

# 重力与粘弹性对汶川地震同震及震后变形的影响\*

张克亮<sup>†</sup> 魏东平

(中国科学院研究生院地球科学学院 北京 100049)

**摘要** 分别建立弹性与粘弹性的分层半空间模型,利用 PSGRN/PSCMP 程序,模拟计算汶川地震的同震与震后位移,并与实际 GPS 观测资料进行了简单对比分析,进而探讨重力及粘度对同震与震后位移的影响.结果显示,低粘度模型对短期内震后位移影响较大,其造成的震后地壳运动接近 4mm/yr,甚至超过龙门山断裂带两侧地块间的相对运动速率.因此,其 10 年尺度的差值能够反映出粘度分层对震后变形的影响.震后由于低粘度的中下地壳、地幔造成的上地壳局部运动不可忽略,这在一定程度上支持龙门山断层下的深部作用过程可能是引发汶川地震的主要因素.

**关键词** 同震位移,震后位移,重力,粘弹性,汶川地震

## The influences of gravitation and viscoelasticity on coseismic and postseismic deformation in the Wenchuan Earthquake

ZHANG Ke-Liang<sup>†</sup> WEI Dong-Ping

(College of Earth Science, Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract** The co-seismic and post-seismic deformations of the Wenchuan Earthquake are calculated with the software PSGRN/PSCMP and compared with the observed GPS data. The differential displacements of the half-space elastic and viscoelastic layering models during time gaps  $\leq 10$  years illustrate the influence of viscosity on the post-seismic deformation. The lower the viscous crust that is chosen, the higher the postseismic deformation obtained. The crust velocity derived from the lower viscous model is  $\sim 4\text{mm/yr}$ , which is faster than the relative motion across the Longmenshan fault according to the GPS observation, and therefore indicates that local movements originating from the low viscous crust and mantle should not be neglected. We conclude that lower viscosity of the lower crust and mantle results in higher postseismic deformation of the upper crust. This conclusion is consistent, to some extent, with several recent studies which suggested that the Wenchuan Earthquake was mainly caused by deep processes beneath the Longmenshan fault.

**Keywords** co-seismic deformation, post-seismic deformation, gravitation, viscoelasticity, Wenchuan earthquake

### 1 引言

2008 年 5 月 12 日 14:28,在四川汶川(31.0°N, 103.4°E)突发强烈地震,造成了绵延 300 多公里的龙门山断裂带发生破裂<sup>[1-6]</sup>.中国地震台网测定 5.12 汶川大地震的面波震级为 Ms8.0 级,震源深度约 14km(<http://www.sci.ac.cn/sichuan>);美国地质调查局测定的矩震级为 Mw7.9 级,震源深度为 19km<sup>[7]</sup>;陈运泰<sup>[1]</sup>等证明这次地震以逆冲为主、兼少量右旋走滑分量;不过, Burchfiel<sup>[6]</sup>等认为南段逆冲,走滑相当,而北段走滑为主<sup>[7]</sup>.

汶川地震发生在四川龙门山逆冲推覆构造带上.地质调查结果<sup>[4,5,8]</sup>显示,汶川地震发生时沿龙

门山中央主断裂带从映秀镇至北川产生长达 200km 的破裂,垂直和水平向位移最大错距约 5m,平均 2m;龙门山山前断裂带从都江堰至汉旺镇段长 60km 也发生了贯通,平均错距 1—2m<sup>[4,5,8]</sup>.余震主要分布在从映秀镇到青川县的龙门山断裂带的中北段.截止 2008 年 9 月 23 日 8:00,龙门山断裂带内共记录到余震 30920 次,其中 4 级以上余震 261 次,5.0—5.9 级余震 32 次,6 级余震 9 次,最大余震为 5 月 25 日 16:21:46 发生在青川县(32.6,

\* 国家自然科学基金(批准号 #0574047 #0628004)资助项目  
2008-09-27 收到

† 通讯联系人. Email: klzhang04@mails.gucas.ac.cn

表1 汶川地震的地球弹性半空间分层模型

层间界面号	层间界面深度/km	纵波速度/(km/s)	横波速度/(km/s)	密度(kg/m <sup>3</sup> )
1	0.000	6.0000	3.4600	2600.0
2	16.000	6.0000	3.4600	2600.0
3	16.000	6.7000	3.8700	2800.0
4	30.000	6.7000	3.8700	2800.0
5	30.000	8.0000	4.6200	3400.0
6	60.000	8.0000	4.6200	3400.0
7	60.000	8.0000	4.6200	3400.0

105.4) 6.4 级地震(据国家地震科学数据共享中心, [http://data.earthquake.cn/data/wenchuan8\\_catalog.jsp](http://data.earthquake.cn/data/wenchuan8_catalog.jsp) )。

