

胥 颀, 黄润秋, 李志伟等. 龙门山构造带及汶川震源区的 S 波速度结构. 地球物理学报, 2009, 52(2): 329~338
Xu Y, Huang R Q, Li Z W, et al. S-wave velocity structure of the Longmen Shan and Wenchuan earthquake area. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(2): 329~338

龙门山构造带及汶川震源区的 S 波速度结构

胥 颀¹, 黄润秋², 李志伟¹, 徐 亚¹, 刘劲松¹, 刘建华¹

1 中国科学院地质与地球物理研究所, 油气综合地球物理实验室, 北京 100029

2 成都理工大学, 地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 成都 610059

摘 要 利用四川地震台网的观测资料和体波地震层析成像方法反演了龙门山地区的 S 波速度结构, 据此分析了龙门山断裂带的地壳结构和汶川震源区的深部构造特征. 反演结果表明, 地震破裂与龙门山断裂及其两侧的地壳结构差异存在明显的对应关系, 汶川以北的龙门山上地壳具备较高的强度且明显抬升, 灌县至江油是龙门山西侧应力积累的主要地区, 汶川 8.0 级地震位于其南部边缘, 四川盆地的刚性地壳向西俯冲于龙门山之下, 其凸出部与造山带古老基底在汶川附近发生碰撞是汶川成为 8.0 级地震破裂起始点的主要原因. 汶川以南的龙门山地区地壳上层具有较大的韧性, 岩石强度相对减弱, 与龙门山北部相比不易于应力积累和产生破裂, 因而汶川以南的龙门山断裂缺少余震活动. 龙门山地区地壳厚度明显增加, 其原因与中下地壳具备较大的柔韧性有关. 由于青藏东部向东挤出时受到四川盆地刚性岩石层的阻挡, 龙门山中下地壳的塑性变形和垂向物质的增加导致地壳厚度加大和莫霍面下沉, 以此方式吸收了龙门山地区的大部分地壳缩短量, 地表则强烈褶皱抬升形成数千米的龙门山脉.

关键词 龙门山, 汶川地震, 地震层析成像, S 波速度

文章编号 0001-5733(2009)02-0329-10

中图分类号 P315

收稿日期 2009-01-05, 2009-02-06 收修定稿

S-wave velocity structure of the Longmen Shan and Wenchuan earthquake area

XU Yi¹, HUANG Rui-Qiu², LI Zhi-Wei¹, XU Ya¹, LIU Jin-Song¹, LIU Jian-Hua¹

1 Institute of Geology and Geophysics, Key Laboratory of Petroleum Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2 Chengdu University of Technology, State Key Laboratory of Geohazard Prevention & Geoenvironment Protection, Chengdu 610059, China

Abstract Using earthquake data from the Sichuan seismic network, the S-wave velocity structure of the Longmen Shan area was reconstructed by a body wave seismic tomography. It is followed by an analysis of the crustal structure along the Longmen Shan fault zone and in the Wenchuan earthquake area. Seismic rupture is well correlated with the Longmen Shan fault zone and the variation of crustal structure on the east and west of the fault zone. On the north of Wenchuan, the upper crust of the Longmen Shan has relatively high strength and is uplifted apparently. The Pengguan massif between Guanxian and Jianguyou is the main area for stress accumulation on the west of the Longmen Shan. The Wenchuan earthquake is located on the southern edge of this area. The rigid basement of the crust of the Sichuan basin underthrusts beneath the Longmen Shan, and the Wenchuan earthquake can be attributed to the collision of its western bulge with the base of the Pengguan massif along the Longmen Shan fault zone near Wenchuan. On the contrary, the Longmen Shan south of Wenchuan has a weak upper crust with lower mechanical

基金项目 成都理工大学地质灾害防治国家重点实验室开放研究基金(DZKJ-0803)资助.

作者简介 胥 颀, 男, 博士, 主要从事地震学和深部构造研究. E-mail: xuyi@mail.iggcas.ac.cn

strength, where stress is not easy to accumulate, compared with the northern Longmen Shan. It partly explains a lack of aftershocks along the Longmen Shan fault zone south of Wenchuan. Crustal thickening is observed beneath the Longmen Shan and this is because the strong lithosphere of the Sichuan basin obstructs the eastward flow of the weak crust of the eastern Tibetan. A large part of shortening is accommodated in a manner of ductile deformation, which causes the thickening of the deep crust and the downward flex of the Moho, while the upper crust is uplifted and folded, forming high mountains in the Longmen Shan.

Keywords Longmen Shan, Wenchuan earthquake, Seismic tomography, S-wave velocity

1 引言

2008年5月12日四川汶川发生强烈地震,中国地震台网测定的震级达到 $M_s 8.0$ 级,震源深度为14 km (<http://www.csi.ac.cn/sichuan>). 汶川地震的震源特性不同于一般的点源地震,而是一个由多个破裂点分阶段破裂构成的多重破裂过程^[1]. 根据震源破裂过程的模拟结果,这次地震的破裂起始于汶川下方10~20 km深度,破裂以3 km/s的速度在大约100 s的时间内向北东方向连续传播,形成长达近300 km、以逆冲为主并伴有右旋走滑的破裂面^[2~4]. 截止至2008年12月26日,已发生余震两万余次,其中4.0~4.9级地震245次,5.0~5.9级地震33次,6.0级以上地震8次,最大余震为5月25日青川6.4级地震,余震沿着龙门山断裂带分布在长达数百公里的区域内(图1).

