2018 年 10 月，第 24 卷，第 5 期，715–722页
Octorbe 2018，Vol. 24，No.5， pp. 715–722

高 校 地 质 学 报
Geological Journal of China Universities

DOI: 10.16108/j.issn1006–7493.2018028

利用接收函数方法研究青藏高原东南部地壳结构

曹 旭，米 宁，于大勇，王良书*，徐鸣洁，李 华，黄周传，王 攀

南京大学 地球科学与工程学院，南京 210023

摘要：青藏高原东南部作为板块碰撞的前缘地带一直是地球科学研究的热点，为了揭示碰撞前缘地带地壳结构特征，作者利用布设在中国青藏高原东南部的38个宽频带流动台站记录的2487条远震P波接收函数，采用接收函数CCP叠加（共转换点叠加）和*H*-*κ*叠加两种方法获得了研究区域详细的地壳厚度图像和泊松比值。研究结果显示：两种方法获得的地壳厚度特征具有较好的一致性；青藏高原东南部地壳厚度存在明显的东西差异和南北差异；喜马拉雅构造区内莫霍面深度变化较大，介于65~80 km之间；拉萨地体内莫霍面深度介于72~80 km之间；雅鲁藏布缝合带两侧地壳厚度突变，缝合带北侧和南侧地壳厚度相差约8 km。研究区域平均泊松比值较小，为0.24，和大多数造山带泊松比偏低的特征类似。研究区域中下地壳广泛存在强转换界面，该界面可能对应中下地壳高速层的上界面，埋深40~70 km，表明壳内发生深熔或部分熔融作用，导致壳内发生重力分异，在中下地壳形成了高速薄层。

关键词：青藏高原东南部；接收函数；*H*-*κ*叠加；CCP叠加；地壳结构

中图分类号：P541；P631.4　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006–7493（2018）05–0715–08

Crustal Structure of SE Tibet Plateau by Receiver Function

CAO Xu, MI Ning, YU Dayong, WANG Liangshu*, XU Mingjie, LI Hua, HUANG Zhouchuan, WANG Pan

School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China

Abstract: As the front region of plate collision, the southern Tibet has always been the hotspot in geoscience research. To reveal the features of the crustal structure of collision frontal zone, we used 2487 tele-seismic records recorded by 38 broadband stations in the southeast Tibet. Then we calculated the crustal thickness and Poisson's ratio of this area by CCP stacking and *H*-*κ* stacking. The results of the crustal thickness obtained by the two methods are in good agreement, and the crustal thickness in the southeastern Tibet has obvious difference in east-west and north-south. The depth of Moho varies greatly in the Himalaya tectonic zone, ranging from 65 to 80 km. The depth of Moho in Lhasa block ranges from 72 km to 80 km. The crustal thickness on both sides of the Yarlung Zangbo suture has been abruptly changed. The difference in thickness between the north side and the south side of the suture is about 8 km. The average Poisson ratio in the study area is 0.24, which is consistent with the feather that the Poisson ratio in most orogenic belts is low. A strong transition interface exists widely in the middle and lower crust of the study area, the interface may be the upper interface of the high-velocity layer in the middle-lower crust, with a depth of 40–70 km. It indicated that deep melting or partial melting occurred in the crust, leading to gravitational differentiation and forming a high-velocity thin layer in the middle–lower crust.

Key words: southeastern Tibet; receiver function; *H*-*κ* stacking; CCP stacking; crustal structure

Corresponding author: WANG Liangshu, Professor; E-mail: lswang@nju.edu.cn

---

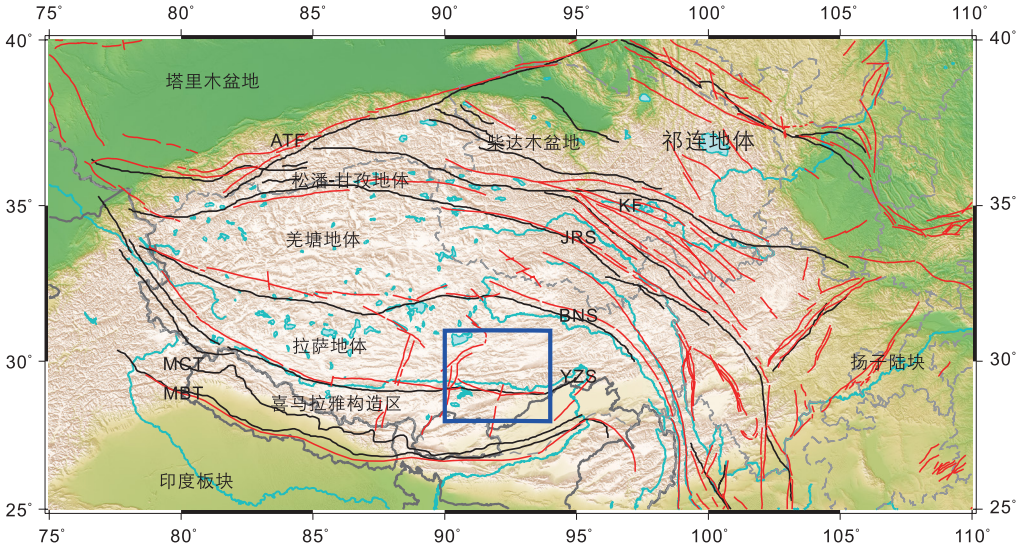
收稿日期：2018-03-09；**修回日期：**2018-03-29
基金项目：自然科学基金项目（41674049）资助
作者简介：曹旭，女，1992年生，硕士生，固体地球物理专业；E-mail: caoxunju@163.com
* **通讯作者：**王良书，男，教授，博士生导师；E-mail: lswang@nju.edu.cn

