

川滇地区地壳结构的虚拟地表震源 反射测深法研究

亢豆¹ 俞春泉² 陈九辉³ 刘启元³ 宁杰远^{1,†}

1. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 2. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge 02139; 3. 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029; † 通信作者, E-mail: njy@pku.edu.cn

摘要 基于中国地震局地质研究所在中国四川西部布设的流动地震观测台阵数据, 用近年发展起来的虚拟地表震源反射测深方法研究川滇地区的地壳结构。结果表明, 川滇地块、松潘-甘孜地块和扬子地块3个地块虚拟地表震源反射测深的莫霍面深度存在明显差异: 1) 四川盆地为40 km左右; 2) 川滇地块为45~50 km; 3) 松潘-甘孜地块为30~40 km。四川盆地虚拟地表震源反射测深的莫霍面深度与艾里重力均衡模型所预测的结果基本上一致, 而川滇地块和松潘-甘孜地块虚拟地表震源反射测深的莫霍面深度明显小于前人得到的接收函数莫霍面深度和艾里重力均衡模型预测的结果。可能与四川盆地地壳结构简单, 而川滇地块及松潘-甘孜地块地壳结构复杂有关。同时, 结果显示, 在鲜水河断裂和安宁河断裂处虚拟地表震源反射测深的莫霍面深度明显变浅, 可能与这些深大断裂处地幔物质的上涌有关。研究结果可为认识青藏高原东南缘的构造变形模式提供新的约束。

关键词 川滇地区; 虚拟地表震源反射测深法; 莫霍面; 地壳结构

中图分类号 P315

Study on the Crustal Structure in Sichuan-Yunnan Region Based on Virtual Deep Seismic Sounding Method

KANG Dou¹, YU Chunquan², CHEN Jiuhui³, LIU Qiyuan³, NING Jieyuan^{1,†}

1. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; 2. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge 02139; 3. State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029; † Corresponding author, E-mail: njy@pku.edu.cn

Abstract By using two seismic profiles along 30°N and 31°N in western Sichuan, China deployed by Institute of Geology, China Earthquake Administration, Virtual Deep Seismic Sounding (VDSS) method was applied to study the crustal structure in Sichuan-Yunnan region. The results show distinct Moho depth from VDSS at Sichuan-yunnan Rhombic Block, Songpan-Garze block and Yangzte block. 1) The Moho depth from VDSS in Sichuan basin is about 40 km, 2) Moho depth from VDSS beneath Sichuan-yunnan Rhombic Block is about 45–50 km, 3) Moho depth from VDSS beneath Songpan-Garze block is about 30–40 km. The Moho depth from VDSS in Sichuan basin is consistent with that predicted from Airy isostasy, while the Moho depth from VDSS at Chuan-Dian Fragment and Songpan-Garze block is clearly shallower than the Moho depth from previous receiver function studies, and those predicted from the Airy isostasy as well. These results may suggest that the crustal structure beneath Sichuan basin is relatively simple while there are complex crustal structure beneath Sichuan-yunnan Rhombic Block and Songpan-Garze block. In addition, the Moho depth from VDSS are clearly reduced at Xianshuihe fault and

Anninghe fault, which might reflect mantle upwelling along the fault zones. The results provide new constrains to understand the deformation mechanism at southeastern margin of Tibetan Plateau.

Key words Sichuan-Yunnan region; virtual deep seismic sounding; Moho; crustal structure

川滇地区位于青藏高原东部边缘。该地区作为青藏高原向扬子地台的过渡带,经历了强烈的地壳变形和断裂错动^[1],其构造变形模式是近年研究的热点。目前有很多模型解释该地区的构造变形:侧向滑移模型^[2-3]认为,沿着青藏高原东部几条深大断裂发生的显著滑移促使地壳物质向东挤出;缩短模型^[4]认为,由于印度板块与欧亚板块的碰撞,地壳在水平方向上缩短而在垂直方向上增厚;下地壳塑性流模型^[5-7]认为,青藏高原的东缘并没有发生大规模的地壳缩短,而是通过下地壳的通道流(channel flow)完成物质的横向输运^[7],并以此解释龙门山地区无大规模地壳缩短的现象。上述概念性模型亟需地球物理学家提供该地区地壳厚度变化的清晰图像。

近年来,川滇地区的地震学研究已取得一些有意义的结果。Yao 等^[8]利用环境噪声得到的面波层析成像结果显示,松潘-甘孜地块的下地壳的剪切波速度比四川盆地低。刘启元等^[9]利用接收函数方法反演该区地壳上地幔 S 波速度结构,发现川滇地块的地壳厚度为 58 km,松潘-甘孜地块的地壳厚度为 52~60 km,且下地壳存在楔状低速区,四川盆地地壳厚度为 46~52 km。Wang 等^[10]利用远震 P 波接收函数,对从青藏高原羌塘地块到扬子地块的一条东西向剖面进行研究,结果表明扬子地块的地壳厚度为 43 km,松潘-甘孜地块的地壳厚度为 60 km,且下地壳中存在低速异常。由于方法相似,这些研究结果之间总体上具有相似性,基本上支持青藏高原东南部地区存在软弱下地壳的结论,且龙门山以西和以东的地壳厚度具有显著差异。Liu 等^[11]利用背景噪声和接收函数联合反演地壳和上地幔的三维速度结构,认为青藏高原东南缘的地壳变形是下地壳流和沿着深大断裂滑移共同作用的结果。这些结果都是与 S 波速度结构相关的地壳结构。

