

冯万鹏,许力生,许忠淮等. 利用 InSAR 资料反演 2008 年西藏改则 $M_w6.4$ 和 $M_w5.9$ 地震的断层参数. 地球物理学报, 2009, **52**(4):983~993, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.04.015

Feng W P, Xu L S, Xu Z H, et al. Source parameters of the 2008 Gêrzê $M_w6.4$ and $M_w5.9$ earthquakes from InSAR measurements. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(4):983~993, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.04.015

利用 InSAR 资料反演 2008 年西藏改则 $M_w6.4$ 和 $M_w5.9$ 地震的断层参数

冯万鹏¹, 许力生^{1*}, 许忠淮¹, 李振洪², 李春来¹, 赵 华¹

1 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

2 Department of Geographical and Earth Sciences, University of Glasgow, Glasgow G12 8QQ, United Kingdom

摘 要 2008 年 1 月 9 日在我国西藏改则发生了一次 $M_w6.4$ 地震, 随后有 40 次 3.5 级以上余震发生, 其中最大的一次为 1 月 16 日的 $M_w5.9$ 余震. 本文处理了 ENVISAT ASAR 两轨(升轨和降轨)同震资料, 精确确定了同震地表位移的空间分布; 随后利用弹性半空间的位错模拟确定了上述事件的断层面参数; 最后, 基于非均匀滑动模型反演确定了两次地震断面上的滑动分布. 结果表明, $M_w6.4$ 主震断层为走向 218° 、倾角 52° 的西倾断层, 最大滑动量约 1.9 m, 出现在地表以下约 7.6 km 处; 而 $M_w5.9$ 余震发生在主震断层西 3.2 km 的地方, 发震断层为走向 200° 、倾角 59° 的西倾断层, 最大滑动量约 1.0 m, 出现在地表以下约 3.9 km 处.

关键词 改则地震, 断层参数, InSAR

DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.04.015

中图分类号 P315

收稿日期 2008-12-17, 2009-03-30 收修定稿

Source parameters of the 2008 Gêrzê $M_w6.4$ and $M_w5.9$ earthquakes from InSAR measurements

FENG Wan-Peng¹, XU Li-Sheng^{1*}, XU Zhong-Huai¹, LI Zhen-Hong², LI Chun-Lai¹, ZHAO Hua¹

1 Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2 Department of Geographical and Earth Sciences, University of Glasgow, Glasgow G12 8QQ, United Kingdom

Abstract On 9 January 2008, an $M_w6.4$ earthquake struck Gêrzê, Tibet of China, followed by 40 aftershocks with magnitudes equal to or greater than 3.5, including the biggest one with $M_w5.9$ on 16 January 2008. Two tracks (1 ascending and 1 descending) of ENVISAT ASAR data were processed to precisely determine the locations and amplitudes of coseismic surface displacements firstly. Then the coseismic displacements were inverted to build uniform dislocation models and further distributed-slip models in an elastic half-space. The inverted results suggest that the $M_w6.4$ main shock is associated with a west-dipping fault plane with a strike of 218° and a dip of 52° , while the $M_w5.9$ aftershock is related with a west-dipping fault plane, 3.2 km west to the main fault, with a strike of 200° and a dip of 59° ; and the peak slip of 1.9 m is located at a depth of 7.6 km in the main fault, whilst the maximum slip of 1.0 m is observed at a depth of 3.9 km

基金项目 中国地震局地球物理研究所院长基金(018903 和 016901), 科技部 973 项目(2004CB418404-4), 科技部科技支撑项目(2006BAC03B02-02-02)和科技部国际合作与交流专项(2008DFA21340)资助.

作者简介 冯万鹏, 1979 年生, 研究实习员, 2006 年获得硕士学位. 目前主要从事 InSAR 处理及震源反演研究.

* 通讯作者 许力生, E-mail: xuls@cea-igp.ac.cn

in the aftershock fault plane.

Keywords Gêrzê earthquakes, Fault parameters, InSAR

1 引言

2008年1月9日西藏改则发生了 $M_w 6.4$ 级地震,方圆 200 km 范围内均有强烈震感.由于震中位于人烟稀少的牧区,震后没有人员伤亡的报道.地震发生后,中国地震台网中心迅速测定了这次地震发震时刻和震源位置.这次地震发生于北京时间

2008年1月9日16时26分,震中位置为(85.32°E, 32.30°N),震源深度为12 km.美国地质调查局(USGS)和哈佛大学(Harvard)也很快测定了这次地震的震源位置和震源机制.大约1周后又发生了一次 $M_w 5.9$ 强余震,其震源机制和主震非常接近(表1).根据中国地震台网中心的报告,在主震发生后的1个月内,共监测到40次3.5级以上余震(图1a).

表 1 2008 西藏改则主震和最大余震的参数

Table 1 Source parameters of the 2008 Gêrzê (Tibet) main shock and biggest aftershock

时 间	震中		D/km	节面 I			节面 II			M_w	来 源
	Lon/(°E)	Lat/(°N)		走向 θ /(°)	倾角 δ /(°)	滑动角 λ /(°)	走向 θ /(°)	倾角 δ /(°)	滑动角 λ /(°)		
20080109	85.32	32.30	13.3	206	46	-75	6	46	-105	6.4	Harvard
20080109	85.31	32.34	7.0	204	43	-63	349	53	-133	6.3	USGS
20080116	85.29	32.35	12	198	46	-93	23	44	-87	5.9	Harvard
20080116	85.28	32.38	5.0	220	50	-125	352	52	-125	5.7	USGS

注:Harvard 检索自 <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>;USGS 检索自 <http://neic.usgs.gov/neis/sopar/>,查新时间为2008-12-17.

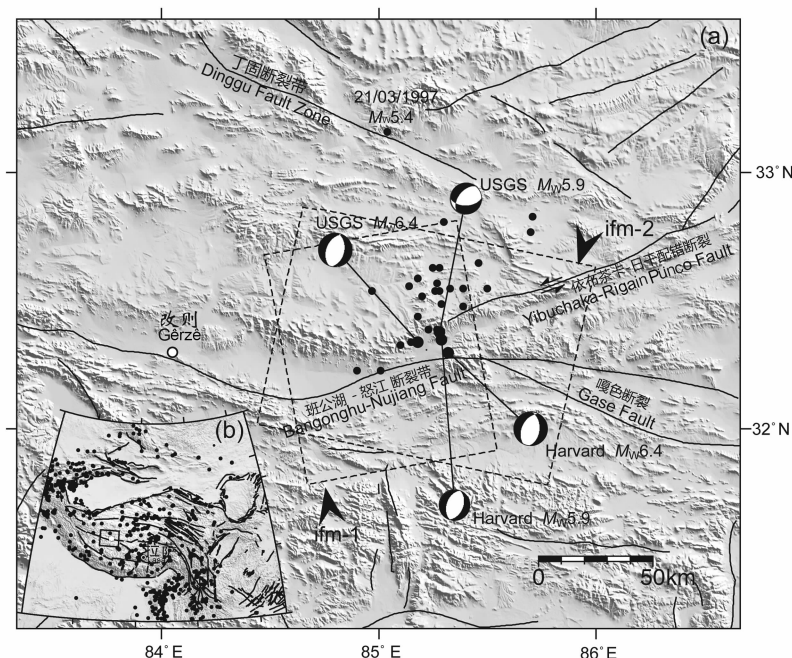


图 1 2008 年西藏改则地震震中区构造背景^[1]

(a) 改则主震及其强余震分布与 ASAR 升轨与降轨资料的覆盖区域;

(b) 青藏高原及其周围近 30 年 5.0 级以上地震分布.

