

温扬茂,许才军,李振洪等. 2014. InSAR 约束下的 2008 年汶川地震同震和震后形变分析. 地球物理学报, 57(6):1814-1824, doi:10.6038/cjg20140613.

Wen Y M, Xu C J, Li Z H, et al. 2014. Coseismic and postseismic deformation of the 2008 Wenchuan Earthquake from InSAR. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57(6):1814-1824, doi:10.6038/cjg20140613.

InSAR 约束下的 2008 年汶川地震同震和震后形变分析

温扬茂^{1,2,3}, 许才军¹, 李振洪², 刘洋¹, 冯万鹏^{3,4}, 单新建⁵

1 武汉大学测绘学院, 武汉 430079

2 纽卡斯尔大学土木工程和地球科学学院, 泰恩河畔纽卡斯尔, NE1 7RU

3 格拉斯哥大学地理和地球科学学院, 格拉斯哥 G12 8QQ

4 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

5 中国地震局地质研究所, 北京 100029

摘要 2008 年 5 月 12 日, 青藏高原东缘的龙门山断裂带上发生了 $M_w 7.9$ 级汶川地震. 本文通过分析覆盖汶川地震震中区域的 ALOS/PALSAR 像对的方位向偏移量来选择无明显电离层扰动影响的像对进行干涉处理, 获取了高精度、连续的 InSAR 地表形变场. 在此基础上, 结合高精度 GPS 同震形变数据, 采用同震、黏弹性松弛震后形变联合反演模型同时确定了汶川地震的同震滑动分布和龙门山地区的流变结构参数. 研究表明, 汶川地震是一个断层破裂非常复杂的地震事件, 其中, 北川段、岳家山段、虹口段和汉旺段的滑动以逆冲为主, 而青川段以右旋走滑为主. 滑动主要发生在 10 km 深度以上的区域, 最大滑动量位于虹口段的东北端, 达 10.7 m. 地震释放的总能量为 $9.28 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ ($M_w 7.91$), 与地震学的结果一致. 联合反演模型确定的龙门山地区中下地壳的黏性系数为 $2 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, 为青藏高原东部地区的黏性系数提供了一个可靠的下限值. 如果有更长时间的震后形变观测时间序列, 将为该区域提供更为可靠的流变结构.

关键词 汶川地震; 合成孔径雷达干涉测量; 同震形变; 震后形变; 联合反演; 黏性系数

doi:10.6038/cjg20140613

中图分类号 P228

收稿日期 2013-11-18, 2014-03-03 收修定稿

Coseismic and postseismic deformation of the 2008 Wenchuan Earthquake from InSAR

WEN Yang-Mao^{1,2,3}, XU Cai-Jun¹, LI Zhen-Hong², LIU Yang¹, FENG Wan-Peng^{3,4}, SHAN Xin-Jian⁵

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

2 School of Civil Engineering and Geosciences, Newcastle University, Newcastle upon Tyne NE1 7RU, UK

3 School of Geographical and Earth Sciences, University of Glasgow, Glasgow G12 8QQ, UK

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

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

Abstract On 12 May 2008, an $M_w 7.9$ earthquake occurred on the Longmenshan fault system at the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau near Wenchuan City. Here we obtained the ionospheric perturbations in Japanese ALOS/PALSAR images covering the epicenter of

基金项目 国家重点基础研究发展计划(973 计划)资助项目(2013CB733304, 2013CB733303), 国家自然科学基金项目(41074007, 41021061, 41204010), 高等学校博士学科点专项科研基金科研项目(20100141120033, 20110141130010), 中国博士后科学基金资助项目(2013M542062), 中央高校基本科研业务费专项资金(2042014kf0055), 国家留学基金资助.

作者简介 温扬茂, 男, 1982 年生, 博士, 副教授, 主要从事 InSAR 数据处理及其地球物理解释方面的研究. E-mail: ymwen@sgg.whu.edu.cn

Wenchuan earthquake from the corresponding azimuth offsets, and determined highly precise and continuous InSAR surface displacements using those that are not strongly affected by ionospheric perturbations. Combining with the GPS coseismic deformation, a joint model considering both coseismic and postseismic phases is constructed to study the coseismic slip distribution of the Wenchuan earthquake and the viscous structure of the Longmenshan region. The best-fitting slip model suggests that the earthquake is an event with very complex fault rupture. The slips of Hongkou, Yuejiashan, Beichuan, and Hanwang segments are dominated by the thrust movement and the Qingchuan segment experiences a dominant right-lateral strike slip. The major slip occurred mainly at the depth of less than 10 km, with a maximum slip of 10.7 m on the northeastern Hongkou segment. The determined geodetic moment is approximately $9.28 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ ($M_w 7.91$), which is consistent with the results of seismology. The mid to lower crustal viscosity derived from the joint model in a Maxwell half-space is $2 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, which places a strong low bound on viscosity in the Longmenshan region. Postseismic displacements time series covering a longer time span might have the potential to improve this constraint.

Keywords Wenchuan earthquake; InSAR; Coseismic deformation; Postseismic deformation; Joint inversion; Viscosity

1 引言

2008 年 5 月 12 日发生的四川省汶川 $M_w 7.9$ 级地震给当地带来了巨大的灾难,这是新中国成立以来中国大陆地区发生的灾害最为严重的地震灾害之一,其重灾区面积达到 12.5 万 km^2 ,死亡人数超过 8 万人,受灾人口为 2961 万 (Daniell et al., 2011). 震后野外地质考察 (Xu et al., 2009) 表明,青藏高原东缘龙门山推覆构造带上,沿北川—映秀断裂和灌县—江油断裂两条倾向 NW 的叠瓦状逆断层发现了显著的地表破裂. 其中,北川—映秀断层的地表破裂长度约 240 km,以兼有右旋走滑分量的逆断层破裂为主,最大垂直位移达到 6.5 m,最大右旋走滑位移达到 4.9 m. 而灌县—江油断裂的地表破裂长度约 72 km,为典型的逆断层,最大垂直位移为 3.5 m.

汶川地震所在的龙门山逆冲推覆断裂带位于青藏高原的东边界,南起四川泸定,向北延伸至陕西勉县一带,划分四川盆地与川西高原,构成华南地块和巴颜喀拉地块的分界线 (张培震等, 2008). 龙门山断裂带经过长期的地质演化,具有十分复杂的地质结构和演化历史. 新生代以来在造山作用的持续作用下形成了现代龙门山陡倾地貌,现今构造活动继承并限制于这一过程. 地质 (徐锡伟等, 2008) 和大地测量资料 (Shen et al., 2005) 所给出的龙门山缩短速率 $< 3 \text{ mm/yr}$, 表明龙门山断裂带的活动性一直很弱,四川盆地和龙门山之间在震前几乎没有明显的

相对运动.