地震发生前,国内外学者在龙门山地区地质调查<sup>[5,6,8-10]</sup>及GPS监测<sup>[11-17]</sup>结果显示,震前在四川盆地和龙门山断裂带之间几乎没有相对运动<sup>[5,6,8-17]</sup>。龙门山地区的一系列观测<sup>[2,3,18-20]</sup>表明,龙门山断裂东西两侧的地壳分层明显,且自西北向东南变薄,两侧相同深度的速度差异明显<sup>[3,19]</sup>。重力测量结果表明,龙门山未达均衡状态,深部物质在重力作用下重新分异、调整,即深部壳、幔边界尚存在强烈物质和能量交换<sup>[2]</sup>。武汉大地测量国家野外科学观测站通过LacosteET-20重力仪在距离1000km之外监测到在汶川地震前两天的重力扰动<sup>[21]</sup>。

汶川地震的发生进一步表明,龙门山地区在10—20km深度(甚至更深)存在强烈的地壳运动,该运动可能比龙门山地区的表层运动速率快<sup>[3]</sup>。地震剖面<sup>[3,19]</sup>结果显示,在松潘—甘孜地块及龙门山推覆体的地壳(20—30km)普遍存在一个厚约10km的低速层<sup>[3,19]</sup>,在上地壳与中地壳、下地幔之间形成了两个滑脱面,并产生拆离<sup>[2,18]</sup>。在重力驱动下,滑脱层固态物质向东流动<sup>[2]</sup>,造成地壳的分层运动,而非整体向东同步挤压,故地表浅层未能产生物质的大规模运动<sup>[2]</sup>。但由于四川盆地高粘度下地壳的阻挡<sup>[22-26]</sup>,导致滑脱层物质在龙门山近垂直方向挤出<sup>[8]</sup>,从而造成龙门山向东的逆冲运动,进而导致汶川浅源特大地震的形成<sup>[2,8]</sup>。

这些观测及研究均表明,汶川地震的发生与重

表2 汶川地震的地球粘弹性半空间分层模型

层间界面号	层间界面深度/km	纵波速度/(km/s)	横波速度/(km/s)	密度/(kg/m <sup>3</sup> )	粘弹性模型1 $\dot{\gamma}$ /(Pa·s)	粘弹性模型2 $\dot{\gamma}$ /(Pa·s)
1	0.000	6.0000	3.4600	2600	$\infty$	$\infty$
2	16.000	6.0000	3.4600	2600	$\infty$	$\infty$
3	16.000	6.7000	3.8700	2800	$1.0 \times 10^{21}$	$1.0 \times 10^{23}$
4	30.000	6.7000	3.8700	2800	$1.0 \times 10^{21}$	$1.0 \times 10^{23}$
5	30.000	8.0000	4.6200	3400	$5.0 \times 10^{19}$	$1.0 \times 10^{22}$
6	60.000	8.0000	4.6200	3400	$5.0 \times 10^{19}$	$1.0 \times 10^{22}$
7	60.000	8.0000	4.6200	3400	$5.0 \times 10^{20}$	$5.0 \times 10^{21}$

力及深层动力学过程密切相关。为了研究重力及下地壳粘性分层对现今地壳运动模式的影响,本文利用Wang<sup>[27]</sup>等的程序,建立了弹性半空间分层模型(见表1),计算汶川地震的同震位移,比较考虑重力和忽略重力对同震位移的影响;利用粘弹性分层模型(见表2),计算同震、震后位移的变化,比较由于地壳不同粘度分层对震后形变的影响,并探讨深层粘性分层对上地壳运动的影响。

## 2 半空间分层模型

本文采用Wang<sup>[27]</sup>等开发的半空间粘弹性模型的PSGRN/PSCMP软件包,计算同震位移<sup>[28]</sup>、震后位移(速度)并讨论粘弹性分层模型及自引力的影响,具体算法等请参阅文献[27]。其中计算断层采用Ji<sup>[7]</sup>等有限断层模型,断层的走向为229°的右旋走滑逆断层,断层面倾向西北,倾角33°,深度14km,断层长度320km,宽度40km,滑动角140°,滑动错距4.06m,其中沿走向的滑动量为-3.2m(负值表示与走向方向相反),倾角方向的滑动量为-2.5m(负值表示与倾角方向相反,即逆冲)。

### 2.1 弹性半空间分层模型

该模型主要进行忽略重力与考虑重力两种情形的计算,以比较重力对同震位移的影响。表1列出了所采用的弹性半空间分层模型参数<sup>[2,18,19]</sup>。A层的剪切模量可通过 $\mu = \rho \cdot V_s^2$ (式中 $\rho$ 为密度, $V_s$ 为横波速度)近似求得,分别为32, 42, 73, 73 GPa。

### 2.2 粘弹性半空间分层模型

地震学观测及数值计算结果表明,龙门山断裂区域地壳流变学结构较为复杂.在同一深度,岩石层的粘度在龙门山断裂东西两侧明显不同,表现为四川盆地远高于西部的青藏高原,这也部分地解释了青藏高原下地壳物质东向的流动被四川盆地阻挡并进而造成龙门山隆升的原因<sup>[24,25]</sup>.为了比较地壳粘度可能造成的影响,本文建立两个粘弹性 Maxwell 体分层模型,模型分为 4 层,各层所采用的弹性参量与弹性模型对应层相同,而在计算格林函数时则考虑各层不同的粘度(表 2),以分别代表龙门山断裂两侧地壳不同的流变结构<sup>[23,25]</sup>.模型 1 粘度较小,代表龙门山断裂带以西的青藏高原地壳,而粘度较大的模型 2 代表四川盆地地壳.

