中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 6 期: 1027 ~ 1037
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

芦山与汶川地震震区地壳上地幔结构及深部孕震环境

郑勇[①], 葛粲[①②*], 谢祖军[①②], YingJie YANG[③], 熊熊[①], 许厚泽[①]

① 中国科学院测量与地球物理研究所大地测量与地球动力学国家重点实验室, 武汉 430077;
② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;
③ Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems/GEMOC, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, North Ryde, New South Wales 2113, Australia
* 联系人, E-mail: gecan2008@gmail.com

收稿日期: 2013-04-27; 接受日期: 2013-05-06; 网络版发表日期: 2013-05-10
国家自然科学基金(批准号: 41074052, 41174086, 40974034)、中国科学院测量与地球物理研究所重要方向项目和国家自然科学基金创新研究群体科学基金(批准号: 41021003)资助

摘要 雅安芦山 M_w6.6 级地震, 是汶川 7.9 级地震之后龙门山地区的又一次强震, 给当地的社会经济发展和生态环境带来了巨大的破坏. 本文借助全国地震台网连续波形数据, 使用背景噪声层析成像方法和远震接收函数分析方法, 获得了震区及其周边地区精细的 S 波速度结构和地壳厚度、泊松比分布情况, 进而分析了龙门山断裂带及邻区深部孕震环境. 研究结果发现: (1) 龙门山断裂带两侧剪切波速度和地壳厚度有非常显著的差异; (2) 芦山和汶川地震均位于地壳厚度和波速结构变化剧烈之处, 断层的破裂面和余震的分布均处于地震波横向速度梯度和地壳厚度的横向梯度跳变的地区; 地震深度处于从均匀波速结构向非均匀波速结构过渡区域; (3) 汶川地震及其余震发生在泊松比较低的地区, 而芦山地震及其余震发生在高泊松比的地区. 我们推测, 横向的显著速度变化, 以及地壳厚度和地形高度的巨大差异所产生的重力势能等作用可能在一定程度上构造成了龙门山断裂系上大地震的孕震环境, 而龙门山断裂带南北段岩石泊松比的差别, 可能是导致汶川地震余震空间分布和芦山地震延后 5 年发生的原因.

关键词
芦山地震
汶川地震
接收函数
噪声层析成像
深部孕震环境

2013 年 4 月 20 日, 龙门山断裂带南段的雅安市芦山县发生了 M_w6.6 级地震[1,2]. 此次地震是龙门山断裂带 2008 年 5 月 12 日汶川地震[3]以来的再次强震, 受灾面积达 11500 km^2, 截至 4 月 24 日, 已造成 196 人死亡, 一万多人受伤, 给当地的社会经济发展和生态环境带来了巨大的破坏.

龙门山断裂带位于年轻而活跃青藏高原造山带与古老而稳定的扬子克拉通中间的枢纽地带. 扬子克拉通于 800 Ma 前形成统一结晶基底, 属于较为古老而稳定的地块. 新生代以来, 长约 1500~2000 km 印度板块前大陆猛烈俯冲到亚欧大陆之下[4,5], 并导致了中国西部地壳结构的显著变化[6,7]. 青藏高原东

中文引用格式: 郑勇, 葛粲, 谢祖军, 等. 芦山与汶川地震震区地壳上地幔结构及深部孕震环境. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1027–1037
英文引用格式: Zheng Y, Ge C, Xie Z J, et al. Crustal and upper mantle structure and the deep seismogenic environment in the source regions of the Lushan earthquake and the Wenchuan earthquake. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4641-2

缘由于没有显著上地壳缩短, 大量的地壳物质可能通过下地壳流的方式导致青藏及周边块体的地壳增厚和海拔增高[8,9]. 地壳物质流动在坚硬的四川盆地处受到阻挡[10,11], 形成了世界上最陡峭的大陆断崖陡坡带之一, 导致龙门山两侧平均海拔差高达 3.5 km, 同时也导致地壳结构更加复杂.

普遍认为龙门山地区的构造活动, 地震机制和分布主要受到新生代印度板块俯冲控制. 然而越来越多的研究表明, 地壳演化过程受着远处的板块边界和岩石圈底部传递过来的构造应力(外力), 和区域的重力势能差(内力)的共同影响[12~16]. 美国西南部科迪勒拉造山带以及挪威斯堪的纳维亚造山带等地区的研究表明, 区域重力势能差在大陆演化中起到了至关重要的作用[17], 部分造山地区甚至不需引入远程板块作用和下方地幔对流拖曳作用, 仅用区域重力势能即可解释所有现今大陆形变特征[18]; 龙门山断裂带位于青藏高原造山区域的东缘, 该区域重力势能差产生的水平差应力甚至大于来自印度板块南缘洋中脊的推力[19], 影响了青藏造山带的演化过程[20]和地震特性[12]. 此外, 在相同构造环境下, 不同岩石的物理性质决定了不同地区在相同构造应力作用下的形变和抵抗的能力. 因此, 只有对龙门山地区远程构造加载、底部地幔拖曳、区域重力势能和岩石物理性质进行综合性研究, 才可以更加深入了解发生在青藏高原东边界处汶川和芦山的孕震机制的异同.

精确的地壳结构对于研究区域重力势能差十分重要[18,21]. 体现岩石物性的泊松比参数也可以通过地震波速比测量获得. 因此, 对于龙门山地区精确的地壳结构和性质的系统研究可以为分析地震和断层性质及其动力学过程提供重要基础. 随着该地区数字化台网的加密[22,23], 通过体波走时成像等方法获得了该地区一定分辨率的 S 波 P 波速度结构和 Pn 波结构[24~31], 由于体波方法受到地震和台站分布的限制, 部分地区分辨率有限. 另外, 体波方法由于射线入射角比较大, 因此对地壳和上地幔顶部的敏感度相对于面波特别是短周期面波较低. 为了获取龙门山地区精确的地壳和上地幔结构, 我们利用远震接收函数方法和噪声层析成像方法, 基于中国宽频带固定台网资料, 研究了该地区的高分辨率的地壳平均泊松比分布、地壳厚度分布以及地壳和上地幔 S 波速度结构图像, 为综合分析该地区地震孕育深部动力学以及评估未来地震危险性研究提供重要的依据.

1 方法

为了获取地壳和上地幔的精细结构, 我们主要通过两种方法进行研究. 由于地壳厚度对于了解地壳的横向变化, 并对于面波反演非常重要, 我们采用对地壳厚度敏感的远震体波接收函数进行研究, 同时获取地壳内部的泊松比分布. 然后, 根据中国宽频带台网资料, 采用噪声成像方法反演地壳和上地幔顶部的剪切波速度结构.