汶川地震发生后,大批国内外研究人员通过利用 GPS 和 InSAR 技术研究了该地震的详细地表形变场特征和其震源机制 (Fielding et al., 2013; Feng et al., 2010; Shen et al., 2009; Wang et al., 2011; Xu et al., 2010). 在这些研究中,所采用的 ALOS/PALSAR 雷达数据或多或少包含了较为明显的电离层扰动影响,这使得获取到的 InSAR 同震形变场很难精确地反映地震所造成的同震地表形变特征. 此外,在生成 InSAR 形变场过程中所使用像对的震后成像时间距地震时刻为数天和数月不等,因此获取到的 InSAR 地表形变场中不仅包含有同震形变信息,还包含了震后及余震等多种形变成分. 而在地震震源参数反演时,大多数的同震滑动分布模型 (如 Fielding et al., 2013; Feng et al., 2010; Shen et al., 2009; Wang et al., 2011; Xu et al., 2010) 均假设只有同震形变信息存在,而忽略了震后形变等的影响.

在本研究中,首先对获取到的覆盖汶川地震震中区域的 ALOS/PALSAR 影像进行组合后,计算各组合像对的方位向偏移量,然后对得到的方位向偏移量进行电离层影响检测,从中选取无明显电离层影响的像对进行干涉处理,从而获取高质量、连续性好的汶川地震 InSAR 地表形变场. 由于所获取到的 InSAR 形变场中包含有震后形变信息,最后结合 GPS 同震地表形变观测资料,采用同震和黏弹性震后松弛联合反演模型,反演汶川地震的同震滑动

分布模型和确定汶川震区的黏性参数,以期加深对汶川地震的发震机理和龙门山地区岩石圈构造的认识.

2 InSAR 形变场

汶川地震发生在青藏高原东缘的龙门山地区,该区域的地形起伏非常剧烈,发震断层上下两盘的地形起伏在 4000 m 以上. 在上盘山区,由于雷达影像的叠掩、前缩、阴影以及茂密的地表植被的影响,使得在得到的雷达回波中存在着较大的噪声. Envisat/ASAR C 波段雷达影像(波长 5.6 cm)在近场几乎得不到任何有意义的同震形变信号(如 Fielding et al., 2013);而对于 L 波段(1270 MHz)的 ALOS/PALSAR 雷达而言,由于其较长的波长(23.6 cm)以及较大的雷达波入射角($\sim 34^\circ$),可以有效地克服上述问题,从而获取到高质量的干涉信号.

汶川地震发生后, JAXA 为该地震启动了危机响应观测计划,获取了大量的覆盖震中区域的雷达影像. 而由于 PALSAR 雷达的波长较长,其受电离层扰动的影响远大于 C 波段雷达(~ 16 倍),因此如果在卫星数据获取的两个时刻上电离层发生了较强烈的活动,将会在其形成的干涉图中出现明显的电离层扰动条纹. 由于汶川地震前后该地区电离层的不规则活动,导致在很多覆盖汶川震中区域的干涉图中出现了明显的电离层扰动条纹,如 Shen 等(2009), Xu 等(2010)和 Fielding 等(2013)研究中所指出的那些明显与地震活动不吻合的非构造条纹.

电离层扰动的影响除了出现在视线向(Line Of Sight, LOS)的干涉图中,还会引起方位向和距离向上不同程度的失焦和位置偏移,从而影响到偏移量的计算,特别地,在方位向的偏移量中会出现密集有条纹(Meyer et al., 2006). 电离层引起的变化在距

离向一般具有良好的一致性,但是在方位向上则非常不连续,整体表现为一根一根的长形条纹(azimuth streaks,即“电离层条纹”). 因此可以通过方位向偏移量的分布模式来判断该干涉相对是否受明显的电离层扰动影响. 基于该方法,首先对所获取到的 PALSAR 数据进行组合,生成方位向偏移量,从而实现电离层效应检测. 最后选取了覆盖震中区域的 6 条轨道的 36 景较少受电离层影响的 PALSAR 影像数据(表 1). 这些数据与 Feng 等(2010)研究中所采用的数据的主要不同之处是 P475A 的数据,在 Feng 等(2010)研究中 P475A 所采用的数据仍然包含有较为明显的电离层扰动的影响,而本文中所选取的数据则几乎不含有电离层扰动.

由这 36 景 SAR 影像组成的干涉相对的垂直基线分布在 81 m 至 421 m 之间;其时间跨度为 92~736 天,覆盖的震后时间为 24~639 天(表 1),这导致在获取到的干涉图中不仅包含了同震形变信号,还包含有一定震间、余震和震后形变信号. 对于其中的震间形变信号而言,地质调查(Xu et al., 2008)和大地测量结果(Shen et al., 2005)均表明,震前龙门山地区的活动性很低,因此这部分形变在后续的分析中忽略不计. 而对于 InSAR 地表形变场而言,主震和余震所造成的地表形变通常也难以区分,因此在反演过程中把其作为一个整体,未加予细分.

在干涉数据处理过程中,采用了传统的二通法来获取覆盖汶川地震震中区域的地表 InSAR 形变场. 所有 SAR 数据均为 JAXA 提供的 Level 1.0 原始格式(raw)数据,干涉处理软件是 JPL/Caltech 的 ROI_PAC 开源软件(Rosen et al., 2004). 同时,使用了 3"分辨率的 SRTM DEM(Farr et al., 2007)来移除地形的影响. 轨道数据采用的是 ALOS 卫星的星载 GPS 提供的精密轨道文件. 此外为了降低干涉相位的噪声,采用了基于能量谱的局部自适应滤

表 1 研究中所使用的 ALOS PALSAR 数据的详细信息

Table 1 Details of ALOS PALSAR images used in this study

轨道号 [†]	主影像 年/月/日	从影像 年/月/日	垂直基线/m	时间基线/days	震后间隔/days	中误差/cm	衰减距离/km
P471A	2007/01/11	2008/12/01	417	690	203	2.0	5.9
P472A	2007/01/28	2009/02/02	-293	736	266	2.1	8.7
P473A	2006/12/30	2009/01/04	421	736	237	1.5	8.9
P474A	2008/03/05	2008/06/05	301	92	24	2.2	8.2
P475A	2007/12/21	2010/02/10	-81	782	639	2.4	10.0
P476A	2007/01/04	2008/11/24	355	690	196	1.6	9.3

注:[†]A 表示为升轨.

波(Goldstein and Werner, 1998)对干涉图进行滤波,最后采用 SNAPHU 软件(Chen and Zebker, 2002)来解缠得到的差分干涉相位图.在完成整个干涉处理后,得到了 6 幅经过地理编码后的 InSAR 形变图(图 1).

虽然龙门山地区是一个地势陡峭,植被覆盖稠密的区域,对于 L-band 的 ALOS/PALSAR 干涉相对,大部分区域在较长的时间间隔内仍然保持了较好的相干性(如图 1 所示).而且,与 Shen 等(2009), Xu 等(2010)和 Fielding 等(2013)研究中的干涉图相比,图 1 的干涉图中没有出现与地震活动不一致的大尺度信号(即电离层扰动),在近断层区域各轨道间的条纹相互之间能够较好地吻合,连续性强;但是在下盘的四川盆地位置,条纹之间的吻合较差,其原因可能是轨道残余误差、大气延迟误差和轻微电离层扰动的影响.图 1 中的形变条纹清晰可辨,在发震断层两侧呈不对称分布.由于近断层地表剧烈变化导致数据失相干,从而在干涉图中央部分存在一条不相干的 NE 走向的条带(数据空白区),该条带在 SW 段较宽,而 NE 段则较窄.如果不考虑地质滑坡等次生灾害的影响,可以推断这个条带就是地震的地表强破裂区域(如 Funning et al., 2007).

