

孙建宝,石耀霖,沈正康等. 基于线弹性位错模型反演 1997 年西藏玛尼 $M_w7.5$ 级地震的干涉雷达同震形变场 —— 滑动分布反演. 地球物理学报, 2007, 50(5): 1390 ~ 1397

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 — . Slip distribution inversion. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, 50(5): 1390 ~ 1397

基于线弹性位错模型反演 1997 年西藏玛尼 $M_w7.5$ 级地震的干涉雷达同震形变场 —— 滑动分布反演

孙建宝¹, 石耀霖¹, 沈正康², 徐锡伟², 梁 芳³

1 中国科学院研究生院地球科学学院, 北京 100049

2 中国地震局地质研究所, 北京 100029

3 北京市地震局, 北京 100080

摘 要 1997 年 11 月 8 日西藏 $M_w7.5$ 级玛尼地震是干涉雷达技术应用地震观测以来的一次重要事件. 在第一部分中, 我们应用广泛使用的 Okada 线弹性位错模型, 假设断层的各个分段滑动量均匀, 反演得到断层各个分段的几何参数和均匀滑动量. 本部分的反演进一步去除滑动均匀假设, 并利用更能反映断层真实状态的角形元位错模型(线弹性), 在第一部分反演得到断层几何的基础上, 反演断层面上的静态位错分布. 反演结果表明, 线弹性滑动分布模型能够更好地解释观测数据, 进一步提高反演的数据拟合程度. 最终得到了断层面的走滑和倾滑位错分布. 首次得到的断层面滑动分布显示断层面滑动在浅部(0 ~ 12 km)比较集中, 地震破裂长度约 170 km, 最大左旋走滑位移达 4.8 m; 反演结果还表明局部段落存在较大倾滑位移, 量值达到 1.9 m, 这在断层模型中是不能忽略的, 它可能是断层两侧形变不对称的原因之一; 反演得到的标量地震矩为 2.18×10^{20} N m, 相当于矩震级 $M_w7.5$, 与 Velasco 等利用地震波形反演得到的结果一致.

关键词 玛尼地震, 干涉雷达, 同震形变, 线弹性, 均匀滑动反演, 滑动分布反演

文章编号 0001-5733(2007)05-1390-08 **中图分类号** P228 **收稿日期** 2006-06-19, 2007-01-28 收修定稿

Parameter inversion of the 1997 Mani earthquake from INSAR co-seismic deformation field based on linear elastic dislocation model —— . Slip distribution inversion

SUN Jian-Bao¹, SHI Yao-Lin¹, SHEN Zheng-Kang², XU Xi-Wei², LIANG Fang³

1 Earth Science School, Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2 Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China

3 Beijing Earthquake Administration, Beijing 100080, China

Abstract The Nov. 8, 1997 Mani (Xizang) $M_w7.5$ earthquake is an important event since Synthetic Aperture Radar Interferometry was used for earthquake studies. In the first part we use the widely-used Okada linear elastic dislocation model and assume uniform slip on fault segments to invert the geometric parameters and the uniform slip. In this part we remove the uniform slip assumption, use more realistic angular dislocation model (linear elastic) to invert the static slip distribution on fault. The inversion result shows that this linear

基金项目 国家 863 计划项目(2005AA132031XZ06), 国家自然科学基金项目(40474037)和中法合作项目(PRA)(T04-04)资助.

作者简介 孙建宝, 男, 主要从事干涉雷达形变场的技术和应用研究. E-mail: suninsar@yahoo.com

elastic slip distribution can explain the data better, and the goodness of fitting is improved further. We get both of the strike-slip distribution and the dip-slip distribution on the fault plane. The first-time acquired slip distribution indicates that the fault slip concentrates mainly in the shallow depth (0 ~ 12 km), the earthquake rupture is 170-km long, the maximum left-lateral strike-slip is 4.8 m; the inversion result also shows that there are large dip-slip on some segments and their magnitude reaches 1.9 m, which can't be ignored in the inversion. The dip-slip may be one of the reasons of the asymmetric deformation pattern beside the two sides of the fault; the inverted seismic moment is 2.18×10^{20} N·m, equal to magnitude Mw7.5. It's consistent with the seismic waveform inversion of Velasco.

Keywords Mani earthquake, SAR interferometry, Co-seismic deformation, Linear elasticity, Uniform slip inversion, Distributed slip inversion

1 两类滑动分布反演方案的比较

断层几何反演假设各个破裂面的滑动值为常数以简化反演过程,提高反演效率和可靠性,这样做的结果是将断层面上非均匀滑动在整个破裂面上分段平均.在断层几何参数确定下来后,断层面滑动值与形变场之间呈线性关系^[1],可以用最小二乘方法求解断层面上的滑动分布问题^[2~5].大多数研究基于 Okada 弹性半空间位错模型^[6,7]或者分层的弹性半空间模型^[8],采用约束最小二乘方法反演滑动分布.模型中均采用矩形元,将断层面离散化成一些由上到下排列的均匀或者非均匀的小矩形元,在反演中对各个矩形元之间的滑动施加一定的光滑约束,避免滑动解的振荡^[4].