龙门山断裂带位于青藏高原东部与四川盆地的交界,主要由汶川—茂县断裂(后山断裂)、映秀—北川断裂(中央断裂)和灌县—江油断裂(前山断裂)组成,上述三条断裂呈叠瓦状向四川盆地逆冲推覆,断裂倾角随着深度的增加逐渐变缓并收敛于地壳中部的水平剪切带^[5,6]. 虽然汶川地震的震中位置与映秀—北川断裂相对应,但是也有学者根据断裂的倾斜方向提出灌县—江油断裂是发震断裂^[7]. 震前的测量数据表明,龙门山断裂带的滑动速率不超过2 mm/a,单条断裂的活动速率不超过1 mm/a^[8],这一数值与近十年来青藏高原东部的形变速率相吻合^[9~12],表明龙门山与四川盆地之间的地壳相对运动非常小. 另外,这一地区的历史地震活动水平相对偏低,近几十年来很少发生6级以上地震^[13]. 但是,作为青藏高原东部边缘和南北构造带的一个重要边界,龙门山断裂带东西两侧的地球物理场和地壳暨岩石层结构组成却存在着显著的差异^[14~16],因此这

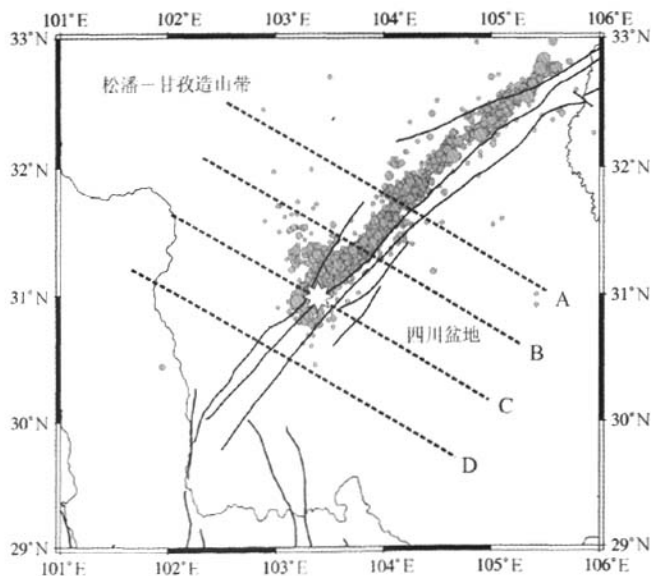


图1 龙门山断裂带及汶川地震序列震中分布图

Fig. 1 Tectonic outline of the Longmen Shan fault zone and epicenters of the Wenchuan earthquake sequence

一边界成为构造不稳定的地带之一。

汶川地震发生后,许多学者从震源破裂过程、地质构造、深部结构和动力演化等方面对地震的成因机制进行了分析讨论,但是由于资料的限制仍然存在一些尚不明确的问题。例如,为什么汶川成为 8.0 级地震的破裂起始点?为什么地震破裂暨余震持续向北发展,而汶川以南的龙门山断裂则相对平静?地质资料表明,龙门山的古老变质杂岩是地震破裂的主要载体,其较大的强度易于应力积累并在瞬间发生破裂释放出巨大的能量。那么地震(含余震)的空间分布与龙门山构造带的地壳结构及横向变化究竟存在何种联系?鉴于上述问题,我们利用四川地震台网记录的地震波走时资料,根据地震层析成像方法反演了龙门山及其邻近地区的 P 波速度、S 波速度和 Pn 波速度结构。本文主要根据 S 波速度的变化对龙门山构造带的地壳结构和汶川震源区的深部构造特征进行分析。

2 资料和方法

2.1 观测数据

研究区域位于 $101^{\circ}\text{E}\sim 106^{\circ}\text{E}$ 、 $29^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 之间,涵盖了四川盆地、龙门山断裂带和松潘—甘孜造山带。本文收集了四川地震台网 2000~2008 年记录

的地震资料,除了固定台站之外,龙门山地区还有一些临时观测台站。为了减小 8.0 级地震之后地壳结构的变化对走时计算的影响,加之汶川地震序列主要集中在龙门山断裂带,故在反演时仅使用了震前的地震数据。研究区内的地震主要分布在龙门山及松潘—甘孜造山带,四川盆地内部地震和台站分布相对稀少。现有地震数据的射线分布表明,本文使用的地震资料在龙门山地区取得了较好的射线覆盖(图 2)。挑选 S 波到时数据采用了以下标准:走时残差小于 $\pm 4\text{ s}$,每个地震至少有 5 个以上的 S 波到时,其中包括直达波 Sg 和莫霍面首波 Sn 震相,均使用其初至到时,共有 5800 余个地震的 58000 余个 S 波到时参与反演。经过两次迭代后,走时残差和速度扰动均趋于平稳,不再发生明显的变化。

2.2 初始模型

初始模型参考了松潘—阿坝地区的地震层析成像结果^[17],最初按照 $V_p/V_s=1.73$ 的比率将 P 波速度换算为 S 波速度,随后的走时计算根据数据残差情况进行了适当调整,壳内各个界面的深度和速度值见表 1。为了减小莫霍面起伏对射线走时计算的影响,根据布格重力异常数据^[18],采用调和级数法^[19]计算了研究区内的莫霍面深度(图 3)。计算结果与相关研究取得的最新认识是基本相符的^[14~16, 20~22],客观地反映出龙门山地区莫霍面的横向变化,并将