1.1 远震接收函数分析方法

接收函数方法可以有效的去除远震地震记录中震源信号, 而保留下地下结构的响应信号[7,32]. 接收函数由三分量地震记录把水平径向记录对垂向记录作反褶积获得, 通常由一系列在接收台站下方波阻抗界面上产生的 P 到 S 转换波和多次波(PpPs, PsPs+PpSs)构成. 其中最为显著的信号是来自莫霍界面. 接收函数方法通过分析莫霍界面的转换波和多次波到时, 成为估计地壳厚度和泊松比最为稳健的方法之一. 我们采用 H-κ 搜索技术, 对转换波和多次波进行叠加, 同时获取地壳厚度和波速比这两大参数. 有关接收函数的计算和 H-κ 搜索方法已有很多论述[33,34], 我们对 H-κ 方法进行了一定改良, 以消除条带状干扰, 具体方法另文说明, 本文不再赘述. 最后通过下式将测量获得的波速比转换成描述地壳弹性性质的泊松比:

$$\sigma = \frac{1}{2}\{1-[(V_p / V_s)^2 - 1]^{-1}\}. \quad (1)$$

1.2 噪声面波层析成像方法

传统的地震-台站对提取面波信号方法, 由于较强的地震波衰减和远震距离上短周期的散射存在, 难以提取到中短周期面波信号; 而且由于地震分布的不均匀性和对地震震源信息了解的不确定性, 导致面波成像的分辨率不高. 近年来, 利用台站记录到的长时间地震背景噪声做互相关计算提取台站间格林函数成为研究的热点. 由于该方法不需要地震信息, 只要台站分布密集而且合理, 就能够得到较高分辨率的地震面波成像结果, 同样由于台站间距离可以比较小, 高频面波衰减和散射也相应较小, 这样就可以得到较短周期的面波频散信息. 该方法已经证明是构造中短周期面波频散图的有效方法[35,36]. 在

中国大陆及周边地区, 该方法也得到了很好的实践应用[37~45]. 相对于传统地震面波层析成像方法, 利用该方法提取的高分辨率的中短周期面波图像可以为地壳上地幔结构提供更强的约束.

2　数据和处理方法

我们搜集了 2007~2009 年中国及其周边国家公开数据的国际台站共 1171 个宽频带地震台的连续数据, 台站分布如图 1 所示, 噪声层析成像则使用了图 1(a)中全部的台站, 以获得最高密度射线路径覆盖和最高的分辨率, 远震接收函数使用了图 1(b)中的台站.

2.1　接收函数数据处理

本文从雅安芦山地震区域周边台站记录的连续波形中, 截取震中距在 30°~95°之间, 震级大于 5 级且三分量信噪比大于 3 的远震数据, 采用时域迭代反褶积的方法计算了接收函数, 该方法在处理低信噪比数据时, 相比频域水准量反褶积方法更加稳定[46]. 使用高斯滤波因子 1.5 的低通滤波器, 减少高频噪声的影响. 由于部分台站的方位角存在偏差, 我们根据前人的研究结果[47]对数据进行了方位角矫正. 同时对数据质量进行了一定控制, 人工去除了波形怪异的接收函数以及振幅值异常大的接收函数, 减弱由于个别波形怪异的大振幅数据对叠加结果的影响. 为了减少搜索速度不准确带来的误差, 我们对不同台站位置按照 SEAPS 分层地壳模型[48,49]计算平均地壳 P 波速度做为搜索速度. 图 2 显示了汶川地震和芦山地震及其余震分布区域的部分台站 H-κ 搜索结果和接收函数图像, 台站位置见图 1. 图 2(a)~(c)是北部地区台站, 波速比在 1.73 以下; 图 2(d)~(f)是南部地区的台站, 波速比较高, 在 1.9 以上. 台站(a), (b)和(d)位于松潘甘孜地块, 地壳厚度为 48~57 km; 而台站(c), (e)和(f)位于四川盆地内部, 地壳厚度为 38~42 km.

2.2　噪声成像数据处理

本文数据处理流程以及质量控制与 Yang 等[37,38]、Zheng 等[39,40]采用的方法一致. 由于我们收集到的数据来自不同的台网, 首先我们将所有数据记录的时间都改为 GMT(Greenwich Mean Time)时间, 然后去除仪器响应, 再做单台数据预处理, 计算台站对间互相关系数并将两年的记录进行叠加. 我们只处理了记录的垂直分量, 因此得到的互相关函数主要包含瑞利面波信息. 利用时频分析法[50,51]提取瑞利面波群速度、相速度频散曲线. 根据台站间距大于 3 倍面波波长的要求, 挑选出高信噪比的频散曲线, 利用 Barmin 等[15]提出的基于射线理论层析成像反演方法进行反演. 反演中用到的射线覆盖图和群速度、相速度图的空间分辨率如图 3 所示; 不同周期的群速度、相速度成像结果如图 4 所示. 在面波成像分辨率到达 200 km 以内的地区, 利用 Monte-Carlo 方法[53,54], 反演得到了地下的三维 S 波速度结构.

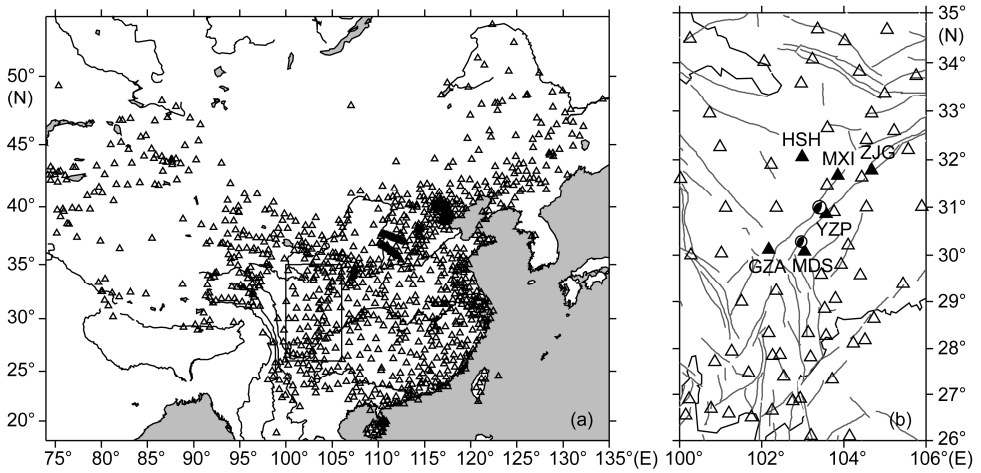

图 1　台站分布图

噪声层析成像使用了全部台站(图(a)中三角); 远震接收函数使用了震源区附近的台站(图(b)中三角); 实心三角为图 2 中台站位置; 沙滩球为此次雅安芦山地震机制[1]和汶川地震机制[31]