矩形元在模拟复杂几何模型时的一个缺点是断层段连接部分总会出现间隙和重叠,断层段之间总是间断的或者交错的,无法实现真正意义上的连续介质模拟.特别是断层走向、倾角不断变化的情况下,矩形元很难实现连续光滑曲面断层的模拟.从几何学角度考虑,如果使用三角形元则可以模拟任意形状的曲面,而且不会出现矩形元模拟中的问题,可以用于复杂断层的模拟^[9,10].在 INSAR 技术出现之前,地壳形变的测量都是一些稀疏点或者沿某一方向的剖面,如水准和 GPS 测量.观测数据有限的空间分布,使得 Okada 模型成为最有效的形变解释工具,有限的采样还不足以约束复杂的断层模型.随着 INSAR 技术的出现^[11],地壳形变测量结果以图像的形式给出,而不仅仅是有限的离散点;即使是离散点形式的 INSAR 测量,如持久散射体技术 (Persistent Scatterers)^[12,13],所得到的观测点数量也是一般的 GPS 观测网络无法达到的.形变观测数据质量和量的提高,特别是近场形变数据的大量增加,使得

用形变数据解析断层的细节信息成为可能,同时可以避免由于断层模型不准确造成反演结果偏离和模型拟合程度下降^[14].

1993 年,Thomas^[9]基于 Comninou 和 Jeyakumaran 等人的工作^[15,16],开发了线弹性半空间和全空间位错计算软件 Poly3d,后经 Maerten 改写并用于线性反演^[14].该软件采用角形元 (angular dislocation) 模拟复杂断层模型,实现了线弹性均匀介质中位移、应力和应变的计算.对于简单断层(只有一段的情况),它与 Okada 模型所得到的结果是完全等价的,能够用于正演断层几何和反演断层面的滑动分布^[17],因为两者模拟环境均为线弹性固体,都基于线弹性形变理论.由于采用复杂模型和边界元方法模拟断层面,此方法很难用于高度非线性的断层几何参数反演,因为不仅要考虑滑动分布的粗糙度 (Roughness),还要考虑断层几何的粗糙度以避免不合理的振荡^[14].

考虑到角形元位错模型在模拟复杂断层模型的优势,Okada 解析模型在参数优化方面较高的效率,我们首先利用 INSAR 形变场和 Okada 模型反演得到各段的几何参数和均匀滑动解,并在此基础上建立更为复杂的断层面模型.断层各个分段的几何参数已经由 Okada 模型反演得到,在建立基于 Poly3d 的断层模型时只要利用这些参数控制断层面的几何形态,并利用角形元的优势将各个断层面无间隙无交错地严格连接起来,形成一条连续的断层面或者具有多个分段但仍然连续的断层面.后一种情况主要是考虑到便于滑动分布反演中不同分段施加不同的滑动约束.

2 基于角形元位错模型的滑动反演算法介绍

本研究基于 Maerten 等^[14]给出的方法进行反演

计算,但我们在反演过程中考虑了不同轨道干涉数据的轨道误差和同一轨道内雷达波入射角的变化.对于正演问题,可以将模型参数与地表形变用(1)式联系起来:

$$d = G(m) + e, \quad (1)$$

式(1)表示某角形元上的滑动 m 在地表产生的形变 d , e 为观测误差, G 为格林函数,它的含义与 Okada 模型一样,只是用 Poly3d 做计算核心.可以将走滑和倾滑分量分别计算.

对于反演问题,寻求同时最小化模型失配值和模型粗糙度的 L_2 范数,同时解算未知的线性卫星轨道面 ($ax + by + c$),即最小二乘解^[10]:

$$\min [\|Gm - d\|_2^2 + \lambda^2 \|D^2 m\|_2^2],$$

$\|Gm - d\|_2^2$ 为失配值的 L_2 范数, $\lambda^2 \|D^2 m\|_2^2$ 为模型的粗糙度(单位 cm/km^2), λ 为标量因子, D^2 为离散二阶微分操作符.通过模型粗糙度和失配值的依赖关系 (trade-off) 可以确定使用多大的光滑因子,避免滑动结果振荡.

与用 Okada 模型反演计算相比,只有两点不同,一是前面的格林函数计算,另外就是滑动光滑操作.该算法中使用了“尺度依赖的伞操作 (scale-dependent umbrella operator)” (图 1)^[14,18],而在 Okada 模型中通常采用有限差分近似算法^[4].

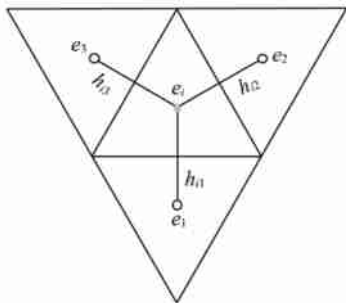


图 1 断层面滑动光滑示意图

Fig. 1 Sketch diagram of fault slip smoothing

该最小化问题可以用加权阻尼最小二乘方法 (Weighted damped least-squares) 求解^[14]:

$$m = (G^T W G + \lambda^2 D^T D)^{-1} G^T W d, \quad (2)$$

W 为对角矩阵,同几何反演过程一样,代表了系统的观测误差,其他参数同前.

在滑动反演中可以根据已知的断层滑动特点,如左旋、右旋、倾滑或者逆冲等对反演过程施加非负或者非正约束.本研究中已知断层以左旋走滑运动为主;但根据均匀滑动反演结果、地震学反演结果,断层存在倾滑运动,而且从第一部分^[19]的反演结果来看这种运动是不能忽略的,我们在反演中对此加

以考虑.水平运动可以约束为左旋性质,这与地震学、地质学的观测都不矛盾,但倾滑运动却各个段落有所差别,这从均匀滑动反演结果^[19]、野外观测^[20,21]都可以看出,它与各个段所处的力学环境有关.为了避免人为约束倾滑运动方向可能造成反演结果偏离真实值,在反演中不对它的方向进行约束.