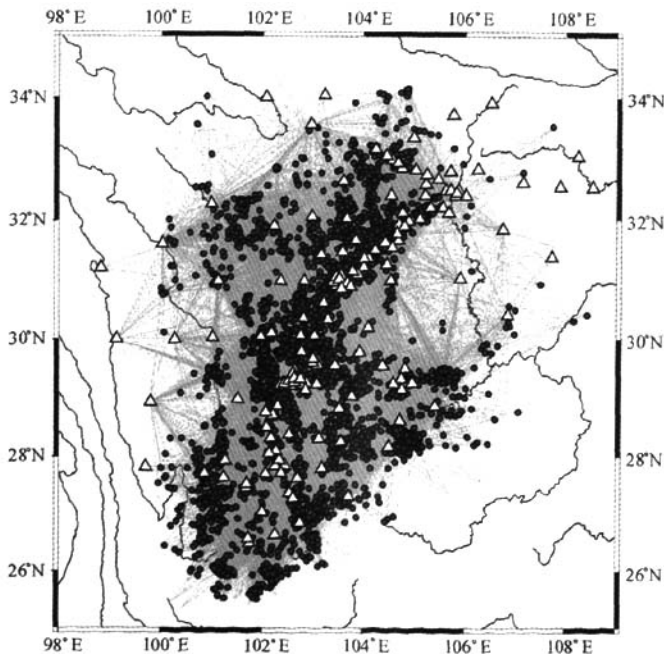


图 2 研究区内的地震台站和地震射线分布图

Fig. 2 Location of seismic stations and ray path coverage in the study area

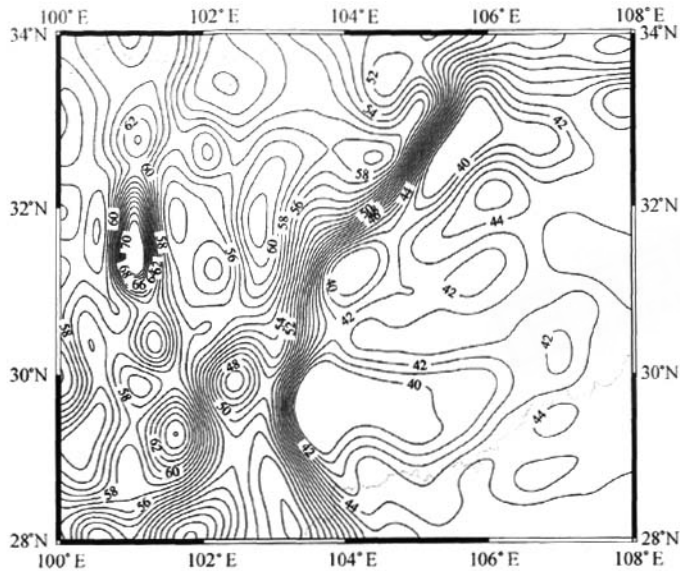


图3 根据布格重力资料计算的龙门山地区莫霍面深度(单位:km)

Fig. 3 The Moho depth (in km) calculated from Bouguer gravity data in the Longmen Shan region

其以较为宽缓的速度梯度带的形式引入反演初始模型. 通过对比现有数据的射线采样密度以及不同尺度的分辨测试结果, 反演模型的水平方向沿着经度和纬度采用 $0.125^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ 的网格划分, 纵向以深度界面作为网格面. 分辨测试和反演结果证实, 与以往涵盖这一地区的地震层析成像相比, 这样的网格尺度能够获得更高的分辨.

表1 S波速度初始模型

Table 1 Initial S-wave velocity model

深度 (km)	S波速度 (km/s)
0	3.05
5	3.20
10	3.47
15	3.56
20	3.63
30	3.66
40	3.70
53	3.75

2.3 反演方法

走时计算采用了伪弯曲射线追踪算法^[23~25], 求解走时残差线性方程组采用阻尼最小二乘法 DLSQR^[26], 并同时求解速度结构和震源参数, 以减小震源不确定性对波速结构的影响, 通过多次迭代逼近真实解. 为了避免射线分布不均和数据误差有

可能使线性方程组呈高度病态、导致局部地区产生不合理的高速和低速异常, 在求解时引入了平滑因子以保证解的稳定性^[27]. 平滑后忽略了不合理的局部异常, 更加便于揭示区域尺度的速度变化. 为了使选取的解能够反映地质构造的真实特征, 利用不同的阻尼系数和平滑因子进行了对比计算.

2.4 分辨估计

根据 Checkerboard 方法对现有数据的分辨水平进行了测试. 在初始速度模型上添加幅度为 $\pm 4\%$ 的扰动量, 采用与实际反演相同的方法获取不同网格尺度的 Checkerboard 模型恢复图像, 据此检验反演结果的分辨能力. 图 4 为 2×2 个网格节点的 Checkerboard 模型恢复图像, 可以看出各个深度上分辨最佳的区域均集中于龙门山地区, 这与图 2 所示的射线覆盖状况是相吻合的. 由于反演使用的是研究区内的天然地震, 地震分布的不均匀性以及接收台站之间的不同距离造成了射线穿透深度的差异. 譬如, 在 0 km、10 km、15 km 和 20 km 深度上, 龙门山及其邻近地区的分辨状况十分理想, 这与大量的地方震射线穿透到地壳中上层有关; 但是在 30~50 km 深度范围内, 随着深度的增加分辨范围逐渐向龙门山下方汇聚收缩, 表明穿透到地壳中下层的长路径射线数量有所减少, 周围出现的模糊拖曳现象说明与射线方位密切相关. 总体来看, 反演结果能够满足分析龙门山构造带地壳结构的需求.