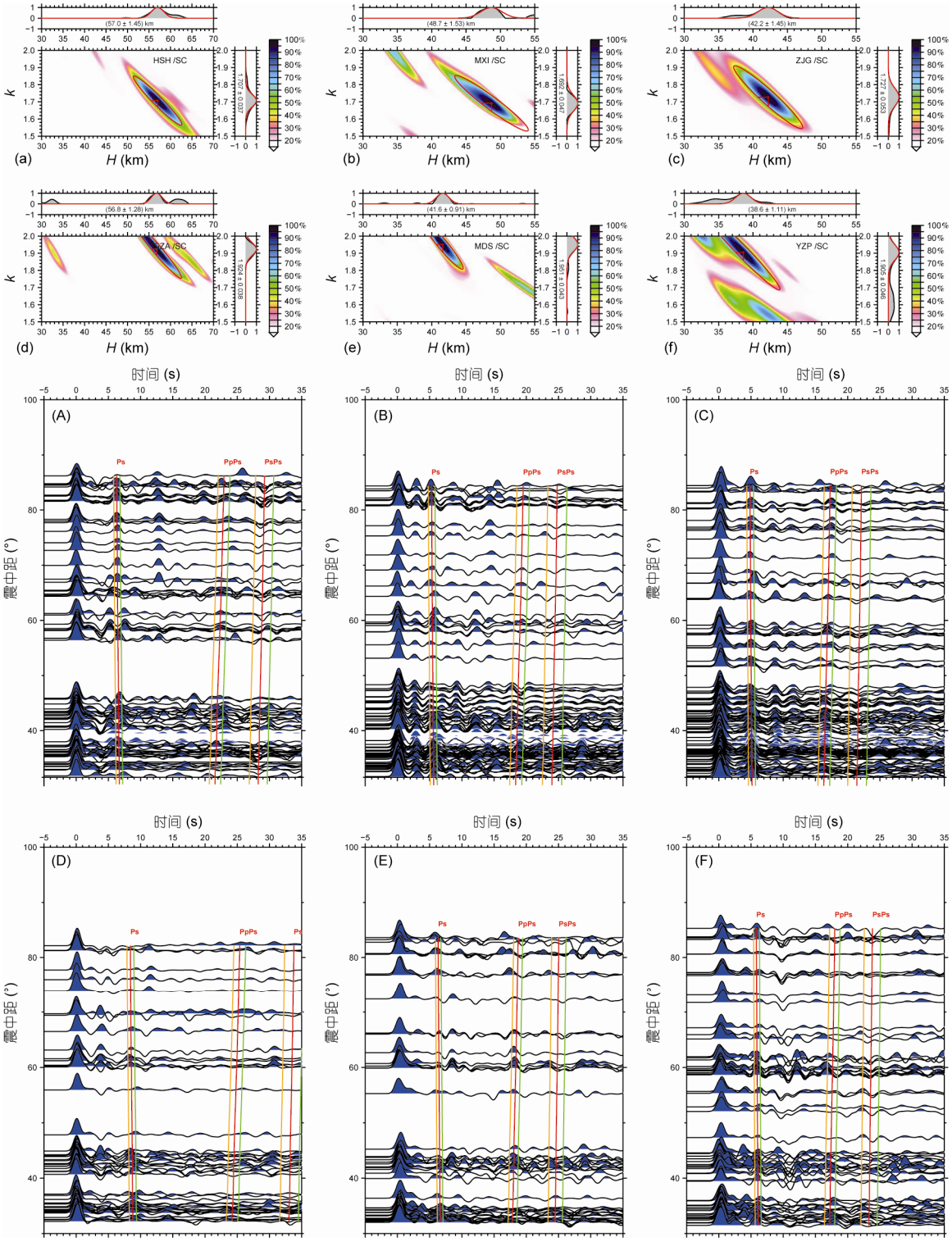

图 2　接收函数搜索结果和对应接收函数震相到时

(a)~(f)的主图为 *H*-*κ* 搜索归一化能量图, 两侧的灰色曲面为固定最优值中的一个变量, 搜索能量随另一个变量变化的图像, 红色虚线是根据搜索标准差对应的高斯函数分布. (A)~(F)为(a)~(f)对应的接收函数, 红线表明了最优值对应的莫霍界面转换波(Ps)和多次波(PpPs, PsPs)的到时. 橘色和绿色线是搜索标准差范围导致各个震相到时的偏移

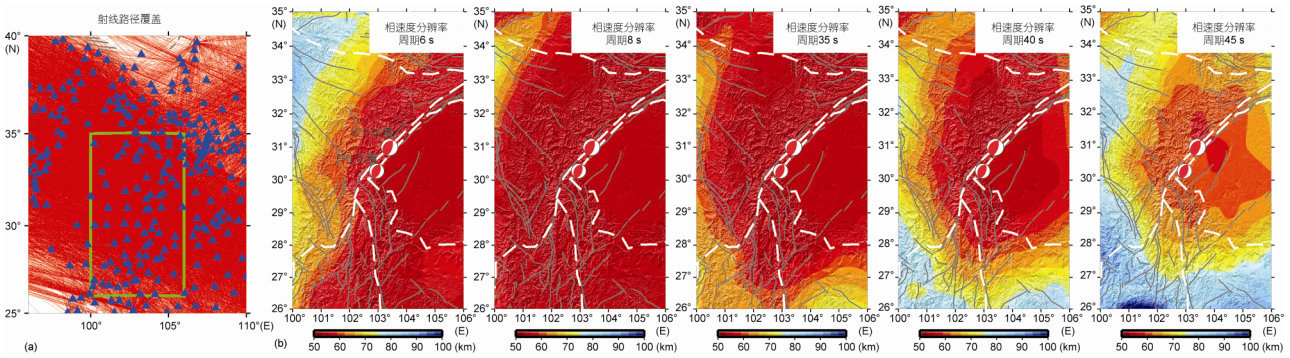

图 3　45 s 周期相速度射线路径覆盖图(a)和研究区域不同周期相速度分辨率图像(b)

(b)中研究区域 6, 8, 35, 40, 45 s 周期相速度分辨率图像分辨率在 50~80 km 之间, 8~35 s 周期分辨率几乎全部达到 50 km; 群速度分辨率与之类似