3 滑动分布反演过程及结果分析

考虑到断层模型的复杂性可能是形变不对称的原因,在得到断层的分段几何参数反演结果后,用它控制断层模型的主要特征,在此基础上用更为准确的连续几何模型 (Poly3d) 模拟断层,考察去除均匀滑动假设情况下是否能够进一步改善对干涉同震形变场的解释.如果反演得到与均匀滑动反演相似的滑动分布结果,说明两者可以互相印证,均匀滑动假设下得到的断层模型是可靠的.

采用由干涉相干性图、Landsat 图像和 SRTM 数据得到的断层位置 (文献 [19] 图 6a), 将断层宽度统一扩大到 20 km,且断层面与地表接触.断层深度方向的点距为 4 km,共有 5 格;顺走向的点距约为 4 km,顺走向大约有 41 格,由于断层几何变化,少数点距可能略小于或略大于 4 km.每个方格中由两个三角形元组成,总共参与反演的角形元约有 410 个.

断层迹线和均匀滑动反演都表明玛尼地震的震断层比较单一,虽然在走向、倾向、深度等方面有变化,但总体来看能够用一条连续的断层面将所有的段连接起来.基于角形元位错模型可以实现断层几何模型的准确表达,并在弹性半空间中对形变场进行正反演计算.非均匀滑动反演为带约束的线性反演,比几何反演简单快速,其中最重要的是确定滑动光滑因子.根据每次滑动反演的剩余值 (WRSS) 和模型粗糙度 (Roughness),寻找能使 WRSS 和粗糙度都为最小的光滑因子,以避免滑动振荡或者过度光滑.

图 2a 中的三条曲线分别表示三条轨道数据反演中采用不同光滑因子得到的剩余值和粗糙度.从总体来看, T305 轨道拟合效果最好,西侧的 T076 轨道次之,东侧的 T033 轨道最差,这与三条轨道的成像时间段和地面条件等因素有关, T305 轨道成像时间 105 天, T076 轨道为 245 天, T033 轨道为 210 天,但 T033 轨道包含了震后 40 天的震后变形,而 T076 轨道只包含 2 天的震后变形,因此这个结果也反映了同震形变场的成像时间段对反演过程的影响.

反演光滑因子 为 1.5 时两个参量 (WRSS 和

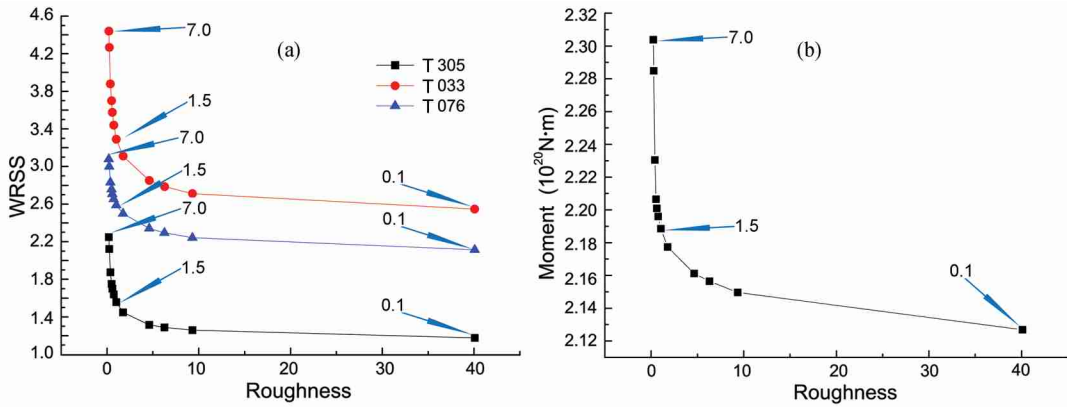


图 2 反演模型光滑因子选择
(a) 模型残差与模型粗糙度；(b) 地震矩与模型粗糙度。

Fig. 2 Inversion smooth factor selection

(a) Smooth factors model residual and model Roughness; (b) Seismic moment and model Roughness.