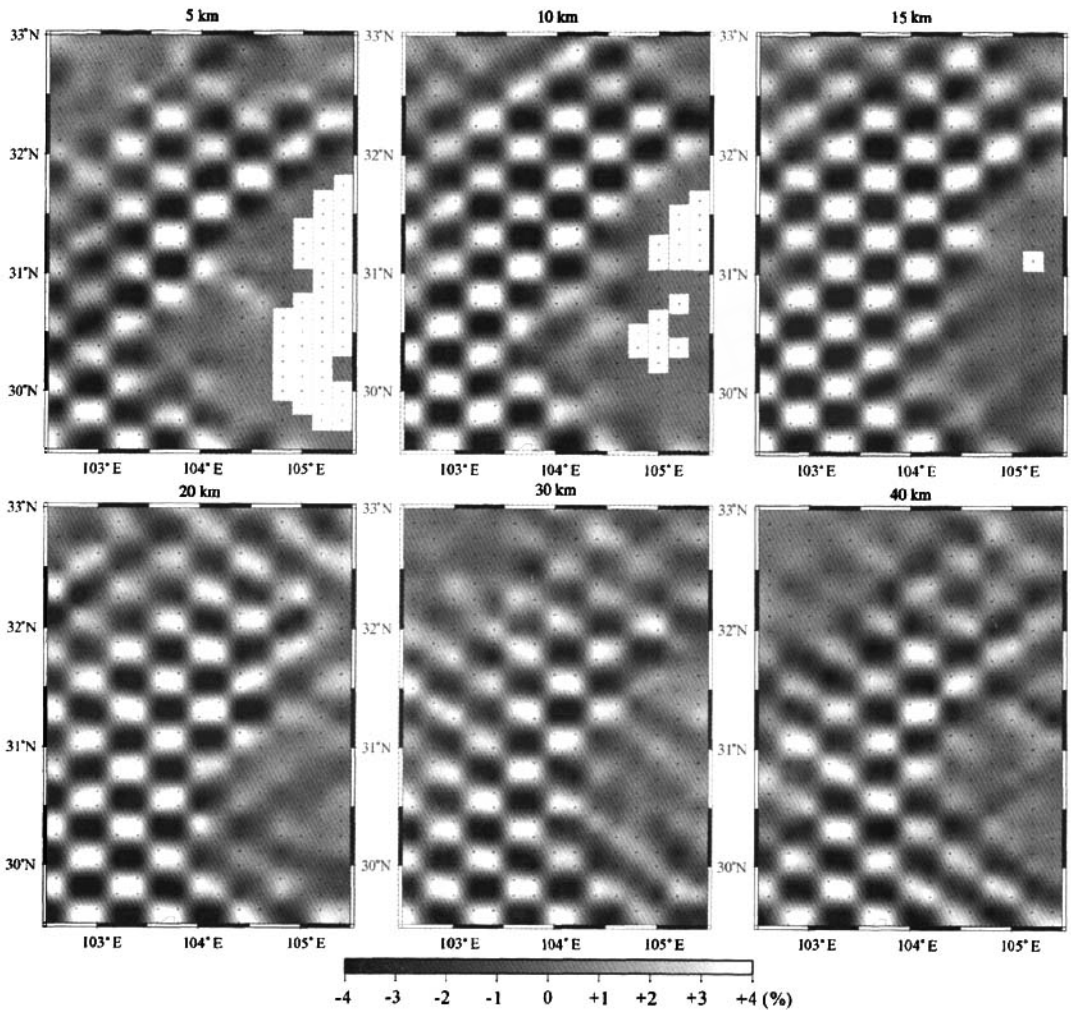


图 4 S 波速度的 Checkerboard 模型恢复图像

Fig. 4 Recovered images of S-wave velocity checkerboard models

3 反演结果

3.1 水平速度图像

图 5 为 0~40 km 深度的 S 波速度图像, 水平方向采用相对于参考模型的扰动量来表述 S 波速度的横向变化. 为了便于对比, 将地形和汶川地震序列按照震级大小投影到相应深度的速度图像上.

在 5 km 深度上, 龙门山断裂带两侧的速度差异非常明显, 四川盆地西部暨成都平原为低速异常, 整个松潘—甘孜造山带为高速异常, 高速异常和低速异常的边界自汶川向北延伸至江油一带, 与龙门山断裂带和汶川地震序列的震中十分吻合, 但是在

平武附近出现低速异常区.

10 km 深度的速度图像保持了上述基本特征, 四川盆地仍为低速异常, 以汶川至江油为界, 龙门山断裂带西侧为高速异常, 北部青川—平武一带为低速异常, 汶川以南也出现低速异常, 汶川地震序列的震中与龙门山断裂带以及高速异常和低速异常的边界相吻合.

在 15 km 深度上, 龙门山地区的速度异常发生了一些变化, 四川盆地大部仍为低速异常, 龙门山地区的高速异常主要集中在断裂带附近的灌县至江油一带, 松潘—甘孜造山带内部和汶川以南、江油以北的龙门山地区速度偏低, 汶川地震序列的震中与龙门山断裂带的高速异常相对应.

