

陈石, 徐伟民, 石磊, 卢红艳, 郭凤义. 2013. 龙门山断裂带及其周边地区重力场和岩石层力学特性研究. 地震学报, 35(5): 692-703.

Chen Shi, Xu Weimin, Shi Lei, Lu Hongyan, Guo Fengyi. 2013. Gravity field and lithospheric mechanical properties of Longmenshan fault zone and its surrounding areas. *Acta Seismologica Sinica*, 35(5): 692-703.

龙门山断裂带及其周边地区重力场 和岩石层力学特性研究^{*}

陈 石^{*} 徐伟民 石 磊 卢红艳 郭凤义

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 继 2008 年汶川 $M_s 8.0$ 地震之后, 2013 年 4 月 20 日又发生了芦山 $M_s 7.0$ 地震, 两次地震的发震构造同属龙门山断裂带. 根据最新的重力和地形资料, 采用岩石层弹性板模型, 计算了龙门山断裂带及其周边地区的二维岩石层有效弹性厚度分布, 并从岩石层的力学特征分析了穿过两次地震震中位置的重力剖面特征; 结合以往在该地区的研究成果, 分析了岩石层的力学变形问题. 结果表明, 以龙门山为界, 四川盆地所在的扬子板块弹性厚度为 $33(\pm 4)$ km, 龙门山西北的松潘—甘孜地块的弹性厚度为 $13(\pm 4)$ km, 两侧岩石层存在明显的力学强度差异. 包括两次地震震中范围的龙门山断裂带南部区域的有效弹性厚度值小于北部地区, 说明该区域的岩石层更容易发生变形, 可以解释在构造上具备强震发生的岩石层动力学条件.

关键词 汶川地震 芦山地震 岩石层有效弹性厚度 重力异常 龙门山断裂

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2013.05.008 中图分类号: P315.72⁺6 文献标志码: A

Gravity field and lithospheric mechanical properties of Longmenshan fault zone and its surrounding areas

Chen Shi^{*} Xu Weimin Shi Lei Lu Hongyan Guo Fengyi

(Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China)

Abstract: After the 2008 Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake, a $M_s 7.0$ earthquake occurred in Lushan County, Sichuan Province, on April 20, 2013. The seismogenic structure of the two earthquakes both belong to Longmenshan fault zone. By using the latest gravity and topography dataset, this paper calculates 2D lithospheric effective elastic thickness of the Longmenshan fault zone and its surrounding areas with lithospheric elastic plate model. Based on the lithosphere mechanical properties, the characteristics of two gravity profiles which across the two epicenters are analyzed. And combining with previous researches in the area, the lithospheric mechanical deformation is also analyzed. The re-

^{*} 基金项目 国家自然科学基金青年基金项目(41104046)、国家地震科技支撑计划项目(2012BAK19B01-05-02)和中国地震局地球物理研究所基本科研业务专项(DQJB12B14, DQJB12B20)联合资助.

收稿日期 2013-05-22 收到初稿, 2013-07-22 决定采用修改稿.

^{*} 通讯作者 e-mail: chenshi@cea-igp.ac.cn

sults show that, with the boundary of Longmenshan, the effective elastic thickness of Sichuan basin located on the Yangtze Plate is about $33(\pm 4)$ km, whereas that of the Songpan-Garze block is about $13(\pm 4)$ km at the northwest of Longmenshan, which indicates that the lithospheric mechanical strengths are obviously different for the two blocks. The effective elastic thickness of the southern Longmenshan region (including the scope of the two earthquake epicenters) is less than the northern, suggesting that the southern region is more prone to lithospheric deformation, which can be used to explain the lithospheric dynamic conditions for great earthquake occurrence in tectonics.

Key words: Wenchuan earthquake; Lushan earthquake; effective elastic thickness of lithosphere; gravity anomaly; Longmenshan fault

引言

2008 年 5 月 12 日汶川 $M_s 8.0$ 地震和 2013 年 4 月 20 日芦山 $M_s 7.0$ 地震时间仅相隔 5 年, 发震构造都位于龙门山断裂带。这两次地震都具有非常严重的破坏性, 给我国人民的生命财产造成了巨大损失。汶川地震后, 国内外学者对龙门山断裂带及其周边地区开展了大量的研究工作。芦山地震发生后, 许多学者从两次地震的时空分布关系、发震机制、深部结构特点、主余震之间关系等方面展开了讨论(陈运泰等, 2013; 刘杰等, 2013; 王卫民等, 2013)。这两次地震震源机制都为逆冲型, 震中深度都为 19 km 左右(张勇等, 2009; 刘杰等, 2013)。两次地震都属于典型的板内大地震, 都是由于印度板块向北推挤造成青藏高原东缘(以龙门山为界)与扬子地块发生碰撞而最终导致的此类逆冲型地震(郑勇等, 2013)。从龙门山地区的历史地震活动性上看, 地震活动性并不强。在龙门山南段地区历史上仅记录到 3 次 $M_s \geq 6.0$ 的地震。在芦山 $M_s 7.0$ 主震后, $M_s \geq 5.0$ 的余震发生了 4 次(刘杰等, 2013)。在对龙门山南段的地震危险性估计时采用平衡地震矩方法。首先, 用 GPS 数据计算龙门山断裂带及其周边地区主要断层的走滑速率; 其次, 根据地震目录估算主要断层上的地震矩释放程度; 最后, 给出区域内每个主要断层上的地震矩累积或释放程度估计, 亦即通过平衡每个断层上地震矩累积和释放来估计地震危险性程度。研究认为由于该区域地震活动性不强, 导致较大的应变积累没有得到应有的释放, 构成了此次芦山地震的必要条件之一(Wang *et al.*, 2010)。