### 3 重力、粘弹性对同震位移的影响

采用上节中的弹性、粘弹分层模型,首先计算不考虑重力弹性分层的同震变形.分别计算考虑重力弹性、忽略重力粘弹性模型的同震变形,并将结果分别与忽略重力弹性分层结果作差值,即得到重力、粘性对同震位移的影响.

图 1 显示四种模型下计算的同震水平位移,其中(a)忽略重力和粘弹性,(b)考虑重力,(c)考虑粘弹性,忽略重力,(d)考虑重力与粘弹性.图 1(a)结果显示上盘最大北向位移为 2077mm,最大南向位移为 305.4mm;上盘最大东向位移为 908.4mm,下盘最大西向位移为 182.8mm.图 1(b)结果显示上盘最大北向位移为 2078mm,最大南向位移为 306.4mm;上盘最大东向位移为 909.9mm,下盘最大西向位移为 184mm.图 1(c)、图 1(d)最大值分别与图 1(a)、1(b)一致.这些结果大致表明了同震水平位移的特征:同震水平位移主要集中在断裂区,右旋走滑分量比逆冲分量大,且在断裂南段较小,北段较大<sup>[1,2,7,29]</sup>.断裂以西区域(青藏高原)的所有点都向北东方向运动,而以东区域(四川盆地)的所有点都向北西运动,并且青藏高原东缘的北东向运动幅度大于四川盆地的南西向运动幅度.这些特征与文献<sup>[29]</sup>观测得到的同震位移场水平分量的趋势一致.因此同震水平位移在断裂的相同距离处向西衰减得慢,向东衰减得快(见图 1),并表现出以右旋走滑为主的趋势<sup>[6]</sup>.

国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络”<sup>[29]</sup>利用 GPS 测定了 2008 年汶川 8.0 级地震的同震位移场,数据显示断层两侧的同震位移分布很

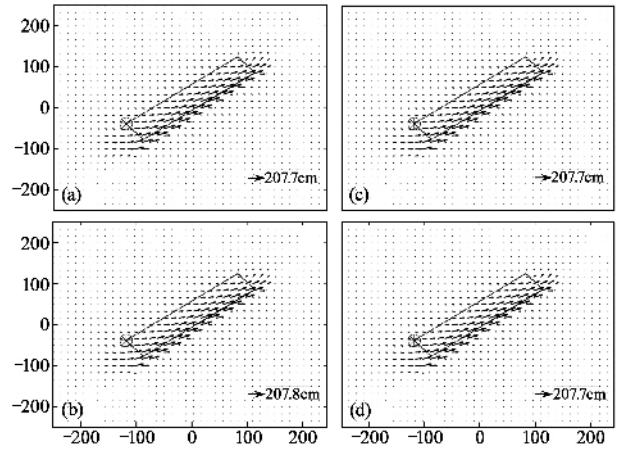


图 1 四种模型下的同震位移 (a)忽略重力和粘弹性;(b)考虑重力;(c)考虑粘弹性忽略重力;(d)考虑重力与粘弹性

不均匀.例如,位于断层下盘的绵阳、郫县向西位移分别为 305mm 和 563mm,而北向位移分别为 66mm 和 426mm;位于破裂带东南的邛崃站西向、南向的位移分别为 15mm 和 3mm. H033 点的西向分量达到 1524mm,南向分量为 143mm.而位于上盘的 H010 站点东向和北向位移分量分别仅为 415mm、1005mm.本文的模拟结果给出,两盘的位移分布变化相对起伏不大,除断层面及附近位移较大外,稍远处位移随距离断层而衰减;上盘位移较大,下盘位移较小.表明实际的同震位移更多受到局部构造因素的强烈影响<sup>[30]</sup>,而本文的模拟结果则是理想化模型下得到的地壳响应的平均效应.

#### 3.1 对水平位移的影响

图 1 结果显示考虑重力和粘弹性对同震水平位移的影响均很小,都不会超过厘米级,因此采用各自结果与忽略重力弹性模型结果的差值(见图 2)来描述重力、粘弹性对同震水平位移的影响.为了与图 1 对应,图 2 编号采用(b)(c)(d),其中(d1)代表粘弹性模型 1,(d2)代表粘弹性模型 2.