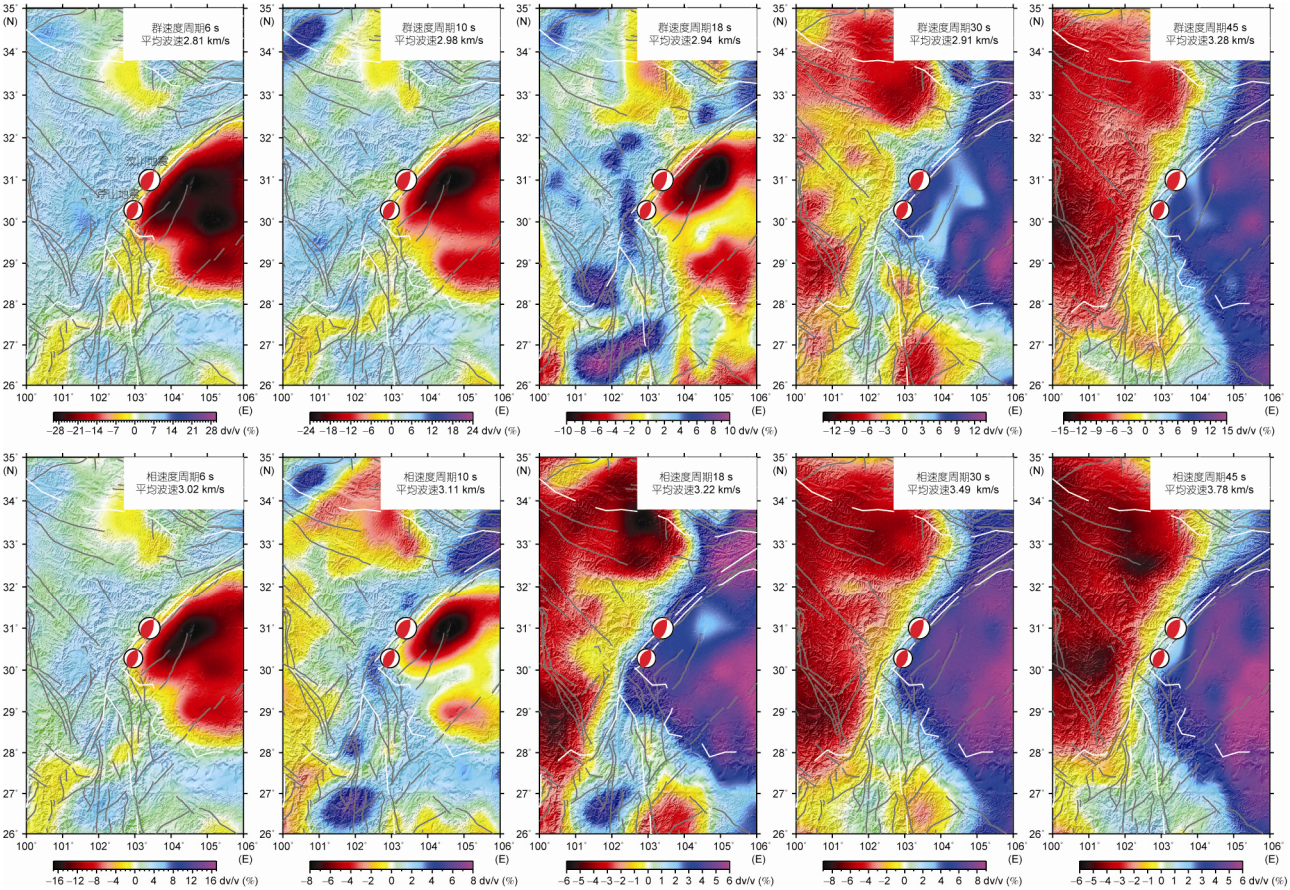

图 4　研究区域 6, 10, 18, 30, 45 s 周期群速度和相速度分布

白色虚线为块体的主要构造界限, 灰色线条为研究区域的活动断层分布[52], 沙滩球为汶川地震[31]和芦山地震[1]的震源机制解

3 研究结果与分析

3.1 龙门山及其周边地区地壳厚度和泊松比分布

为了直观的显示出芦山地震震区附近的地壳结构, 我们根据各个台站的地壳厚度和泊松比测量结果(见网络版附表 1, http://earth.scichina.com), 生成了二维的地壳厚度和泊松比分布图(图 5). 本文使用可调节张力连续曲率面插值算法结果进行了插值, 可调节张力连续曲率面插值算法通过求解下列公式获取插值量 $z(x,y)$:

$$(1-T)\times L(L(z))+T\times L(z)=0, \quad (2)$$

其中 L 是拉布拉斯算子, T 是张力系数. 张力系数取 0 时, 给出的是最小曲率解, 张力系数取 1 时, 给出的是拉布拉斯调和曲面解, 一般对于具有陡峭起伏的地形数据, 张力系数常取 0.35.

地壳厚度和泊松比分布图(图 5)显示了龙门山断裂带附近剧烈的地壳结构变化. 四川盆地内部地壳平均厚度在 42 km 左右, 与全球稳定地区的平均厚度 41.5 km 较为接近[55]. 龙门山地区, 地壳厚度快速增加到 50 km 以上, 在松潘甘孜地块南部地壳厚度更是达到 64~68 km, 远远高于全球造山带地区的平均地壳厚度(46.3 km)[55]. 我们的结果与地震深反射剖面获得的四川盆地地壳厚度 43 km 和西部高原地壳厚度 62 km 相一致[56]. 泊松比图像显示, 龙门山断裂带中北段泊松比较低(0.25 以下), 而南段泊松比较高(0.29 以上). 另外一条沿 30°N 的经过龙门山南段的台阵研究显示, 在 102°~103°E 之间存在异常高的泊松比地区, 与我们的结果相一致[57].

3.2 龙门山及其周边地区地壳和上地幔剪切波速度结构

我们使用层析成像的获得的群速度和相速度分布反演了不同深度上的 S 波波速结构(图 6 和网络版附表 2, http://earth.scichina.com). 速度分布图显示, 在浅部~5 km 附近, 体现为四川盆地一侧为低速区, 松潘

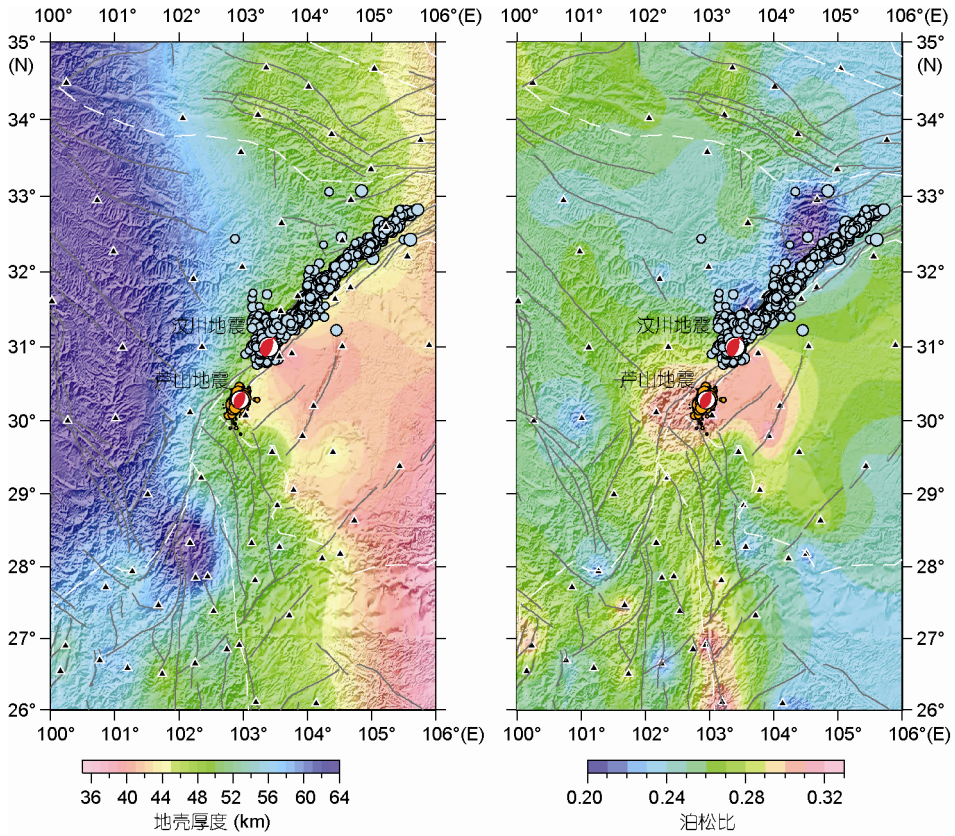

图 5 接收函数方法获得的地壳厚度与泊松比分布图

黑色三角形为台站位置, 红色震源机制球为汶川地震[31]和芦山地震[1]. 浅蓝色圆圈为汶川地震余震分布. 橘红色圆圈为芦山地震余震分布. 图中的线条和构造与图 4 一致