从青藏高原东缘的松潘—甘孜地块至四川盆地的扬子地块地形变化可以看出, 以龙门山为界存在约 4 km 的地形落差。由自由空气重力异常图可以看出, 龙门山两侧的重力异常差异高达 $200 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 。巨大的地形起伏和重力异常差异也表明在龙门山断裂带及其周边地区存在明显的构造变形和深部结构变化。根据对四川盆地沉积层年代和厚度分布研究, 发现在盆地内部中新世沉积厚度最大可达 10 km。沉积厚度最深处位于四川盆地西侧, 多为中生代沉积; 而新生代沉积仅集中在四川盆地西南部, 最深为 700 m 左右(Burchfiel *et al.*, 2008)。从四川盆地西部边缘的沉积特征上看, 沿龙门山断裂的南北区域应该具有不同的岩石层变形特征和演化历史。通过重力方法计算岩石层有效弹性厚度, 进一步讨论相关的岩石层动力学的问题已经十分成熟。目前已有学者通过重力异常剖面研究青藏高原南缘地区的岩石层变形与动力学演化问题(Jin *et al.*, 1994, 1996); 通过重力导纳方法研究该区域的重力均衡异常问题(陈石等, 2011); 通过岩石层有效弹性厚度方法来研究中国

及其周边地区的岩石层动力学问题(Chen *et al*, 2013)等.

本文以岩石层弹性板模型为基础,通过计算岩石层有效弹性厚度的方法,研究龙门山断裂带两侧的岩石层构造差异特征;通过模型计算与实际观测的重力异常之间的对比,反演等效的岩石层有效弹性厚度变化;最后根据反演结果,进一步分析跨震中剖面异常特征和岩石层刚度变化对地震危险性的影响.

1 岩石层有效弹性厚度的计算方法

岩石层长期变形演化特征与其力学强度具有密切的关系,通常可以用岩石层刚度或岩石层有效弹性厚度来表征岩石层的力学强度特征.岩石层刚度 D 与有效弹性厚度 T_e 之间的关系可表示为

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (1)$$

式中, E 为杨氏模量, ν 为泊松比.

不同地区的岩石层通常具有不同的刚度特征,如果岩石层用一个弹性板来近似,在给定刚度参数后,可以计算弹性板的挠曲变形特征,并进一步计算其自由空气重力异常和布格重力异常.岩石层弯曲变形的大小可以用一个变形参数 α 来表示, α 值可用于估算造山带边缘的前陆盆地宽度和地形挠曲变形大小(Turcotte, Suchubert, 2002)等:

$$\alpha = \sqrt[4]{\frac{4D}{(\rho_m - \rho_{in})g}} \quad (2)$$

式中, ρ_m 为地幔密度, ρ_{in} 为盆地内沉积物密度.

众所周知,重力异常是由于地形在岩石层之上的加载作用引起岩石层底部挠曲而产生的,因此,在给定岩石层刚度或有效弹性厚度等力学参数后,就可以算出岩石层挠曲变形量,进一步可以计算模型重力异常.自由空气重力异常和布格重力异常计算公式可表示为(Watts, 2001):

$$\Delta g_{\text{free-air}}(k) = 2\pi G(\rho_c - \rho_{in})H(k)e^{-kd}(1 - \Phi_e(k)e^{-kt}) \quad (3)$$

$$\Delta g_{\text{Bouguer}}(k) = -2\pi G(\rho_c - \rho_{in})H(k)\Phi_e(k)e^{-k(d+t)} \quad (4)$$

式中, k 为波数; $H(k)$ 为地形谱,即实际地形在频率域的表示; $\Delta g(k)$ 为重力异常谱,可以通过 Fourier 逆变换计算,得到空间域的重力异常; $\Delta g_{\text{free-air}}(k)$ 为自由空气重力异常, $\Delta g_{\text{Bouguer}}(k)$ 为布格重力异常; ρ_c 为地壳密度; G 为万有引力常数; t 为地壳厚度; d 为地形起算平面到异常计算平面的距离(本文采用的高程和计算异常平面同为大地水准面,此时 $d=0$); $\Phi_e(k)$ 为均衡响应函数,该函数是一个频率函数,表征不同波长特征岩石层的变形,采用下式计算:

$$\Phi_e(k) = \left[\frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_c)g} + 1 \right]^{-1} \quad (5)$$

通过式(3)、(4)给定地形谱和岩石层力学参数后,即可计算不同模型参数的理论重力异常;再通过与实测重力异常比较,求最小均方根误差,即可获得不同区域的岩石层刚度或有效弹性厚度的参数估计.本计算中, $E=95 \text{ GPa}$, $\nu=0.295$, $\rho_m=3120 \text{ kg/m}^3$, $\rho_c=2670 \text{ kg/m}^3$, $\rho_{in}=2400 \text{ kg/m}^3$, $t=30 \text{ km}$.以上参数的选取参考了 Jiang 以及 Fielding 的结果.他们认为,青藏高原东缘地区的 T_e 值非常之低约为 7 km (Fielding, McKenzie,

2012), 而在四川盆地内部 T_e 值可以在 36—45 km 之间(Jiang, Jin, 2005).

2 龙门山断裂带及其周边地区重力异常

本文的研究区域选择以龙门山断裂带南端为中心, 包括青藏高原东缘地区和四川盆地(图 1). 为了研究龙门山断裂带两侧的岩石层有效弹性厚度差异, 图 1 中以蓝色实线分为 A, B, C 和 D 等 4 个区域. A 区以龙门山断裂带为界, 覆盖青藏高原东缘(松潘—甘孜地块); D 区覆盖四川盆地(扬子地块). 这两个区域可以分别代表两个地块, 计算其力学参数并对比结果可以定量研究两个块体的岩石层力学特征. B 和 C 区跨龙门山断裂带, 其中 B 区主要覆盖龙门山地震带南部, 包括汶川地震和芦山地震的两个主震震中区域, 包括了四川盆地西南侧的新生代沉积区域; C 区则主要覆盖了大部分汶川余震区, 同时也覆盖了四川盆地部分的中生代沉积区域. 根据岩石层弹性板理论, 在前陆盆地沉积最深位置, 对应岩石层弯曲变形最强烈位置. 但是现有四川盆地西部的沉积层勘探资料表明仅四川盆地西南部分存在新生代沉积, 其它部分都是中生代沉积. 这说明中新世四川盆地西侧的龙门山断裂带下方的岩石层变形历史不同, 因此, 本文分为 B 和 C 两个区域来分别计算其岩石