图 2 结果表明,重力引起的同震水平位移变化不大,最大值不超过 0.3cm,相对于东向最大位移 207.8cm 而言,其影响非常小.同时这种影响是均匀的,向靠近断层处逐渐加大并且变得不均匀,这也显示了断层处的不连续性.忽略重力的粘弹性模型结果与忽略重力的弹性模型的结果完全一致,表明粘弹性对同震位移影响甚微.因此图 2(d1)、图 2(d2)与图 2(b)基本相同,都是由重力引起的变化.

#### 3.2 对垂直位移的影响

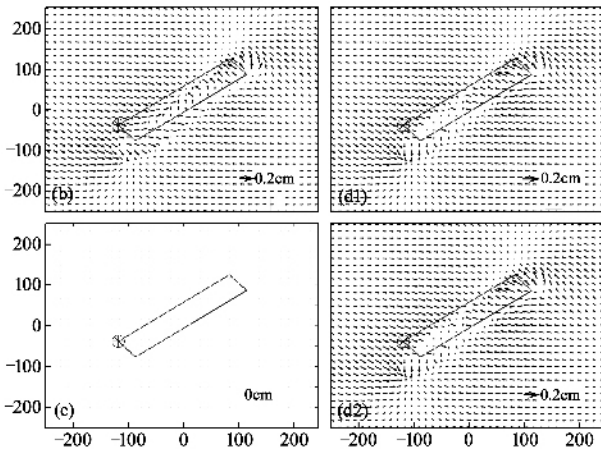


图2 四种模型对同震水平位移的影响 (b)考虑重力 (c)考虑粘弹性忽略重力 (d)考虑重力与粘弹性 (d1)代表粘弹性模型1 (d2)代表粘弹性模型2)

图3显示考虑重力弹性分层(图3(a))、忽略重力的粘弹分层(图3(b))两种情况的同震垂直位移及图3(a)、图3(b)结果与忽略重力弹性模型同震垂直位移差值,其中(a)与(b)视图方向相反。其中图3(a)结果显示垂向位移沿断层分布更为复杂,而其空间变化范围比水平形变分布范围更窄<sup>[29]</sup>。上盘上升位移的最大值为1394mm, GPS观测<sup>[29]</sup>到上盘H010站点的上升幅值为300mm。不过在距断裂线约50km的区域,同震垂向位移以下降为主,该趋势与文献[29]接近,而在距断裂最南端约50km处,出现最大下降值332mm,虽然比GPS观测到的在卧龙地区下降228mm的幅值小,但其趋势一致。此外,本文得到的下盘的下降幅度不超过100mm,与文献[29]结果显示在绵阳、郫县和邛崃观测站分别下降14mm、81mm、28mm的幅值相一致,不过文献[29]观测到下盘的最大下降幅值约为675mm, H033站点下降663mm。因此,同震垂直位移图像与文献[29]观测结果的分布特征相近,只是上升或下降的幅值有所差异。图3(b)结果显示上盘上升位移的最大值为1396mm,在距南端约50km处出现最大下降值322.5mm,其他特征则与图3(a)结果趋势基本一致。

图3(c)为重力对垂直位移的影响,结果表明,由于重力作用,断层的垂直位移整体下降,最大下降值约4mm,稍大于重力对同震水平位移的影响。而粘弹性对同震垂直位移的影响较小,本文得到的最大差值约为1mm(图3(d)),这可能是由于粘弹性仅对发震时刻至达到永久位移之前或在松弛时间内起作用造成的。

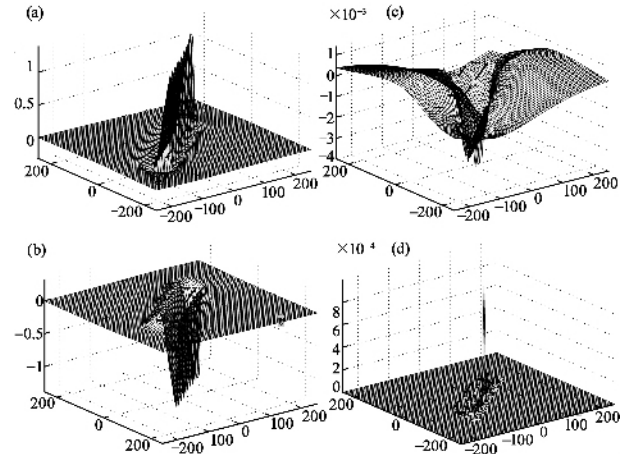


图3 重力及粘弹性分层模型同震垂直位移(a, b)及对垂直位移的影响(c, d)

## 4 粘弹性分层对震后位移的影响

两个模型均采用 Maxwell 体模型,由于采用的分层粘度值差别很大,因而对震后位移影响将有很大差别。由于两个时间步长较短(对于松弛时间而言),相邻时刻的位移变化不大,为了更清晰地描述,采用变化值与时间的比值即速度进行比较,并利用两种模型的差值进行比较,以讨论粘度分层对于震后形变的影响。

