力和剪切力的作用, 这与此次地震左旋走滑为主的运动性质较为吻合。对Murghab地震展开研究可为在印度板块和亚欧板块的作用下揭示构造活动活跃的帕米尔构造带的新生代演化过程, 进一步研究帕米尔高原内部的拉张运动和变形机制, 以及该地区中强地震的震后趋势判定奠定基础。

致谢 本文所使用的PALSAR-2数据由JAXA提供(P3084002), 文中图件均使用GMT(Generic Mapping Tools)及MATLAB绘制。

参考文献

- 陈汉林, 陈沈强, 林秀斌. 2014. 帕米尔弧形构造带新生代构造演化研究进展. *地球科学进展*, 29: 890–902
- 陈运泰, 杨智娴, 张勇, 刘超. 2013. 从汶川地震到芦山地震. *中国科学: 地球科学*, 43: 1064–1072
- 胡俊, 李志伟, 张磊, 丁晓利, 朱建军, 孙倩, 丁伟. 2013. 多孔径InSAR技术电离层校正方法及二维形变场应用研究——以玉树地震为例. *中国科学: 地球科学*, 43: 457–468
- 胡俊, 李志伟, 朱建军, 任小冲, 丁晓利. 2010. 融合升降轨SAR干涉相位和幅度信息揭示地表三维形变场的研究. *中国科学: 地球科学*, 40: 307–318
- 李宁, 赵强, 孙赫. 2018. 2015年塔吉克斯坦 M_s 7.4地震的InSAR观测及其构造意义. *大地测量与地球动力学*, 38: 43–47
- 刘云华, 单新建, 屈春燕, 张桂芳. 2010. 青海玉树 M_s 7.1级地震地表形变场特征研究. *中国科学: 地球科学*, 40: 1310–1320
- 杨立信. 2008. 塔吉克斯坦萨雷兹堰塞湖治理研究. *水利水电快报*, 29: 1–4
- 张国宏, 屈春燕, 单新建, 张桂芳, 宋小刚, 汪荣江, 李振洪, 胡植庆. 2011. 2008年 M_s 7.1于田地震InSAR同震形变场及其震源滑动反演. *地球物理学报*, 54: 2753–2760
- 周振凯. 2016. 2015年12月7日帕米尔高原 M_w 7.1地震同震形变场D-InSAR观测及构造稳定性分析. 2016年全国工程地质学术年会, 成都. 108–115
- 朱建军, 宋迎春. 2009. 现代测量平差与数据处理理论的进展. *工程勘察*, 37: 1–5
- 王晓文. 2017. 基于InSAR和MAI的电离层误差校正及同震三维形变场计算与断层滑动反演. 博士学位论文. 成都: 西南交通大学. 148
- Beavan J, Samsonov S, Motagh M, Wallace L, Ellis S, Palmer N. 2010. The Darfield (Canterbury) earthquake: Geodetic observations and

- preliminary source model. *Bull New Zealand Soc Earthq Eng*, 43: 228–235
- Bechor N B D, Zebker H A. 2006. Measuring two-dimensional movements using a single InSAR pair. *Geophys Res Lett*, 33: L16311
- Elliott J R, Nissen E K, England P C, Jackson J A, Lamb S, Li Z, Oehlers M, Parsons B. 2012. Slip in the 2010–2011 Canterbury earthquakes, New Zealand. *J Geophys Res*, 117: B03401
- Farr T G, Rosen P A, Caro E, Crippen R, Duren R, Hensley S, Kobrick M, Paller M, Rodriguez E, Roth L, Seal D, Shaffer S, Shimada J, Umland J, Werner M, Oskin M, Burbank D, Alsdorf D. 2007. The shuttle radar topography mission. *Rev Geophys*, 45: RG2004
- Feigl K L, Dupré E. 1999. RNCHN: A program to calculate displacement components from dislocations in an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation. *Comput Geosciences*, 25: 695–704
- Fialko Y, Simons M, Agnew D. 2001. The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 M_w 7.1 Hector Mine Earthquake, California, from space geodetic observations. *Geophys Res Lett*, 28: 3063–3066
- Funning G J, Parsons B, Wright T J, Jackson J A, Fielding E J. 2005. Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery. *J Geophys Res-Solid Earth*, 110: B09406
- Goldstein R M, Engelhardt H, Kamb B, Frolich R M. 1993. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream. *Science*, 262: 1525–1530
- Goldstein R M, Werner C L. 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophys Res Lett*, 25: 4035–4038
- Goldstein R M, Zebker H A, Werner C L. 1988. Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Sci*, 23: 713–720
- Gray A L, Mattar K E, Sofko G. 2000. Influence of ionospheric electron density fluctuations on satellite radar interferometry. *Geophys Res Lett*, 27: 1451–1454
- Guglielmino F, Nunnari G, Puglisi G, Spata A. 2011. Simultaneous and integrated strain tensor estimation from geodetic and satellite deformation measurements to obtain three-dimensional displacement maps. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 49: 1815–1826
- 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
- International Seismological Centre. 2014. <http://www.isc.ac.uk>. Thattham: United Kingdom
- Ischuk A, Bendick R, Rybin A, Molnar P, Khan S F, Kuzikov S, Mohadjer S, Saydullaev U, Ilyasova Z, Schelochkov G, Zubovich A