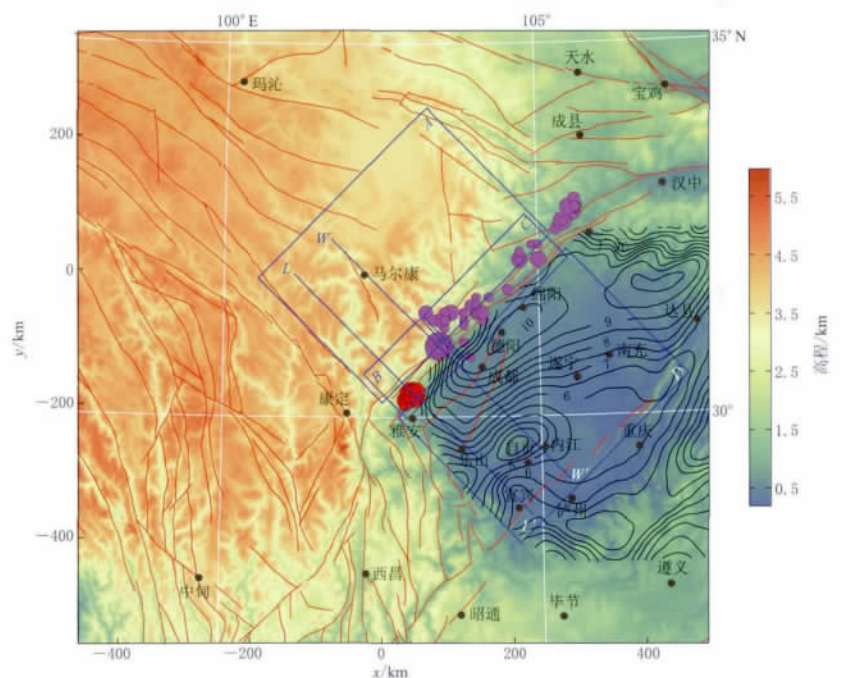


图 1 龙门山断裂带及其周边地区构造、地震活动及研究区域示意图

红色实线为断裂位置, 四川盆地内部黑色等值线为沉积层厚度, 蓝色矩形和剖面为

研究区域, 粉色空心圆为汶川 $M_s8.0$ 地震及其余震分布, 红色空心圆

为芦山 $M_s7.0$ 地震及其余震分布

Fig.1 The sketch map of tectonic setting and seismic activities of Longmenshan fault zone and its surrounding regions and the delineation of study area in this paper.

The red solid lines represent the faults, the black contours in Sichuan basin give the sedimentary thickness, the blue rectangle delineates the study area, pink and red circles denote the Wenchuan $M_s8.0$ and Lushan $M_s7.0$

earthquakes and their aftershocks, respectively

层力学参数.

另外, 本文还选择了横跨汶川地震震中的 WW' 剖面 and 芦山地震震中的 LL' 剖面. 通过对比两条剖面上地形、重力异常和不同岩石层参数模型的理论曲线关系, 来认识和分析发震震中构造的岩石层力学特点, 为进一步分析强震危险区特征提供科学依据. 为了进一步对该区域的数据进行分析和计算, 需要将经纬度坐标转换为平面坐标, 因此, 本文均采用兰伯托(Lambert)投影进行坐标转换, 投影中心经度为 102.5°E , 纬度为 32°N . 以下各图中, 均采用投影后的平面坐标.

本研究中使用的自由空气重力异常数据(TOPEX V20.1 版本)和地形数据(SRTM_Plus V15.1 版本), 均来自 TOPEX 最新提供的全球重力异常数据库^①, 原始数据网格精度为 $1''$, 网格点间距约为 2 km (Sandwell, Smith, 1997, 2009; Smith, Sandwell, 1997). 本研究主要关注由于地形加载引起的岩石层挠曲变形. 这个过程中岩石层相当于一个低通滤波器, 即由于岩石层具有一定抗弯刚度, 对于小尺度的地表地形加载不能使岩石层底部产生挠曲变形. 而且浅部由于地壳不均匀密度分布而产生的高频重力干扰也不在本文的模型考虑之中, 因此, 在进行二维频率域模型计算之前, 对自由空气重力数据(图 2)和地形数据都采用 50 km 高斯低通滤波器进行滤波, 并对自由空气异常数据进行了中区和远区地形校正及中间层校正处理, 最后得到布格重力异常(图 3). 再根据式(3)和式(4), 分别计算了不同岩石层有效弹性厚度下的模型自由空气重力异常和布格重力异常.

从图 2 的自由空气重力异常可以看出, 在龙门山断裂带西北侧的青藏高原东缘边界位置存在明显的重力正异常, 其异常幅度最大约为 $100 \times 10^{-5}\text{ m/s}^2$, 且正异常在靠近龙门山断裂带一侧最大. 这说明由于印度板块持续向北推挤引起的青藏高原东缘地区不断向龙门山一带水平运动, 但由于受到扬子地块的阻挡, 在龙门山一带引起了大规模的地壳横向缩短变形, 并导致地壳持续增厚, 堆积大量物质, 大量物质的盈余形成了重力正异常带. 同时, 从图 2 中也可以发现在四川盆地内分布着大范围的自由空气负异常带, 盆地西边界的负异常明显大于东部, 其中以盆地西南角新生代沉积区负异常值最大, 最大值超过 $-120 \times 10^{-5}\text{ m/s}^2$. 其异常形态与图 1 中的盆地沉积厚度正相关. 自由空气重力正异常意味着区域物质相对盈余, 而负异常表示相对亏损. 四川盆地内部正是由于沉积物质密度小于地壳平均密度, 且重力异常与沉积厚度相关说明了重力负异常主要由于低密度盆地沉积引起, 并且盆地下方的地幔物质上升不足以弥补质量较轻的盆地沉积.