### 4.1 同一模型震后水平位移随时间变化

震后位移6个月内的平均月变化及震后2年内的年变化结果均显示东向位移变化基本维持在 $\sim 4\text{mm/yr}$ 的水平。而粘弹性模型2得到的震后水平位移变化非常慢,速度不超过 $0.4\text{mm/yr}$ 。图4显示粘弹性模型1、模型2震后水平位移随时间的变化,(a)、(b)是粘弹分层模型1震后位移5年变化,即10年内前5年变化与后5年变化,东向位移变化也是维持在 $\sim 4\text{mm/yr}$ 的水平。(c)、(d)分别是粘弹分层模型2震后位移5年变化,变化较小约 $0.2\text{mm/yr}$ 。

### 4.2 同一模型震后垂直位移随时间变化

粘弹性模型得到的震后垂直位移形态与图3(a)和图3(b)基本相同,只是幅值略有差别,但这种差别相对于垂直位移的峰值而言非常小,故也采用震后两时刻差值加以比较。我们分别计算两模型震后6月、1年、5年、10年位移,及其各自与同震垂直位移的差值,以消除重力影响,并进而比较粘弹性的影响。这4个时刻的垂直位移变化最大上升值分别为1.1mm、2.23mm、11.8mm和23.4mm,对应的

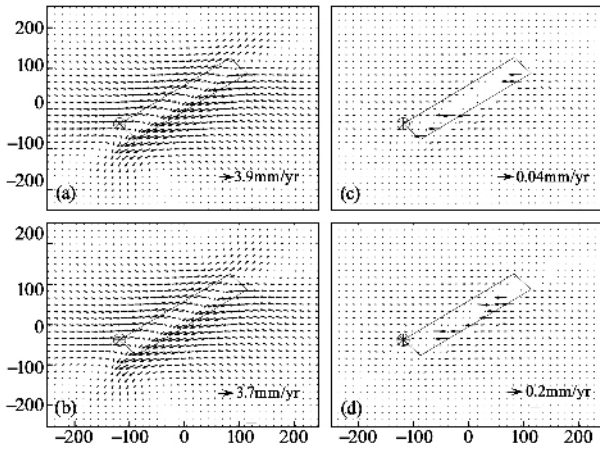


图4 粘弹性分层模型 1、2 震后水平位移 5 年变化

上升速率均为  $\sim 2\text{mm/yr}$ . 而最大下降值分别为  $0.4\text{mm}$   $0.9\text{mm}$   $4.9\text{mm}$   $9.4\text{mm}$ . 图 5(a) 和图 5(b) 显示粘弹性模型 1 震后垂直位移 10 年变化幅度 (a)、(b) 视图方向相反 (c)、(d) 亦然), 以便分析变化值的分布情况; (c)、(d) 为粘弹性模型 2 震后垂直位移 10 年变化幅度. 图 5(a)、(b) 显示粘弹性模型 1 垂向位移变化值随断层面的变化趋势: 整体上沿断层面呈对称分布, 在断层面走向的两端位移减小, 断层面内位移增加很少, 断层面外围位移则显示继续上升, 且沿着断层面走向的变化幅值最大, 再向外垂直位移变化出现负值或凹陷, 表明该区域物质被运移并且短期内还未被周围物质补充. 粘弹性模型 2 震后 10 年内垂直位移随时间的变化不大, 最大值约  $1\text{mm}$  (图 5(c)、(d)).

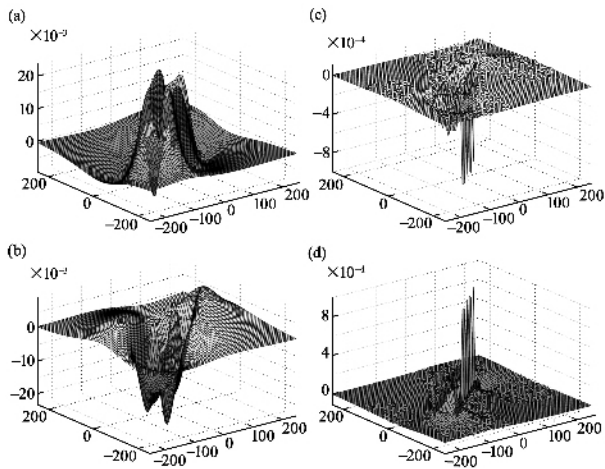


图5 两粘弹性分层模型震后 10 年垂直位移变化值分布

### 4.3 两模型同震、震后水平位移差值随时间变化

同一模型不同时刻的位移差值显示粘度及重力对震后位移变化的速度影响较大, 却无法显示粘度

的影响. 因此本节将采用模型 1 结果与模型 2 结果的差值来描述粘度对震后水平位移的影响. 不过, 由于模型 2 对垂直形变的影响较低, 本文将不再比较模型 1 与模型 2 的垂向位移差值.