Fig. 1 Tectonic map of the epicenter area of the 2008 Gêrzê earthquakes^[1]

(a) Locations of the 2008 Gêrzê main shock and its aftershocks as well as the extents of the InSAR data

for this study delimited with the two black rectangles; (b) Distribution of the earthquakes

with magnitudes equal to or greater than 5.0 in Tibetan Plateau in the past 30 years.

2008 年改则 $M_w6.4$ 地震震区位于青藏高原腹地的班公湖-怒江板块缝合带上(图 1a). 这一区域多分布逆冲型断层, 多以 EW 走向为主, 也有少量近 SN 向的活动断层^[1]. GPS 测量表明, 青藏高原中部地壳平均运动速率约 29~31 mm/a, 运动方向自南向北逐渐由 NNE 向 NE 方向旋转^[2]. InSAR 最新研究结果表明, 青藏高原有些断层具有共轭走滑活动的现象^[3]. 改则 $M_w6.4$ 地震发生前, 这一地区的地震活动并不剧烈. 根据 USGS 地震目录数据库资料, 在 1977 年 1 月至 2007 年 7 月期间, $75^\circ\text{E}\sim 105^\circ\text{E}$ 、 $20^\circ\text{N}\sim 50^\circ\text{N}$ 范围内共发生了 790 次 $M\geq 5.0$ 级以上地震事件(图 1b). 在主震震中 1° 范围内, 只有 1997 年 3 月发生的 5.4 级地震, 震中位于这次地震震中以北约 85 km 的丁固断裂带(图 1a). 因此, 研究这样一个少有的中强地震的同震位移场与断层参数对认识该地区的运动特征具有重要意义.

InSAR 是利用 SAR 资料相位信息提取地表至卫星方向上微小距离变化的高精度卫星大地测量技术, 其突出优点是, 可以全天候获取厘米至亚厘米量级的高空间分辨率(如 20~80 m)的二维位移场. 从第一幅揭示 1992 年美国 Landers $M_w7.3$ 地震同震位移场的干涉图像^[4~6] 至今, 这一技术已经在大震同震位移场的测定方面发挥了独特的作用, 例如, 1997 年西藏玛尼地震^[7~10]、1999 年台湾集集地震^[11]、2001 年昆仑山地震^[12, 13] 和 2003 年 BAM 地震^[14~16] 等. 目前, InSAR 技术的开发与应用已经成为一个非常热门的研究领域^[17, 18], 而利用 InSAR 资料地表位移场信息密集的特点反演地震断层面参数研究更为活跃^[16, 19~21].

Sun 等^[22] 利用两次差分 InSAR 和 along-track 技术获取了 $M_w6.4$ 主震和 $M_w5.9$ 强余震的同震位移场以及两次地震的断层参数. 在这项研究中, 我们将利用不同的 InSAR 资料, 获取它们的同震位移场, 并基于弹性半空间位错理论^[23], 通过线性和非线性反演手段构建这两次地震的断层参数. 反演结果必将对这两次地震位移场与断层结构的认识具有不可或缺的作用, 并希望这些研究结果有助于进一步理解与认识 2008 年青藏高原地震活动异常活跃的缘故.

2 观测资料

2.1 原始资料

继 ERS-1/2 之后, 欧洲空间局于 2002 年 3 月再次成功发射了 ENVISAT 卫星. 该卫星搭载了高级 SAR 传感器和中高分辨率光学传感器等多种设备, 是目前 C 波段 SAR 数据的主要来源之一. 例如, 源自 ENVISAT 的 ASAR 数据在 2003 年伊朗 BAM 地震、2007 年秘鲁地震等多个地震研究中发挥了重要作用^[16, 24]. ENVISAT 卫星采用定轨飞行, 往返周期为 35 天. 针对 2008 年 1 月改则地震, 我们搜集整理了该卫星获取的覆盖震中区的同震信息干涉像对, 如表 2 和图 1a 所示, ifm-1 为升轨干涉像对, ifm-2 为降轨干涉像对. 我们使用的降轨数据与 Sun 等^[22] 使用的相同, 升轨数据却不同: 我们使用的升轨 427 可以更好地覆盖同震形变场, 基线(即卫星间距离)也较短(有利于减少数字高程模型的误差影响).

表 2 ASAR 数据参数

Table 2 ENVISAT ASAR data used in the InSAR analysis

编号	模式	资料获取时间		Track	方位角/(°)	入射角 ^a /(°)	基线 ^b /m
		震前	震后				
ifm-1	升轨	070328	080206	T427	-10.2	40.9	84.2
ifm-2	降轨	071123	080201	T348	-168.1	22.8	8.7

注: a-中心像元位置对应的入射角; b-中心像元对应的垂直基线长.

2.2 同震位移场的获取

应用由美国喷气实验室(JPL)/加利福尼亚理工学院(Caltech)开发的 ROI_PAC 3.0 软件^[25], 我们采用 2 次差分方式对改则地震区的同震像对进行了干涉处理. 处理时采用了欧洲空间局发布的精密轨道信息, 并利用空间分辨率约为 90 m 的 SRTM DEM 去除地形起伏的影响. 我们发现在升轨像对

ifm-1 干涉图像中存在轨道误差引起的长波段信号, 为了减弱该部分信号的影响, 我们将同震信息可视 0 的远场数据作为输入, 利用 2 次曲面拟合的方式去除了这部分长波段信号^[20]. 同时, 我们还注意到在两幅干涉图像中均出现 1~5 cm 左右的远场高频噪声. 由于同震作用下的位移场通常为中长波段信号, 因此该部分信息可能是积雪和冰川作用引起

的. 我们采用感兴趣区(Region of Interest, ROI)处理的方式, 设定阈值, 进行掩模(mask)处理, 消除了这类高频噪声. 图 2a 和 2b 中白色部分为经过掩模处理后的区域.

图 2a 和 2b 分别显示了从 ifm-1 和 ifm-2 干涉像对中获取的同震位移场干涉条纹, 其中一个色周变化为 2.8 cm, 有别于 Sun 等^[22]使用的 10 cm 色周变化. 首先, 我们注意到, 从两幅干涉图中都可以清楚地看到界限分明的沉降区和隆升区, 而且在沉降区出现两个相距大约 5 km、落差在 13 cm 左右的沉降中心(图 2c). ifm-2 干涉结果中最大的沉降量达 46.2 cm, 最大的抬升量达 11.5 cm, 这个结果与 Sun 等^[22]的测量结果接近. 由于卫星飞行方向和入射角度的差异, ifm-1 中干涉条纹与 ifm-2 有所不同: ifm-1 中表现出自西向东的升、降、升变化的形变特征(图 2a), 这是 Sun 等^[22]的结果中看不到的; 但在 ifm-2 中只表现出降、升两个形变特征区域(图 2b), 这一点与 Sun 等^[22]的结果非常一致. 从宏观上看, 在 50 km×50 km 的范围内均有同震信息; 但主要形变区域集中在 20 km×20 km 的范围内.