在获取到的 InSAR 形变图中,除了构造形变信号外,还可能包含有各种误差,如大气误差、解缠误差、轨道残余误差、以及 InSAR 数据处理中引入的其他误差.由于这些误差在空间分布上具有很强的相关性,在这里采用一维方差-协方差函数(Hanssen, 2001)来描述 InSAR 形变图中的误差大小和量级,即 $C_{ij} = \sigma^2 e^{-r/\alpha}$,其中 C_{ij} 为相距 r 的像素 i 和 j 之间的协方差, σ^2 为方差以及 α 为衰减特征距离.据此计算得到的 InSAR 形变场的误差在 1.5 到 2.4 cm 之间,其衰减距离在 5.9 到 10.0 km 之间(表 1).对于这些误差中占主导地位的大气误差和轨道残余误差等,将在模型反演中通过进行地形相

关大气延迟相位的线性拟合和趋势性残余相位的线性拟合(Wen et al., 2013)来模拟并予以削弱.

3 同震和黏弹性震后松弛联合反演模型

由于得到的 InSAR 地表形变场(图 1)中包含有百万数量级的观测数据,考虑到计算效率和反演可行性,需要对该形变场进行四叉树降采样(Jónsson et al., 2002)来生成一个数量适中的数据集.同时,为了消除同一条轨道的卫星入射角和轨道方位角变化所引起的误差,还根据降采样后得到的采样点位置来计算实际的卫星入射角及其轨道方位角,最终得到了 3759 个 InSAR 地表形变观测值.

为了更好地对反演模型提供数据约束,除了 InSAR 地表形变数据外,还采用了高精度的 GPS 同震地表形变数据.研究中所采用的 GPS 同震地表形变数据来自 Shen 等(2009),包括 158 个水平形变量和 46 个垂直形变量.这些地表形变的东分量误差为 2.2~24.8 mm,平均误差为 5.7 mm;南北分量误差为 2.1~24.8 mm,平均误差为 5.6 mm;垂直形变误差为 3.0~35.3 mm,平均误差为 7.7 mm.不同数据之间的相对权对,通过赫尔模特方差分量估计(Xu et al., 2010)来给出,最终的 GPS 水平形变、GPS 垂直形变和 InSAR 形变之间的相对权比为 5.71:4.24:1.

考虑到所获取到的 InSAR 地表形变场中主要包含有同震形变和震后形变等信息,而 GPS 观测值中主要包含同震形变信号,可以建立如下联合反演模型:

$$\mathbf{d}_{\text{total}} = \mathbf{d}_{\text{cs}} + \mathbf{d}_{\text{ps}}, \quad (1)$$

其中, $\mathbf{d}_{\text{total}} = \begin{bmatrix} d_{\text{InSAR}} \\ d_{\text{GPS}} \end{bmatrix}$ 为 InSAR 和 GPS 地表形变观测值, $\mathbf{d}_{\text{cs}} = \begin{bmatrix} d_{\text{InSAR}}^{\text{cs}} \\ d_{\text{GPS}}^{\text{cs}} \end{bmatrix}$ 为同震地表形变以及 $\mathbf{d}_{\text{ps}} =$

表 2 2008 年汶川地震断层参数

Table 2 Fault parameters of the 2008 Wenchuan earthquake

编号	起点纬度/(°)	起点经度/(°)	长度/km	宽度/km	走向角/(°)	倾角/(°)	最大应力降/MPa	地震矩/(10^{20} N·m)	矩震级 M_w
1	32.6396	105.4453	81.0	39.0	228.8	60.0~20.0	19.8	1.54	7.39
2	32.1600	104.8000	81.0	39.0	221.1	46.0~20.0	20.1	2.36	7.51
3	31.6132	104.198	66.0	39.0	223.9	60.0~20.0	12.0	1.81	7.44
4	31.1809	103.731	72.0	45.0	227.1	42.0~20.0	19.5	2.62	7.55
5	31.6285	104.372	111.0	27.0	223.4	44.0~20.0	9.7	0.95	7.25
合计								9.28	7.91

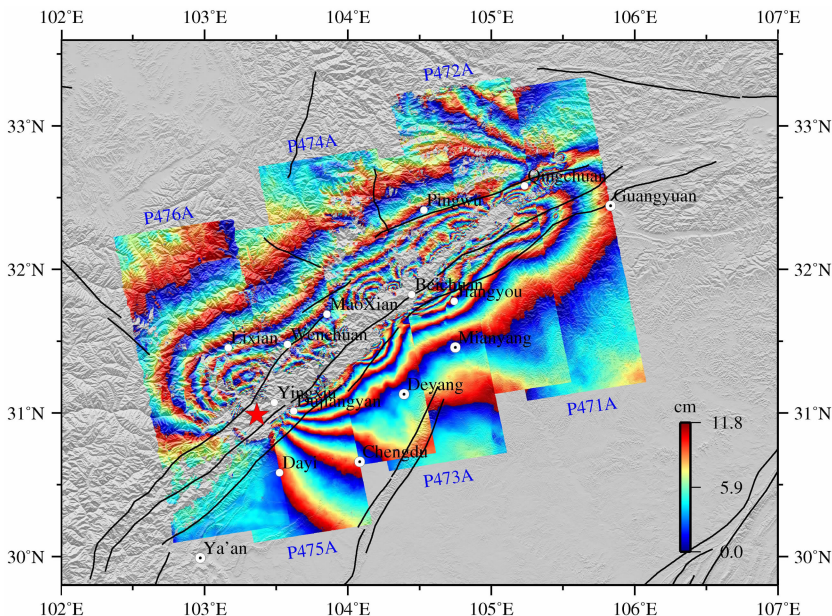


图 1 汶川地震震中区域的 InSAR 干涉图

Fig. 1 Merged coseismic interferograms covering the epicenter region of the 2008 Wenchuan earthquake

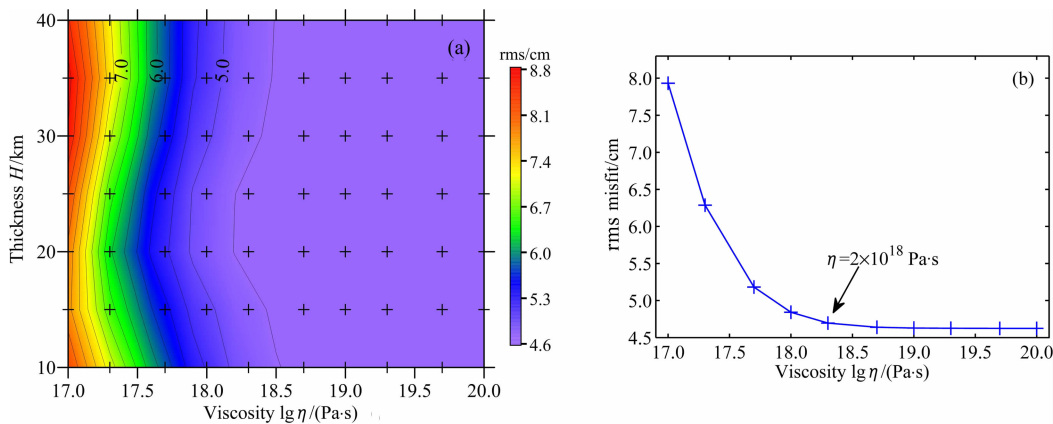


图 2 黏弹性模型的反演结果

(a)弹性层厚度与黏性系数关系图;(b)弹性层厚度为 20 km 时 rms 与黏性系数关系图.