同震时刻两个粘弹模型得到的位移差值大约为  $0.001\text{cm}$ , 与最大位移相比可以忽略不计, 因此可以认为两模型得到的同震位移相同. 震后 1 年内位移差值的最大值不超过  $6\text{mm}$ . 图 6 显示粘弹性模型 1 与粘弹性模型 2 震后水平位移差值年变化, (a)、(b)、(c)、(d) 分别为震后 1 年、2 年、5 年和 10 年位移的差值, 最大值分别为  $6\text{mm}$ 、 $11\text{mm}$ 、 $27\text{mm}$ 、 $53\text{mm}$ , 即两模型震后同一时刻的位移差值随着时间的推移逐渐增大, 表明粘弹性模型 1 对短期内震后形变的影响较为显著, 并且蠕变在断层附近最为显著.

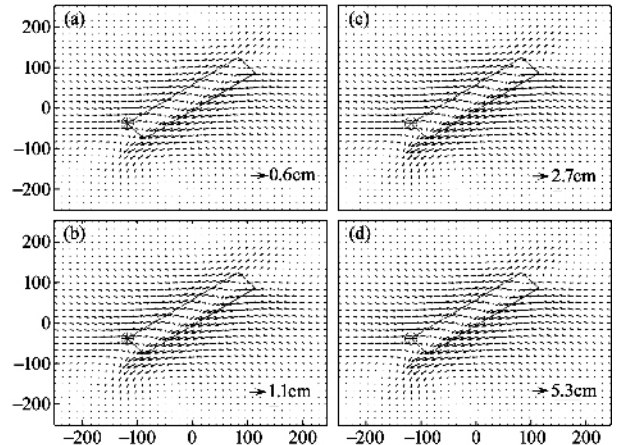


图6 粘弹性模型 1 与粘弹性模型 2 震后水平位移差值年变化

## 5 讨论

垂直位移图像与文献 [29] 观测结果的分布特征相近, 只是上升或下降的幅值有所差异. 同震水平位移主要集中在断裂区, 且幅度值西高东低, 呈东西分带分布, 在断裂的相同距离处向西衰减得慢, 向东衰减得快. 这些特征与 GPS 观测得到的同震位移场水平分量变化趋势一致 [29]. 不过, 与 GPS 观测同震位移相比, 本文水平位移分布较为均匀, 除断层面及附近位移较大外, 稍远处位移随距离断层而衰减; 上盘位移较大, 下盘位移较小. 这可能表明本文采用理想层状模型得到的位移反映了地震区域地壳响应的平均效应, 而实际地震所导致的同震位移很可能受到局部构造的强烈影响 [30], 发生在同一事件中破裂、相互邻近但又独立的不同断层上 [6]. 本文得到的同震水平、垂直位移都分布于断层面, 且靠近破裂线处达到极值, 这些特征与汶川地震逆冲-走滑型地震震源机制相符 [16].

重力对同震水平位移的影响非常小,不超过厘米级,且越靠近断层影响越大,并变得不均匀,显示了断层处的不连续性。重力作用使得同震垂直位移整体下降,最大下降值约4mm。粘弹性对同震水平、垂直位移的影响均较小,本文得到的最大垂向位移差值仅为1mm,这可能反映了粘弹性松弛作用的滞后效应,而这种滞后效应造成了震后位移的快速变化。

两粘弹性 Maxwell 体模型分层粘度值相差两个数量级,分别表现地壳形变的短期影响和长期影响。震后位移结果显示低粘度模型 1 对短期内震后位移影响较大,而模型 2 短期影响不明显,致使两模型震后同一时刻的位移差随着时间的推移逐渐增大。最为显著的特点是,低粘度模型造成的震后地壳水平、垂直运动速度分别约为 4mm/yr、2mm/yr,达到甚至超过龙门山断裂带两侧地块间的相对运动速率<sup>[11-17]</sup>及隆升速率<sup>[6]</sup>。此外,低粘度模型对震后地壳垂向形变的影响较大,表明该区域物质在震后的质量调整。InSAR 观测显示,1997 玛尼地震之后 4 年内在断层 70km 范围内发生 5cm 形变,Ryder<sup>[31]</sup>等据此讨论了 4 种可能机制产生的变形及其时空特征,其中标准线性体、余滑模型得到的变形特征与观测时间序列相符。不过其标准线性体模型得到的下地壳及上地幔粘度约为  $10^{18}$  Pa·s,远小于本文所采用的粘度值,这一差异可能引起震后形变速率的不同。

因此,10 年(以内)尺度的震后位移差值能够反映粘度分层对震后形变的影响。这表明震后由于低粘度中下地壳及地幔造成的上地壳局部运动不可忽略,也在一定程度上反映了汶川地震的孕育、发生、发展是与深层流变结构密切相关的。因此,包括密度、速度、粘度等的地壳精细结构对于研究青藏高原现今运动场及地震活动有重要意义。

本文所采用模型需要进一步改进。龙门山断裂带两侧的地壳速度结构、流变结构差异明显,青藏高原速度、粘度值均小于四川盆地相同深度的值,而本文所有模型均采用相同的速度结构,而非采用一个两侧具有不同分层速度、流变结构的模型,这势必造成计算结果与实际观测的偏差。