为了直观了解位移场在垂直于断层走向方向上的变化情况, 我们提取了贯穿主要形变区域的 AB 剖面. 可以清楚地看到, LOS 向最大位移量位于 O 点, 第二个沉降中心 O' 位于 O 点东边大约 5 km 的地方. 我们注意到, 在两幅干涉图像中 O' 点附近都表现出较小的波动. 对照 DEM 变化曲线, 我们发现此处地形起伏剧烈(图 2c 中黑色剖面), 平均落差在几十到几百米之间不等. 因此, DEM 误差或者解缠误差可能是 O' 点信号波动的主要原因.

2.3 反演数据的采集

从 InSAR 资料可以获取二维连续的位移信息. 对于 2008 年改则地震而言, 研究区域的数据点个数达到 10^5 量级. 使用所有的数据进行反演是不可能的, 也无必要, 因此, 需要对位移信息进行采样. 为了提高反演效率, 同时不至于丢失有用信息, 我们使用四叉树算法(Quadtree)^[26]对 ifm-1 和 ifm-2 两幅干涉图进行采样. 最大尺度设定为大气效应尺度的一半^[27], 约 5 km. 根据远场误差, 将分割阈值设定为 0.5 cm. 如此一来, 从 ifm-1 和 ifm-2 中分别提取了 1852 和 1547 个可供反演断层参数的数据点.

3 断层模型反演

ASAR 干涉位移场图像表明, 2008 年 1 月 9 日

和 16 日两次改则地震的发震断层都没有明显的地表出露. 因此, 确定震源参数的求解问题属于 InSAR 在地震学研究中的第二类问题^[27]. 由于从 InSAR 资料中获取的同震位移场至少包括 1 月 9 日的 $M_w 6.4$ 地震和 1 月 16 日的 $M_w 5.9$ 地震引起的位移, 本研究采用了多种断层模型, 并在不同资料组合情况下进行反演, 旨在为这两次地震获得最好的模型. 首先, 采用均匀的单断层模型和双断层模型, 确定两次地震断层的最佳组合; 然后, 在最佳均匀双断层模型的基础上进一步使用非均匀双断层模型反演滑动量的空间分布.

3.1 均匀断层模型

3.1.1 单断层

由于 $M_w 6.4$ 地震和 $M_w 5.9$ 地震具有非常相似的震源机制, 有必要也有可能从观测资料中获取一个等效的断层面. 为此, 我们首先假定发震断层等效为一个均匀滑动的矩形断层. 在这种情况下, 需要确定的断层参数为断层中心的经度、纬度、断层的走向、倾角、上边界埋深、断层的长度与宽度以及沿走向和倾向的滑动量共 9 个参数. 在这 9 个参数中, 断层面上两个方向的滑动量与地表位移之间为线性关系. 为了提高求解的效率, 我们采用线性和非线性相结合的方法确定上述断层参数. 用线性方法确定断层面上滑动量的分量, 用非线性方法确定其他 7 个参数.

在提取观测值时, 从位移变化梯度大的区域采集的观测值密度大, 如此一来, 近断层的观测值实际上具有较大的权重. 我们认为, 尽管近断层的观测值对断层参数(尤其是滑动量)更加敏感, 但远场观测值对断层参数(尤其是断层尺度)的约束作用也不可低估. 所以, 在这项研究中, 我们特别加大了远场资料的权重, 即要求远场的观测值与模型预测值具有良好的相关性. 综合考虑以上因素, 我们不但要求观测值与模型预测值之差的 2 次范数最小, 而且还要求远场观测值和模型预测值之间的相关系数最大. 为此, 我们建立如下函数:

$$f = \|d_o - d_s\|_2 e^{\lambda_1(1-c)}, \quad (1)$$

式中, d_o 为观测量, d_s 为预测量; c 为远场观测值与预测值之间的相关系数, λ_1 为权重因子. 在本研究中, 把以 O 点为中心 10 km×10 km 以外的观测值界定为远场观测值; 经过反复尝试, 我们采用了 $\lambda_1 = 50$.

在求解过程中, 我们使用了粒子群(PSO)算法和单纯形(Simplex)算法. 由于 PSO 算法充分利用了粒子的随机性^[28], 因此其优点是不容易陷入局部

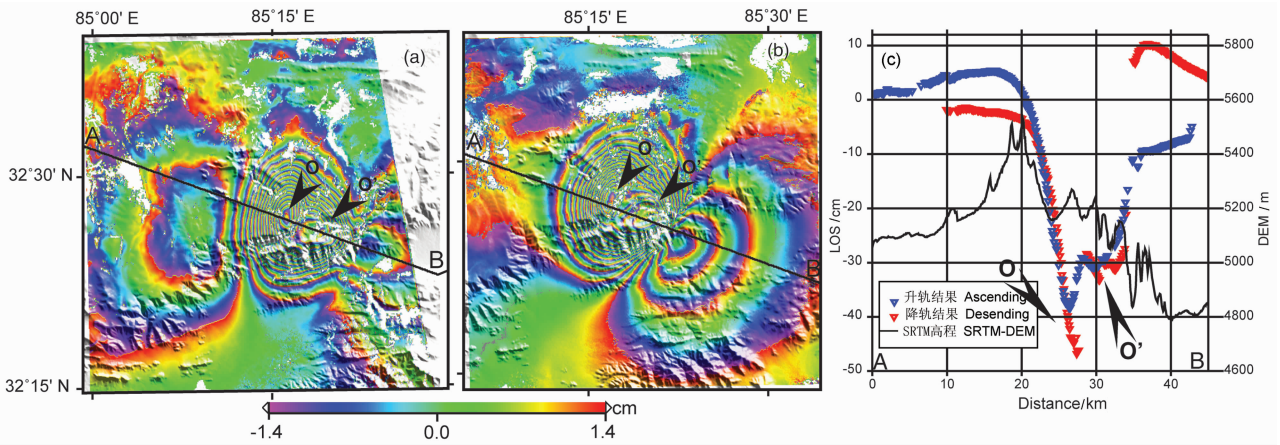


图 2 2008 年改则地震同震位移场

(a) 从 ifm-1 像对获得的同震位移场干涉条纹; (b) 从 ifm-2 像对获得的同震位移场干涉条纹; (c) 从 ifm-1 和 ifm-2 获得的同震位移场沿剖面 AB 的位移变化与地形。

Fig. 2 Coseismic interferograms and their profiles for the 2008 Gêrzê earthquakes

(a) Interferogram ifm-1 : 070328~080206; (b) Interferogram ifm-2 : 071123~080201; (c) Profiles of ifm-1, ifm-2 and topography.