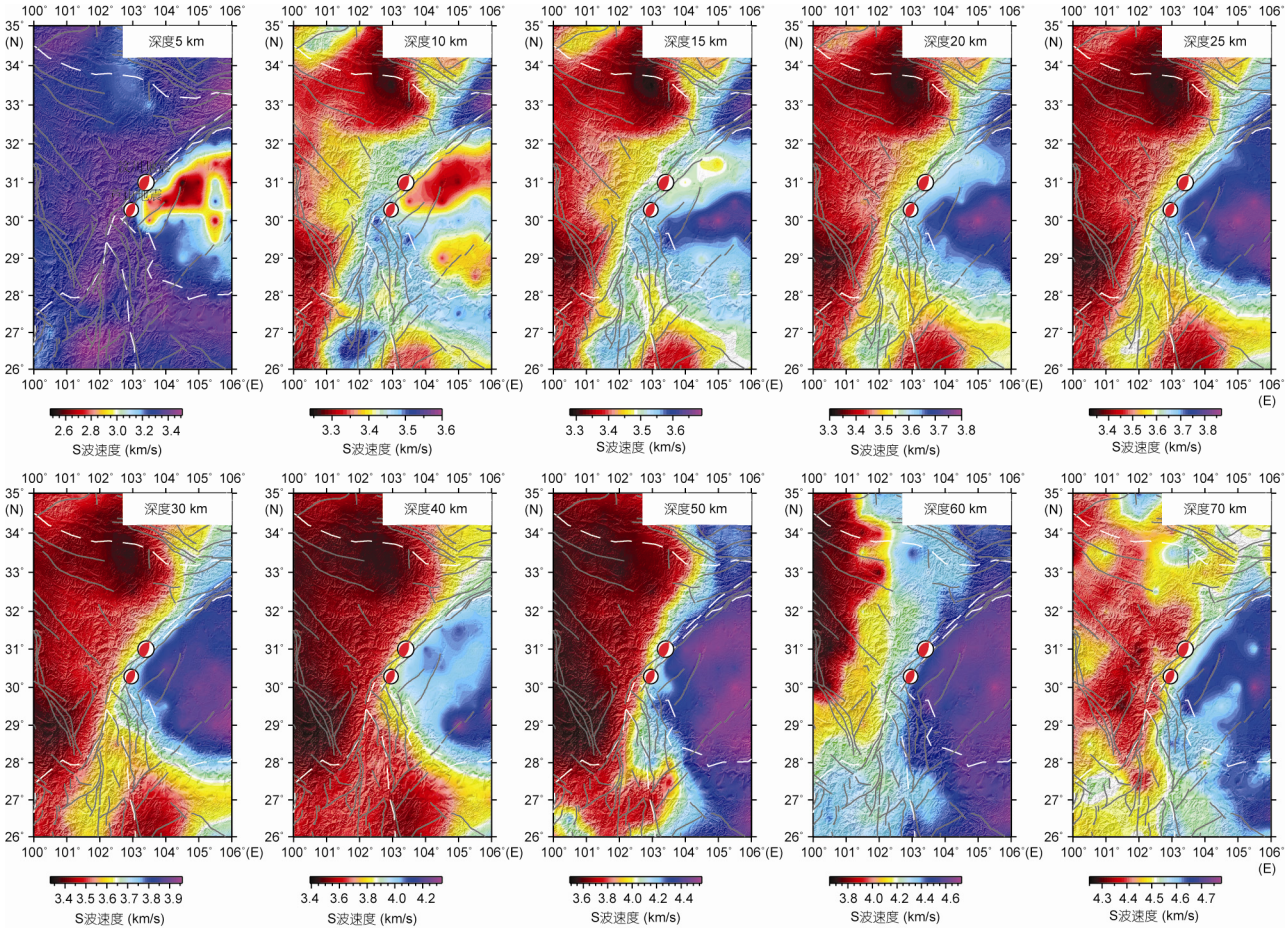

图 6　噪声层析成像获得的不同深度上的波速分布图

图中的沙滩球, 线条和构造与图 4 一致

甘孜地区为高速区; 在 10~15 km 深度, 情况逐步发生了改变; 在 20 km 以下, 四川盆地地区变成高速区, 而松潘甘孜地区变为低速区. 四川盆地浅部的低速区域, 主要是由于盆地沉积层导致. 由于四川盆地地壳较薄, 在相同深度上, 青藏高原中上地壳对应于四川盆地中下地壳, 而青藏高原下地壳则对应于四川盆地上地幔, 这就导致在深部同一深度上, 四川盆地的波速总是高于青藏高原, 一般来说, 高速对应于高密度和坚硬程度, 这可能也是四川盆地保持稳定的原因. 从波速分布图上看, 汶川地震和芦山地震发生的位置, 正好是波速变化剧烈的地区, 地震发生的深度在 13~17 km, 处于两侧介质发生转变的过渡区域.

噪声层析成像方法对于界面位置不敏感, 但是对于绝对波速值比较敏感, 而远震接受函数方法则相反. 两种方法的分辨率也有所差别, 噪声层析成像方法的分辨率随着射线密度的增加而增加, 本文可以达到的水平分辨率约为 50~80 km; 接收函数方法获得时台站下方的平均结构, 其分辨率随着台站密度的增加而增加, 本文可以达到约 100 km 的分辨率, 地壳厚度误差约 2 km. 这两种独立的方法获得地壳结构相一致(图 7), 在一定程度上说明两种方法的可靠性.

4　汶川地震和芦山地震与深部构造的关系

从我们的研究结果来看, 芦山地震和汶川地震的孕震环境具有一定的相似之处, 两者均发生在地形, 地壳厚度和波速结构急剧变化之处. 该处地形从海拔 4 km 降低到 0.5 km, 地壳厚度由距离断层 150 km 处的~60 km 急剧减薄到断层附近约~40 km. 两侧的波

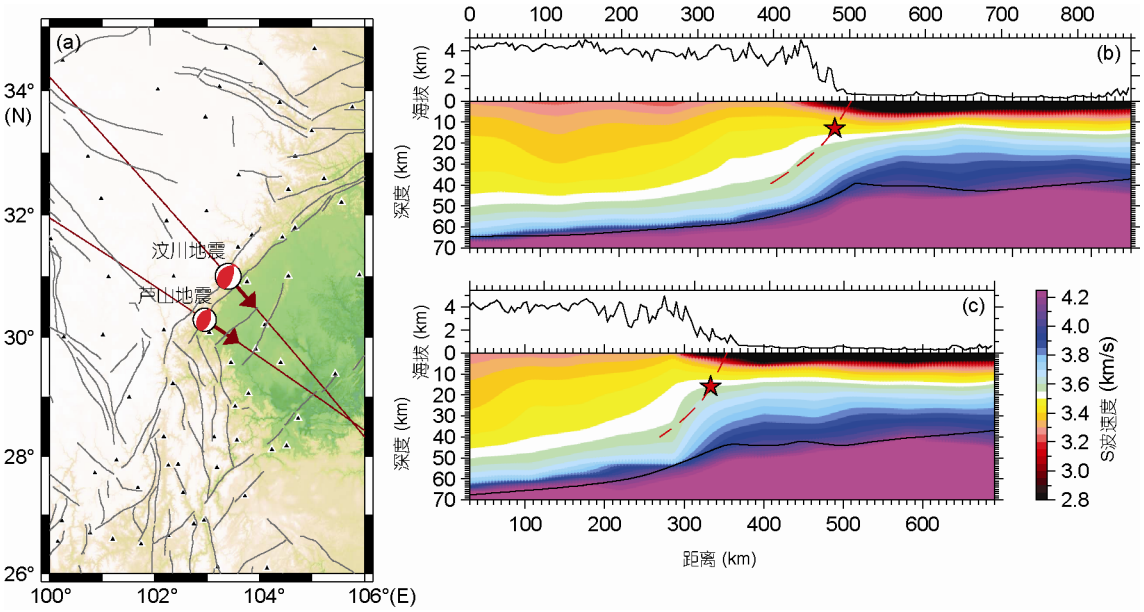

图 7　跨龙门山断裂带的垂直方向剪切波速度图

(a) 经过汶川地震[31]和芦山地震[1]的地壳结构剖面位置, 剖面方向垂直于震源机制的走向; (b) 经过汶川地震发震位置的波速剖面图, 上方细黑线为地表地形海拔, 下方黑粗线为接收函数获得的地壳厚度, 红色细线为推测断层倾斜面; (c) 经过芦山地震的地壳结构剖面图

速结构显示, 在四川盆地内部, 不同速度层厚度较为均匀, 而龙门山东侧的松潘甘孜地块则是表现出中地壳剧烈增厚的特点, 同样的特征也体现在该地区的P波速度结构上[25]. 这种波速结构导致10 km深度上龙门山断裂带两侧的波速值相当; 而在~15 km深度以下, 四川盆地的波速值逐渐高于松潘甘孜地块, 从而导致龙门山断裂带东侧相对于西侧表现的更加坚固和稳定. 水平方向上波速差异性变化的深度与汶川地震和芦山地震发震深度相对应, 也即地震发生在波速结构由均匀到非均匀的过渡深度.