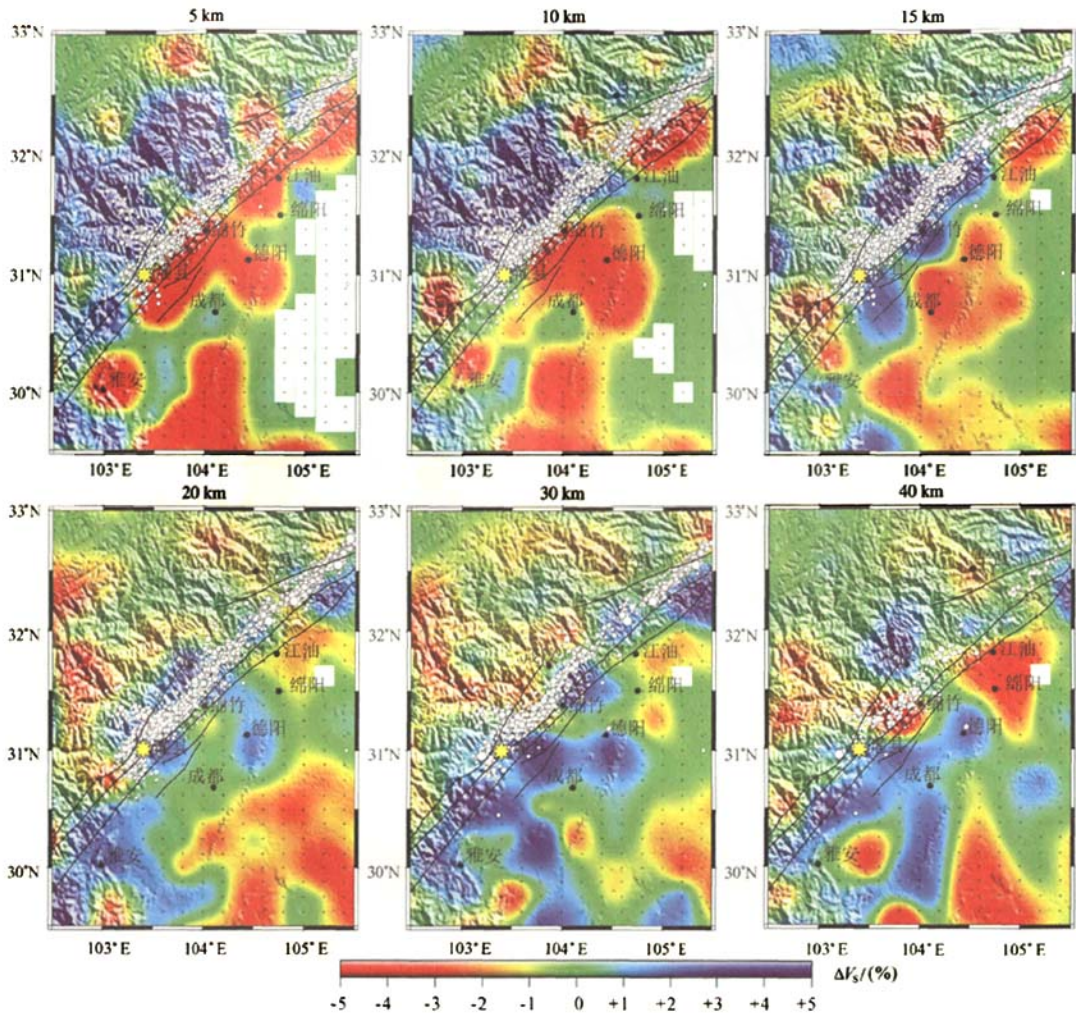


图 5 龙门山地区 5~40 km 深度的 S 波速度图像

Fig. 5 S-wave velocity images at 5~40 km depths in the Longmen Shan region

在 20 km 深度上,速度分布特征与 15 km 深度相类似,自汶川向北沿着龙门山断裂带均为高速异常,与相应深度上汶川地震序列的震中相吻合,但是四川盆地西部的低速异常趋于消失,松潘—甘孜造山带多为低速异常。

在 30 km 深度上,四川盆地西部多为高速异常,松潘—甘孜造山带多为低速异常,高速和低速异常的分界大体对应于龙门山断裂带和汶川地震序列的震中,8.0 级地震的震源区附近为高速异常。

在 40 km 深度上,沿着龙门山构造带速度异常变化较大,其中汶川以南的龙门山地区和四川盆地多为高速异常,灌县至绵竹附近为低速异常并向西扩展到松潘—甘孜造山带,龙门山西侧茂汶地区为

高速异常,东侧江油、绵阳一带的四川盆地为低速异常。

3.2 纵向速度剖面

图 6 为穿过龙门山地区的地震层析速度剖面 (A、B、C、D),为了便于对比,图中根据参考模型将扰动量换算为速度值。

剖面 A、B、C 穿过龙门山北部地区,其中剖面 C 穿过汶川 8.0 级地震的主震源区。通过对比可以看出,四川盆地暨川西拗陷地壳浅部速度偏低,反映了中生代沉积地层的地壳速度特征;15~20 km 深度以下,速度值逐渐递增并向龙门山一侧延伸,表明四川盆地的基底向造山带的过渡抬升。在剖面 A、B、C 上,龙门山地壳浅部较高的波速与古老变质基