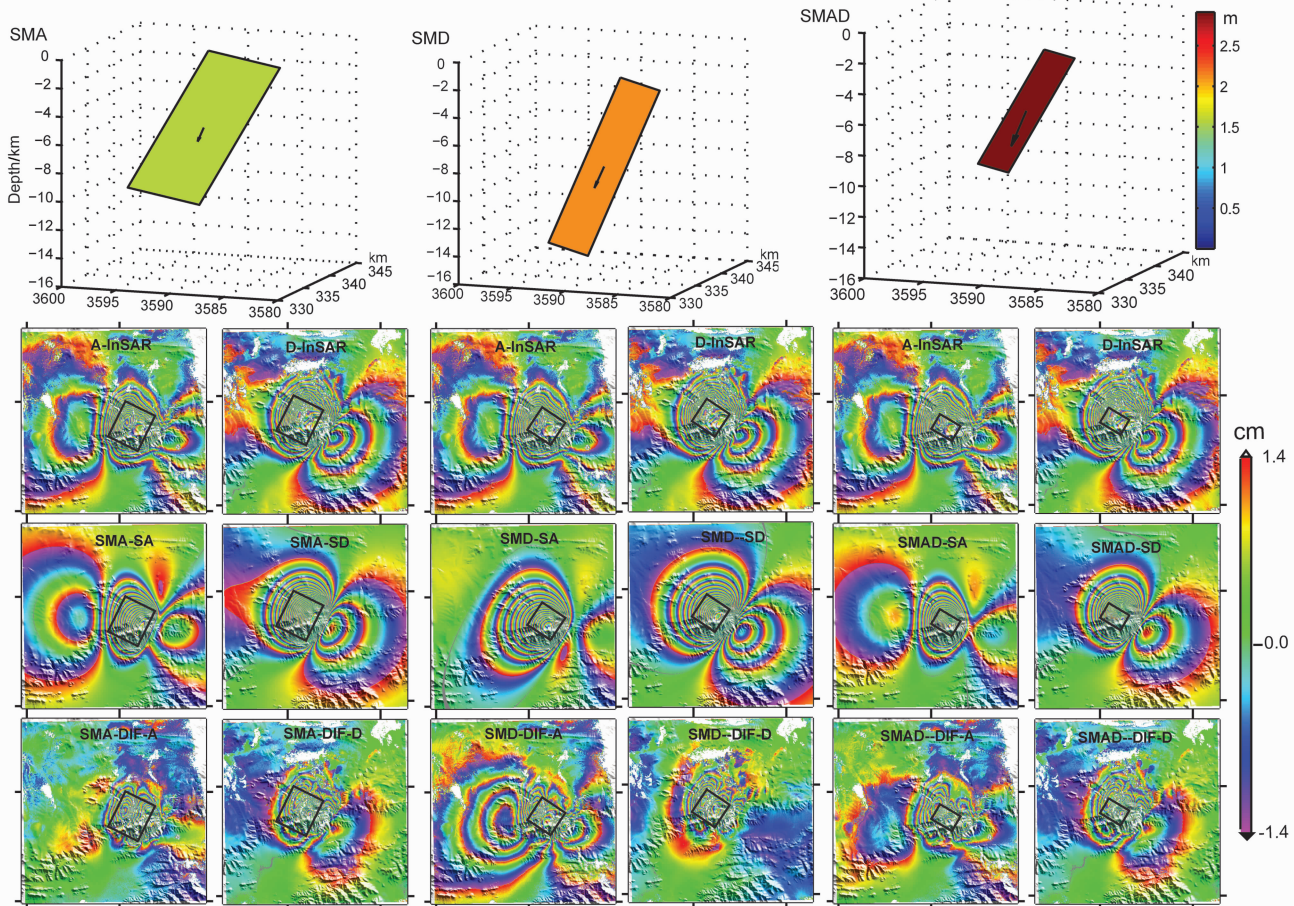


图 3 基于单断层模型的反演结果、观测干涉条纹、模型预测条纹及残差条纹

第一行图为三维空间中的 SMA、SMD 和 SMAD 断层模型;第二行中 A-InSAR 和 D-InSAR 分别为从升轨资料和降轨资料中获得的同震位移场干涉条纹;第三行中各子图分别为利用反演模型预测的升轨(SA)和降轨(SD)同震位移场干涉条纹;第四行中的子图为对应上方观测条纹与模型预测条纹之差。干涉条纹图中黑线框为断层模型的地表投影,其中粗线代表断层上边界。

Fig. 3 The inverted results based on the single-fault uniform models, observed interferograms, modeled interferograms and residual interferograms

The 3D SMA, SMD and SMAD models are shown in the first row; A-InSAR and D-InSAR in the second row indicate ascending and descending interferograms, respectively; The third row shows the modeled interferograms using the ascending (SA) and descending (SD) geometries, respectively, and the last row shows all the corresponding residual interferograms. SMA: Single-fault Model derived from Ascending interferogram; SMD: Single-fault Model derived from Descending interferogram; SMAD: Single-fault Model derived from both Ascending and Descending interferograms; the black frames are the fault plane projected to the ground surface, and the thick lines denote the upper sides of the fault planes.

极小. 但是, 其缺点是求解过程较慢. 为了提高效率, 我们在 PSO 迭代过程后期嵌入了 Simplex 算法.

为了认识单轨数据对反演结果的影响, 我们首先分别使用升轨资料(A)和降轨资料(D), 再同时使

用升轨和降轨资料(AD). 反演得到的断层参数以及利用反演得到的断层模型计算的位移场与观测位移场的残差如表 3 所示. 图 3 展示了利用反演模型得到的模拟图以及观测值和模型预测值之间的残差分布.

表 3 基于单断层模型反演得到的震源参数与反演残差
Table 3 Source parameters and residuals of the single fault models

模型 ^a	位置 ^b		走向 $\theta/(^\circ)$	倾角 $\delta/(^\circ)$	滑动角 $\lambda/(^\circ)$	M_w	D/km	W/km	L/km	σ_A/cm	σ_D/cm
	Lon/ $(^\circ\text{E})$	Lat/ $(^\circ\text{N})$									
SMA	85.2827	32.4442	207	46	-75	6.4	5.8	12.0	9.9	7.1	10.4
SMD	85.2972	32.4452	215	58	-76	6.5	8.8	13.1	6.7	6.1	6.2
SMAD	85.2896	32.4410	211	48	-75	6.4	6.2	9.0	4.3	5.7	8.0

注: a-SMA, SMD 和 SMAD 分别为升轨资料、降轨资料和同时采用升降轨资料得到的单一断层模型; b-断层矩形中点在地表的投影; c-滑动角由倾向(S_d)和走向(S_s)滑动量根据 $\lambda = \arctan(S_d/S_s)$ 确定; D-断层矩形中心埋深; σ -观测值与预测值的标准残差; M_w -根据 $M_w = (2/3) \lg m_0 - 6.033$ 计算, 其中 $m_0 = \mu \bar{D} A$, μ 为刚性系数, 取 $3.2 \times 10^{10} \text{ Pa}$, \bar{D} 为平均滑动量, A 为有效断层面积之和.