- V. 2013. Kinematics of the Pamir and Hindu Kush regions from GPS geodesy. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 2408–2416
- 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
- 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
- Kiyoo M. 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Earthq Res Inst*, 36: 99–134
- 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
- Metzger S, Schurr B, Ratschbacher L, Sudhaus H, Kufner S K, Schöne T, Zhang Y, Perry M, Bendick R. 2017. The 2015 M_w 7.2 Sarez strike-slip Earthquake in the Pamir Interior: Response to the underthrusting of India's western promontory. *Tectonics*, 36: 2407–2421
- Michel R, Avouac J P, Taboury J. 1999a. Measuring ground displacements from SAR amplitude images: Application to the Landers Earthquake. *Geophys Res Lett*, 26: 875–878
- Michel R, Avouac J P, Taboury J. 1999b. Measuring near field coseismic displacements from SAR images: Application to the Landers Earthquake. *Geophys Res Lett*, 26: 3017–3020
- Muller C, del Potro R, Biggs J, Gottsmann J, Ebmeier S K, Guillaume S, Cattin P H, Van der Laat R. 2015. Integrated velocity field from ground and satellite geodetic techniques: Application to Arenal volcano. *Geophys J Int*, 200: 863–879
- Parsons B, Wright T, Rowe P, Andrews J, Jackson J, Walker R, Khatib M, Talebian M, Bergman E, Engdahl E R. 2006. The 1994 Sefidabeh (eastern Iran) earthquakes revisited: New evidence from satellite radar interferometry and carbonate dating about the growth of an active fold above a blind thrust fault. *Geophys J Int*, 164: 202–217
- Samsonov S, Tiampo K. 2006. Analytical optimization of a DInSAR and GPS dataset for derivation of three-dimensional surface motion. *IEEE Geosci Remote Sens Lett*, 3: 107–111
- Sandwell D T, Myer D, Mellors R, Shimada M, Brooks B, Foster J. 2008. Accuracy and resolution of ALOS interferometry: Vector deformation maps of the Father's Day intrusion at Kilauea. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 46: 3524–3534
- Sangha S, Peltzer G, Zhang A, Meng L, Liang C, Lundgren P, Fielding E. 2017. Fault geometry of 2015, M_w 7.2 Murghab, Tajikistan earthquake controls rupture propagation: Insights from InSAR and seismological data. *Earth Planet Sci Lett*, 462: 132–141
- Schurr B, Ratschbacher L, Sippl C, Gloaguen R, Yuan X, Mechie J. 2014. Seismotectonics of the Pamir. *Tectonics*, 33: 1501–1518
- Sippl C, Schurr B, Yuan X, Mechie J, Schneider F M, Gadoev M, Orunbaev S, Oimahmadov I, Haberland C, Abdybachaev U, Minaev V, Negmatullaev S, Radjabov N. 2013. Geometry of the Pamir-Hindu Kush intermediate-depth earthquake zone from local seismic data. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 1438–1457
- Sudhaus H, Jónsson S. 2011. Source model for the 1997 Zirkuh earthquake (M_w =7.2) in Iran derived from JERS and ERS InSAR observations. *Geophys J Int*, 185: 676–692
- Vaniček P, Grafarend E W, Berber M. 2008. Short note: Strain invariants. *J Geod*, 82: 263–268
- Wang H, Ge L, Xu C, Du Z. 2007. 3-D coseismic displacement field of the 2005 Kashmir earthquake inferred from satellite radar imagery. *Earth Planet Space*, 59: 343–349
- Wang S, Xu C, Wen Y, Yin Z, Jiang G, Fang L. 2017. Slip model for the 25 November 2016 M_w 6.6 Aketao Earthquake, Western China, revealed by Sentinel-1 and ALOS-2 observations. *Remote Sens*, 9: 325
- Wang X, Liu G, Yu B, Dai K, Zhang R, Ma D, Li Z. 2015. An integrated method based on DInSAR, MAI and displacement gradient tensor for mapping the 3D coseismic deformation field related to the 2011 Tarlay earthquake (Myanmar). *Remote Sens Environ*, 170: 388–404
- Wright T J, Parsons B E, Lu Z. 2004. Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. *Geophys Res Lett*, 31: L01607
- Zebker H A, Villasenor J. 1992. Decorrelation in interferometric radar echoes. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 30: 950–959
- Zha X, Dai Z, Ge L, Zhang K, Li X, Chen X, Li Z, Fu R. 2011. Fault geometry and slip distribution of the 2010 Yushu earthquakes inferred from InSAR measurement. *Bull Seismol Soc Am*, 101: 1951–1958
- Zubovich A, Schöne T, Metzger S, Mosienko O, Mukhamediev S, Sharshabaev A, Zech C. 2016. Tectonic interaction between the Pamir and Tien Shan observed by GPS. *Tectonics*, 35: 283–292

(责任编辑: 郑勇)