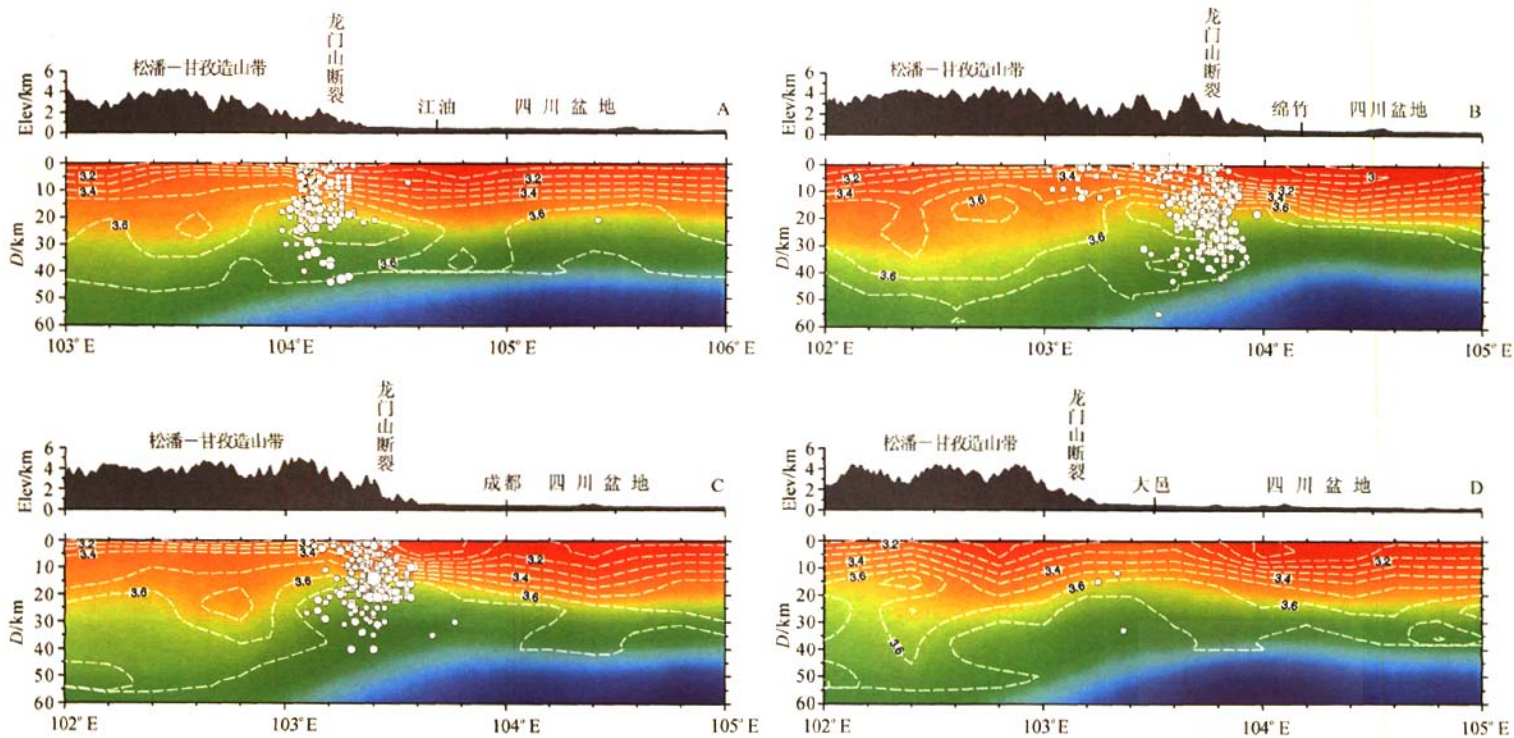


图 6 穿过龙门山地区的S波速度剖面(剖面位置见图1)

Fig. 6 S-wave velocity profiles across the Longmen Shan region (Location of the profiles are shown in Fig. 1)

底构成的彭灌杂岩体相吻合;但是汶川以南的剖面 D 上,龙门山山地壳浅部却显示出较低的速度,明显不同于龙门山北部相应深度上偏高的速度特征。

与四川盆地相比,龙门山地区 20~50 km 深度上速度明显偏低且厚度较大。根据速度的横向变化可见地壳厚度由四川盆地向松潘—甘孜造山带过渡增加,其中龙门山断裂带位于地壳厚度变化最大的梯度带附近,这与根据重力异常和其他地球物理探测获得的莫霍面深度变化是相一致的^[18,20~22]。在剖面 A、B、C 上,龙门山断裂带附近的地震位于两类不同性质的地壳构造交汇部位,应该是龙门山上地壳基岩层与四川盆地基底之间相互作用的结果;而在剖面 D 上,龙门山断裂带附近没有地震发生。

4 分析与讨论

通过分析龙门山构造带暨汶川震源区的 S 波速度结构,结合其他相关地质和地球物理资料重点讨论以下几个普遍关注问题。

4.1 龙门山断裂带的深部地质结构

长达数百公里的地震破裂与龙门山断裂以及两侧的速度差异有着明显的对应关系。龙门山断裂不仅作为四川盆地和松潘—甘孜造山带的地质构造边界,也是地壳岩石强度发生转折的重要分界。根据水平和纵向 S 波速度图像可以看出,以龙门山断裂为界,松潘—甘孜造山带和四川盆地的地壳速度结构差异十分清晰,反映出断裂两侧不同深度层次上岩石流变强度的变化。在汶川以北的龙门山地区,松潘—甘孜造山带上地壳较高的速度与古老基岩层的抬升相吻合,尤其是灌县至江油的高速异常对应于高强度的彭灌杂岩体^[5,6],成为龙门山地区地壳应力积累的主要载体,而中下地壳偏低的速度与其他深部地球物理探测的结果相吻合^[14~16,20~22],支持青藏东部暨龙门山地区中下地壳相对软弱且强度偏低的认识^[28~31]。相比之下,四川盆地上地壳较低的速度显示了沉积拗陷特征,但是基底以下至莫霍面附近的速度明显大于龙门山地区,表明四川盆地具有高强度的基底和岩石层结构。正如 Clark 和 Royden^[28]所认为的那样,龙门山成为青藏东部边界是由于地壳深部物质向东流动受到四川盆地高强度岩石层的阻挡,而青藏东部低强度的中下地壳和四川盆地刚性地壳暨岩石层的差异极大程度上控制了龙门山地区晚新生代变形和断层活动。

4.2 汶川震源区的构造特征

汶川 8.0 级地震的破裂起始点位于龙门山断裂的南段,主震源的深度大约在 10~20 km 之间。在 10 km 深度的 S 波速度图像中,8.0 级地震的起始点对应于龙门山西侧高速异常的南部边缘;在 15~20 km 深度上,高速异常集中分布在龙门山断裂带附近,8.0 级地震的起始点仍然对应于高速异常的南端;在 30 km 深度上,高速异常出现在四川盆地一侧并延伸越过龙门山断裂带,表明四川盆地的刚性地壳已经伸入龙门山下方(图 5)。结合纵向速度剖面 C(图 6)可以看出,龙门山断裂东、西两侧不同深度的高速异常实际上代表了松潘—甘孜造山带和四川盆地的基底结构,因此汶川 8.0 级地震可归因于两个不同构造单元地壳基底的相互作用,15 km 左右的深度正是龙门山基底底面与四川盆地基底顶面碰撞接触的区域。因此 8.0 级地震的破裂起始于汶川附近的原因与汶川所处的特殊构造部位有关:(1)高强度的彭灌杂岩(高速异常)作为龙门山断裂西侧的主要应力载体,汶川位于其南部边缘,是青藏东部向东挤出受四川盆地岩石层阻挡最易于应力集中的部位之一;(2)汶川以南的龙门山地区上地壳速度偏低,在同一应力场的作用下与北部高强度杂岩体之间容易产生应力差,造成应力分配不均匀;(3)四川盆地基底向西俯冲至龙门山构造带之下,其向西的凸出部对应于汶川 8.0 级地震的破裂起始点,可见该凸出部与龙门山西侧彭灌杂岩底部的相互作用是汶川成为地震破裂起始点的一个重要深部构造条件。