均匀单断层反演结果表明, 不论使用升轨资料、降轨资料或是同时使用升降轨资料, 反演得到的断层的走向、滑动角和地震的大小都比较一致. 这种一致性从图 3 所示的模拟图像与观测图像的总体特征的一致性也可以看出. 例如: 地面的抬升区和下降区都吻合得非常好. 但是, 其他参数却有较大的差异. 如果把观测图像和预测图像相减后就会发现, 观测值与预测值之间的差别仍然不可忽略. 例如: SMA 模型的降轨残差图(SMA-DIF-D)中沉降盘上的 2 个干涉圆环仍然存在, 最大残差水平在 4~6 个条纹, 即 5.6~8.4 cm; SMD 模型的升轨模拟结果对应的残差图(SMD-DIF-D)中断层上盘还残留 4 条 15~20 km 范围内的干涉条纹; 而且, SMAD 模型的升轨模拟结果和降轨模拟结果对应的残差图(SMAD-DIF-A 和 SMAD-DIF-D)反映的残差也非常明显. 以上结果表明, (1) 利用单轨资料反演断层参数仍有不足之处, 尽管断层的走向、滑动角和地震的大小对单轨资料并不敏感; (2) 本研究使用的同震位移场信息中, 1 月 16 日的 $M_w 5.9$ 余震造成的位移场不可忽视.

3.1.2 双断层

考虑到 1 月 16 日 $M_w 5.9$ 余震的影响, 我们设计了双断层模型. 双断层模型的使用使待求的未知数较单断层模型增加了 1 倍. 为了稳定反演结果并减小震后蠕滑对位移场的可能影响, 在目标函数式(1)的基础上, 我们特别地添加了两次地震的标量地震矩之比的约束. 因此, 在双断层模型的反演中, 我们使用的目标函数如下:

$$f = \|d_o - d_s\|_2 e^{\lambda_1(1-\epsilon) + \lambda_2}, \quad (2a)$$

$$\lambda_2 = \left| \frac{m_o^1}{m_o^2} - \frac{m_s^1}{m_s^2} \right|, \quad (2b)$$

其中, m_o^i ($i=1, 2$) 表示两次地震的标量地震矩的地震学测量结果, m_s^i ($i=1, 2$) 表示两次地震标量地震矩的预测值.

与单断层模型反演相类似, 在确定双断层参数时, 我们仍然分别使用升轨资料(A)和降轨资料(D), 再同时使用升轨和降轨资料(AD). 反演得到的断层参数以及利用反演得到的断层模型计算的位移场与观测位移场的残差如表 4 所示. 图 4 展示了利用反演模型得到的模拟图以及观测值和模型预测值之间的残差分布. 可以看出, 双断层模型情况的残差较之单断层模型情况大幅度减小.

均匀双断层模型反演结果表明, 不论使用升轨资料、降轨资料或是同时使用升降轨资料, 反演得到的主震的断层走向、倾角和地震的大小都比较一致. 与单断层情况类似, 这种一致性也大体决定了模拟图像与观测图像的总体特征的一致性(图 4). 但是, 其他参数却有较大的差异, 从而导致了观测值与预测值之间的差别(表 4). 单独使用升轨资料确定的模型不能很好地解释降轨资料; 反过来, 单独使用降轨资料确定的模型也不能很好地解释升轨资料; 只有同时使用升轨和降轨资料反演确定的模型才能同时更好地解释所有的观测资料.

不过, 需要指出的是, 基于双断层模型的反演可以产生两种断层组合. 图 4 仅展示了同时利用升轨和降轨资料得到的两种断层组合 DMAD1 和 DMAD2. 从图 4 和表 4 可以看出, 两种模型组合均可较好地解释观测资料, 似乎在两种结果之间无法

表 4 基于双断层模型反演得到的震源参数与反演残差

Table 4 Source parameters and residuals of the double-fault models

模型 ^a	位置		走向 $\theta/(^\circ)$	倾角 $\delta/(^\circ)$	滑动角 $\lambda/(^\circ)$	M_w	D^c/km	W/km	L/km	σ_A/cm	σ_D/cm
	Lon/ $(^\circ E)$	Lat/ $(^\circ N)$									
DMA	85.3039	32.4260	217	56	-34	6.5	7.6	12.5	6.4	2.4	5.2
	85.2758	32.4489	177	59	-133	6.3	5.4	4.7	11.8		
DMD	85.3038	32.4425	219	54	-84	6.4	8.1	11.4	8.5	5.2	3.4
	85.2817	32.4565	204	69	-77	6.0	4.0	2.0	7.7		
DMAD1	85.2952	32.4379	218	52	-63	6.4	7.6	12.1	9.1	3.2	3.3
	85.2757	32.4548	200	59	-83	5.9	3.8	2.5	8.3		
DMAD2	85.2926	32.4386	216	50	-67	6.4	7.7	12.8	8.4	3.1	3.4
	85.2793	32.4477	8	27	-119	6.0	3.7	1.3	8.5		
DMAD*	85.3000	32.4338	218	52	-61	6.4	7.6	14	11	2.5	3.2
	85.2768	32.4544	200	59	-80	6.0	3.9	6	11		

注: a-DMA、DMD、DMAD 分别为采用升轨资料、降轨资料和同时采用升降轨资料反演得到的双断层模型;其中 * 为本文研究确定的最终模型。该模型中,位置为滑动量最大点的位置;c-埋深 D ,为最大滑动点到地表的距离;滑动角为大于最大滑动量的 10% 的所有子单元滑动角的平均值;断层规模 W 、 L 为滑动量 > 10% 最大滑动量的有效断层大小,其他同表 3。

作出选择。但是,我们注意到,DMAD1 模型组合中,余震断层的倾角为 59° ,与地震学方法测定结果(表 1)接近,同时,余震断层的上边界与观测位移场中 O 点以西的线性信息吻合较好;而 DMAD2 模型组合中,余震断层的倾角为 27° ,与地震学方法测定结果(表 1)明显不同,也似乎不符合正断层的情形,更有甚者,反演得到的滑动量约为 2.8 m,小断层大滑动量似乎不合理。由此看来,DMAD1 断层模型应该是 2008 年 1 月西藏改则两次地震的发震断层模型。

3.2 非均匀断层模型

为了进一步认识滑动量在断层面上的分布细节,我们在确定的 DMAD1 双断层模型基础上进行了非均匀滑动分布的反演。根据前面的反演结果,我们将断层的位置、走向和倾角予以固定,但适当放大断层平面并将其分割成子断层单元。这样一来,子断层面上的滑动量与从 InSAR 资料得到的观测位移之间可表达成如下线性关系:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}_1^s & \mathbf{G}_2^s & \mathbf{G}_1^d & \mathbf{G}_2^d \\ \kappa^2 L & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \kappa^2 L & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \kappa^2 L & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \kappa^2 L \end{pmatrix} \begin{pmatrix} m_1^s \\ m_2^s \\ m_1^d \\ m_2^d \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{D} \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}, \quad (3)$$

其中, \mathbf{G}_i^s ($i=1,2$) 和 \mathbf{G}_i^d ($i=1,2$) 分别为第 i 个地震断层上走向方向和倾向方向的单位滑动量在观测点引起的三维位移矢量在卫星视线向上的投影值构成的系数矩阵^[18]。这个矩阵的元素可以利用弹性半空