震后形变被认为是地震产生的应力的再分配过程,记录地壳应力松弛位置<sup>[31]</sup>。虽然国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络”已经进行大量的同震位移观测<sup>[29]</sup>,但目前仍缺少与震后位移相关的观测资料,因而很难确定本文得到的震后位移变化

对于现今板块运动的影响程度是否合理,因此还亟需这方面的资料以验证本文结果,为深化下地壳结构研究提供参考。

致谢 本文所有计算得益于汪荣江博士提供的 PS-GRN/PSCMP-2008 软件包、弹性分层地球模型及其悉心指导。审稿人提出的宝贵意见和建议对本文修改起到了重要作用,特此致谢。

## 参考文献

- [1] 陈运泰,许力生,张勇等. 2008 年 5 月 12 日汶川特大地震震源特性分析报告(初步研究及考察成果). <http://www.csi.ac.cn/sichuan/chenyuntai.pdf> [Chen Y T, Xu L S, Zhang Y *et al.* <http://www.csi.ac.cn/sichuan/chenyuntai.pdf> (in Chinese)]
- [2] 滕吉文,白登海,杨辉等. 地球物理学报,2008,51:1385 [Teng J W, Bai D H, Yang H *et al.* Chinese J. Geophys., 2008, 52:1385 (in Chinese)]
- [3] 朱介寿. 成都理工大学学报(自然科学版),2008,35:348 [Zhu J S. J. Chengdu Uni. Tech. (Science and Technology edition), 2008, 35:348 (in Chinese)]
- [4] 张培震,徐锡伟,闻学泽等. 地球物理学报,2008,51:1066 [Zhang P Z, Xu X W, Wen X Z *et al.* Chinese J. Geophys., 2008, 51:1066 (in Chinese)]
- [5] 徐锡伟,闻学泽,陈桂华等. 中国科学 D 辑 地球科学,2008,38:529 [Xu X W, Wen X Z, Chen G H *et al.* Science in China D Series: Earth Science, 2008, 38:529 (in Chinese)]
- [6] Burchfiel B C, Royden L H, van de Hilst R D *et al.* GSA Today, 2008, 18(7), doi:10.1130/GSATG18A.1
- [7] Ji C, Hayes G. Preliminary result of the May 12, 2008 Mw 7.9 eastern Sichuan, China earthquake, 2008, [http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2008/us2008ryan/finite\\_fault.php](http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2008/us2008ryan/finite_fault.php)
- [8] 李勇,周荣军,董顺利等. 成都理工大学学报(自然科学版),2008,35:404 [Li Y, Zhou R J, Dong S L *et al.* Chinese J. Geophys., 2008, 51:404 (in Chinese)]
- [9] 李勇,周荣军, Densmore A L 等. 第四纪研究,2006,26:40 [Li Y, Zhou R J, Densmore A L *et al.* Quaternary Science, 2006, 26:40 (in Chinese)]
- [10] Densmore A L, Ellis M A, Li Y *et al.* Tectonics, 2007, 26, TC4005, doi:10.1029/2006TC001987
- [11] Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y *et al.* J. Geophys. Res., 2000, 105(B7):16215
- [12] Zhang P, Shen Z, Wang M *et al.* Geology, 2004, 32:809
- [13] Shen Z K, Lu J, Wang M *et al.* J. Geophys. Res., 2005, 110 (B11409):1
- [14] 唐文清,陈智梁,刘宇平等. 地质通报,2005,24:1169 [Tang W Q, Chen Z L, Liu Y P *et al.* Geological Bulletin of China, 2005, 24:1169 (in Chinese)]
- [15] 唐文清,刘宇平,陈智梁等. 山地学报,2007,25:103 [Tang

W Q, Liu Y P, Chen Z L *et al.* J. Mountain Science, 2007, 25:103( in Chinese )]

[ 17 ] 唐文清,刘宇平,陈智梁等.成都理工大学学报(自然科学版),2008,35:81[ Tang W Q, Liu Y P, Chen Z L *et al.* J. Chengdu Uni. Tech. ( Science and Technology edition ) 2008, 35:81( in Chinese )]

[ 18 ] 邓启东,陈社发,赵小麟.地震地质,1994,16:389[ Deng Q D, Chen S F, Zhao X L. Seismology and Geology, 1994, 16: 389( in Chinese )]

[ 19 ] Wang C Y, Han W B, Wu J P *et al.* J. Geophys. Res., 2007, 112( B07307 ) :1

[ 20 ] 嘉世旭,张先康.地球物理学报,2008,51:1431 [ Jia S X, Zhang X K. Chinese J. Geophys., 2008, 51:1431( in Chinese )]