汶川地震与芦山地震的孕震环境也具有一定的不同之处. 汶川地震发生在平均泊松比由高到低剧烈变化处, 其余震集中发生在龙门山中北段平均泊松比较低处. 本次芦山地震及其余震, 则集中发生在平均泊松比较高处(图5). 由P波S波走时成像构建出的三维泊松比模型与汶川破裂模型显示, 汶川地震开始于低泊松比地区, 其破裂传播过程停止于高泊松比区域, 然后在低泊松比区域继续传播[58], 汶川地震的余震也大多发生在低波速和低泊松比区域[59]. 汶川地震后, 单斌等[60]通过计算库仑破裂应力发现, 不仅龙门山北段库仑应力增量超过了阀值, 芦山地震震中附近的库伦应力增量在大多数情况下大于0.02 MPa, 最高达到了0.0749 MPa, 同样也超过应力触发的阈值[60]. 然而汶川地震后实际发生余震避开了龙门山断裂带南段库仑破裂应力提高区域; 5年后, 芦山地震及其余震才打破了龙门山断裂带南段的平静. 这种怪异的地震时空分布是否泊松比分布有一定的对应关系?

影响岩石的泊松比的因素很多, 如温度、压力、孔隙、成分等等. 实验室测量发现, 对于普通火成岩及其变质岩来说影响泊松比的最重要因素是岩石成分和熔融状态, 而当压力大于100~200 MPa (约7.5~15 km地壳深度静压力)时, 岩石内部的孔隙被压实, 而温度压力对波速比的影响很小. 此时, 岩石的波速比和泊松比主要受到岩石的成分控制[61]. 在各种矿物中, 石英和辉长石是较为主要的成岩矿物, 其中石英矿物的泊松比为0.09, 而辉长石的泊松比为3.0. 实验室测量发现岩石的二氧化硅成分比例在55 wt%~75 wt%变化时, 泊松比随着石英含量的增多而线性降低(泊松比0.304~0.232). 当花岗岩增加辉长石成分变成辉长岩时, 泊松比由0.24变化到0.29, 之后逐渐减少辉长石成分增加橄榄石成分变成纯橄榄岩时, 泊松比会降低到0.25[61]. 另外, 部分熔融对于波速

比有十分重要的影响. 理性流体的泊松比高达 0.5, 热液活动和岩石的部分熔融可以导致岩石的剪切模量降低, 从而使得波速比和泊松比大幅提高. 如部分熔融 5%的花岗岩的波速比上升至 1.9(泊松比 0.31), 对于那些通过岩石成分改变也无法达到的异常高泊松比的地区, 极有可能伴随地壳岩石部分熔融的现象.

由此我们推测, 龙门山中北段岩石成分中石英含量较高而辉长石含量较低; 而在龙门山南段岩石成分中石英含量较低而辉长石含量较高, 并且有可能伴随着岩石部分熔融的发生. 实验研究表明, 石英和花岗岩具有较高的摩擦系数(~0.65), 并在含水条件下会略微降低; 而辉石, 斜长石和辉长岩的摩擦系数更高(~0.75), 并在含水和高温条件下变化不明显[62]. 龙门山断裂带南北段岩石成分和状态的差别, 导致高泊松比的南段岩石在同样压应力作用下, 更容易发生侧向变形并吸收部分应变能, 而更高的摩擦系数使之更加不容易产生断层错动. 我们推测, 龙门山南段高泊松比和高摩擦系数地壳岩石, 导致其迥异于汶川地震时中北段的地壳破裂行为, 经过了 5 年的积累, 加上汶川地震的同震和震后库仑破裂应力的影响[60,63], 南段的地壳岩石达到了其承受极限, 导致了芦山地震及其余震的发生.

5 结论

我们通过远震接收函数和背景噪声层析成像两种独立的手段, 揭示出龙门山断裂带及邻区精细的地壳结构特征. 分析表明, 汶川地震和芦山地震均发生在地壳波速结构和地壳厚度剧烈变化的地区. 由于龙门山两侧巨大的地形高度差异, 以及地壳厚度的差异所产生的重力势作用, 加上龙门山两侧突然的剪切波速度变化所体现的地壳强度的差异, 构成了汶川地震和芦山地震的孕震背景. 然而两次强震之间的发震构造也存在着一定的不同, 芦山地震发生在地壳平均泊松比较高的区域, 而汶川地震及其余震序列在位于泊松比低的区域. 由于泊松比与地壳的岩石构造成分和强度有关, 因此, 这可能在一定程度上是汶川地震没有导致龙门山断裂带完全破裂, 而是在南部留下一段未破裂段, 而随着应变的继续积累, 加上由于汶川地震的松弛效产生的库伦应力场, 从而导致了此次芦山地震的发生. 鉴于大陆板内地震孕育机理的复杂性, 龙门山断裂带不同分段地震活动性差异与地壳物质属性的关系仍有待深入探讨和研究.

致谢 审稿专家提出宝贵修改意见, 中国地震台网中心提供芦山地震的余震位置数据, 中国地震局地球物理研究所国家数字测震台网数据备份中心提供地震波形数据, 中国地震局监测预报司、中国地震局周龙泉研究员, 以及江西省地震局吕坚副研究员等给予支持与帮助, 在此一并致谢.

参考文献

1 谢祖军, 金笔凯, 郑勇, 等. 近远震波形联合反演 2013 年芦山地震震源参数. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1010–1019
2 刘成利, 郑勇, 葛粲, 等. 2013 年芦山 7.0 级地震的动态破裂过程. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1020–1026
3 张培震, 徐锡伟, 闻学泽. 2008 年汶川 8.0 级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. 地球物理学报, 2008, 51: 1066–1073
4 Yin A, Harrison T M. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. Ann Rev Earth Planet Sci, 2000, 28: 211–80
5 Yi Z, Huang B, Chen J, et al. Paleomagnetism of early Paleogene marine sediments in southern Tibet, China: Implications to onset of the India-Asia collision and size of Greater India. Earth Planet Sci Lett, 2011, 309: 153–165
6 吴庆举, 曾融生, 赵文津. 喜马拉雅-青藏高原的上地幔倾斜构造与陆-陆碰撞过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 919–925
7 吴庆举, 曾融生. 用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构. 地球物理学报, 1998, 41: 669–679
8 Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. Geology, 2000, 28: 703–706
9 Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. The geological evolution of the Tibetan Plateau. Science, 2008, 321: 1054–1058
10 Zhang Z, Yuan X, Chen Y, et al. Seismic signature of the collision between the east Tibetan escape flow and the Sichuan Basin. Earth Planet Sci Lett, 2010, 292: 254–264
11 Zhang Z, Wang Y, Chen Y, et al. Crustal structure across Longmenshan fault belt from passive source seismic profiling. Geophys Res Lett, 2009, 36: L17310, doi: 10.1029/2009GL039580
12 England P, Molnar P. Active deformation of Asia: From kinematics to dynamics. Science, 1997, 278: 647–650