图 3 中的布格重力异常是在自由空气重力异常基础上, 经由地形校正和中间层校正后得到, 由于布格重力异常中已经去掉地表地形起伏的影响, 因此, 该异常主要的低频成份是由深部地壳界面起伏引起的(由于地幔物质与地壳物质之间存在密度差). 从图 3 中可以看出, 龙门山断裂带正处于布格重力异常梯度带上, 整个青藏高原东缘地区均为负异常, 四川盆地异常大于青藏高原. 从异常大小可以看出, 正是由于地形对岩石层的垂向加载作用, 引起了挠曲变形; 由于弹性板受到垂向重力均衡作用, 形成了所谓的“山根”; 又由于地壳物质密度小于地幔密度, 从而引起物质相对亏损, 最终在地势高的地区形成大面积的负异常区. 但是在盆地内部由于沉积层密度较小于地幔上涌物质, 最终形成了高异常区. 而对于龙门山断裂带虽然其地形较高, 但是由于存在地壳横向挤压作用, 部分地表物质并

^① http://topex.ucsd.edu/marine_grav/

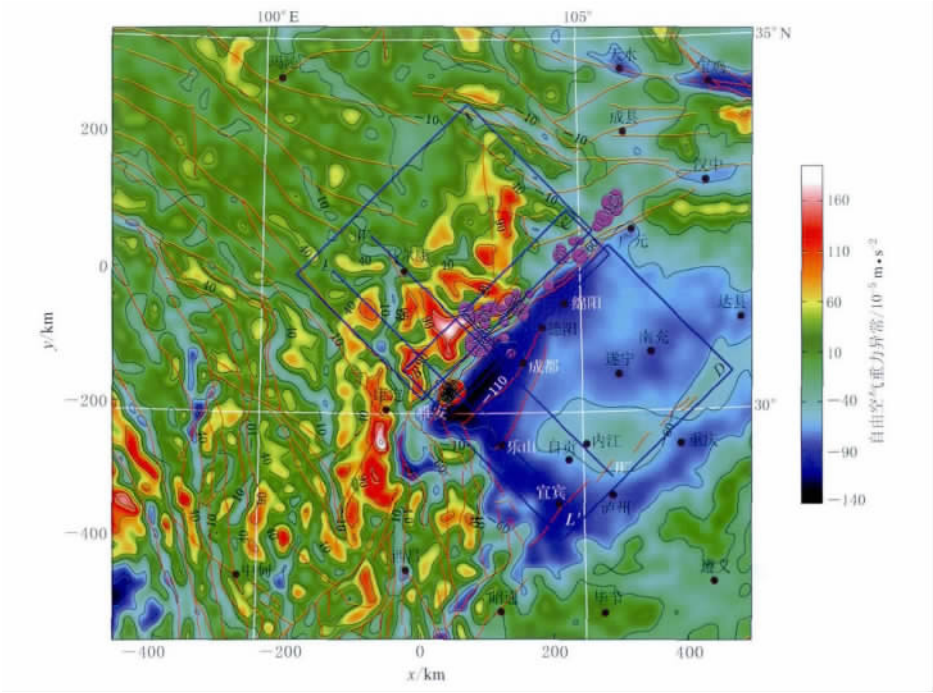


图 2 龙门山断裂带及其周边地区自由空气重力异常

自由空气重力数据来自 TOPEX V20.1，本文对异常采用 50 km 高斯低通滤波处理，图中黑色等值线标注为重力异常值

Fig. 2 Free-air gravity anomaly of Longmenshan fault zone and its surrounding regions

The free-air gravity data come from TOPEX V20.1, and a 50 km Gaussian low-pass filtering is applied

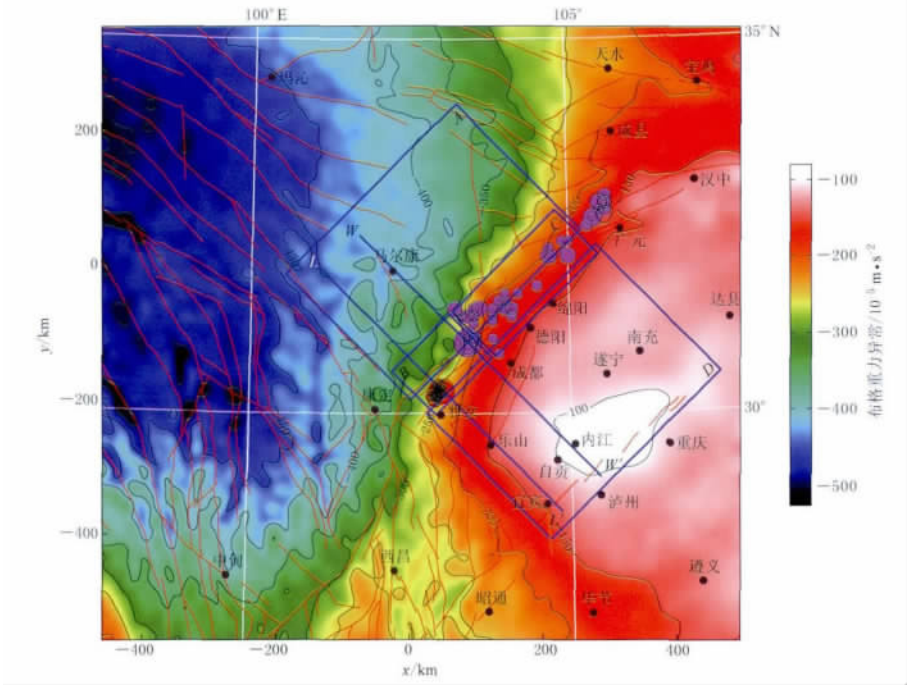


图 3 龙门山断裂带及其周边地区布格重力异常

Fig. 3 The Bouguer gravity anomaly of Longmenshan fault zone and its surrounding regions

未达到完全均衡状态(产生对应的“山根”),因此,在龙门山地区形成了布格正负异常过渡区和布格异常高梯度带(图3中的B和C区).