Fig. 2 Results of viscoelastic model

(a) The trade-off between elastic lid thickness and viscosity; (b) Plots of rms against various viscosities ($H=20$ km).

$\begin{bmatrix} d_{\text{InSAR}}^{\text{ps}} \\ 0 \end{bmatrix}$ 为震后地表形变.

在联合反演过程中,首先需要给出发震断层的几何结构参数,这里所采用的断层几何模型来自 Xu 等(2010),该模型综合野外地质考察结果、地震波数据、余震分布及 ALOS/PALSAR 偏移量等,将发震断层划分为 5 段,分别是青川段、北川段、岳家山段、虹口段和汉旺段,对应的参数见表 2.

在确定发震断层的几何参数后,先将断层面离散成约 $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ 大小的 1681 个断层片,在此基础上采用约束最小二乘法(Wang et al., 2009)来求解断层片上的滑动量与同震地表形变之间的关系:

$$\|Gs\| d_{cs} \|^2 + \alpha^2 \|H\tau^2\|^2 = \min, \quad (2)$$

其中, G 为格林函数, s 为断层片上的滑动量, H 为拉普拉斯二阶平滑算子, τ 为断面上的应力降以及 α 为平滑因子.同时,采用 Xu 等(2010)的分层地壳结构参数(表 3)来计算格林函数.

表 3 龙门山地区的分层地壳结构模型

Table 3 Layered crustal structure of the Longmenshan region

编号	深度/km	P 波波速 / $(\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$	S 波波速 / $(\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$	密度 / $(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$
1	0~15	5.89	3.40	2.80
2	15~30	7.00	4.05	2.95
3	>30	7.95	4.60	3.25

震后形变机制可能是孔隙弹性回弹、余滑、黏弹性松弛以及这些机制之间的组合。对于孔隙弹性回弹而言,通常具有很明显的时间和空间限制(Freed et al., 2006),即孔隙弹性回弹造成的震后形变通常发生在距断层几千米的周边区域,而本研究所使用的 InSAR 地表形变在这部分区域是一条不相干条带区(数据缺失区),无法对孔隙弹性回弹模型进行很好的数据约束,因此在反演过程对其影响予以忽略处理。而对于震后余滑而言,由于其形成的 InSAR 形变场与黏弹性松弛所形成的形变场之间有很大的相似性,并且两类模型之间还可以相互转换(Savage, 1990);同时还由于 InSAR 形变场中同震形变和震后形变的强耦合作用,同震滑动和震后余滑之间也很难精确区分。因此本研究主要尝试以黏弹性松弛模型来分析 InSAR 形变场中的震后形变($d_{\text{InSAR}}^{\text{ps}}$)的影响。

此外,由于所采用的 InSAR 形变场是单纯的干涉形变场,并不是一个震后形变的时间序列,这使得观测数据不能对震后形变的时空演化过程提供很强的约束,因此在这里仅采用一系列的简单两层流变模型(Ryder et al., 2007)来模拟麦克斯韦流体的应力松弛过程。这些流变模型的上部为弹性上地壳,厚度分布在 10~40 km 之间;而下部为黏弹性半空间,黏性系数为 $10^{17} \sim 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 之间,而弹性介质参数和同震滑动分布反演中所采用的分层地壳结构参数(表 3)一致。对于这些不同的流变结构,以同震模型反演给出的滑动分布作为输入,分别计算出不同流变结构下联合模型与观测值之间的残差中误差(rms),然后从中选出最优拟合模型。

在具体反演过程中,首先按照给定的初始同震滑动分布,采用麦克斯韦体模型来计算不同流变结构下的黏弹性震后松弛形变;然后对获取到的黏弹性震后松弛形变和观测的 InSAR 地表形变作差;最后以该差值作为输入数据,按照给定的断层几何结构(表 2),采用分层弹性半空间模型来反演同震滑动分布模型。需要特别指出的是,在联合反演过程中,由于震后形变的计算需要以同震滑动分布模型作为输入参数,而同震滑动分布模型又与同震形变相关,这使得同震模型和震后模型之间具有很强的耦合作用,因此经过多次迭代直到反演给出的滑动分布模型收敛后才能得到最后结果。

4 反演结果与分析

联合反演震后形变模型的弹性层厚度、黏性系

数与拟合残差中误差关系见图 2a。从图 2a 中可以看到,模型与观测值的拟合程度对弹性层厚度不是十分敏感,较好的拟合结果出现在深度 15~25 km 的区域,其中最小的拟合残差中误差(rms)对应的弹性层厚度为 20 km,而在这个厚度(深度)之上是绝大部分同震滑动的所在区域(图 3)。

图 2b 显示的是弹性层厚度为 20 km 时不同黏性系数与拟合残差中误差的关系。从图 2b 中可以看到,随着黏性系数的增加,拟合残差中误差首先是快速下降,然而当黏性系数达到某一数值(如 $2 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$)后,拟合残差中误差的变化就非常平缓了,这意味着这个数值($2 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$)可以作为龙门山地区中下地壳黏性系数的一个可靠下限值。

采用 20 km 的弹性层厚度、 $2 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 的黏弹性半空间黏性系数分别计算了汶川地震震后 237 天和 639 天的震后黏弹性松弛形变,并将其投影到 InSAR 的 LOS 方向,结果见图 5(b,c)。从图 5(b,c)中可以看到,较大的 LOS 震后形变发生在上盘的北川段和下盘距发震断层 30 km 的一个椭圆状区域内。震后 237 天和 639 天的最大 LOS 震后形变达 $\sim 5 \text{ cm}$ 和 $\sim 13 \text{ cm}$ 。

反演给出的汶川地震同震滑动分布模型见图 3。从图 3 中可以看到,汶川地震具有一个非常复杂的破裂过程,以南坝镇为界,发震断层的东南段,即北川段、岳家山段、虹口段和汉旺段这四段的滑动以逆冲为主,而发震断层西北段的青川段则是以右旋走滑为主,这表明汶川地震破裂由最初的逆冲为主兼有走滑转化为走滑为主的破裂形式。