虚拟地表震源反射测深(virtual deep seismic sounding, VDSS)是一种探测地壳厚度的有效方法。该方法利用远震直达 SV 波在接收区的莫霍面反射震相——SsPmp 震相来研究莫霍面的深度值。SsPmp 震相是 SV 波在自由表面经过一次反射,从 SV 波转换为 P 波,然后在莫霍面发生反射后到

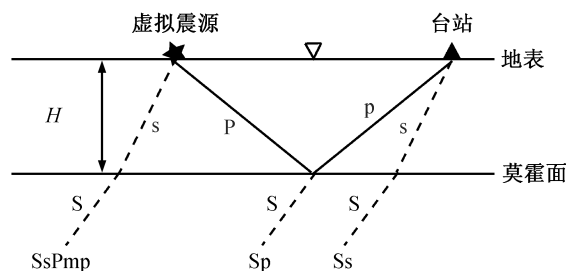
达台站的震相,可用于研究地壳的厚度^[12-13],得到地壳的 P 波速度结构。同时,在震中距小于 50°时,SsPmp 震相达到全反射,具有非常强的能量,受浅部沉积层和环境噪声的影响较小。因此,利用单个质量好的远震事件就可以很好地确定地壳的厚度和平均 P 波速度^[14]。该方法近年来已成功应用于西藏中南部一条长达 550 km 的南北向地震剖面^[15]和华北地区^[14]。

基于 VDSS 方法,本文利用中国地震局地质研究所在中国四川西部布设的流动地震观测台阵的观测资料,选取两条虚拟地震剖面进行研究。第一条为沿 31°N 的东西向剖面,该剖面横跨川滇地块、松潘-甘孜地块和四川盆地;第二条为沿 30°N 的东西向剖面,该剖面横跨川滇地块和扬子地块。最后,将波形拟合得到的地壳厚度结果与艾里重力均衡下计算的地壳厚度以及前人关于 P 波接收函数的结果进行比较,并讨论其地球动力学含义。

1 研究方法和数据

1.1 虚拟地表震源反射测深(VDSS)方法简介

SsPmp 震相是 SV 波在自由表面经过一次反射,从 SV 波转换为 P 波,然后在莫霍面再次反射后到达台站的震相(图 1)。对于只有单层地壳的速度模型,SsPmp 震相与 Ss 震相的理论到时差 T 可表示为



Ss 为直达 SV 波震相, S 和 s 分别对应直达 SV 波在地幔和地壳中传播的部分;对于 SsPmp 震相,可以将 SV 波在地表的转换 P 波看成一个虚拟地表震源;倒三角形为 SsPmp 震相在莫霍面反射点对应的地表位置;Sp 对应入射 S 波在莫霍面转换的 P 波在地壳中向上传播到达台站的部分

图 1 远震 SV 波在台站接收区产生的主要壳内震相^[16]
Fig. 1 Main seismic phases beneath a station generated by remote SV wave^[16]

$$T = 2H \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2}, \quad (1)$$

其中, V_p 为地壳的平均 P 波速度, p 为入射 SV 波的射线参数, H 为地壳厚度。通过式(1)可以得到地壳厚度:

$$H = \frac{T}{2\sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2}}. \quad (2)$$

入射波的射线参数 p 可由台站和震源位置以及全球平均速度模型(如 iasp91 模型^[17])计算得到。如果已知地壳的平均 P 波速度 V_p , 根据式(2), 则可以通过测量 SsPmp 震相与 Ss 震相的到时差来确定地壳的平均厚度。当震中距小于 50° 时, SsPmp 震相在莫霍面发生全反射, 导致 SsPmp 与 Ss 震相之间产生相移。相移的大小与射线参数、地壳地幔的波速以及密度有关^[18], 给直接测量 T 带来困难。因此, 本文通过对理论波形和观测波形的拟合, 直接确定地壳的厚度。

台站处的实际信号在时间域是入射 S 波和区域结构响应的卷积。为了生成理论地震图, 本文首先根据经验衰减关系^[18-20], 利用直达 P 波确定入射 S 波的波形。对于给定的震中距, 利用 iasp91 模型, 可以计算得到入射 S 波的射线参数。然后, 对于给定的入射 S 波的射线参数, 可以基于反射率法^[21-22] 计算区域速度模型的结构响应。将得到的入射 S 波波形与区域速度模型的结构响应做卷积, 得到理论地震图。通过调整速度模型中的地壳厚度, 对理论波形和实际观测波形进行拟合, 拟合结果最好情况下的地壳厚度即为最佳地壳厚度值^[14]。图 2 展示 KKD13 台站的波形拟合结果, 波形的时间窗口是从直达 SV 波之前 15 s 到之后 30 s, 拟合结果对应