3 岩石层有效弹性厚度估算结果和剖面分析

本文为研究青藏高原东缘地区不同地块之间和龙门山断裂带南北段的岩石层力学特性差异,将研究区划分为A,B,C和D区域.首先对这4个区域的重力异常进行了理论模型计算,分别计算了岩石层有效弹性厚度 T_e 不同的15组模型的理论自由空气重力异常和布格重力异常.其中第一组厚度为1 km,最后一组为61 km,中间相邻两组之差为4 km.分别将每组数据与实际观测的重力异常进行对比,求最小均方根误差下的模型厚度值,即作为一个区域的最佳值.图4是对A,B,C和D区域分别计算的均方根误差变化结果(其中使用自由空气重力异常和布格重力异常的计算结果趋势类似,图4结果为自由空气重力异常理论模型和观测模型的均方根误差).图4a是A与D两个区域的对比结果,图4b是B与C两个区域的对比结果.

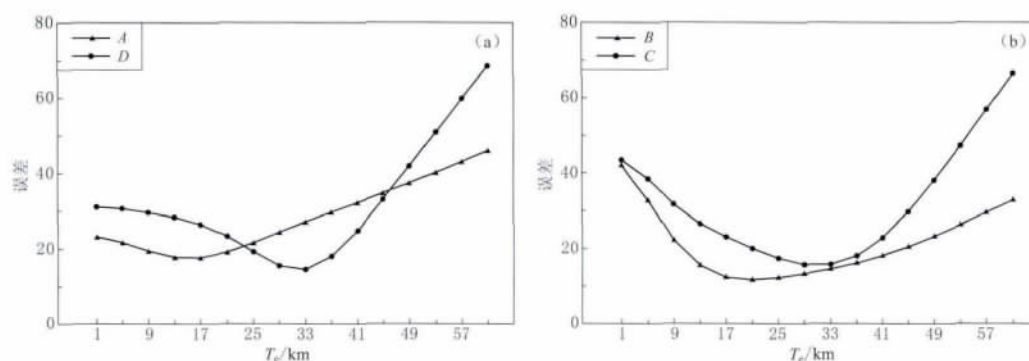


图4 研究区A,B,C和D岩石层有效弹性厚度(T_e)反演结果及误差曲线

Fig. 4 Inversion results and error curves of lithospheric effective elastic thickness (T_e) in the regions A, B, C and D

A区代表的青藏高原东缘松潘—甘孜块体的最佳拟合 T_e 值为13 km,D区代表的四川盆地的扬子块体拟合 T_e 值为33 km.由拟合的最佳岩石层弹性厚度可以看出,四川盆地内部岩石层有效弹性厚度(刚度)明显高于青藏高原东缘地区,也就是扬子地块较硬,这也正是为何由于两个地块的碰撞而在龙门山地区产生大范围地壳横向缩短的原因之一.在以龙门山变形带为主体的B和C两个区域内,B区的最佳拟合 T_e 值为21 km,C区的最佳拟合 T_e 值为33 km.这说明如果把两个区域看作一个整体,B区的岩石层刚度小于C区,C区与四川盆地平均的岩石层刚度相当.一般造山带的岩石层弹性厚度较小,而对于古老而稳定的克拉通而言岩石层弹性厚度较大.在变形强烈的地区岩石层弹性厚度一般小于变形较弱地区.从B区和C区的拟合结果上可以看出,龙门山断裂带的南段变形要强于北段.这也可以从四川盆地现有沉积物年代上推断,因为只有在南段对应的四川盆地西南角存在新生代沉积,才能够说明该区域在新生代存在明显的岩石层挠曲,进而才会形成较新的新生代前陆盆地沉积地层序列.

为了更进一步分析岩石层弹性厚度变化如何影响重力异常,以及两者之间的关系特点,我们选择了横跨震中位置,且跨过变形较强烈B区的两个剖面进一步深入研究.图

5a, b 和 c 为横跨汶川地震震中的 WW' 剖面的异常曲线; 图 5d, e 和 f 为横跨芦山地震震中的 LL' 剖面的异常曲线. 图 5a, d 为地形起伏, 汶川地震震中位于 WW' 剖面约 225 km 处, 芦山地震的震中位置位于 LL' 剖面约 265 km 处.