此外,图 3 还显示汶川地震的同震滑动分布存在着四个高滑动区,其中第一个高滑动区出现在青川段的南东段,最大滑动量为 7.1 m;第二和第三个高滑动区分别出现在北川段的两端,最大滑动量为 6.3 m 和 9.5 m;最后一个高滑动区则出现在虹口段的东北段,最大滑动量达 10.7 m。此外,在虹口段中部的 12 km 深度的位置存在着一个滑动量达 6 m 的深部滑动区,这部分的滑动可能与远场($>100 \text{ km}$) 20 cm 以上的同震地表形变相关(图 4)。对于大部分区域来说,汶川地震是一个浅部破裂型的事件;除西南端的虹口段中部外,其大部分的滑动都发生在 10 km 深度以上的区域。

青川段、北川段、岳家山段、虹口段和汉旺段各自释放的能量分别为 $1.54 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 、 $2.36 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 、 $1.81 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 、 $2.62 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 和 $0.95 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$,释放的总能量为 $9.28 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 。

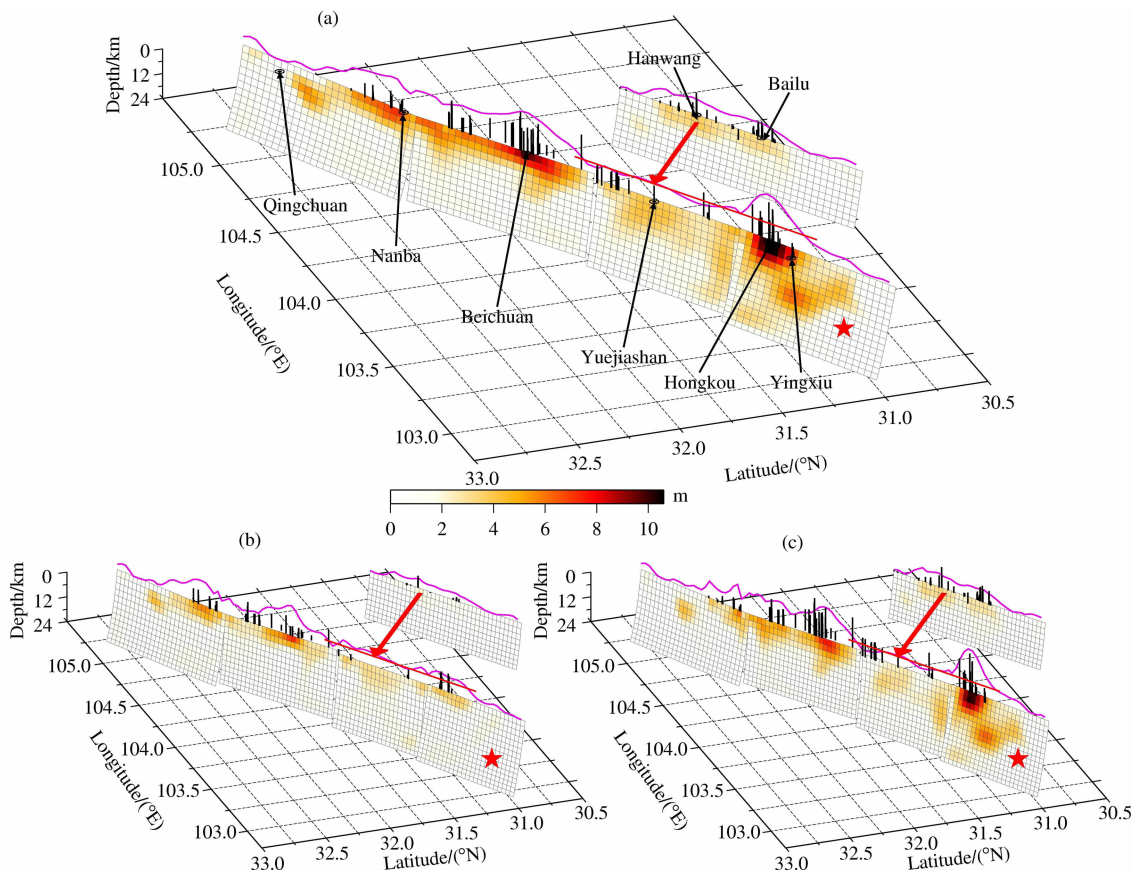


图 3 联合反演给出的汶川地震的同震滑动分布模型

(a)总滑动量分布; (b)走滑分布; (c)倾滑分布.

Fig. 3 Coseismic slip distribution of the 2008 Wenchuan earthquake from joint inversion

(a) The distribution of the total slip; (b) The slip distribution along the strike direction;

(c) The slip distribution along the dip direction.

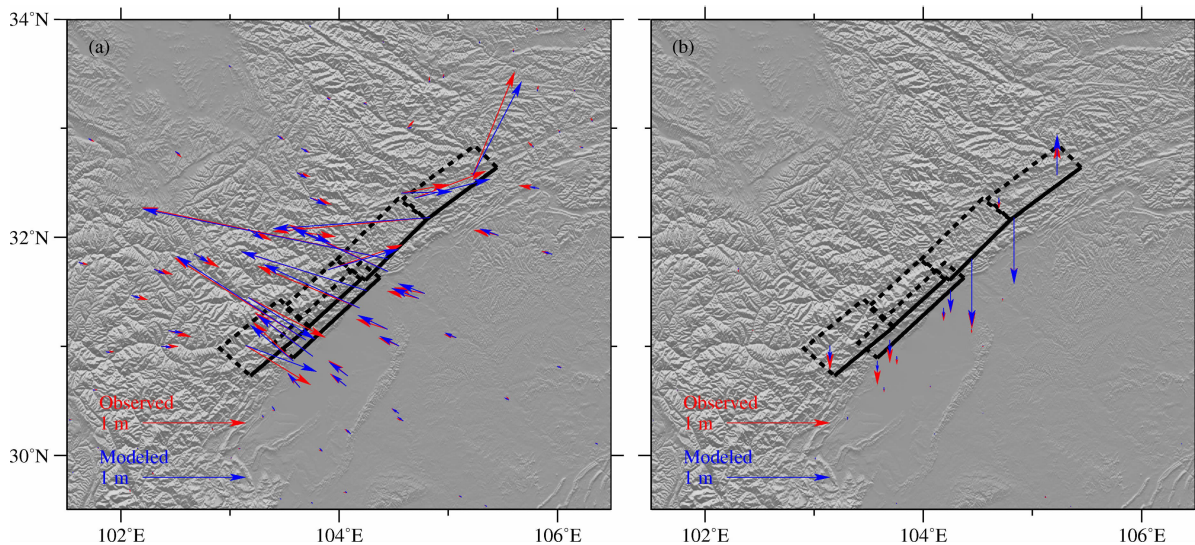


图 4 观测和模型模拟的 GPS 同震形变场

(a)水平形变场; (b)垂直形变场.

Fig. 4 The observed and modeled GPS coseismic displacements

(a) GPS horizontal coseismic displacements; (b) GPS vertical coseismic displacements.