间理论和卫星观测系统参数予以确定^[18]。 L 为拉普拉斯算子,用于光滑断层面上的滑动量。 κ^2 为权重因子,用来调整滑动的光滑度或粗糙度。根据权重因子和函数失配值(残差)与粗糙度^[26]的折中曲线(图 5),本研究最终取 $\kappa^2 = 72$ 。 m_i^s ($i=1,2$) 和 m_i^d ($i=1,2$) 分别为第 i 个地震断层上走向方向和倾向方向的滑动量; \mathbf{D} 为观测值构成的矢量。为了提高解的稳定性,我们还添加了断层面边界滑动为 0 的约束。

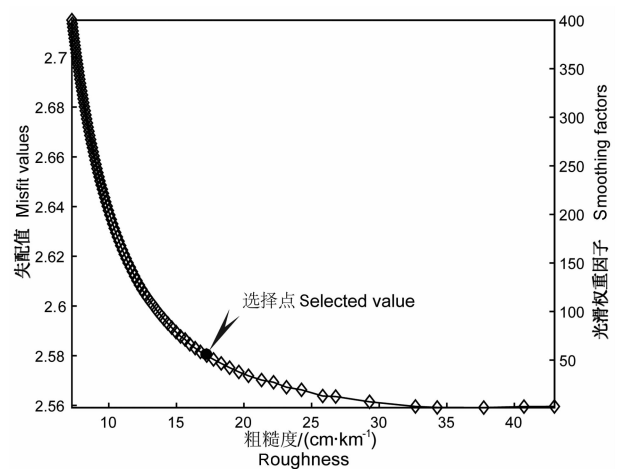


图 5 光滑权重因子和失配值以及粗糙度之间的折中曲线

Fig. 5 The curve of trade-off between the roughness and smoothing factors as well as Root Mean Square (RMS) misfit values

我们将 DMAD1 双断层模型的上边界延伸到地表,同时将两个断层的其他各边向外延伸 3 km,

并将其分割成 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ 的子断层. 利用映射牛顿方法^[29] 求解方程(3), 最终得到如图 6 所示的

DMAD_m 和 DMAD_a 两个断层上的非均匀滑动分布.

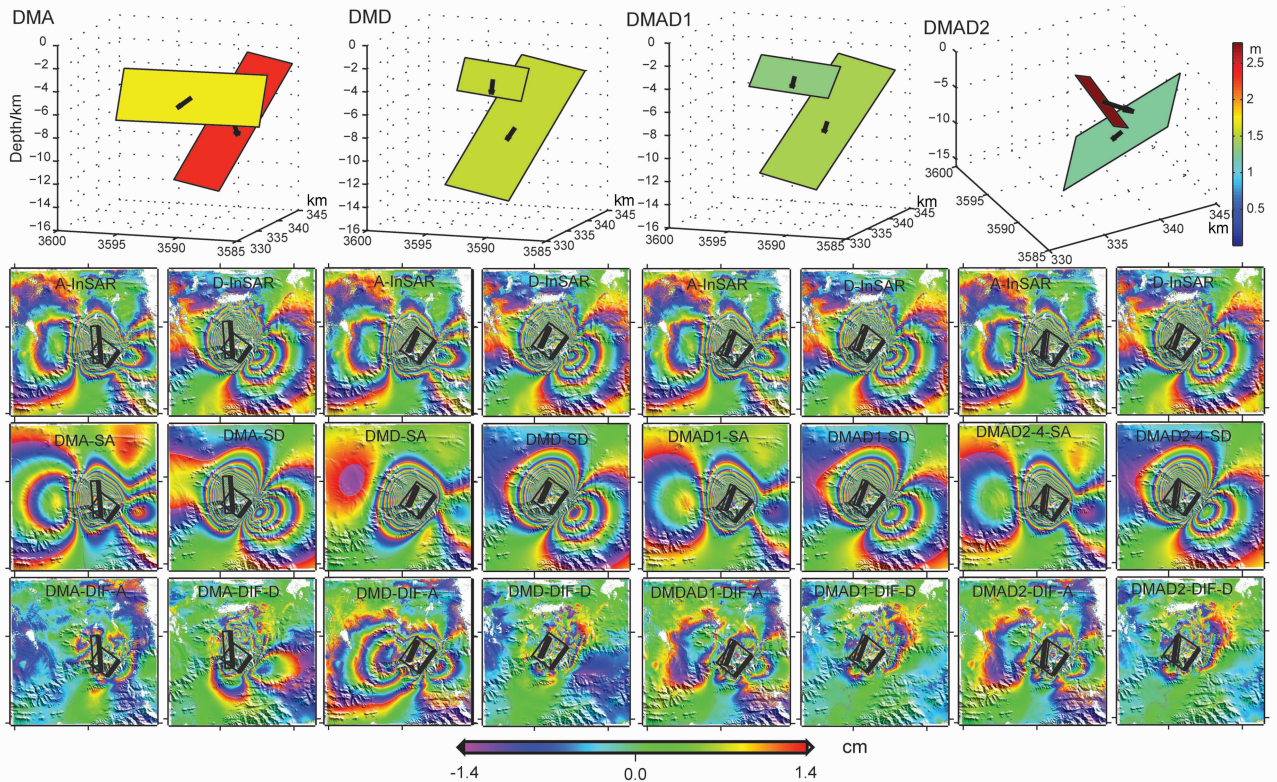


图 4 基于双断层模型的反演结果、观测干涉条纹、模型预测条纹及残差条纹(参看图 3)

Fig. 4 The inverted results based on the double-fault uniform models, observed interferograms, modeled interferograms and residual interferograms (refer to the caption of Fig. 3)