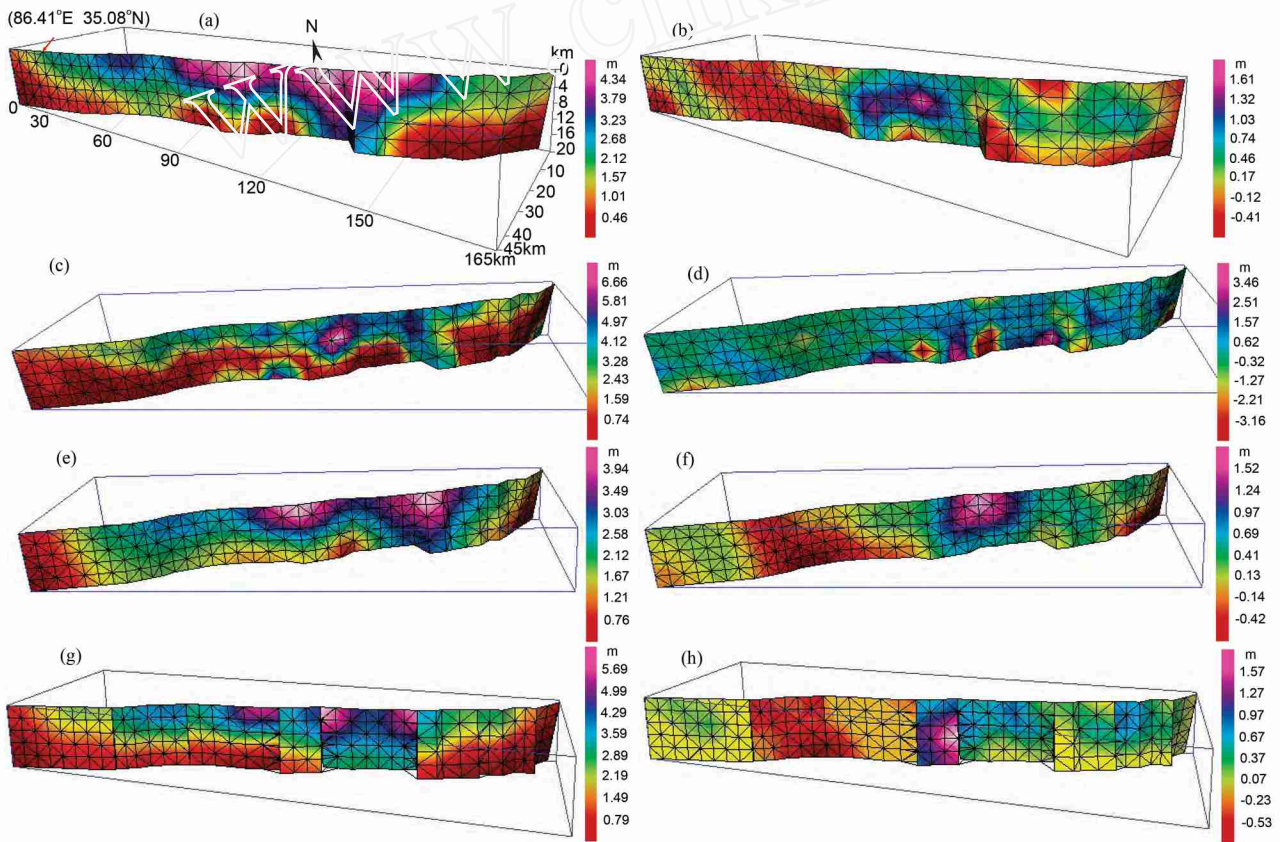


图 3 非均匀滑动分布模型

(a), (c), (e), (g) 为走滑位错分布；(b), (d), (f), (h) 为倾滑位错分布。光滑因子 (a)、(b) 为 1.5；(c)、(d) 为 0.1；(e)、(f) 为 7.0；(g)、(h) 为 1.5，模型采用类似 Okada 模型的 8 段分离断层段，所有结果的坐标系与 a 相同。

Fig. 3 Non-uniform slip distribution model

(a), (b) are the strike-slip and dip-slip distribution when $\lambda = 1.5$; (c), (d) $\lambda = 0.1$; (e), (f) $\lambda = 7.0$; (g), (h) $\lambda = 1.5$, but they are similar with Okada model with 8 segments. All the coordinates are the same as in (a).

Roughness) 都达到最小值,继续增大 不会显著降低模型粗糙度,继续减小 不会显著降低模型剩余,因此三条轨道反演中采用 1.5 作为光滑因子.采用滑动分布解对应的地震矩也能得到类似的结果(图

2b),说明整条断裂在三条轨道数据参与反演的情况下,该光滑因子是合理的.非均匀滑动反演得到的总地震矩为 $2.18 \times 10^{20} \text{ N}\cdot\text{m}$,这一结果和哈佛 CMT 解、Velasco 波形反演解^[22] 接近.反演中采用的剪切模量

为 33 GPa, 与 Peltzer 等^[23]的一致, 由此地震矩得到的矩阵级为 7.49.

采用光滑因子 1.5 时得到的滑动分布见图 3a 和 3b. 在反演中, 玛尼断层走滑分量约束为左旋; 考虑到均匀反演得到的倾滑分量可正可负 (参见文献 [19] 表 3), 没有对其进行约束.

从滑动分布的走滑分量看, 滑动量具有 4 个明显的峰值段, 相当于文献 [19] 图 6a 中的第 2~7 段, 而且走滑分量的最大值都接近地表. 12 km 以下的走滑分量除第 6 段和第 7 段的一小部分外, 均接近于 0, 地震矩的释放主要集中在地壳浅部. 通过与可可西里地震的比较发现, 这一特点与可可西里地震的反演结果^[24]类似, 说明断层的滑动分布可能与藏北岩石圈的力学性质有关. 倾滑分量在 4~6 段较大, 具有明显的南盘抬升错动, 在 8 km 深度达到最大值, 滑动量集中在 8~12 km 的深度; 倾滑分量的另一个特征是在 2~3 段存在局部的南盘下降错动, 该反演结果不但与均匀滑动反演结果一致, 而且与徐锡伟等^[20, 21]的野外观测吻合. 走滑分量的滑动值范围为 0~4.84 m, 倾滑为 -0.67~1.87 m, 滑动分布反演中倾滑分量符号约定与几何反演的符号约定相反. 考虑到倾滑分量的影响, 近断层地表的水平滑动量应在 5 m 以下, 小于 Peltzer 给出的 7~8 m 的水平位移^[23], 后者没有考虑倾滑运动.