的地壳厚度为 39 km。

1.2 地震数据

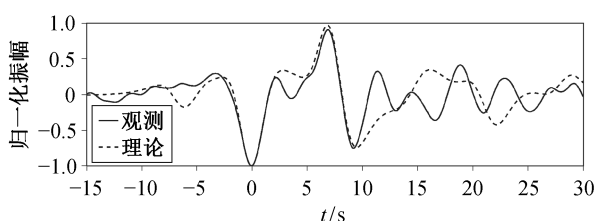
对于 VDSS 方法, 原则上只要选择一个质量好的地震事件, 就可以确定所有台站的 SsPmp 震相在莫霍面上反射点的深度。本文根据以下 4 个原则选取地震事件: 1) 震中距范围在 $30^\circ \sim 50^\circ$ 之间, 其下限主要是为了避免地幔转换带速度不连续引起的三叉震相的影响, 上限是为了确保 SsPmp 震相发生全发射; 2) 震源深度大于 70 km, 深源地震最佳, 从而可以排除源区震相的干扰; 3) 地震的震级范围大约为 5.7~6.3, 其下限是为了保证事件的信噪比, 上限是为了保证震源时间函数相对比较简单; 4) 直达 S 和 SsPmp 震相在地震图上可以清楚地识别^[14]。根据以上原则, 选取一个最佳事件。事件发生于 2007 年 1 月 17 日 04:28:27 (UTC), 地理坐标为 139.83°E , -3.32°N , 深度为 100 km, 震级为 Mw 6.0 (地震事件的参数来源于美国地质勘探局(USGS)地震目录)。

本文使用的地震资料来自中国地震局地质研究所在中国四川西部布设的流动地震观测台阵。2006 年 10 月, 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室在中国四川西部($100^\circ \sim 105^\circ\text{E}$, $26^\circ \sim 32^\circ\text{N}$)布设由 297 个宽频带地震台组成的密集流动地震观测台阵, 台站间距为 10~30 km。其中, 记录到最佳地震的台站有 237 个(图 3(a))。对于选取的地震事件, 首先对每个台站的记录去除仪器响应。为了更好地去除噪声的影响并保留有效信号, 本文在对理论波形和实际观测波形的拟合过程中, 均做了频率范围为 0.05~0.5 Hz 的双通道 Butterworth 滤波处理。

本文选取分别沿 31°N 和 30°N 的两条东西向的虚拟地震剖面进行研究(图 3(b)和(c))。沿 31°N 的剖面自西向东依次穿过川滇地块、松潘-甘孜地块和四川盆地, 3 个地块之间分别以鲜水河断裂带和龙门山断裂带为边界。沿 30°N 的剖面从西边的川滇地块跨过安宁河断裂, 向东经过荣经-马边-盐津逆冲构造带进入四川盆地。之所以选取这两条剖面, 一方面考虑到剖面包含较多的台站, 另一方面考虑到这两个剖面横跨川滇地块、松潘-甘孜地块和四川盆地, 便于对比分析不同构造区域地壳厚度的差异。