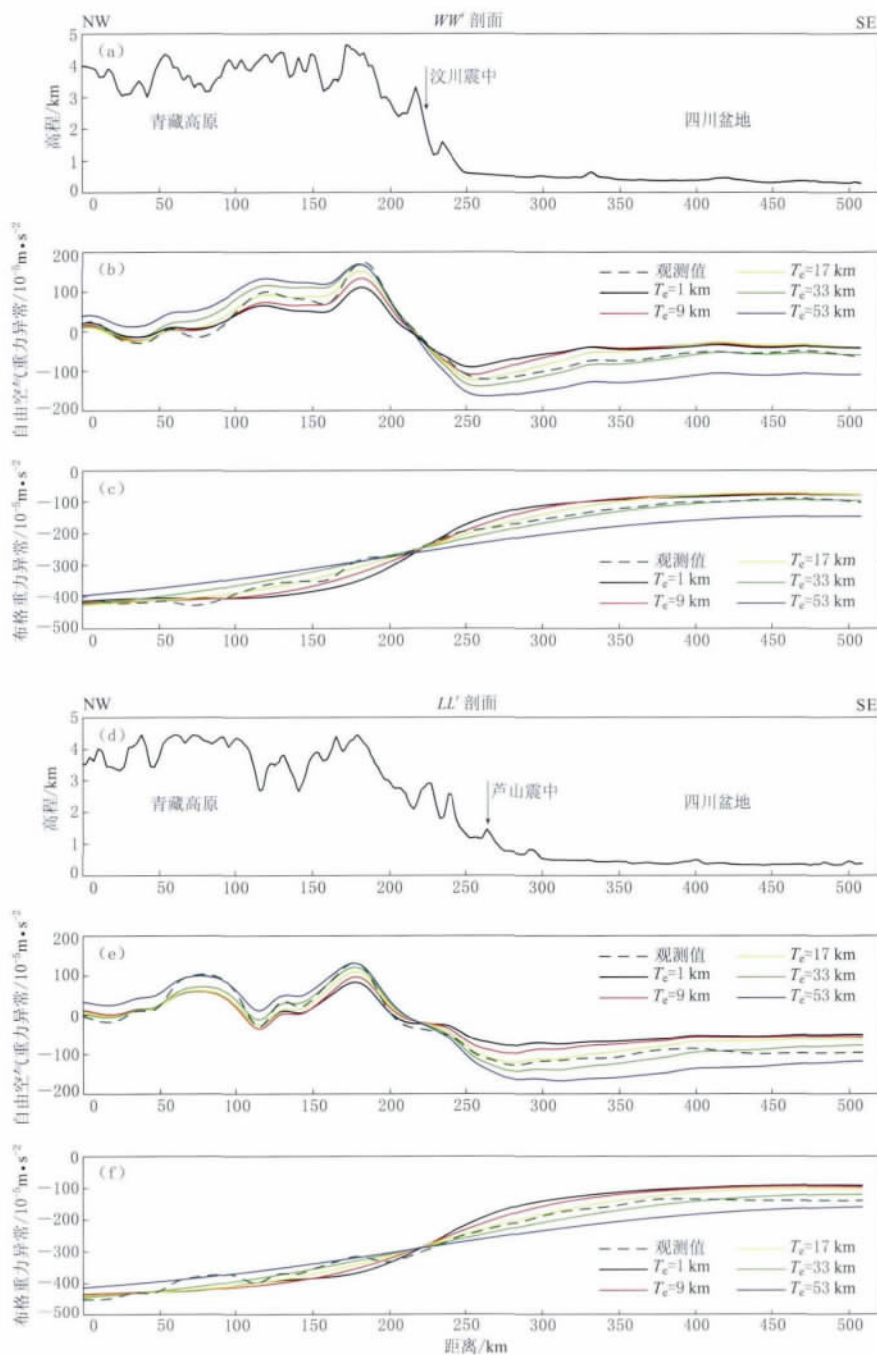


图 5 跨汶川地震震中位置 WW' 剖面(a, b, c)和跨芦山地震震中 LL' 剖面(d, e, f)异常曲线

Fig. 5 Gravity anomaly curves of the WW' and LL' profiles cross the epicenters of Wenchuan (a, b, c) and Lushan (d, e, f) earthquakes

图 5b, e 分别为选择的岩石层 T_e 值理论模型(实线)与实际自由空气重力异常(虚线)的曲线对比;图 5c, f 分别为选择的岩石层 T_e 值理论模型(实线)与实际布格重力异常(虚线)的曲线对比。从图 5b, c 中可以发现,随着岩石层有效弹性厚度 T_e 值逐渐增加,青藏高原和四川盆地两侧的重力异常变化趋势正好相反。在四川盆地一侧随着 T_e 值增加,重力负异常值减小,异常绝对值增加,这体现在盆地内部沉积层密度较低,由于受到地幔均衡力作用,岩石层被迫向上弯曲变形,随着 T_e 值增加岩石层的抗弯刚度变大,这种挠曲变形受到抑制,但这时盆地内的低密度沉积得不到地幔高密度物质的弥补,使得重力负异常值不断减小;而在青藏高原一侧这种情况则正好相反,这种机制体现在随着 T_e 值的增加,岩石层底部变形受到抑制,无法形成对应的低密度“山根”,因此,重力异常不断增加。这种高原与盆地之间的均衡机制差异随着 T_e 值变化对自由空气重力异常和布格重力异常产生的影响趋势是相似的。图 5b, c 中的四川盆地与青藏高原之间有一个变化趋势转折交叉点,该点位于剖面起点约 220 km 处。该点可以看作高原与盆地之间的分界线,也是岩石层刚度变化最大的位置。在该点左边的高原地区我们可以看出实际观测的重力异常与 $T_e=9$ km 的红线模型曲线较接近;而在该点右边的盆地地区,实际观测的重力异常与 $T_e=33$ km 的绿线模型曲线较接近。这种差异性正好体现了盆山结合带之间的岩石层力学差异性特征。也就是说,如果要研究一个复杂区域范围内的 T_e 值,有必要使用变刚度模型来进行拟合。特别是在盆山结合带地区,不同刚度或 T_e 值的模型曲线差异不大,因此,可能需要划分较细单元进行拟合。

另外,仔细观察图 5b 高原与盆地之间的模型曲线和实际观测异常曲线特征,在距离剖面起点约 180 km 处,实际观测的异常曲线要远高于 $T_e=9$ km 的红色曲线,与 $T_e=53$ km 的蓝色曲线相近。这种现象表现出的局部重力异常远高于整体接近 T_e 值模型计算的重力异常值,可以看做一种局部的地形未得到均衡补偿(形成“山根”)。在力学机制上可能是由于两个块体之间的推挤而产生的岩石层板下加载的构造应力所致,由于地形形成时间很短,还没有经过一定的地质时间尺度变化得到均衡补偿。因而并不能局部地认为该区的岩石层刚度或有效弹性厚度 T_e 很高,这可以避免与我们在宏观上对于造山带处 T_e 值应该较小的认识产生矛盾。所以要理解 T_e 的物理意义,往往要综合理解地质和地球物理等多方面的因素而做出解释。特别是对于小尺度的区域计算 T_e 值变化实际意义可能不大,因为只有有一定规模尺度下区域重力势能对岩石层变形才能产生至关重要的作用。而对于那些小尺度地形或局部区域较为急剧的变化可能主要因远程板块的相互挤压或下地幔对流拖曳等非垂向作用力对局部岩石层变形作用而引起,那么这种情况下仅仅用一个岩石层有效弹性厚度 T_e 来解释岩石层的力学状态就不再合适了。对比图 5b 与图 5e,我们也可以看到类似的现象。这种情况往往也在地表伴随逆冲型构造中出现。而对比剖面上的两次地震震中的位置,我们可以发现两次大地震的震中都出现在盆山岩石层接触带位置,即岩石层有效弹性厚度变化最大的位置。在汶川地震的 WW' 剖面上,震中位置接近盆山岩石层交接位置;而芦山地震的 LL' 剖面上,震中位置更接近于盆地方向。因此,这个结果可能对未来强震危险区的判断具有一定参考价值。

从以上对图 5 的剖面分析结果可以看出,如果对于整条剖面采用单一的有效弹性厚度 T_e 值来拟合整条剖面上的重力异常可能是不合适的。因此,我们在二维波速域内,采用滑动窗口的方法,分块拟合了研究区覆盖范围上的岩石层有效弹性厚度变化,窗口大小选择