13 Rey P, Vanderhaeghe O, Teyssier C. Gravitational collapse of the continental crust: Definition, regimes and modes. Tectonophysics, 2001, 342: 435–449
14 Bendick R, Flesch L. Reconciling lithospheric deformation and lower crustal flow beneath central Tibet. Geology, 2007, 35: 895–898
15 Barmin M P, Ritzwoller M H, Levshin A L. A fast and reliable method for surface wave tomography. Pure Appl Geophy, 2001, 158: 1351–1375
16 Ghosh A, Holt W E, Flesch L M. Contribution of gravitational potential energy differences to the global stress field. Geophys J Int, 2009, 179: 787–812
17 Pascal C, Cloetingh S A P L. Gravitational potential stresses and stress field of passive continental margins: Insights from the south-Norway shelf. Earth Planet Sci Lett, 2009, 277: 464–473
18 Jones C H, Unruh J R, Sonder L J. The role of gravitational potential energy in active deformation in the southwestern United States. Nature, 1996, 381: 37–41
19 Ghosh A, Holt W E, Flesch L M, et al. Gravitational potential energy of the Tibetan Plateau and the forces driving the Indian plate. Geology, 2006, 34: 321–324
20 Hodges K V, Hurtado J M, Whipple K X. Southward extrusion of Tibetan crust and its effect on Himalayan tectonics. Tectonics, 2001, 20: 799–809
21 Naliboff J B, Lithgow-Bertelloni C, Ruff L J, et al. The effects of lithospheric thickness and density structure on Earth's stress field. Geophys J Int, 2012, 188: 1–17
22 郑秀芬, 欧阳飚, 张东宁, 等. "国家数字测震台网数据备份中心"技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑. 地球物理学报, 2009, 52: 1412–1417
23 Zheng X F, Yao Z X, Liang J H, et al. The role played and opportunities provided by IGP DMC of China National Seismic Network in Wenchuan earthquake disaster relief and researches. Bull Amer Meteorol Soc, 2010, 100: 2866–2872
24 Li Z W, Ni S D, Hao T Y, et al. Uppermost mantle structure of the eastern margin of the Tibetan Plateau from interstation Pn traveltime difference tomography. Earth Planet Sci Lett, 2012, 335-336: 195–205
25 李志伟, 胥颐, 黄润秋, 等. 龙门山地区的 P 波速度结构与汶川地震的深部构造特征. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 283–290
26 Xu Y, Li Z W, Huang R, et al. Seismic structure of the Longmen Shan region from S-wave tomography and its relationship with the Wenchuan M_s8.0 earthquake on 12 May 2008, sourthwestern China. Geophys Res Lett, 2010, 37: L02304
27 Li C, van der Hilst R D, Toksöz M N. Constraining P-wave velocity variations in the upper mantle beneath Southeast Asia. Physics Earth Planet Int, 2006, 154: 180–195
28 Li C, van der Hilst R D, Engdahl E R, et al. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle. Geochem Geophys Geosyst, 2008, 9: Q05018, doi: 10.1029/2007GC001806
29 Bai Z, Tian X, Tian Y. Upper mantle P-wave tomography across the Longmenshan fault belt from passive-source seismic observations along Aba-Longquanshan profile. J Asian Earth Sci, 2011, 40: 873–882
30 Liang C, Song X, Huang J. Tomographic inversion of Pn travel times in China. J Geophys Res, 2004, 109: B11304
31 Zhang P Z, Wen X, Shen Z K, et al. Oblique, high-angle, listric-reverse faulting and associated development of strain: The Wenchuan earthquake of May 12, 2008, Sichuan, China. Annu Rev Earth Planet Sci, 2010, 38: 353–382
32 Langston C A. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. J Geophys Res-Solid Earth, 1979, 84: 4749–4762
33 Zhu L, Kanamori H. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. J Geophys Res, 2000, 105: 2969–2980
34 葛粲, 郑勇, 熊熊. 华北地区地壳厚度与泊松比研究. 地球物理学报, 2011, 54: 2538
35 Sabra K G, Gerstoft P, Roux P, et al. Surface wave tomography from microseisms in Southern California. Geophys Res Lett, 2005, 32: L14311
36 Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, et al. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. Science, 2005, 307: 1615–1618
37 Yang Y, Ritzwoller M H, Zheng Y, et al. A synoptic view of the distribution and connectivity of the mid-crustal low velocity zone beneath Tibet. J Geophys Res, 2012, 117, doi: 10.1029/2011JB008810
38 Yang Y, Zheng Y, Chen J, et al. Rayleigh wave phase velocity maps of Tibet and the surrounding regions from ambient seismic noise tomography. Geochem Geophys Geosystem, 2010, 11: Q08010
39 Zheng Y, Shen W, Zhou L, et al. Crust and uppermost mantle beneath the North China Craton, northeastern China, and the Sea of Japan

from ambient noise tomography. J Geophys Res, 2011, 116: B12312, doi: 10.1029/2011JB008637
40 Zheng Y, Yang Y, Ritzwoller M H, et al. Crustal structure of the northeastern Tibetan Plateau, the Ordos block and the Sichuan basin from ambient noise tomography. Earthquake Sci, 2010, 23: 465–476
41 Zhou L, Xie J, Shen W, et al. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography. Geophys J Int, 2012, 189: 1565–1583
42 Luo Y, Xu Y, Yang Y. Crustal structure beneath the Dabie orogenic belt from ambient noise tomography. Earth Planet Sci Lett, 2012, 313: 12–22
43 Yao H, Campman X, de Hoop M V, et al. Estimation of surface wave Green's functions from correlation of direct waves, coda waves, and ambient noise in SE Tibet. Phys Earth Planet Int, 2009, 177: 1–11
44 Yao H, Van Der Hilst R D. Analysis of ambient noise energy distribution and phase velocity bias in ambient noise tomography, with application to SE Tibet. Geophys J Int, 2009, 179: 1113–1132
45 Yao H, Beghein C, Van Der Hilst R D. Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis-II. Crustal and upper-mantle structure. Geophys J Int, 2008, 173: 205–219
46 Ligorría J P, Ammon C J. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. Bull Seismol Soc Amer, 1999, 89: 1395–1400
47 Niu F, Li J. Component azimuths of the CEArray stations estimated from P-wave particle motion. Earthquake Sci, 2011, 24: 3–13
48 Sun Y, Toksöz M N. Crustal structure of China and surrounding regions from P wave traveltime tomography. J Geophys Res, 2006, 111: B03310, doi: 10.1029/2005JB003962
49 Sun Y, Li X, Kuleli S, et al. Adaptive moving window method for 3D P-velocity tomography and its application in China. Bull Seismol Soc Amer, 2004, 94: 740–746
50 Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, et al. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. Geophys J Int, 2007, 169: 1239–1260
51 Lin F C, Moschetti M P, Ritzwoller M H. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. Geophys J Int, 2008, 173: 281–298
52 张培震, 邓启东, 张国民, 等. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 12–20
53 Shen W, Ritzwoller M H, Schulte-Pelkum V, et al. Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: A Bayesian Monte-Carlo approach. Geophys J Int, 2013, 192: 807–836
54 Shen W, Ritzwoller M H, Schulte-Pelkum V. A 3-D model of the crust and uppermost mantle beneath the Central and Western US by joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. J Geophys Res, 2013, 118, doi: 10.1029/2012JB009602
55 Christensen N I, Mooney W D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. J Geophys Res, 1995, 100: 9761–9788
56 Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. Crustal structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications. J Geophys Res, 2007, 112: B07307, doi: 10.1029/2005JB003873
57 王椿镛, 楼海, 吕智勇, 等. 青藏高原东部地壳上地幔 S 波速度结构——下地壳流的深部环境. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 22–32
58 Wang Z, Fukao Y, Pei S. Structural control of rupturing of the M_w7.9 2008 Wenchuan Earthquake, China. Earth Planet Sci Lett, 2009, 279: 131–138
59 Lei J, Zhao D. Structural heterogeneity of the Longmenshan fault zone and the mechanism of the 2008 Wenchuan earthquake (M_s8.0). Geochem Geophys Geosyst, 2009, 10, doi: 10.1029/2009GC002590
60 单斌, 熊熊, 郑勇, 等. 2008 年 5 月 12 日 M_w7.9 汶川地震导致的周边断层应力变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009: 537–545
61 Christensen N I. Poisson's ratio and crustal seismology. J Geophys Res, 1996, 101: 3139–3156
62 周永胜, 何昌荣. 汶川地震区的流变结构与发震高角度逆断层滑动的力学条件. 地球物理学报, 2009, 52: 474–484
63 单斌, 熊熊, 郑勇, 等. 2013 年芦山地震导致的周边断层应力变化及其与 2008 年汶川地震的关系. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1002–1009