2 计算结果

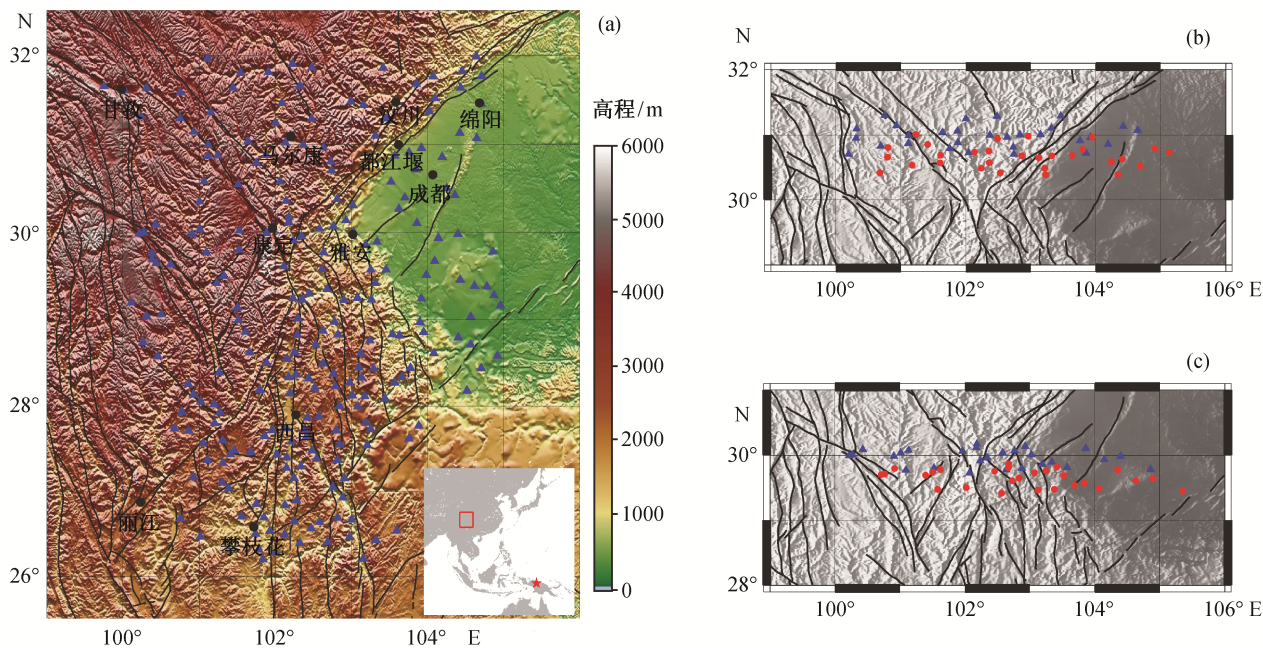
本文假定岩石圈只分为两层: 第一层为地壳层,



事件: 20070117042826; 垂直分量: $H=39$ km

图 2 台站 KKD13 垂直分量波形拟合结果

Fig. 2 Vertical component waveform modeling at station KKD13



(a) 川滇地区地形图及台站分布, 蓝色三角形为记录到最佳地震的 237 个台站, 黑色实线为川滇地区主要的断裂带, 右下方插图中红色方框为研究区域, 红色五角星为最佳地震事件的位置; (b) 31°N 剖面台站分布, 蓝色三角形为该剖面内的台站位置, 红色圆点为 SsPmp 震相在莫霍面的反射点对应的地表位置; (c) 30°N 剖面台站分布, 符号标记同(b)

图 3 研究区域台站分布和地震事件位置

Fig. 3 Location of stations and earthquakes used in the study area

P 波速度设为 6.3 km/s ^[23-24], 泊松比取 0.28 ^[25], 密度取 2700 kg/m^3 ; 第二层为地幔, P 波速度和泊松比分别设为 8.1 km/s 和 0.28 , 密度取 3300 kg/m^3 。

对于以上给定的速度模型, 通过调整莫霍面的深度, 分别对垂向和径向虚拟地震剖面的 SsPmp 震相进行波形拟合, 得到拟合最好的 VDSS 法莫霍面深度。

2.1 沿 31°N 虚拟地震剖面

图 4 展示沿 31°N 的虚拟地震剖面的结果, 可以看出如下特点: 1) 垂向和径向虚拟地震剖面的地壳厚度变化基本上一致; 2) SsPmp 震相能量强, 可以清晰地识别; 3) 剖面从西至东基本上保持连续。这些特点在一定程度上反映了数据的可靠性。

从 31°N 剖面的结果可以看出, 川滇地块、松潘-甘孜地块和四川盆地的地壳厚度存在明显差异。川滇地块的地壳厚度为 $45\sim 47 \text{ km}$, 向西有增厚的趋势。松潘-甘孜地块边缘地区的地壳厚度为 $27\sim 34 \text{ km}$, 从西向东逐渐增厚。四川盆地内的地壳厚度为 $35\sim 40 \text{ km}$, 横向变化不大。鲜水河断裂带和龙门山断裂带是地壳厚度变化的过渡带, 在这两条断裂带附近, 地壳厚度明显减薄。