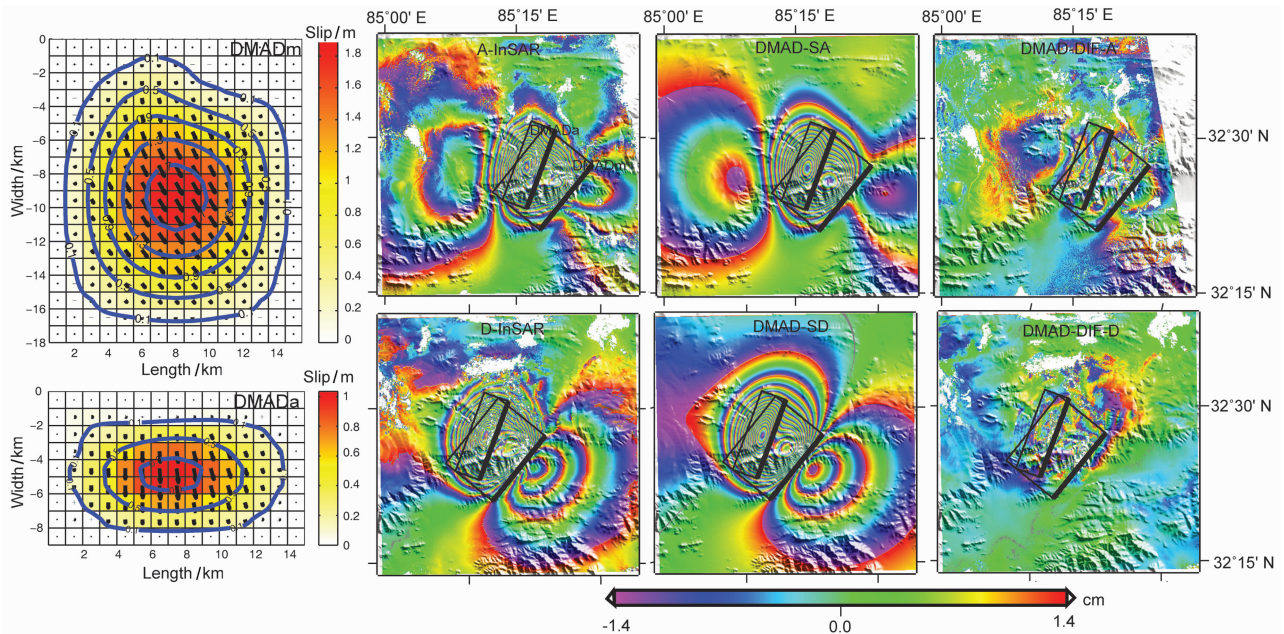


图 6 基于双断层模型的非均匀滑动分布反演结果、观测干涉条纹、模型预测条纹及残差条纹(参看图 3 和图 4)

Fig. 6 The first row shows the slip distribution of the main shock, observed (ascending), modeled (ascending) and their residual interferograms, respectively. The second row shows the slip distribution of the major aftershock, observed (descending), modeled (descending) and their residual interferograms, respectively

主震断层 DMAD_m 滑动规模较大,最大滑动量达 1.9 m,位于断层面上距地表 10 km 位置;滑动主要在断层面上 3 km 以下、16 km 以上,在走向方向上滑动分布在 11 km 长的范围内,在倾向方向上滑动分布在 14 km 宽的范围,形成一个近乎直立的椭圆.滑动方向自上而下存在一定的变化,忽略小于最大滑动量 10% 的区域,整个断面上的平均滑动角为 -60.9° ,平均滑动量为 0.88 m.以上结果与 Sun 等^[22] 的结果有所不同.余震断层 DMAD_a 滑动规模较小,最大滑动量 1.0 m,位于地表以下沿断层面 5 km;滑动主要在断层面上 3 km 以下、7 km 以上,在走向方向上滑动分布在 11 km 长的范围内,在倾向方向上滑动分布在 6 km 宽的范围,形成一个近乎平置的椭圆.滑动方向相对单一,忽略小于最大滑动量 10% 的区域,整个断面上的平均滑动角约 -80.1° ,平均滑动量为 0.55 m.

需要说明的是,反演中所用的主震断层和余震断层的走向和倾角以及断层位置完全是通过均匀双断层模型的反演确定的,这一点不同于 Sun 等^[22] 的做法.

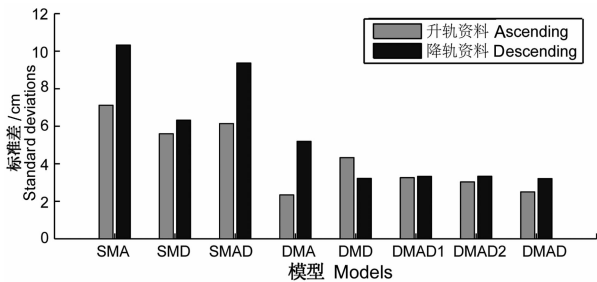


图 7 不同资料 and 不同模型情况下预测值与观测值之间的标准差

Fig. 7 The standard deviations between the predicted values and observed values in cases of different data sets and fault models

我们将不同情况下反演结果的预测值与相应的观测值的标准偏差进行计算(表 3 和表 4)并展示于图 7.可以看出,同时使用两轨资料获得的非均匀断层对两种资料解释程度最高.不同的资料组合和不同的模型组合导致了不同的标准偏差,反映了反演模型和反演资料的使用在反演问题中的重要性.

4 结论与讨论

2008 年 1 月 9 日在西藏改则发生了 $M_w6.4$ 地震,随后发生了很多余震,其中包括 1 月 16 日的 $M_w5.9$ 强余震.从欧洲空间局得到的两轨来自

ENVISAT 的 ASAR 数据,虽然在空间上恰好覆盖了改则地震的震中区,但在时间上不但跨越了主震,也跨越了许多余震.因此,从观测资料中得到的同震位移场是主震和余震共同作用的结果.不过,除 1 月 16 日的 $M_w5.9$ 强余震外,其他余震相对较小,它们对地表位移场的贡献可以忽略不计.这样一来,本研究的问题便简化为确定 $M_w6.4$ 主震和 $M_w5.9$ 强余震断层参数的问题.

同时拥有升轨资料和降轨资料使我们有机会首先分别利用单轨资料进行反演,然后同时利用两轨资料进行反演,最后通过反演结果的对比认识利用不同的资料进行反演的优点和不足.主震和余震的非常相似的震源机制和非常接近的震源位置(表 1)使我们能够从单断层模型出发,逐步分析这两次地震最有可能的断层模型结构.

使用单轨资料得到的结果与同时使用两轨资料得到的结果之间存在着不可忽视的差异.不但在单断层模型情况下存在差异,而且在双断层模型情况下也存在差异.与以往研究结果^[30] 相一致的是,同时使用卫星几何图像不同的两轨资料得到的结果更可靠.不过,我们注意到,在单断层情况下同时使用两轨资料得到的结果更接近于使用升轨资料得到的结果,这很可能是由于本研究中使用的升轨资料比降轨资料提供了更多的远场信息所致.

在观测位移中包含有两个地震的效应时,利用单断层模型明显不合理,反演结果的预测值与观测值之间的标准偏差较大;但是利用双断层模型很可能产生两种结果,而且两种结果似乎都能很好地解释观测资料.在两种结果之间做出正确的选择,还需要其他信息.对于西藏改则 $M_w6.4$ 主震和 $M_w5.9$ 余震,根据前文所述的理由,我们选择了 DMAD1 双断层结构.

基于 DMAD1 双断层结构,通过联合使用升轨和降轨资料的反演表明,余震在主震以西约 3.2 km 处,两个地震断层都向西倾,倾角分别为 52° 和 59° ;主震和余震断层的走向略有不同,分别为 218° 和 200° .主震断层的面积较大,上边界埋深约 2.3 km,滑动量主要集中在 11 km 长、14 km 宽的范围内,平均滑动量为 0.88 m;最大滑动量为 1.9m,位于地面以下 7.6 km;滑动方向随深度发生变化,但平均滑动角为 -60.9° 左右;这次地震释放的地震矩约 $4.37 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$,相当于震级 $M_w = 6.4$.余震断层面积较小,上边界埋深约 2.5 km,滑动分布在 11 km 长、6 km 宽的范围,形成一个几乎椭圆形的滑动面;

整个断层面上的平均滑动量为 0.55 m; 最大滑动量 1.0 m, 位于地表以下 3.9 km; 滑动方向相对单一, 约为 -80.1° ; 释放的地震矩约 $1.06 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$, 相当于震级 $M_w = 6.0$. 与 Sun 等^[22]的研究相比, 我们使用的资料有所不同, 研究的技术路线也有所不同.