均匀滑动反演得到的走滑分量 4、5、6 段较大, 第 6 段为最大值 (4.44 m); 倾滑分量在这些段也较大, 从 -1.13 到 -0.63 m; 深度分别为 14.3 km、15.2 km 和 16.7 km, 第 6 段达到最深; 滑动分布反演结果与上述结果吻合, 只是给出的滑动分量随空间变化. 上述两种反演使用的反演数据相同, 但模型系统中格林函数计算的方式不同. 独立的计算能够得到相似的反演结果, 说明基于线弹性理论的两类模型能够互相印证.

为了与不同光滑因子下的反演结果进行比较, 给出 μ 为最小值 0.1 (如图 3(c, d)) 和最大值 7.0 (如图 3(e, f)) 时的反演结果. 在光滑因子最大时, 滑动特征与 μ 为 0.15 时基本相同, 但滑动的最大值有所削弱 (走滑量由 4.8 m 降低到 4.3 m, 倾滑量由 1.87 m 降低到 1.7 m), 滑动量的中高值范围有所增大, 造成地震矩由 2.18×10^{20} N·m 升高到 2.3×10^{20} N·m. 光滑因子为 0.1 时, 断层面的滑动量与光滑因子为 1.5 时的差异较大, 走滑和倾滑最大值分别增加到 7.5 m、4.37 m, 滑动振荡明显, 总地震矩减小, 虽然反演剩余达到最小, 但该结果不合理.

同时, 为了与非连续的断层几何模型反演结果比较, 对分段几何模型进行了反演. 所采用的模型与几何反演相似, 但局部段更接近滑动分布反演几何, 并将 5、6 段归并为一. 模型的各段之间存在间隙, 在最东侧两段还存在重叠. 采用光滑因子 1.5, 反演结果如图 3(g, h). 可以看到反演结果与连续几何模型中光滑因子为 1.5 时的结果相似, 但是各段之间的滑动量存在比较突然的变化, 该模型与 Okada 模型类似.

将干涉形变场模拟缠绕为 10 cm 周期的条纹图像, 并与第一部分中图 7^[19] 的均匀滑动反演结果比较, 形变场整体形态与观测数据更为接近, 特别是近场条纹的局部变化等细节信息得到反映, 反映了均匀滑动反演与滑动分布反演之间的差别; 由于反演所用连续曲面几何模型更接近地壳连续介质的实际情况, 整个形变场的条纹更加平滑. 形变场反演的剩余图像反映了形变场反演拟合程度的显著提高 (图 4), 均匀滑动中近断层的相位剩余得到有效抑制. 大部分的相位剩余在大气误差水平, 特别是西侧的 T076 轨道, 除了近断层地表破裂的复杂性和局部的相位解绕误差外, 没有明显的形变局部化特征, 说明形变场中主要为纯弹性形变, 震后 2 天的形变不会对反演造成影响. T305 轨道和 T033 轨道剩余相位也有明显降低, 但 T305 轨道图像中部北侧存在一定范围的黄色区域, 形变为负值, 形变量值约为 2~3 cm, 与同震形变的方向一致 (向西运动), 可能为震后 24 天之内的形变; 但也有可能为地表的季节变化, 因为干涉处理的时间从 8 月到 12 月, 这期间地面可能表现为沉降. T033 轨道相位剩余图像中, 断层最东端断层两侧有较小的相位剩余, 约为 1~2 cm, 可能包含了震后 40 天的形变. 通过与同类研究结果比较, 对于矩阵级为 7.5 级的玛尼地震来说, 用线弹性形变模型反演得到这样量值的剩余是比较理想的, 它能够合理解释地壳的线弹性同震响应, 而且没有非线性弹性形变模型^[23] 中的各种假设, 该模型与干涉相干性观测得到的断层模型、野外调查和地震学结果都比较接近.

4 结论和讨论

1997 年的玛尼地震和 2001 年的可可西里地震是中国大陆近期两次最大地震, 两次地震均发生在藏北的东昆仑断裂带, 显示这一地区活跃的构造运动. 尽管该地区人烟稀少, 地震对人类活动影响较