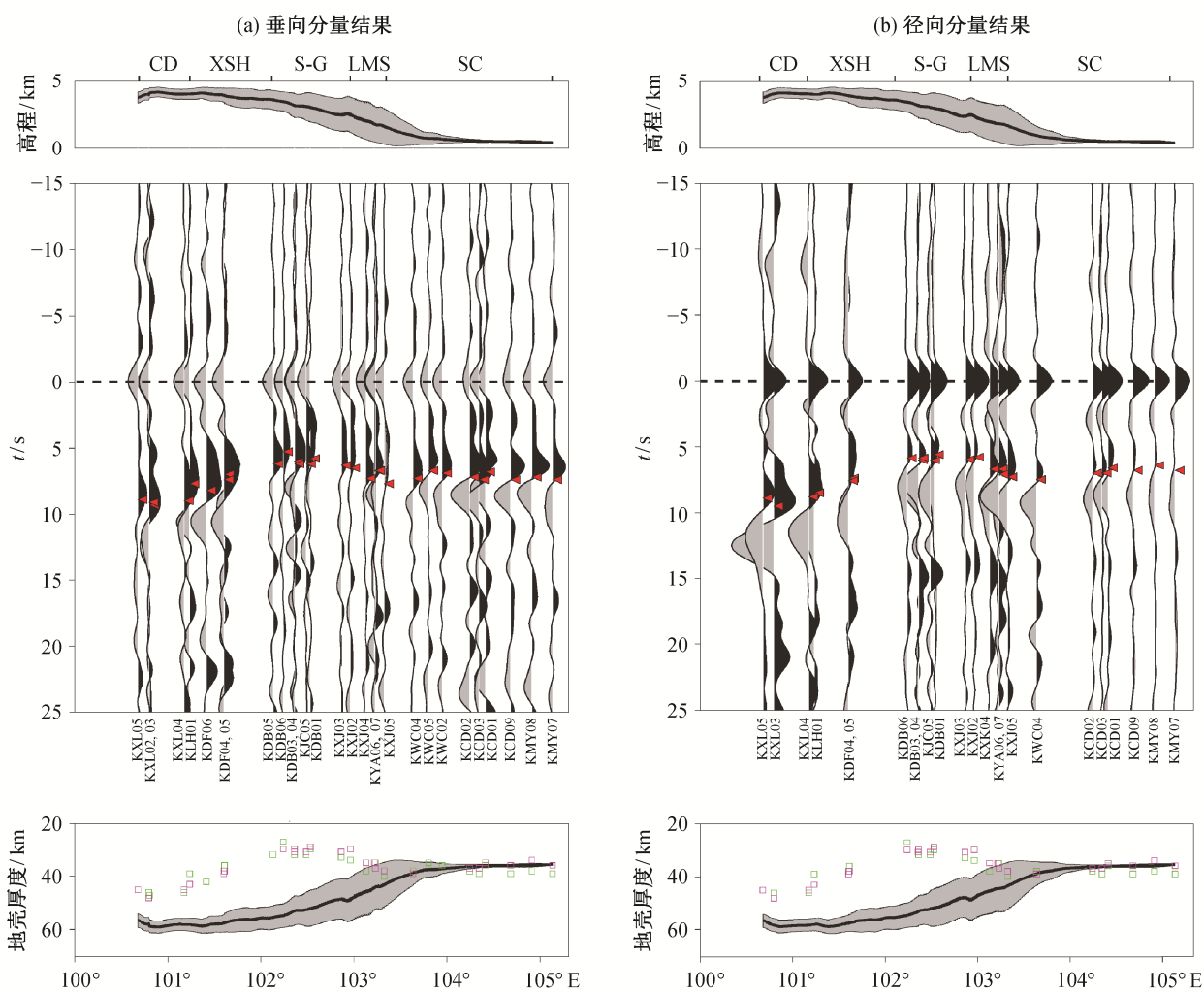
2.2 沿 30°N 虚拟地震剖面

图 5 展示沿 30°N 的虚拟地震剖面的结果, 同样可以看出径向和垂向结果的一致性和空间上的连续性特点。该剖面自西向东横跨川滇地块、安宁河断裂带、荣经-马边-盐津逆冲构造带和四川盆地(图 3 和 5)。从该剖面的结果可以看出川滇地块的地壳厚度横向变化不大, 为 $40\sim 45 \text{ km}$, 从西至东, 地壳厚度有减小趋势; 安宁河断裂以东地壳厚度明显减小, 在荣经-马边-盐津逆冲构造带达到最小值 31 km 。四川盆地内的地壳厚度为 $39\sim 44 \text{ km}$, 横向变化较小。在安宁河断裂带和荣经-马边-盐津构造带, 地壳厚度有连续变化; 在断层附近, 地壳厚度仍然具有明显减薄的特征。

3 对结果的讨论

3.1 对结果的不确定性分析

本文在拟合 SsPmp 震相时使用了单层地壳模型, 并且假定地壳平均 P 波速度为 6.3 km/s 。作为对莫霍面深度的初步估计, 这是一个合理的选择。考虑到川滇地区的地壳岩石圈结构在横向上可能存在较大差异, 参照层析成像的结果^[26], 如果允许地壳 P 波平均速度有 $\pm 0.2 \text{ km/s}$ (约 $\pm 3\%$) 的变化, 那么



上图为剖面的高程，黑色曲线为台站与虚拟地表震源之间的平均高程，灰色区域为高程的标准差范围；中间是按照台站经度排列的波形，每一条波形记录下方为台站名称，每个台站的波形已经按各自直达 SV 波振幅进行归一化，然后按照直达 SV 震相对齐，用黑色虚线表示，红色实心三角形表示 SsPmp 震相的到时；下图为地壳厚度，黑色曲线和灰色区域是按照艾里均衡模型计算的台站与虚拟地表震源之间的地壳平均厚度以及标准差，绿色和紫色方框分别为拟合垂向和径向分量的 SsPmp 震相确定的速度界面深度。CD: 川滇地块; XSH: 鲜水河断裂带; S-G: 松潘-甘孜地块; LMS: 龙门山断裂带; SC: 四川盆地

图 4 31°N 虚拟地震剖面
Fig. 4 Virtual seismic profile along 31°N in latitude

将会对地壳厚度的估计产生 3~5 km 的扰动(图 6)。如果想得到更精确的 VDSS 法莫霍面深度，则需要通过其他方法给出更准确的速度模型，不过其差别不影响本文的结论。