1 引言

大约始于60 Ma的印度—欧亚大陆碰撞（Yin and Harrison，2000）导致了喜马拉雅山脉形成、青藏高原地壳加厚及高原隆升。现今的青藏高原由一系列不同性质的地体组成（图1），由南向北分别是：喜马拉雅构造区、拉萨地体、羌塘地体、松潘-甘孜地体、昆仑-柴达木地体和祁连地体。这些地体由雅鲁藏布缝合带（YZS）、班公湖-怒江缝合带（BNS）、金沙江缝合带（JRS）、昆仑断裂（KF）等板块缝合带隔开。巨型喜马拉雅山脉和广阔的青藏高原为我们研究造山带形成、高原隆升、大陆变形过程和机制提供了良好的研究场所。青藏高原作为地球上海拔最高的大陆地区，地壳最厚达到80~90 km，巨厚的地壳厚度是青藏高原深部结构的重要特征（高锐等，2009）。

本文研究范围为90°E~94°E，27°N~31°N。研究区域东邻青藏高原东构造结，以雅鲁藏布缝合带为界，南部为喜马拉雅构造区，北部为拉萨地体。喜马拉雅构造区位于印度板块和雅鲁藏布缝合带之间，是60~50 Ma期间印度板块和亚洲板块碰撞形成的长2500 km，宽300~500 km，向南突出的EW向弧形增生地体（许志琴等，2006）。喜马拉雅构造区由南向北又可分为低喜马拉雅、高喜马拉雅和特提斯喜马拉雅三个单元（高锐等，2009），分别以主边界逆冲断裂（MBT），主中央逆冲断裂（MCT）为界（Yin and Harrison，2000）。同样在60~50 Ma期间，印度大陆与亚洲大陆碰撞形成了雅鲁藏布缝合带（许志琴等，2006），缝合带北部为拉萨地体。青藏高原南部规模最大、延伸最长的近NS向拉张性裂谷亚东-谷露裂谷位于研究区域的西北部（张丽红等，2017）。

青藏高原地区展开了深地震测深、深地震反射剖面和宽频带地震观测等各项研究，取得了一系列的研究成果（Owens and Zandt, 1997; Kind et al., 2002; Nelson et al., 1996; Makovsky et al., 1996; Hacuk et al., 1998; Alsdorf et al., 1998），为揭示青藏高原地区地壳结构和地球动力学过程提供了重要基础。喜马拉雅构造区北部和拉萨地体下地壳60~75 km深度范围内P波速度较高（7.2~7.5 km/s），Owens 和 Zandt（1997）据此事实提出了俯冲模型，认为印度大陆岩石圈以低角度，较平地向下俯冲在青藏高原地壳之下，这意味着青藏高原南部岩石圈地幔被向北推到青藏高原中部和北部之下。根据宽频带流动地震台站记录的远震转换波研究结果，Kosarev等（1999）认为印度岩石圈向



ATF（阿尔金断裂）；KF（昆仑断裂）；JRS（金沙江缝合带）；BNS（班公怒江缝合带）；YZS（雅鲁藏布缝合带）；MCT（主中央逆冲断裂）；MBT（主边界逆冲断裂）

图1 青藏高原地质构造图（蓝色框内为本文研究区域）

Fig. 1 The structural map of the Tibet Plateau (study area of this article indicated by the blue box)

北倾斜的插进青藏高原地幔。最近的地震体波成像结果表明，印度板块以低角度向北俯冲，已经俯冲至班公怒江缝合带附近（约40°N的位置），最北端深度达到了350 km（Liang et al., 2016）。近来的研究揭示青藏高原的不同部分，如青藏高原南部（Nelson et al., 1996）、北部（Owens and Zandt, 1997）、中部（Wei et al., 2001）、东南缘（Xu et al., 2007; Yao et al., 2008）、高原中西部的大部分地区（Shapiro et al., 2004）甚至整个高原大部分地区（Sun et al., 2010）均存在中下地壳熔体。