尽管, 我们使用了双断层模型, 反演结果也能很好地解释升轨资料和降轨资料. 但是, 观测资料和模型预测值之间仍然存在偏差. 我们认为, 这种偏差很可能是其他余震共同作用的结果.

致谢 本文所使用的 ENVISAT-ASAR 资料版权归属欧洲空间局所有 (项目 C1P. 3336; PI: 李振洪博士). 文中大量图件均使用 GMT4.3 绘制.

参考文献 (References)

- [1] 邓启东, 张培震, 冉永康等. 中国活动构造基本特征. 中国科学(D辑), 2002, **32**(12): 1020~1030
Deng Q D, Zhang P Z, Ran Y K, et al. Basic characteristics of active tectonics of China. *Science in China Series D-Earth Science* (in Chinese), 2002, **32**(12): 1020~1030
- [2] 张培震, 王琪, 马宗晋. 青藏高原现今变形特征与 GPS 速度场. 地学前缘(中国地质大学, 北京), 2002, **9**(2): 442~450
Zhang P Z, Wang Q, Ma Z J. GPS velocity field and active crustal deformation in and around the Qinghai-Tibet Plateau. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)* (in Chinese), 2002, **9**(2): 442~450
- [3] Taylor M, Peltzer G. Current slip rates on conjugate strike-slip faults in central Tibet using synthetic aperture radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 2006, **111**, B12402, doi: 10.1029/2005JB004014
- [4] Massonnet D, Rossi M, Carmona C, et al. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 1993, **364**: 138~142
- [5] Zebker H A, Rosen P A, Goldstein R M. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**(B10): 19617~19634
- [6] Massonnet D, Feigl K, Rossi M, et al. Radar Interferometric mapping of deformation in the year after the Landers Earthquake. *Nature*, 1994, **369**: 227~230
- [7] Funning G J, Parsons B, Wright T J. Fault slip in the 1997 Manji, Tibet earthquake from linear elastic modelling of InSAR displacements. *Geophys. J. Int.*, 2007, **169**: 988~1008
- [8] Peltzer G, Crampe F, King G. Evidence of nonlinear elasticity of the crust from the $M_w 7.6$ Manji (Tibet) earthquake. *Science*, 1999, **286**: 272~276
- [9] 单新建, 马瑾, 王长林等. 利用星载 D-InSAR 技术获取的地表形变场提取玛尼地震震源断层参数. 中国科学(D辑), 2002, **32**(10): 837~844
Shan X J, Ma J, Wang C L, et al. Obtain focal parameters of Mani earthquake using ground deformation field by Spaceborne D-InSAR. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2002, **32**(10): 837~844
- [10] 孙建宝, 石耀霖, 沈正康等. 基于线弹性模型反演 1997 年西藏玛尼 $M_w 7.5$ 级地震的干涉雷达同震形变场-I 均匀滑动反演. 地球物理学报, 2007, **50**(4): 1097~1110
Sun J B, Shi Y L, Shen Z K, et al. Parameter inversion of the 1997 Mani earthquake from INSAR co-seismic deformation field based on linear elastic dislocation model I. Uniform slip inversion. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(4): 1097~1110
- [11] 刘国祥, 丁晓利, 李志伟等. ERS 卫星雷达干涉测量: 1999 年台湾集集大地震震前和同震位移场. 地球物理学报, 2002, **45**(增): 165~174
Liu G X, Ding X L, Li Z L, et al. Pre- and co-seismic ground deformations of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake, measured with SAR interferometry. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**(Suppl.): 165~174
- [12] Lasserre C, Peltzer G, Crampe F, et al. Coseismic deformation of the 2001 $M_w = 7.8$ Kokoxili earthquake in Tibet, measured by synthetic aperture radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**, B12408, doi: 10.1029/2004JB003500
- [13] 马超, 单新建. 昆仑山口西 $M_s 8.1$ 地震 InSAR 斜距向同震位错分解. 地震研究, 2005, **28**(3): 284~287
Ma C, Shan X J. InSAR slant-range co-seismic dislocation decomposing of the $M_s 8.1$ earthquake in the West of Kunlun Mt. Pass. *Journal of Seismological Research* (in Chinese), 2005, **28**(3): 284~287
- [14] Biner R, Bollinger L. Horizontal coseismic deformation of the 2003 Bam (Iran) earthquake measured from spot-5 THR satellite imagery. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, **32**, L02307, doi: 10.1029/2004GL021897
- [15] Fialko Y, Sandwell D, Simons M, et al. Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit. *Nature*, 2005, **435**: 295~299, doi: 10.1038/nature03425
- [16] Funning G J, Parsons B, Wright T J. Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**, B09406, doi: 10.1029/2004JB003338
- [17] Zerbker H A, Villasenor J. Decorrelation in interferometric radar echoes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1992, **30**(5): 950~959
- [18] Fialko Y, Simons M, Agnew D. 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.*, 2001, **28**(16): 3063~3066
- [19] Stock C, Smith E G C. Evidence for different scaling of earthquake source parameters for large earthquakes

- depending on faulting mechanism. *Geophys. J. Int.*, 2000, **143**:157~162
- [20] Wright T J, Lu Z, Wicks C. Source model for the M_w 6.7, 23 October 2002, Nenana Mountain Earthquake (Alaska) from InSAR. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30**(18):1974, doi:10.1029/2003GL018014
- [21] Wright T J, Parsons B E, Jackson J A, et al. Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, **172**:23~37
- [22] Sun J, Shen Z, Xu X, et al. Synthetic normal faulting of the 9 January 2008 Nima (Tibet) earthquake from conventional and along-track SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 2008, **35**, L22308, doi:10.1029/2008GL035691
- [23] Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1992, **85**(2):1018~1040
- [24] Motagh M, Wang R, Walter T R, et al. Coseismic slip model of the 2007 August Pisco earthquake (Peru) as constrained by Wide Swath radar observations. *Geophys. J. Int.*, 2008, **174**(3):842~848
- [25] Rosen P A, Henley S, Peltzer G, et al. Updated repeat orbit interferometry package released. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 2004, **85**(5), doi:10.1029/2004EO050004
- [26] Jónsson S, Zebker H, Segall P, et al. Fault slip distribution of the 1999 M_w 7.1 Hector mine, California earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2002, **92**(4):1377~1389
- [27] Fukahata Y, Wright T J. A non-linear geodetic data inversion using ABIC for slip distribution on a fault with an unknown dip angle. *Geophys. J. Int.*, 2008, **173**:353~364
- [28] Kennedy J, Eberhart R. Particle swarm optimization. *Proc. of the IEEE Conf. on Neural Networks*, 1995, **4**:1942~1948
- [29] Coleman T F, Li Y. A reflective Newton method for minimizing a quadratic function subject to bounds on some of the variables. *SIAM Journal on Optimization*, 1996, **6**(4):1040~1058
- [30] Wright T J, Parsons B E, Lu Z. Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**, L01607, doi:10.1029/2003GL018827

(本文编辑 何 燕)