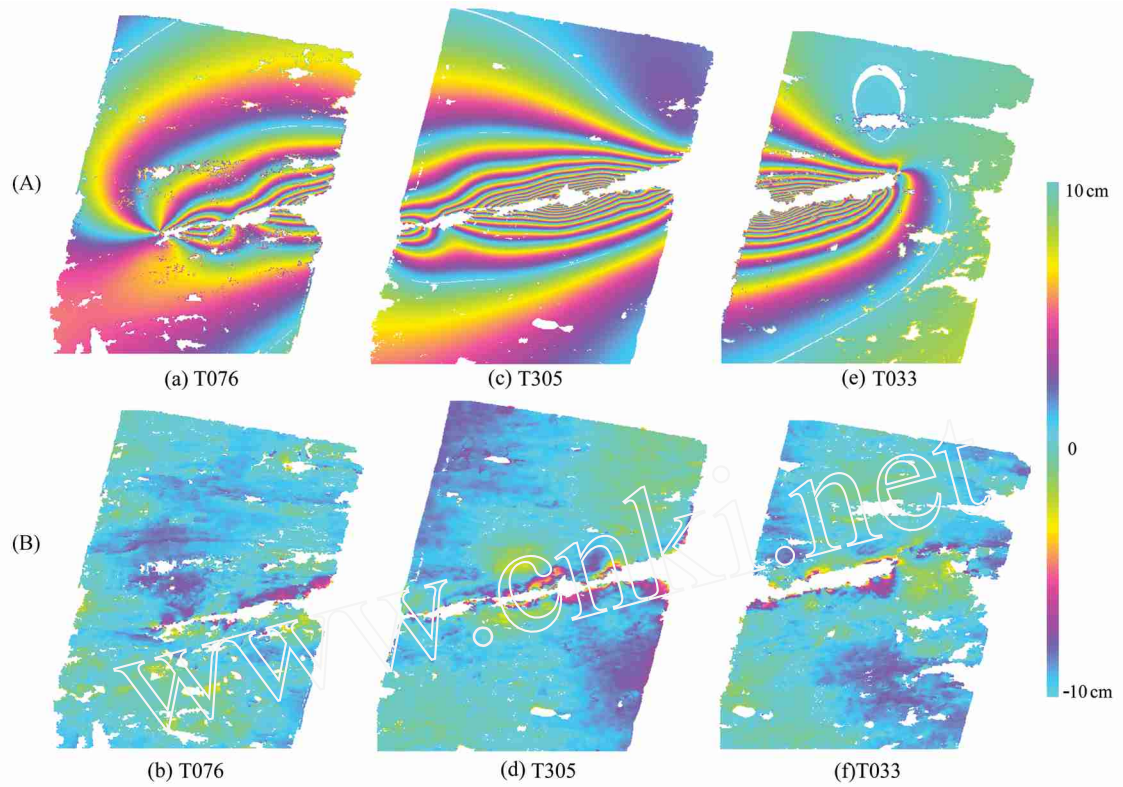


图 4 滑动分布模型形变场预测及相位剩余

(A) 模型预测, (B) 模型剩余.

Fig. 4 Slip distribution model prediction and residuals
(A) Model prediction; (B) Model residuals.

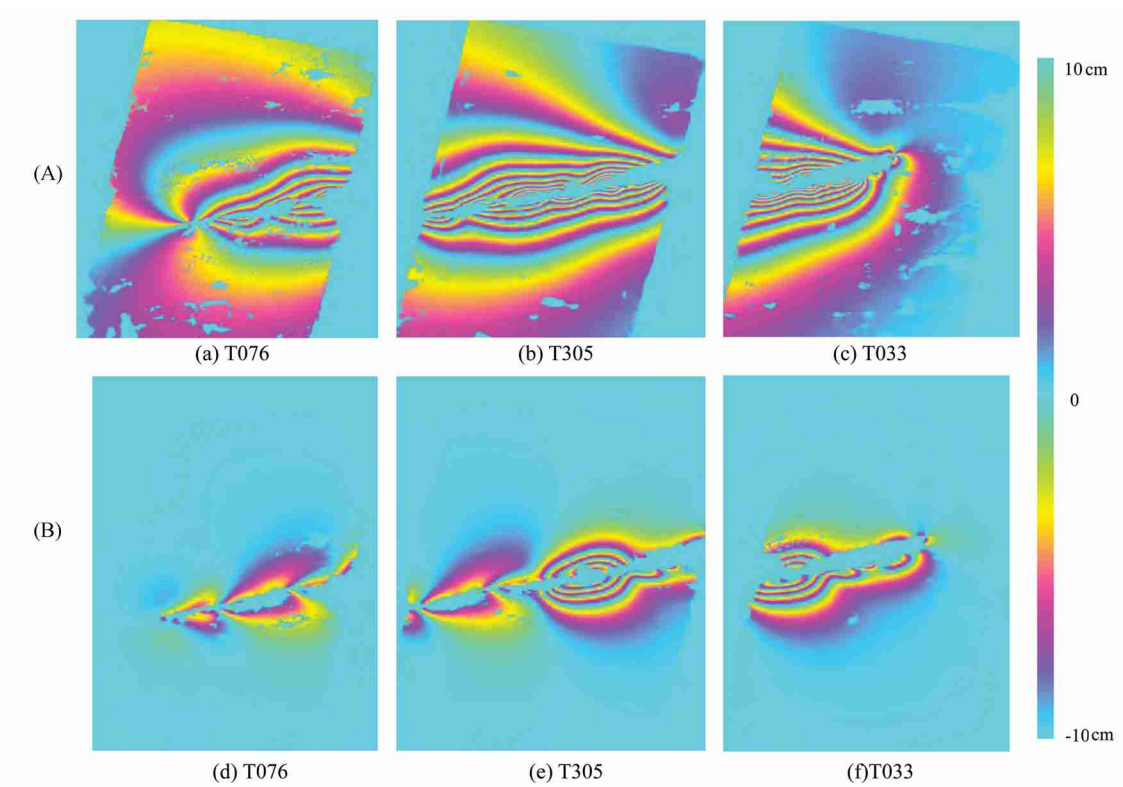


图 5 断层面走滑分量和倾滑分量产生的 LOS 向形变场

(A) 走滑 LOS 形变; (B) 倾滑 LOS 形变.

Fig. 5 Strike-slip and dip-slip produced LOS deformation
(A) Strike-slip LOS deformation; (B) Dip-slip LOS deformation.