Fig. 6 Inversion result of 2-D effective elastic thickness (T_e) of the lithosphere in the study area

4 讨论与结论

本文采用频率域岩石层有效弹性厚度计算方法, 计算了青藏高原东缘与四川盆地结合地区的龙门山断裂带及其周边的理论重力异常, 并与实际最新重力观测模型数据进行对比. 分析了不同区域尺度和两个过震中剖面(WW' 和 LL')位置的岩石层有效弹性厚度变化

特征. 以弹性板均衡和岩石层挠曲变形理论为基础, 解释了岩石层力学强度特征和与现今岩石层动力学演化之间的关系. 根据本文的方法, 基于自由空气重力异常与布格重力异常估算岩石层有效弹性厚度的结果基本一致, 得到青藏高原东缘地区 T_e 值为 $13(\pm 4)$ km, 四川盆地内部的 T_e 值为 $33(\pm 4)$ km. 对该区域已有研究结果主要包括: Jordan 和 Watts (2005) 采用布格重力异常估算包括四川盆地在内的青藏高原东缘地区的 T_e 值在 20—45 km 之间, 而青藏高原内部的 T_e 值在 5—35 km 之间变化. Braitenberg 等 (2003) 估计整个青藏高原的 T_e 值在 10—30 km 之间. Jiang 和 Jin (2005) 采用变刚度模型得到的结果估计四川盆地的 T_e 值约为 45 km, 而青藏高原东缘地区的 T_e 值在 36—38 km 之间. Fielding 和 McKenzie (2012) 通过二维导纳法分析得到的青藏高原东缘 T_e 值非常低约为 7 km. 本文得到的结果与上述结果在范围上一致, 但由于采用的方法和数据来源不同, 时空分辨率也不完全一致, 所以 T_e 绝对值略有差异. 综上所述, 本文得到主要结论如下:

1) 通过重力异常可以对岩石层有效弹性厚度进行估算, 对比不同地区的 T_e 值可以研究岩石层的变形演化问题. 本文计算的龙门山及其周边地区的 T_e 值变化, 发现以龙门山构造活动带为边界, 两侧 T_e 值存在显著不同. 四川盆地所在的扬子地块力学强度明显高于青藏高原东缘地区. 从整体计算得到的 T_e 值变化看, 扬子地块的岩石层平均刚度大于松潘—甘孜地块 16 倍左右.

2) 由于青藏高原不断受到印度板块的向北推挤, 且扬子地块的岩石层较硬, 因此, 在龙门山地区形成了大规模的地壳横向缩短和地形隆升, 导致了靠近龙门山地区出现局部自由空气重力高异常区. 且从岩石层弹性均衡模型分析, 这部分质量并没有在深部得到补偿, 即该区尚处于非均衡状态. 从龙门山南北地区的局部 T_e 值变化看, 其北段的 T_e 值大于南段, 这一点与四川盆地仅在西南部存在新生代沉积一致, 即在新世代龙门山南段的岩石层可能还在不断变形.

3) 对不同空间尺度 T_e 值估算问题. 使用不同的模型和方法可以得到不同的岩石层有效弹性厚度 (T_e) 估算结果. T_e 的绝对值并不具有确定性意义, 因为采用的计算模型和方法不同, T_e 值会存在一定差异, 但是不同地区 T_e 值之间的相对差异, 可用于评价不同地区的岩石层差异性演化特征. 在大尺度的空间范围内, 重力势能是岩石层变形演化的首要因素, 但是对于小尺度的区域性问题的, 需要考虑板块间相互挤压的横向作用力及壳幔边界的对流拖曳作用等, 因此选择合适的尺度和区域来评价的差异性特征是解释岩石层动力学问题的关键. 我们得到的龙门山地区的复杂 T_e 变化结果, 就需要根据其具体地质与地球物理相关条件进行分析和解释.

4) 龙门山恰好处于盆山结合带部位, 紧邻四川盆地西缘前陆盆地的中新世沉积厚度最深区. 从本文得到的结果可以看出, 在龙门山构造带南部区域的 T_e 值更接近于青藏高原东缘地区的 T_e 值, 而北部区域的 T_e 值更接近于四川盆地岩石层 T_e 值. 从两个跨地震中的重力剖面分析结果看, 两次地震都发生在不同 T_e 模型变化的盆山特征交接点附近. 由于在这个交接点附近的 T_e 值变化对重力异常影响不显著, 因此, 在二维变 T_e 模型反演结果中, 都出现了局部的最小 RMS 反演结果为高 T_e 值, 进而形成了局部的 T_e 值变化梯度带. 根据这两次地震经验, 可以为以后对潜在震源区危险性评价研究提供一些参考.

5) 通过重力异常方法, 结合岩石层弹性板理论还可以研究前陆盆地、造山带在不同地质演化史中的岩石层变形问题. 在掌握一定的沉积层物性资料后, 可以进一步通过弹性回

剥方法恢复盆地的构造演化历史, 反演和计算不同地质时期的 T_e 值随时间变化特征。

在本文的研究中, 对于岩石层有效弹性厚度估算仅采用了较为简单的弹性板模型, 并没有考虑板下加载作用、岩石层非弹性刚度系数、力学各向异性参数、地壳分层密度模型等因素, 因此, 所得到的值仅适于评价在地质时间尺度上的变形问题和对比大尺度下不同区域岩石层的构造演化差异性问题。但本文的研究方法和结果, 对于认识重力异常与岩石层演化之间的关系具有重要意义。通过两个震源区剖面的模型与实测结果分析, 可以进一步解释发震区域的岩石层力学特点, 这对于潜在震源区危险性判定具有一定的参考意义。