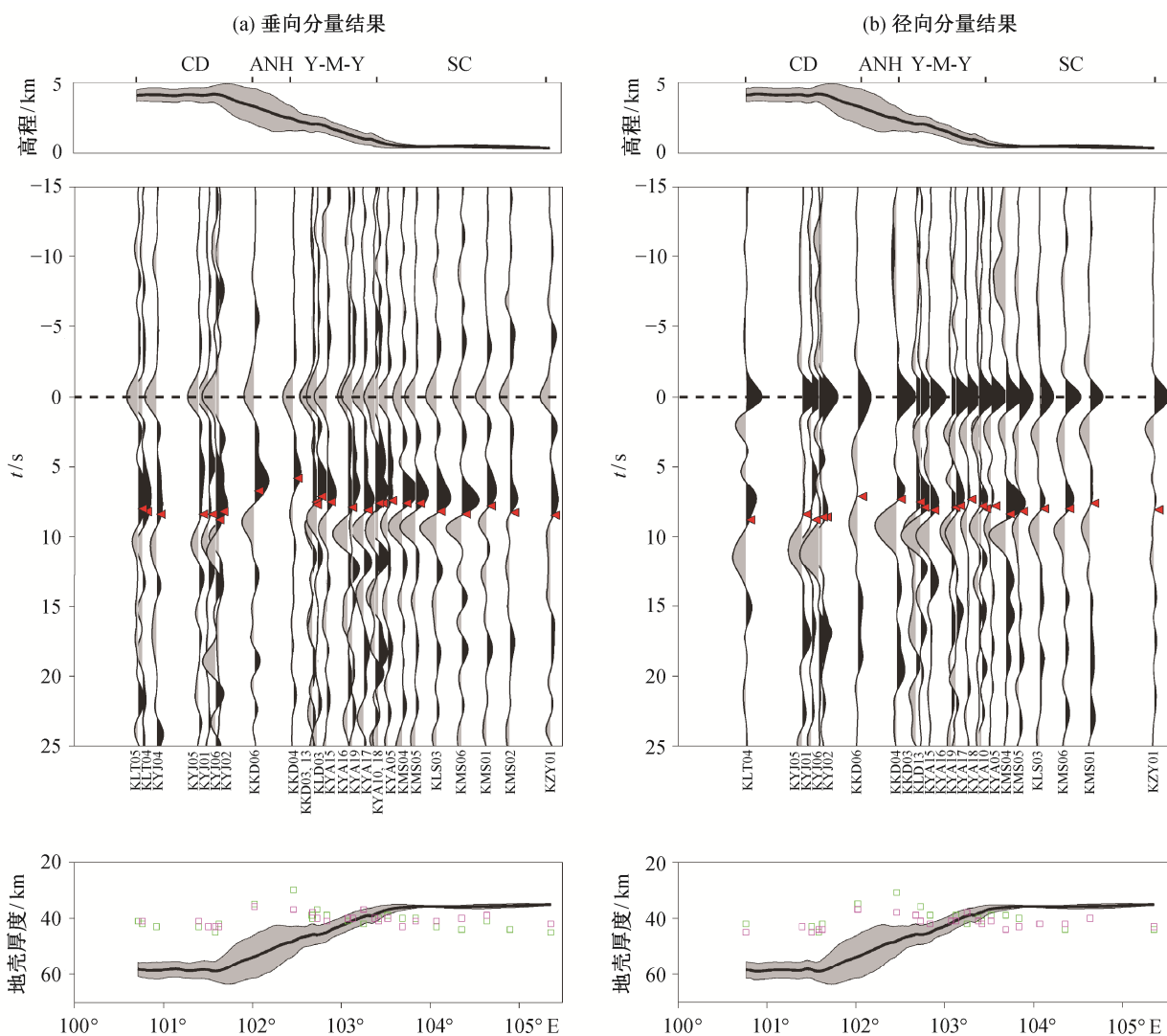
本文结果不确定性的另一个来源是界面起伏的影响。根据 Yu 等^[14]对鄂尔多斯地块数值模拟的研究，当界面倾角约为 10°时(横向 150 km 尺度的厚度变化 30 km)，平层假设引起的误差约为 3 km，因此本地区包括地表起伏在内的界面起伏并不影响本文的结论。

在人工拟合 SsPmp 震相到时的过程中也会产

生误差。在理论 SsPmp 震相与实际 SsPmp 震相宽度不匹配的情况下，我们参照理论地震图(图 3)，主要按照二者 SsPmp 震相中间段进行拟合(相当于取一个平均值)，得到地壳厚度值。实际波形拟合中到时差的不确定度的数量级大约为 0.2 s^[15]，根据式(2)，由此造成的地壳厚度估计的偏差约为 1 km，当然也不影响本文的结论。