附表 1 地壳厚度与波速比

台网名	台站名	经度(°)	纬度(°)	地壳厚度(km)	波速比	厚度误差(km)	波速比误差
CQ	ROC	105.4	29.4	40.4	1.715	1.3351	0.0496
GS	CXT	105.8	33.7	44.9	1.694	2.1418	0.0665
GS	DBT	103.2	34.1	44.9	1.803	1.7025	0.0572
GS	LTT	103.4	34.7	46.3	1.826	1.3339	0.0609
GS	MQT	102.1	34	56.6	1.769	1.5952	0.0498
GS	MXT	104	34.4	49.6	1.678	1.5579	0.046
GS	WDT	105	33.4	47.7	1.724	1.3211	0.0422
GS	WSH	105.1	34.7	45.1	1.702	1.3723	0.0449
GS	WXT	104.7	32.9	51.4	1.62	1.7075	0.0459
GS	ZHQ	104.4	33.8	44.7	1.791	1.252	0.0494
QH	BAM	100.7	32.9	66.9	1.696	1.8634	0.0442
QH	DAW	100.2	34.5	62.3	1.818	1.8765	0.0444
SC	AXI	104.4	31.6	44.3	1.728	1.6116	0.0526
SC	BYD	103.2	27.8	50.5	1.862	1.4389	0.0559
SC	CD2	103.8	30.9	38.4	1.927	1.1104	0.0452
SC	DFU	101.1	31	65.3	1.775	1.2423	0.0277
SC	EMS	103.5	29.6	51.6	1.723	1.1876	0.0361
SC	GZA	102.2	30.1	56.8	1.924	1.2825	0.0376
SC	GZI	100	31.6	68.5	1.739	2.54	0.0509
SC	HLI	102.3	26.7	51.5	1.629	1.1323	0.0356
SC	HMS	104.4	29.6	45.6	1.774	0.9787	0.0377
SC	HSH	103	32.1	57	1.707	1.4525	0.0369
SC	HWS	104.7	28.6	39.1	1.827	1.0347	0.0437
SC	JJS	104.5	31	40.1	1.8	1.2599	0.0538
SC	JLI	104.5	28.2	45.3	1.657	1.3086	0.0489
SC	JLO	101.5	29	61.1	1.809	1.2423	0.0364
SC	JMG	105.6	32.2	43.4	1.761	1.4744	0.0571
SC	JYA	103.9	29.8	40.7	1.961	1.2856	0.0539
SC	LBO	103.6	28.3	53.2	1.663	1.21	0.0392
SC	LGH	100.9	27.7	58	1.785	1.4017	0.0406
SC	LTA	100.3	30	64	1.739	1.433	0.0383
SC	MBI	103.5	28.8	47.8	1.716	1.0055	0.0332
SC	MDS	103	30.1	41.6	1.951	0.908	0.0433
SC	MEK	102.2	31.9	59.4	1.694	1.4242	0.035
SC	MGU	103.1	28.3	48.3	1.816	2.0897	0.0686
SC	MLI	101.3	27.9	53.3	1.654	1.0212	0.0327
SC	MXI	103.9	31.7	48.7	1.692	1.5268	0.0468
SC	PGE	102.5	27.4	48.5	1.771	1.1761	0.0477
SC	PWU	104.5	32.4	53.9	1.58	1.1609	0.0339
SC	PZH	101.7	26.5	45.8	1.866	1.6374	0.0603
SC	QCH	105.2	32.6	45.1	1.693	1.4825	0.0513
SC	REG	103	33.6	54.5	1.703	2.2646	0.0543
SC	RTA	101	32.3	65	1.778	1.0403	0.0278
SC	SMI	102.4	29.2	50.8	1.819	1.3672	0.0458
SC	SMK	102.8	26.9	55.9	1.797	1.6033	0.0602
SC	SPA	103.6	32.6	53.3	1.778	1.6308	0.0487
SC	WCH	103.6	31.5	47.9	1.618	1.1516	0.0375

续附表 1

台网名	台站名	经度(°)	纬度(°)	地壳厚度(km)	波速比	厚度误差(km)	波速比误差
SC	WMP	103.8	29.1	40.7	1.869	1.5561	0.0631
SC	XCO	105.9	31	43.1	1.813	1.2145	0.0482
SC	XJI	102.4	31	59.6	1.83	1.0758	0.0288
SC	XSB	102.4	27.9	62.6	1.809	1.2461	0.0323
SC	YGD	104.1	30.2	40.2	1.9	2.1035	0.0655
SC	YJI	101	30	68.8	1.654	2.2646	0.0498
SC	YYC	102.3	27.8	62.7	1.731	0.8825	0.0211
SC	YYU	101.7	27.5	59	1.905	1.5811	0.0472
SC	YZP	103.6	30.9	38.6	1.905	1.1091	0.0456
SC	ZJG	104.7	31.8	42.2	1.727	1.4479	0.0529
YN	DoC	103.2	26.1	48.1	1.948	1.2559	0.0466
YN	HeQ	100.2	26.5	54	1.769	1.1952	0.0387
YN	HuP	101.2	26.6	58.3	1.74	1.5831	0.0419
YN	LiJ	100.2	26.9	52.3	1.902	1.1995	0.0454
YN	QiJ	102.9	26.9	46	1.996	1.1194	0.0516
YN	XuW	104.1	26.1	47.6	1.67	2.1129	0.0746
YN	YaJ	104.2	28.1	45.1	1.746	1.1641	0.0419
YN	YoS	100.8	26.7	57.7	1.709	1.9209	0.052
YN	ZAT	103.7	27.3	46.5	1.753	1.494	0.0539