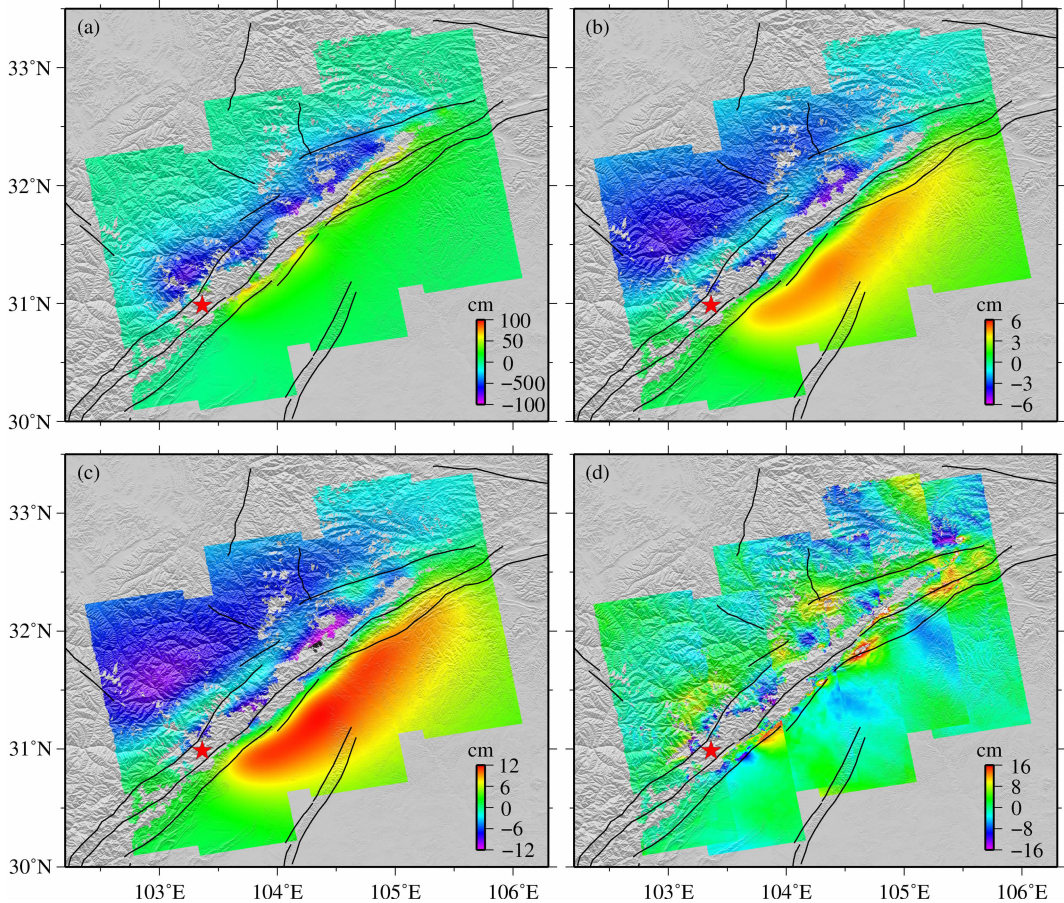


图 5 模型反演给出的 InSAR 形变场

(a)同震形变场;(b)震后 237 天的震后形变场;(c)震后 639 天的震后形变场;(d)残差。

Fig. 5 The modeled InSAR deformation

(A) The modeled InSAR coseismic deformation; (b) The InSAR postseismic deformation after 237 days;
(c) The InSAR postseismic deformation after 639 days; (d) Residual interferograms.

相当于矩震级 $M_w 7.91$,与 GCMT 的 $9.0 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ (Sladen, 2008)和联合 GPS、地震波和 InSAR 数据反演给出的 $9.5 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ (Fielding et al., 2013)等都吻合得非常好。

利用联合反演得到的模型参数分别计算了拟合 GPS 同震形变场和 InSAR 地表形变场,结果见图 4 和图 5。从图 4 中可以看出,对于 GPS 同震形变而言,反演模型获取的结果总体上与观测值吻合良好,其中东西向、南北向和垂直向的残差中误差分别为 2.0 cm, 2.5 cm 和 2.6 cm。图 5 显示的是模型给出的 InSAR 地表形变及残差分布图,拟合结果显示联合模型能较好地解释汶川地震的 InSAR 地表形变场,残差结果也较小,其中误差为 5.3 cm;主要残差集中在断层两侧 30 km 的区域,这可能是由于采用的断层几何模型不够精确以及复杂的近地表破裂所造成的。联合反演的数据-模型相关系数达到了 99.3%。

由于基于 InSAR 得到的 LOS 地表形变量具有

很强的空间相关性,不能在反演过程中给出模型误差,为了估计反演滑动量的精度,采用蒙特卡罗方法 (Parsons et al., 2006)来估计滑动分布的模型误差,即根据原始观测数据及其精度生成 100 组带随机扰动误差的数据集,通过这些数据计算相应的滑动分布结果,从而估计模型的精度,得到的同震滑动分布误差见图 6。从图 6 中可以看到,断层滑移的误差分布比较均匀,平均误差为 5.8 cm,而最大误差出现在汉旺段的右上方位置,约为 0.28 m,仅为最大滑动量的 3%,表明反演给出的同震滑动分布模型是可靠的。