3.2 结果的地球动力学意义

为了分析研究区域内地壳厚度的变化，本文还根据艾里重力均衡原理^[27]，通过地形高程计算估计均衡条件下的地壳厚度，以此与虚拟地表震源反射



CD: 川滇地块; ANH: 安宁河断裂带; Y-M-Y: 荣经-马边-盐津逆冲构造带, SC: 四川盆地; 其余同图 4

图 5 30°N 虚拟地震剖面

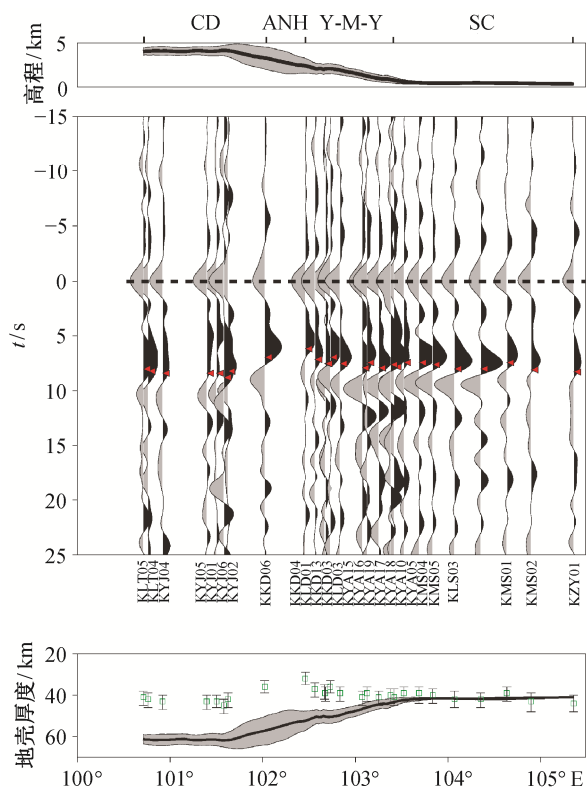
Fig. 5 Virtual seismic profile along 30°N in latitude

测深法得到的地壳厚度做比较。利用艾里均衡原理计算时,地壳的平均密度取 2700 kg/m^3 ,地幔的密度取 3300 kg/m^3 ,参考地壳厚度取 39 km ^[28]。

本研究中两个剖面得到的四川盆地地壳厚度约为 40 km ,这与前人用接收函数得到的结果^[10,29]基本上一致,并且与艾里重力均衡模型下计算得到的地壳厚度值基本上一致(图 4 和 5)。这说明四川盆地地壳的速度结构可能是简单的。

对于川滇地块和松潘-甘孜地块,本文通过虚拟地表震源反射测深法得到的地壳厚度比前人用接收函数得到的结果要薄。本文得到的松潘-甘孜地

块南部地区的地壳厚度为 $30\sim 40 \text{ km}$ (图 4),明显低于前人用接收函数得到的松潘-甘孜地块主体部分的地壳厚度,例如 Zhang 等^[29]得到的该地块的地壳厚度大约为 50 km ,刘启元等^[9]的结果为 $52\sim 60 \text{ km}$,Wang 等^[10]的结果约为 60 km 。本文得到的川滇地块的地壳厚度为 $45\sim 50 \text{ km}$ (图 4 和 5),也低于前人用接收函数得到的结果(例如刘启元等^[9]的结果为 58 km)。本文得到的川滇地块和松潘-甘孜地块的地壳厚度也明显低于通过艾里均衡模型计算的地壳厚度(图 4)。据此,我们认为,通过虚拟地表震源反射测试法在这两个地块得到的 VDSS 法莫霍面,可



上图为 30°N 虚拟地震剖面的垂向分量结果；下图中绿色方框表示假定 P 波速度为 6.3 km/s 时得到的厚度，误差棒表示地壳 P 波速度变化±0.2 km/s 时造成的厚度扰动。其他说明同图 4

图 6 30°N 垂向虚拟地震剖面 P 波速度对确定速度不连续界面深度的影响

Fig. 6 Effect of P-wave speed on determination of the velocity discontinuity depth on the vertical component profile along 30°N in latitude

能并不是真实的莫霍面。如果存在如前所述的下地壳流，这一层的 S 波速度必然出现前人研究结果所显示的低速结构，接收函数法将给出正确的莫霍面——地壳与地幔的分界面。但是，本文所研究的川滇地块和松潘-甘孜地块的部位是下地壳流的下游位置，因为有一定程度的冷却，其 P 波和 S 波速度会随着温度降低而提高。如果在其一边冷却，一边往东南运动的过程中发生物质分异，就可能出现这一层的 P 波速度接近地幔物质速度的现象。此时，该层会有较高的波速比^[10]，岩石圈内部速度跃变最大的 P 波速度界面和速度跃变最大的 S 波速度界面也会不一致。

在鲜水河断裂和安宁河断裂附近得到的 VDSS 法地壳厚度有明显的减薄(图 4 和 5)，可能是壳内下地壳流与大断裂相互作用的结果，这与前述分析及前人的认识是一致的^[11]。

当然，本文的结果还需要进一步确认。首先需要更多的地震数据的约束，例如可以使用更多的地震事件，检验不同事件之间结果的一致性。本研究只选取两个地震剖面，以后的工作可以加入更多的台站，利用二维台阵数据得到三维结果。还可以结合其他研究结果，如接收函数结果及地震层析成像结果等，以期对该地区的地壳结构有更全面、更准确的认识。