4.3 为何汶川以南的龙门山断裂缺少余震活动

汶川 8.0 级地震发生之后,汶川以北的龙门山断裂连续发生大量余震,而汶川以南的龙门山断裂则相对平静,一直没有地震活动,这一异常现象受到密切关注并引起了高度的警觉。从本文取得的结果分析,汶川以南的龙门山地区与北部相比的最大差异是上地壳强度减弱,即 S 波速度明显偏低。虽然速度偏低的原因尚不明确,估计与龙门山断裂和鲜水河断裂的交汇处发育的弧形构造有关。按照通常的理解,岩石的强度随着地震波速度的降低相应减小,推测汶川以南的龙门山上地壳相对软弱,而其中下地壳又具备较大的柔韧性。据此估计,四川盆地向西俯冲的地壳在汶川以南由于缺少与龙门山高强度上地壳的相互作用,加之应力积累条件不如龙门山北部的高速异常区,因而不具备发生地震破裂的岩石物性基础。

4.4 龙门山地壳缩短与增厚

地壳缩短与增厚是青藏高原东部深部动力学关注的焦点之一。甚长基线干涉测量(VLBI)和全球定位系统(GPS)观测表明^[8~12],龙门山地壳运动速率和新生代地壳变形量很小,但是地壳厚度则由四川盆地的 40~43 km 增加到龙门山的 55~60 km^[14~16,20~22],反映出强烈的地壳缩短与增厚。Clack 和 Royden^[28]根据较高的地壳温度和较低的地震波速度,提出青藏高原东部的地壳增厚主要发生在低黏度的中下地壳,但是 Burchfiel 等^[6]对于这个相对软弱的地壳层是否向东延伸到龙门山地区提出质疑,认为过于软弱的中下地壳难以支撑龙门山陡峭的地形变化。根据近年来的深部地球物理探测结果,Zhao 等^[21]发现青藏东部(龙门山南部)中地壳存在一个 10~15 km 厚的电性低阻层,据此认为青藏高原物质向东南挤出时产生了层间流动;穿过北川一带的大地电磁测深剖面同样揭示出龙门山地壳内部的电性低阻层^[22];另外,Wang 等^[20]发现青藏东南(龙门山和鲜水河断裂附近)30~60 km 深度内 S 波速度偏低,也认为与下地壳韧性物质的流动有关,并将其归因于高原落差引起的上地壳重力势能变化所致。虽然 Burchfiel 等^[6]认为龙门山的断层活动与褶皱构造与地壳深部的韧性变形有关,但是对于它们究竟以何种方式相互作用并不十分明确。图 6 所示的 S 波速度剖面表明,龙门山地区地壳厚度的横向变化主要是中下地壳的厚度增加。其偏低的 S 波速度与其他研究结果相吻合,说明青藏东部低强度的层间流动已经延伸到龙门山地区。一个简单的模型可概括为:青藏东部在向东挤出时由于受到四川盆地刚性岩石层的阻挡,使得龙门山上地壳抬升并发生褶皱变形,自西向东形成一系列断裂和推覆构造,中下地壳由于具备较大的柔韧性发生塑性变形,垂向物质的增加导致地壳厚度增大和莫霍面弯曲下沉,这一模式与 Burchfiel 等^[6]提出的地质模型是基本相符的。

5 结 论

利用体波地震层析成像方法反演的 S 波速度分布为分析龙门山构造带和汶川震源区的深部构造提供了新的信息。长达数百公里的地震破裂与龙门山断裂及其两侧的地壳结构差异存在明显的联系,汶川以北的龙门山地区上地壳具备较高的强度且明显抬升,灌县至江油一带的彭灌杂岩区是龙门山西侧应力积累的主要载体,其深度达到 20 km 左右,汶

川 8.0 级地震位于其南部边缘;四川盆地的地壳向西俯冲于龙门山之下,其凸出部与彭灌杂岩体南部边缘在汶川附近发生碰撞,因而汶川成为 8.0 级地震的破裂起始点。汶川以南的龙门山地区上地壳岩石强度相对减弱,与北部地区相比不易应力积累和产生破裂,这也许是汶川以南的龙门山断裂缺少余震活动的主要原因。龙门山中下地壳具备较大的柔韧性,厚度明显增加,主要是青藏东部物质在向东挤出时受到四川盆地刚性地壳的阻挡,导致龙门山中下地壳发生塑性变形,垂向物质的增加使得地壳厚度加大和莫霍面弯曲下沉,在很大程度上吸收了龙门山地区的地壳缩短量,地表则强烈褶皱抬升形成海拔数千米的龙门山脉。

致 谢 四川省地震局及四川台网中心的同仁为本项工作提供了宝贵的资料,特此表示感谢。

参考文献(References)

- [1] 陈运泰. 汶川特大地震的震级和断层长度. 科技导报, 2008, 26(10): 26~27
Chen Y T. On the magnitude and the fault length of the great Wenchuan earthquake. *Science & Technology Review* (in Chinese), 2008, 26(10): 26~27
- [2] 王卫民, 赵连锋, 李 娟等. 四川汶川 8.0 级地震震源过程. 地球物理学报, 2008, 51(5): 1403~1410
Wang W M, Zhao L F, Li J, et al. Rupture process of the M_w8.0 Wenchuan earthquake of Sichuan, China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(5): 1403~1410
- [3] 胡幸平, 俞春泉, 陶 开等. 利用 P 波初动资料求解汶川地震及其强余震震源机制解. 地球物理学报, 2008, 51(6): 1711~1718
Hu X P, Yu C Q, Tao K, et al. Focal mechanism solutions of Wenchuan earthquake and its strong aftershocks obtained from initial P wave polarity analysis. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(6): 1711~1718
- [4] Ji C. Preliminary result of the May 12, 2008 M_w7.9 eastern Sichuan, China earthquake, May 12, 2008; http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2008/05/12/SiChuan.html (last accessed 8 June 2008)
- [5] 张培震, 徐锡伟, 闻学泽等. 2008 年汶川 8.0 级地震震源断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. 地球物理学报, 2008, 51(4): 1066~1073
Zhang P Z, Xu X W, Wen X Z, et al. Slip rates and recurrence intervals of the Longmenshan active fault zone and tectonic implications for the mechanism of the May 12 Wenchuan earthquake, 2008, Sichuan, China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(4): 66~1073
- [6] Burchfiel B C, Royden L H, Hilst R D, et al. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GSA Today*, 2008, 18(7): 4~11 doi: 10.1130/GSATG18A.1