本文研究过程中得到了美国密苏里大学刘勉教授在方法和思路方面的指导; 在评审过程中, 评审专家给出了有益的建设性意见。作者在此一并表示感谢。

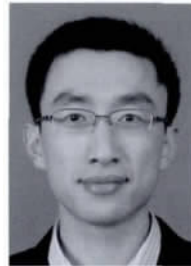
参 考 文 献

- 陈石, 王谦身, 祝意青. 2011. 青藏高原东缘重力导纳模型均衡异常时空特征[J]. 地球物理学报, **54**(1): 22–34.
- 陈运泰, 杨智娴, 张勇, 刘超. 2013. 从汶川地震到芦山地震[J]. 中国科学: 地球科学, **43**(6): 1064–1072.
- 刘杰, 易桂喜, 张致伟, 官致君, 阮祥, 龙锋, 杜方. 2013. 2013年4月20日四川芦山 $M7.0$ 级地震介绍[J]. 地球物理学报, **56**(4): 1404–1407.
- 王卫民, 郝金来, 姚振兴. 2013. 2013年4月20日四川芦山地震震源破裂过程反演初步结果[J]. 地球物理学报, **56**(4): 1412–1417.
- 张勇, 许力生, 陈运泰. 2009. 2008年汶川大地震震源机制的时空变化[J]. 地球物理学报, **52**(2): 379–389.
- 郑勇, 葛荣, 谢祖军, Yang Y J, 熊熊, 许厚泽. 2013. 芦山与汶川地震震区地壳上地幔结构及深部孕震环境[J]. 中国科学: 地球科学, **43**(6): 1027–1037.
- Braitenberg C, Wang Y, Fang J, Hsu H T. 2003. Spatial variations of flexure parameters over the Tibet–Qinghai Plateau [J]. *Earth Planet Sci Lett*, **205**(3/4): 211–224.
- Burchfiel B C, Royden L H, van der Hilst R D, Chen Z, King R W, Li C, Lu J, Yao H, Kirby E. 2008. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China[J]. *GSA Today*, **18**(7): doi:10.1130/GSATG8A.1.
- Chen B, Chen C, Kaban M K, Du J, Liang Q, Thomas M. 2013. Variations of the effective elastic thickness over China and surroundings and their relation to the lithosphere dynamics[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **363**: 61–72.
- Fielding E J, McKenzie D. 2012. Lithospheric flexure in the Sichuan basin and Longmenshan at the eastern edge of Tibet [J]. *Geophys Res Lett*, **39**(09): L09311. doi:10.1029/2012GL051680.
- Jiang X, Jin Y. 2005. Mapping the deep lithospheric structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau from gravity anomalies[J]. *J Geophys Res*, **110**(B7) doi:10.1029/2004JB003394.
- Jin Y, McNutt M K, Zhu Y. 1994. Evidence from gravity and topography data for folding of Tibet[J]. *Nature*, **371**: 669–674. doi:10.1038/371669a0.
- Jin Y, McNutt M K, Zhu Y S. 1996. Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan Plateau from gravity anomalies[J]. *J Geophys Res*, **101**: 11275–11290.
- Jordan T A, Watts A B. 2005. Gravity anomalies, flexure and the elastic thickness structure of the India–Eurasia collisional system[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **236**(3/4): 732–750.
- Sandwell D T, Smith W H F. 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry[J]. *J Geophys Res*, **102**(B5): 10039–10054. doi:10.1029/96JB03223.
- Sandwell D T, Smith W H F. 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate[J]. *J Geophys Res*, **114**(B1) doi:10.1029/2008JB006008.
- Smith W H F, Sandwell D T. 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings[J]. *Science*, **277**(5334): 1956–1962. doi:10.1126/science.277.5334.1956.
- Turcotte D L, Schubert G. 2002. *Geodynamics*[M]. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press: 124–126.
- Wang H, Liu M, Shen X, Liu J. 2010. Balance of seismic moment in the Songpan–Ganze region, eastern Tibet: Implications for the 2008 great Wenchuan earthquake[J]. *Tectonophysics*, **491**(1): 154–164.
- Watts A B. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*[M]. New York: Cambridge University Press: 186–189.

作者简介



缪 森 中国地震局地壳应力研究所研究实习员, 中国地震局地球物理研究所在职博士研究生。2009 年中国海洋大学勘查技术与工程专业毕业, 获学士学位; 2012 年中国地震局地壳应力研究所固体地球物理学专业毕业, 获硕士学位。现主要从事地球动力学数值模拟方面的研究。



赵 静 中国地震台网中心研究实习员。2012 年中国地震局地震预测研究所固体地球物理专业毕业, 获硕士学位。硕士期间主要从事块体应变与断层滑动和闭锁的研究。现主要从事 GPS 数据处理与孕震信息提取、地震前兆信息分析等方面的研究。中国地震学会会员。



刘博研 中国地震局地壳应力研究所助理研究员。2006 年中国地质大学(北京)固体地球物理专业毕业, 获学士学位; 2009 年中国科学院研究生院(现为中国科学院大学)固体地球物理学专业毕业, 获硕士学位; 2012 年中国科学院研究生院固体地球物理专业毕业, 获博士学位。曾从事强地面运动模拟、震源物理等方面的研究, 现从事断层动力学、地震活动性等方面的研究。中国地球物理学会终身会员, 美国地球物理学会(AGU)会员。



陈 石 中国地震局地球物理研究所副研究员。2009 年中国科学院研究生院(现为中国科学院大学)固体地球物理学专业毕业, 获博士学位。主要从事重磁位场数据处理及方法、地球动力学、数值建模和并行计算及可视化、地球重力场变化与地震活动性关系等方面研究。中国地球物理学会、中国地震学会终身会员。



牛安福 中国地震台网中心研究员。1986 年山东师范大学应用数学专业毕业, 获学士学位; 1989 年武汉地震研究所构造形变与地球动力学专业毕业, 获硕士学位; 2000 年中国地震局地球物理研究所固体地球物理专业毕业, 获博士学位。主要从事地形变观测、前兆机理及地震预测方面的研究。中国地震学会、欧洲地球物理学会及美国地震学会会员。



石 磊 中国地震局地球物理研究所助理研究员。2012 年中国地质大学(北京)地球物理与信息技术学院地球探测与信息技术专业毕业, 获博士学位。主要从事重力资料处理与反演、解释方法及其应用方面的研究。美国地球物理学会(AGU)和勘探地球物理学家学会(SEG)会员。