5 讨论与结论

本研究通过选择无明显电离层扰动影响的 ALOS/PALSAR 像对进行干涉处理,获取了覆盖汶川地震震中区域的高可靠性的 InSAR 地表形变场。

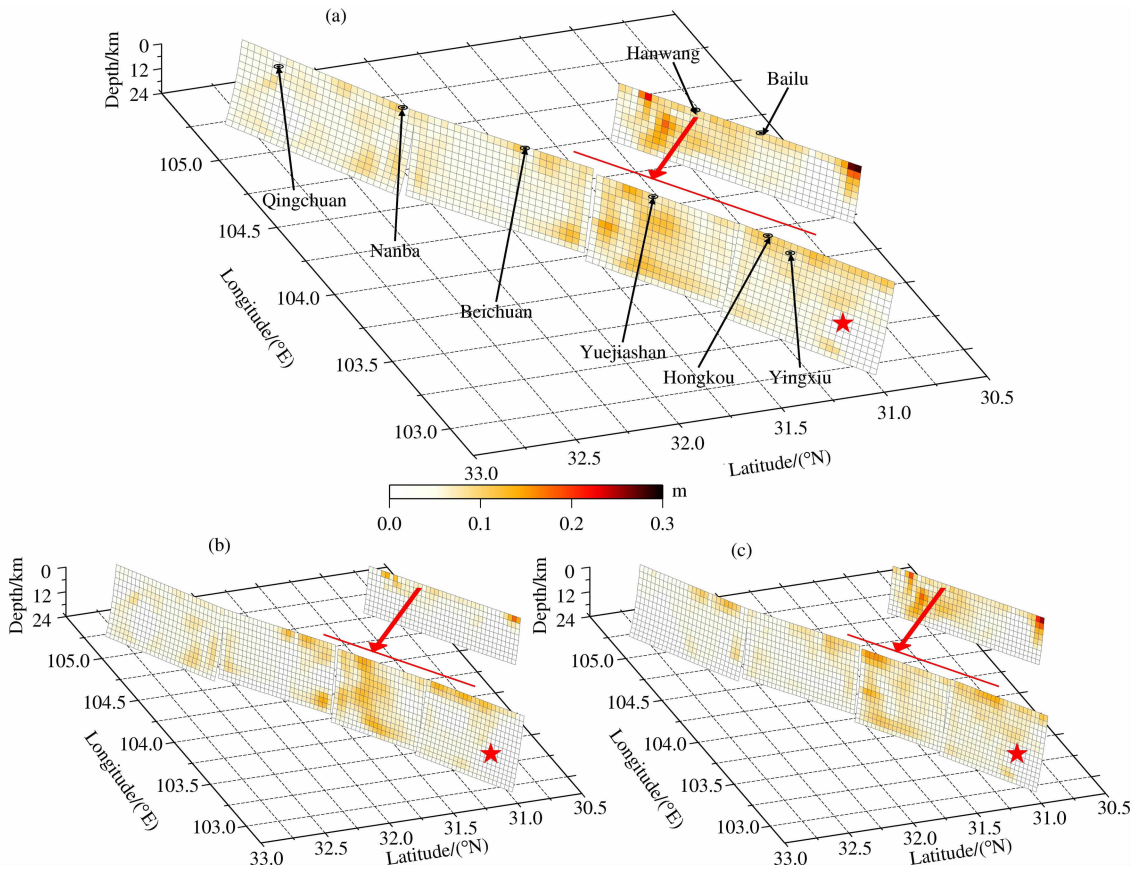


图6 联合反演的同震滑动分布误差

(a)总滑动量的误差分布;(b)走滑分量的误差分布;(c)倾滑分量的误差分布。

Fig. 6 Uncertainties in the coseismic slip distribution from joint inversion

(a) The uncertainties in the total slip; (b) The uncertainties in the strike slip;

(c) The uncertainties in the dip slip.

在此基础上,结合高精度 GPS 同震形变数据,采用同震形变和震后形变联合反演模式同时确定了汶川地震的同震滑动分布和龙门山地区的流变结构参数.与之前的研究(Fielding et al., 2013; Feng et al., 2010; Shen et al., 2009; Wang et al., 2011; Xu et al., 2010)相比,本研究利用的 InSAR 地表形变场能最大限度地反映地震同震破裂的影响,而且在同震模型反演中也考虑到了 InSAR 形变场中的震后形变信号的影响,因此能够获取到更为精确的同震滑动分布模型;并且还利用到 InSAR 地表形变场中的震后形变信号,为龙门山地区中下地壳的黏性系数提供了一个较为可靠的下限值。

将联合反演模型给出的近地表破裂与野外地质考察结果(Xu et al., 2009)进行比较(图 3),发现除个别点位外,两者在滑动模式和量级上都基本吻合,这是由于联合 GPS 和 InSAR 形变场反演给出的近地表破裂值是一个数 km^2 范围内的平均值,而野外地质考察结果是单个点位的观测,可能受到了

较大的小尺度近场效应的影响.与 GCMT 给出的结果(Sladen, 2008)相比,发现地震波反演给出的滑动量更大(~ 16 m),其发生深度也更深(8~15 km),这可能是与本研究采用的更多近场数据和更强光滑约束,以及地震波反演在深度上的约束不够强等有关.而与其他联合 GPS 和 InSAR 观测等反演得到的滑动分布模型相比,本研究与采用相同断层几何模型的 Xu 等(2010)给出的 9.7 m 基本一致,大于 Shen 等(2009)和 Feng 等(2013)反演得到的 ~ 7 m,但是小于 Wang 等(2011)和 Fielding 等(2013)给出的 ~ 16 m,这主要是由于所采用的具体数据、断层几何结构以及平滑约束等的不同所造成的,如 Wang 等(2011)和 Fielding 等(2013)的反演过程中采用了一部分震后 1 年多的近断层三角点观测结果。

与青藏高原发生的 2003 年 M_w 7.8 级可可西里地震(Klinger et al., 2005)和 2010 年 M_w 7.9 级玉树地震(Wen et al., 2013)相比,汶川地震具有更明显的分段特征和更为复杂的地表破裂形式(Xu et

al., 2009). 汶川地震中出现了两条相互平行的叠瓦状断层(岳家山—虹口段和汉旺段)同时破裂的情形. 一般来说, 这样一组平行破裂带在破裂过程中应该以不同的破裂性质来进行滑移分解, 如 2003 年可可西里地震, 两条相距 2 km 的平行地表破裂带就是以—个断层走滑和—个断层正断的方式来进行滑移分解(Klinger et al., 2005). 但是, 在汶川地震中, 岳家山—虹口段和汉旺段却具有相似的逆冲为主兼走滑的破裂性质, 只有西北部的北川段和青川段才具有明显的走滑特征, 这意味着汶川地震可能是不完全的滑移分解(Fielding et al., 2013).

关于青藏高原的流变结构, 不同的研究手段给出的流变参数有着很大的不同. 如几个基于西藏地区现今地形地貌的研究均认为整个高原的下部存在着—个较弱的中下地壳, 其黏性系数为 $10^{16} \sim 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ (Bendick et al., 2008; Clark and Royden, 2000; Cook and Royden, 2008). 采用覆盖西藏北部的 GPS 震间形变观测数据, Hilley 等(2009)采用与时间相关的地震周期模型给出的地壳黏性系数为 $\geq 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. 张晁军等(2008)利用 2001 年昆仑山地震震后跨断层 GPS 站点记录到的震后形变得到的下地壳黏性系数为 $10^{17} \text{ Pa} \cdot \text{s}$; 而基于炉霍地震后的跨断层形变得到的下地壳黏性系数为 $10^{19} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. Ryder 等(2007)利用 1997 年 $M_w 7.6$ 级玛尼地震的 InSAR 震后形变时间序列反演给出的玛尼地区的弹性层厚度为 15 km, 其等效黏滞系数为 $(3 \sim 10) \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. 通过对覆盖 2008 年尼玛—改则地震的 InSAR 数据的分析, Ryder 等(2010)认为西藏中部地区的黏性系数的下限为 $3 \times 10^{17} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. Wen 等(2012)通过对 2003 年昆仑山口西地震的震后 2~6 年 InSAR 震后形变的分析表明, 柴达木盆地的等效黏性系数为 $2 \times 10^{19} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. 本研究给出的青藏高原东部地区的黏性系数落在以上不同研究给出的黏性系数范围内.

对于青藏高原东缘地区而言, 长期以来并没有很好的震后形变观测资料来进行该地区的黏弹性流变结构研究, 而 2008 年汶川地震为此提供了一个良好的契机. 利用 InSAR 技术获取到的汶川地震地表形变场, 本研究采用同震形变和震后形变联合模型反演确定了龙门山地区中下地壳的流变结构, 给出的黏性系数下限为 $2 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, 这与利用震后最初 14 天 GPS 观测给出的成都平原地区 $4 \times 10^{17} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 和川西地区 $9 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 的黏性系数(Shao et al., 2011)相吻合. 与青藏高原其他区域的基于震后形变

给出的黏性系数相比, 本研究给出的黏性系数相对较小, 这可能正好反映了震后形变初期的黏弹性松弛效应, 如果在更长观测时间的震后形变时间序列的约束下, 将可获取到该区域更为可靠的流变结构参数.