小,但它对理解青藏高原的运动模式有重要的理论意义。前人对这两次地震,特别是玛尼地震的研究甚少,Peltzer 等^[23]的研究是在一定假设条件下的理论探讨,没有对发震构造进行定量研究。客观上,玛尼地震发生在藏北“无人区”,自然条件限制造成野外考察困难,不能覆盖整个地震破裂,常规的形变测量无法开展,这些因素限制了对此次重要地震事件的认识。然而,在没有任何地面参与的情况下,欧洲的航天器却非常完整地获取了此次地震的同震形变场。干涉雷达技术提供的高精度、大覆盖形变场为研究中国大陆的地震地壳形变提供了新的途径。

与前人的定性研究不同,本文的研究是量化的。高质量的干涉形变场为此类研究提供了较强的约束,使得应用形变数据解析发震构造的能力大大提高。干涉雷达 LOS 向形变场反演涉及两个问题,即断层几何参数和断层面的滑动分布。几何参数与形变场为非线性关系,可以用优化的方法解决。基于 Okada 弹性形变模型,结合观测到的断层地表行迹,用分段几何模型描述断层,通过拟牛顿方法反演均匀滑动假设情况下的断层几何参数和断层面滑动量,这在第一部分的研究^[19]中已经得到。已知断层几何情况下,断层面的滑动分布与形变场之间为线性关系,可以用约束最小二乘方法求解断层面上的非均匀滑动分布。鉴于 Okada 模型在表达断层模型不灵活,不能表达连续的可以自由弯曲的几何模型,造成近场剩余较大,同时可能使反演结果偏离实际情况等问题,我们采用角形元位错模型 Poly3d 表达玛尼地震的发震断层,但断层几何仍然用 Okada 模型反演得到的参数进行控制。

反演结果表明,玛尼地震的断层滑动在 12 km 以上的浅部比较集中,最大走滑位错量约为 4.8 m,接近地表,断层滑动最深达到了 16~17 km。反演结果能很好解释干涉雷达的 LOS 向形变场,并且在反演中没有 Peltzer 等^[23]所作的各种假设,断层模型与地表的实际位置吻合。从有限的野外观测来看,反演结果与实际情况比较一致,尽管全面的比较需要进一步实地调查。与 Velasco 等^[22]的地震波形反演结果比较,滑动分布模型的深度和地震矩符合较好;与许力生等^[25]的波形反演结果比较,滑动的空间分布模式相似,但是他们的结果中滑动深度(达到 50 km)和幅值过大(达到 10.6 m),所得到的地震矩比其他研究结果要大。滑动分布反演得到的地震矩与 Velasco 等^[22]的结果,以及哈佛 CMT 结果比较接近,得到的矩震级为 $Mw7.49$ 。

Peltzer 等^[23]在研究中没有考虑断层的倾滑位

移,假设断层为垂直、纯走滑性质。从该地区以往发生的地震(如 1973 年的玛尼地震)和本次地震震源机制来看,断层的滑动并不是纯水平的。为了评估断层垂直运动对 LOS 向形变场的贡献,考察非线性形变中能否忽略它的影响,本研究用滑动分布反演得到的走滑和倾滑分量分别求解两者产生的 LOS 向形变场。计算过程中考虑干涉成像的入射角变化,轨道相位假设为 0。图 5(a, b, c)为纯走滑情况下的 LOS 向形变场,可以看出实际观测结果的主要特征在这些计算结果中得到体现,显示此次事件走滑为主的基本特征。图 5(d, e, f)为断层面倾滑错动造成的 LOS 向形变;三条轨道的远场区域 LOS 向形变接近于 0,但在近场区域(距离断层 5~6 km 以内)有较明显的 LOS 向形变,说明发震断层近垂直,倾滑分量造成的地表形变主要集中在近场。Peltzer 等^[23]的非线性模型显示非线性特征主要表现在 3~5 km 的近场范围,从空间位置上来说恰好与断层面倾滑错动导致的 LOS 向形变场吻合,因此本研究认为断层面的倾滑位移分量是“非线性”形变特征的主要原因。断层面倾角的变化也可能造成形变场不对称,但玛尼地震断层的倾角变化较小,很难单独作用产生断层两侧的形变不对称。另外,倾滑位移的大小和分布与 Okada 模型反演结果也是一致的。

为了进一步说明断层倾滑运动的存在,可以利用 Peltzer 等^[23]的 Fig. 4B 剖面进行简单检验。通过假设断层纯水平运动,他们将 LOS 向形变用本地入射角归一化,得到 N76E 方向的剖面(与入射角变化无关)。将入射角影响因素消除之后,三条轨道互相重叠的部分应该具有相近的形变量值。西侧的 T076 轨道和中间的 T305 轨道比较吻合,而 T305 轨道和 T033 轨道只有部分吻合较好,最大形变值附近两者的差值约为 0.5 m,该段差异剖面长约 20 km。Peltzer 等^[23]忽略了这一差别,而这正是倾滑位错造成地面垂直形变的直接表现。图 5(e, f)中条纹密集区域反映的是相同位置的 LOS 向形变,长约 20 km,解绕形变场的最大幅值在 T305 轨道约为 0.73 m,而在 T033 轨道约为 0.84 m,用雷达本地入射角归一化后得到的形变差接近 0.5 m,与上述数值吻合。因此,本研究认为反演得到的倾滑分量是客观存在的,该分量虽然分布范围较小,但它处在形变最显著的破裂段,可能影响对断层力学机制的认识,也说明纯线弹性形变模型能够合理解释玛尼地震的同震形变场。

致谢 本研究所使用的 ERS 数据版权归欧空局(ESA)所有,欧空局通过 Dragon 2577 项目为本研究提供。感谢中国林科院李增元研究员和欧空局

Yves - Louis Desnos 博士多次为研究提供的帮助和支持. 法国 IGEOS 公司的 Frantz Maerten 博士在滑动反演方面为本研究提供了帮助, 在此表示感谢.