4 结论

本文利用近年发展起来的虚拟地表震源反射测深(VDSS)方法，对川滇地区的岩石圈内部结构进行初步研究。沿 31°N 和 30°N 的两条东西向剖面结果显示，川滇地块、松潘-甘孜地块和四川盆地的地壳结构存在明显差异。四川盆地内的地壳厚度在 40 km 左右，与前人接收函数研究结果以及艾里重力均衡模型下计算得到的地壳厚度基本上一致。川滇地块得到的界面深度为 45~50 km，松潘-甘孜地块得到界面深度为 30~40 km，这两个结果明显小于前人接收函数的结果和艾里重力均衡模型下计算得到的地壳厚度。我们认为本文给出的 VDSS 法莫霍面可能是与川滇地块及松潘-甘孜地块下地壳流相关的速度界面，本文给出的 VDSS 法莫霍面和接收函数法莫霍面可能分别限定了镁铁质下地壳流的顶界和底界。在鲜水河断裂和安宁河断裂处 VDSS 法莫霍面的深度明显变浅，可能恰恰是壳内下地壳流与大断裂相互作用的结果。

致谢 论文完成过程中与浙江大学陈望平教授进行了深入讨论，在此表示感谢。

参考文献

- [1] 滕吉文, 熊绍柏, 尹周勋, 等. 喜马拉雅北部地区的地壳结构和速度分布特征. 地球物理学报, 1983, 26(6): 525-540
- [2] Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science, 1975, 189: 419-426
- [3] Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. Geology, 1982, 10: 611-616
- [4] England P, Houseman G. Finite strain calculations of continental deformation: 2. comparison with the India-

- Aisa collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91(B3): 3664–3676
- [5] Bird P. Lateral extrusion of lower crust from under high topography, in the isostatic limit. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96: 10274–10286
- [6] Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in Eastern Tibet. *Science*, 1997, 276: 788–790
- [7] Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28: 703–706
- [8] 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
- [9] 刘启元, 李昱, 陈九辉. 汶川 Ms 8.0 地震: 地壳上地幔 S 波速度结构的初步研究. *地球物理学报*, 2009, 52(2): 309–319
- [10] Wang C Y, Lou H, Silver P G. Crustal structure variation along 30°N in the Eastern Tibetan Plateau and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 289(3/4): 367–376
- [11] Liu Q Y, Van der Hilst R D, Li Y, et al. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults. *Nat Geosci*, 2014, 7: 361–365
- [12] Zandt G, Randall G E. Observations of shear-coupled P waves. *Geophys Res Lett*, 1985, 12(9): 565–568
- [13] Zhou L M, Chen W P, Ozalaybey S. Seismic properties of the Central Indian Shield from broadband P-SV conversions at Hyderabad. *Bull Seism Soc Am*, 2000, 90: 1295–2304
- [14] Yu C Q, Chen W P, Ning J Y, et al. Thick crust beneath the Ordos plateau: implications for instability of the North China Craton. *Earth planet Sci Lett*, 2012, 357/358: 366–375
- [15] Tseng T L, Chen W P, Nowack R L. Northward thinning of Tibetan crust revealed by virtual seismic profiles. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L24304
- [16] 俞春泉. 利用虚拟地表震源反射测深法研究华北地区岩石圈内部结构[D]. 北京: 北京大学, 2010
- [17] Kennett B L N. Iaspei 1991 seismological tables. *Terra Nova*, 1991, 3: doi: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x
- [18] Aki K, Richards P. *Quantitative Seismology: theory and methods*. San Francisco: Freeman, 1980
- [19] Glennon M A, Chen W P. Systematics of deep-focus earthquakes along the Kuril-Kamchatka Arc and their implications on mantle dynamics. *J Geophys Res*, 1993, 98(B1): 735–769
- [20] Matheny M P, Nowack R L. Seismic attenuation values obtained from instantaneous-frequency matching and spectral ratios. *Geophys J Int*, 1995, 123: 1–15
- [21] Kennett B L N. *Seismic wave propagation in stratified media*. Cambridge: Cambridge University Press, 1983
- [22] Randall G E. Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions. *Geophys J Int*, 1989, 99: 469–481
- [23] 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. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112: B07307.1–B07307.21
- [24] 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
- [25] 王椿镛, 楼海, 姚志祥, 等. 龙门山及其邻区的地壳厚度和泊松比. *第四纪研究*, 2010, 30(4): 652–661
- [26] 郭飏, 刘启元, 陈九辉, 等. 川西龙门山及邻区地壳上地幔远震 P 波层析成像. *地球物理学报*, 2009, 52(2): 346–355
- [27] Airy G B. On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 1855, 145: 101–104.
- [28] 张永谦, 王谦身, 滕吉文. 川西地区的地壳均衡状态及其动力学机制. *第四纪研究*, 2010, 30(4): 662–669
- [29] Zhang Z J, Wang Y H, Chen Y, et al. Crustal structure across Longmenshan fault belt from passive source seismic profiling. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36: L17310