[ 21 ] 郝晓光,胡小刚,许厚泽等.大地测量与地球动力学,2008, 28(3):129[ Hao X G, Hu X G, Xu H Z *et al.* J. Geodesy and Geodynamics, 2008, 28(3):129( in Chinese )]

[ 22 ] Li S, Mooney W D, Fan J. Tectonophysics, 2006, 420:239

[ 23 ] Cook K L, Royden L H. J. Geophys. Res., 2008, 113 ( B0847 ) :1

[ 24 ] 熊熊,许厚泽,腾吉文.地壳形变与地震,2001,21(2):1 [ Xiong X, Xu H Z, Teng J W. Crustal deformation and earthquake. 2001, 21(2):1( in Chinese ) ]

[ 25 ] 石耀霖,曹建玲.地学前缘,2008,15(3):82[ Shi Y L, Cao J L. Earth Science Frontiers, 2008, 15(3):82( in Chinese )]

[ 26 ] 张培震,邓启东,张国民等.中国科学(D辑),2003,33(增刊):12[ Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M *et al.* Science in China( Series D ), 2003, 33( a ):12( in Chinese )]

[ 27 ] Wang R J, Lorenzo - Martin F, Roth F. Computers and Geosciences 2006, 32:527

[ 28 ] 袁旭东,汪汉胜,柯小平等.大地测量与地球动力学,2007, 27(1):70[ Yuan X D, Wang H S, Ke X P *et al.* J. Geodesy Geodynamics, 2007, 27(1):70( in Chinese )]

[ 29 ] 国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络”项目组. GPS 测定的2008年汶川Ms 8.0级地震的同震位移场.中国科学,2008,38:1195

[ 30 ] 邓志辉,杨志恩,陈桂华等.地震地质,2008,30:355[ Deng Z H, Yang Z E, Chen G H *et al.* Seismology and Geology, 2008, 30:355]

[ 31 ] Ryder I, Parsons B, Wright T J *et al.* Geophys. J. Int., 2007, 169:1009

· 书评和书讯 ·

## 探索高等科教书店物理类书目推荐

作者	书名	定价	作者	书名	定价
J. Singleton	固体能带理论和电子性质	46.0	O. C. Zienkiewicz	有限元方法·流体力学第6版(影印)	65.0
G. P. Agrawal	非线性纤维光学第4版(影印)	68.0	O. C. Zienkiewicz	有限元方法·固体力学和结构力学第6版(影印)	89.0
安德鲁·华生	量子夸克	39.5	王殊	自由紊动射流理论	26.0
刘辽	黑洞与时间的性质	38.0	张靖周	高等传热学	45.0
G. Brooker	现代经典光学	78.0	Y. A. Izyumov	相变和晶体对称性(影印)	89.0
J. F. Annett	超导、超流和凝聚体	38.0	张宝砚	液晶离聚物	38.0
S. Flugge	实用量子力学(影印)	99.0	M. Fox	固体的光学性质(影印)	59.0
M. Fujimoto	结构相变物理(影印)	58.0	C. J. Foot	原子物理学(影印)	66.0
洪若瑜	磁性纳米粒和磁性流体制备与应用	48.0	S. Blundell	凝聚态物理中的磁性(影印)	48.0
唐霞辉	高功率横流CO <sub>2</sub> 激光器及其应用	49.8	朗道	物理动力学(第二版)中文版	55.0
周建忠	激光快速制造技术及应用	56.0	朗道	量子力学(非相对论理论)第六版 中文版	85.0
杨力	现代光学制造工程	86.0	朗道	统计物理学II(凝聚态理论)第四版 中文版	54.0
侯伯元	路径积分与量子物理导引——现代高等量子力学初步	58.0	余先伦	固态YAG激光器技术	29.8
夏道行	无限维空间上的测度和积分(第二版)	58.0	康健	岩石热破裂的研究及应用	38.0
谢德馨	工程电磁场数值分析与综合	42.0	Daniel C. Mattis	磁性物理(影印)	99.0
张建文	流体流动与传热过程的数值模拟基础与应用	38.0	John F. Donoghue	标准模型动力学(影印)	98.0
D. K. Schorser	半导体材料与器件表征技术	99.8	加来道雄	平行宇宙	39.8
冯康、秦孟兆	哈密尔顿系统的辛几何算法	68.0	王永久	经典黑洞和量子黑洞	68.0
夏建白	半导体自旋电子学	68.0	张鹏	超流氦传热	80.0
朱力行	非参数蒙特卡罗检验及其应用	36.0	Bhushan	施普林格纳米技术手册 第二版(影印)	268.0

我店以经营科技专著为特色,以为科技工作者和大专院校师生提供优质服务为宗旨,欢迎广大读者来店指导或来电查询。

电话 010-82872662、62556876、89162848

网址 <http://www.explorerbook.com>

电子邮箱 [explorerbook@vip.163.com](mailto:explorerbook@vip.163.com)

通讯地址 北京市海淀区海淀大街31号313北京探索高等科教书店

邮政编码 100080

联系人 徐亮、秦运良