致谢 感谢两位审稿专家对本文提出的宝贵意见. 感谢 JAXA 提供 ALOS 卫星数据(RA4 No. 1368).

References

- Bendick R, McKenzie D, Etienne J. 2008. Topography associated with crustal flow in continental collisions, with application to Tibet. *Geophys. J. Int.*, 175(1): 375-385.
- Chen C W, Zebker H A. 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40(8): 1709-1719.
- Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8): 703-706.
- Cook K L, Royden L H. 2008. The role of crustal strength variations in shaping orogenic plateaus, with application to Tibet. *J. Geophys. Res.*, 113(B8): B08407, doi:10.1029/2007JB005457.
- Daniell J E, Khazai B, Wenzel F, et al. 2011. The CAT-DAT damaging earthquakes database. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11: 2235-2251.
- Farr T, Rosen P A, Caro E, et al. 2007. The shuttle radar topography mission. *Rev. Geophys.*, 45(2): 1-33, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Feng G C, Hetland E A, Ding X L, et al. 2010. Coseismic fault slip of the 2008 $M_w 7.9$ Wenchuan earthquake estimated from InSAR and GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 37(1): L01302, doi:10.1029/2009GL041213.
- Fielding E J, Sladen A, Li Z H, et al. 2013. Kinematic fault slip evolution source models of the 2008 $M 7.9$ Wenchuan earthquake in China from SAR interferometry, GPS and teleseismic analysis and implications for Longmen Shan tectonics. *Geophys. J. Int.*, 194(2): 1138-1166.
- Freed A R, Bürgmann R, Calais E, et al. 2006. Stress-dependent power-law flow in the upper mantle following the 2002 Denali, Alaska, earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 252(3-4): 481-489.
- Funing G J, Parsons B, Wright T J. 2007. Fault slip in the 1997 Manyi, Tibet earthquake from linear elastic modelling of InSAR displacements. *Geophys. J. Int.*, 169(3): 988-1008, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03318.x.
- Goldstein R M, Werner C L. 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophys. Res. Lett.*, 25(21): 4035-4038.
- Hanssen R F. 2001. Radar Interferometry: Data Interpretation and

- Analysis. Norwell, Mass: Kluwer Acad.,
- Hilley G E, Johnson K M, Wang M, et al. 2009. Earthquake-cycle deformation and fault slip rates in northern Tibet. *Geology*, 37 (1): 31-34.
- Jónsson S, Zebker H, Segall P, et al. 2002. Fault slip distribution of the 1999 M_w 7.1 Hector Mine earthquake, California, estimated from satellite radar and GPS measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(4): 1377-1389.
- Klinger Y, Xu X W, Tapponnier P, et al. 2005. High-resolution satellite imagery mapping of the surface rupture and slip distribution of the M_w ~7.8, 14 November 2001 Kokoxili Earthquake, Kunlun Fault, northern Tibet, China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(5): 1970-1987.
- Meyer F, Bamler R, Jakowski N, et al. 2006. The potential of low-frequency SAR systems for mapping ionospheric TEC distributions. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 3(4): 560-564.
- Parsons B, Wright T, Rowe P, et al. 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(1): 202-217.
- Rosen P A, Hensley S, Peltzer G, et al. 2004. Updated repeat orbit interferometry package released. *Eos Trans. A.G.U.*, 85(5): 47-47.
- Ryder I, Bürgmann R, Sun J. 2010. Tandem afterslip on connected fault planes following the 2008 Nima-Gaize (Tibet) earthquake. *J. Geophys. Res.*, 115(B3): B03404, doi: 10.1029/2009JB006423.
- Ryder I, Parsons B, Wright T J, et al. 2007. Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modelling. *Geophys. J. Int.*, 169(3): 1009-1027.
- Savage J C. 1990. Equivalent strike-slip earthquake cycles in half-space and lithosphere-asthenosphere Earth models. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 95(B4): 4873-4879.
- Shao Z G, Wang R J, Wu Y Q, et al. 2011. Rapid afterslip and short-term viscoelastic relaxation following the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake. *Earthquake Science*, 24(2): 163-175.
- Shen Z K, Sun J B, Zhang P Z, et al. 2009. Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake. *Nat. Geosci.*, 2: 718-724.
- Shen Z K, Lu J N, Wang M, et al. 2005. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 110(B11): B11409, doi: 10.1029/2004JB003421.
- Sladen A. 2008. Preliminary Result: 05/12/2008 (M_w 7.9), East Sichuan (Available at http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2008_e_sichuan/e_sichuan.html [2013-10-1])
- Wang L, Wang R, Roth F, et al. 2009. Afterslip and viscoelastic relaxation following the 1999 $M7.4$ izmit earthquake from GPS measurements. *Geophys. J. Int.*, 178(3): 1220-1237.
- Wang Q, Qiao X J, Lan Q G, et al. 2011. Rupture of deep faults in the 2008 Wenchuan earthquake and uplift of the Longmen Shan. *Nat. Geosci.*, 4: 634-640.
- Wen Y, Li Z, Xu C, et al. 2012. Postseismic motion after the 2001 M_w 7.8 Kokoxili earthquake in Tibet observed by InSAR time series. *J. Geophys. Res.*, 117(B8): B08405, doi: 10.1029/2011JB009043.
- Wen Y, Xu C, Liu Y, et al. 2013. Coseismic slip in the 2010 Yushu earthquake (China), constrained by wide-swath and strip-map InSAR. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13: 35-44.
- Xu C J, Liu Y, Wen Y M, et al. 2010. Coseismic slip distribution of the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake from joint inversion of GPS and InSAR data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 100(5B): 2736-2749.
- Xu X W, Wen X Z, Chen G H, et al. 2008. Discovery of the Longriba faults, eastern part of the Bayan Har tectonic block and its geodynamic implications. *Sci. China Ser. D (in Chinese)*, 38 (5): 529-542.
- Xu X W, Wen X Z, Yu G H, et al. 2009. Coseismic reverse- and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake, China. *Geology*, 37(6): 515-518.
- Zhang C J, Cao J L, Shi Y L. 2009. Studying the viscosity of lower crust of Qinghai-Tibet Plateau according to post-seismic deformation. *Sci. China, Ser. D (in Chinese)*, 52(3): 411-419.
- Zhang P Z, Xu X W, Wen X Z, et al. 2008. Slip rates and recurrence intervals of the Longmen Shan active fault zone and tectonic implications for the mechanism of the May 12 Wenchuan earthquake, 2008, Sichuan, China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 51(4): 1066-1073.

附中文参考文献

- 徐锡伟, 闻学泽, 陈桂华等. 2008. 巴颜喀拉地块东部龙日坝断裂带的发现及其大地构造意义. *中国科学(D辑)*, 38(5): 529-542.
- 张晔军, 曹建玲, 石耀霖. 2008. 从震后形变探讨青藏高原下地壳黏滞系数. *中国科学(D辑)*, 38(10): 1250-1257.
- 张培震, 徐锡伟, 闻学泽等. 2008. 2008年汶川8.0级地震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. *地球物理学报*, 51(4): 1066-1073.

(本文编辑 胡素芳)