参考文献 (References)

- [1] Cervelli P, Murray M H, Segall P, Estimating source parameters from deformation data, with an application to the March 1997 earthquake swarm off the Izu Peninsula, Japan. *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**(B6): 11217 ~ 11237
- [2] Wright T J, Parsons B, England P C, et al. InSAR observations of low slip rates on the major faults of western Tibet. *Science*, 2004, **305**: 236 ~ 239
- [3] Fialko Y, Simons M, Agnew D, et al. The complete (3 - D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 Mw7.1 Hector Mine earthquake, California, from space geodetic observations. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**(16): 3063 ~ 3066
- [4] Jonsson S, Zebker H, Segall P, et al. Fault slip distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2002, **92**(4): 1377 ~ 1389
- [5] B ü gmann R, Ayhan E, Fielding E, et al. Deformation during the 12 November 1999, D ü ce, Turkey Earthquake, from GPS and InSAR Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2002, **92**(1): 161 ~ 171
- [6] Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1985, **75**(4): 1135 ~ 1154
- [7] Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1992, **82**(2): 1018 ~ 1040
- [8] Wang R, Martin F, Roth F. Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust-FORTRAN programs EDGRN/EDCMP. *Comp. Geosci.*, 2003, **29**: 195 ~ 207
- [9] Thomas A L. Poly3D: a three-dimensional, polygonal element, displacement discontinuity boundary element computer program with applications to fractures, faults, and cavities in the Earth's crust [Master thesis]. Stanford University, 1993
- [10] Resor P G, Pollard D D, Wright T J, et al. Integrating high-precision aftershock locations and geodetic observations to model coseismic deformation associated with the 1995 Kozani-Grevena earthquake, Greece. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**(B09402), doi:10.1029/2004JB003263
- [11] Massonnet D, Rossi M, Carmona C, et al. The displacement field of the Landers Earthquake mapped by Radar Interferometry. *Nature*, 1993, **364**(6433): 138 ~ 141
- [12] Ferretti A, Prati C, Rocca F, et al. Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2001, **39**(1): 8 ~ 20
- [13] Burgmann R, Hillel G, Ferretti A, et al. Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay Area from permanent scatterer InSAR and GPS analysis. *Geology*, 2006, **34**(3): 221 ~ 224
- [14] Maerten F, Resor P G, Pollard D, et al. Invert for slip on three-dimensional fault surfaces using angular dislocations. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 2005, **95**(5): 1654 ~ 1665
- [15] Comninou M A, Dunders J. The angular dislocation in a half-space. *Journal of Elasticity*, 1975, **5**: 203 ~ 216
- [16] Jeyakumaran M, Rudnicki J W, Keer L M, et al. modeling slip zones with triangular dislocation elements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1992, **82**: 2153 ~ 2169
- [17] 孙建宝. 干涉雷达的地壳形变应用研究[博士学位论文]. 北京: 北京师范大学, 2005
- [18] Desbrun M, Meyer M, Schroder P, et al. Implicit fairing of irregular meshes using diffusion and curvature flow. ACM Proceedings of SIGGRAPH, Los Angeles, 1999
- [19] 孙建宝, 徐锡伟, 沈正康等. 基于线弹性位错模型及干涉雷达同震形变场反演 1997 年玛尼 Mw7.5 级地震参数——均匀滑动反演. *地球物理学报*, 2007, **50**(4): 1097 ~ 1110
- [20] Sun J B, Xu X W, 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
- [21] 徐锡伟. 中国地震年鉴——藏北玛尼地震科学考察. 北京: 地震出版社, 2000
- [22] Xu X W. Yearbook of China Earthquake Research - Scientific Investigation of Mani Earthquake in North Tibet. Beijing: China Seismological Press, 2000
- [23] 徐锡伟, 宋方敏, 杨晓平等. 中国大陆地表破裂型潜在震源区的地震地质学综合判断. *震情研究*, 2000, **44**(1): 14 ~ 26
- [24] Xu X W, Song F M, Yang X P, et al. Geological estimation of ground rupture earthquakes in seismic potential area of Chinese main land. *Earthquake Situation Research* (in Chinese), 2000, **44**(1): 14 ~ 26
- [25] Velasco A A, Ammon C J, Beck S L, et al. Broadband source modeling of the November 8, 1997, Tibet (Mw7.5) earthquake and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**(B12): 28065 ~ 28080
- [26] Peltzer G, Cramp é F, King G, et al. Evidence of nonlinear elasticity of the crust from Mw7.6 Mani (Tibet) earthquake. *Science*, 1999, **286**: 273 ~ 276
- [27] Lasserre C, Peltzer G, Cramp é F, et al. Coseismic deformation of the Mw = 7.8 Kokoxili earthquake in Tibet measured by synthetic aperture radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**(B12)(B12408), doi:10.1029/2004JB003500
- [28] 许力生, 陈运泰. 1997 年中国西藏玛尼 Ms7.9 地震的时空破裂过程. *地震学报*, 1999, **21**(5): 449 ~ 459
- [29] Xu L S, Chen Y T. Temporal-spatial rupture process of 1997 Mani, Tibet earthquake. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1999, **21**(5): 449 ~ 459

(本文编辑 胡素芳)