- [7] 卢华复, 贾东, 王良书等. 关于汶川地震发展机制. 高校地质学报, 2008, 14(2): 133~138
Lu H F, Jia D, Wang L S, et al. On the triggering mechanics of Wenchuan earthquake. *Geological Journal of China Universities* (in Chinese), 2008, 14(2): 133~138
- [8] 张培震. 青藏高原东缘川西地区的现今构造变形、应变分配与深部动力过程. 中国科学(D辑), 2008, 38(9): 1041~1056
- [9] Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J. Geophys. Res.*, 2000, 105(B7): 16215~16227
- [10] Shen Z K, Zhao C, Yin A, et al. Contemporary crustal deformation in East Asia constrained by Global Positioning System measurements. *J. Geophys. Res.*, 2000, 105: 5721~5734
- [11] Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements. *Science*, 2001, 294: 574~577
- [12] Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, 32: 809~812
- [13] 周仕勇. 川西及邻近地区地震活动性模拟和断层间相互作用研究. 地球物理学报, 2008, 51(1): 660~669
Zhou S Y. Seismicity simulation in Western Sichuan of China based on the fault interactions and its implication on the estimation of the regional earthquake risk. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(1): 660~669
- [14] 朱介寿. 汶川地震的岩石圈深部结构与动力学背景. 成都理工大学学报(自然科学版), 2008, 35(4): 348~356
Zhu J S. The Wenchuan earthquake occurrence background in deep structure and dynamics of lithosphere. *Journal of Chengdu University of Technology* (Science & Technology Edition) (in Chinese), 2008, 35(4): 348~356
- [15] 蔡学林, 曹家敏, 朱介寿等. 龙门山岩石圈地壳三维结构及汶川大地震成因浅析. 成都理工大学学报(自然科学版), 2008, 35(4): 357~365
Cai X L, Cao J M, Zhu J S, et al. A preliminary study on the 3-D crust structure or the Longmen lithosphere and the genesis of the huge Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Journal of Chengdu University of Technology* (Science & Technology Edition) (in Chinese), 2008, 35(4): 357~365
- [16] 滕吉文, 白登海, 杨辉等. 汶川 $M_w 8.0$ 地震发生的深部过程和动力学响应. 地球物理学报, 2008, 51(5): 1385~1402
Teng J W, Bai D H, Yang H, et al. Deep processes and dynamic responses associated with the Wenchuan $M_w 8.0$ earthquake of 2008. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(5): 1385~1402
- [17] 中石化股份有限公司南方勘探开发分公司. 松潘—阿坝地区地震层析成像与深部构造研究报告. 2004
Exploration Southern Company of China Petroleum & Chemical Corporation. Research report on seismic tomography and deep tectonics of the Songpan-Aba region. 2004
- [18] Jiang X, Yu J. Mapping the deep lithospheric structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau from gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 2005, 110, B07407, doi: 10.1029/2004JB003394
- [19] 江为为. 调和级数法与重力资料反演地壳构造. 中国科技大学研究生院学报, 1989, 6(1): 96~104
Jiang W W. The harmonious series and gravitational data used to inverse crustal structure. *Journal of Graduate School, USTC* (in Chinese), 1989, 6(1): 96~104
- [20] Wang C Y, Lou H, Lu Z Y, et al. S-wave crustal and upper mantle's velocity structure in the eastern Tibetan Plateau-Deep environment of lower crustal flow. *Science in China* (Series D), 2008, 51(2): 263~274
- [21] Zhao G Z, Chen X B, Wang L F, et al. Evidence of crustal 'channel flow' in the eastern margin of Tibetan Plateau from MT measurements. *Science in China* (Series D), 2008, 53(12): 1887~1893
- [22] 王绪本, 朱迎堂, 赵锡奎等. 青藏高原东缘龙门山逆冲构造深部电性结构特征. 地球物理学报, 2009, 52(2): 564~571
Wang X B, Zhu Y T, Zhao X K, et al. Deep conductivity characteristics of the Longmen Shan, Eastern Qinghai-Tibet Plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(2): 564~571
- [23] Um J, Thurber C H. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1987, 77: 972~986
- [24] Zhao D, Hasegawa A, Horiuchi S. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, 1992, 97(B13): 19909~19928
- [25] Koketsu K, Sekine S. Pseudo-bending method for three-dimensional seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities. *Geophys. J. Int.*, 1998, 132(2): 339~346
- [26] Paige C C, Saunders M A. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and least squares problems. *ACM Trans. Math. Software*, 1982, 8(1): 43~71
- [27] Lees J M, Crosson R S. Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data. *J. Geophys. Res.*, 1989, 94: 5716~5728
- [28] Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28(8): 703~706
- [29] Royden L H, Burchfiel B C, Kin G R W, et al. Surface deformation and lowest crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276: 788~790
- [30] Clark M K, Bush J W M, Royden L H. Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. *Geophys. J. Int.*, 2005, 162: 575~590
- [31] Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen L. Propagation of surface uplift, lower crustal flow, and Cenozoic tectonics of the southeast margin of the Tibetan Plateau. *Geology*, 2006, 34(10): 813~816

(本文编辑 何燕)