青藏高原东南部的碰撞前缘地区地壳结构研究相对薄弱，要取得新的研究进展，必须要提高碰撞前缘的地壳结构分辨率，作者利用新的宽频地震观测数据，并收集了该区前人观测数据，运用接受函数方法进行处理，获得了研究区地壳结构的新结果。

2　数据

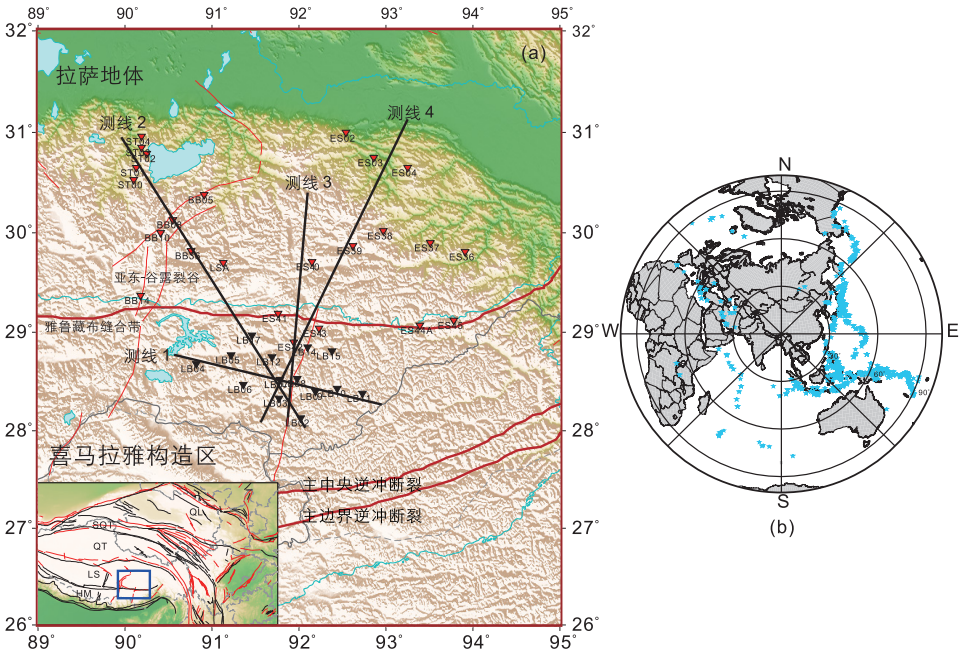
本文研究选用的数据由两部分构成：（1）南京大学在青藏高原东南部布设的14个宽频带流动台站（台站位置由图2a中黑色三角所示），于2013年10月至2015年10月记录的远震数据；（2）从IRIS上下载的IC，XC，XE，XR台网的24个宽频带地震台站（台站位置由图2a中红色三角所示）在不同时期记录的远震数据。

3　数据处理及方法

3.1　接收函数提取

Langston（1979）提出将径向分量（或切向分量）频谱与垂向分量频谱相除后的序列反变换至时间域，便得到了所谓的P波接收函数，自此之后接收函数经过多年的发展产生了如频率域反卷积算法、时间域反卷积算法等不同的算法（Yuan et al., 1997; Wu et al., 2003; Ligorría and Ammon, 1999）。本文研究采用分辨率较高的时间域迭代反卷积算法，该算法简单、稳定性良好且计算效率高。其原理是通过对地震记录的径向分量（或切向分量）和垂向分量做多次互相关获得预测接收函数，计算每次迭代后预测接收函数的迭代误差，当迭代误差小于阈值时认为预测接收函数为实际接收函数。

在数据处理过程中，选取震级大于等于5.5级，震中距在30°~90°范围内的事件进行接收函



HM（喜马拉雅构造区）；LS（拉萨地体）；QT（羌塘地体）；SQT（松潘-甘孜地体）；QL（祁连地体）

图2　（a）台站及剖面位置图（b）所选用地震事件震中分布图

Fig. 2　Location map of stations and profiles (a) and epicenter map of selected seismic events (b)

数计算，所选远震事件的震中分布如图2b所示，可以看出，本次研究采用的远震事件有较好的反方位角分布。在提取接收函数之前，首先对数据进行初步处理：截取P波到时前10 s，后120 s；用0.05~2 Hz频率范围进行带通滤波；检查数据参数，然后用时间域迭代反卷积方法计算接收函数，最大迭代次数取400次，迭代误差取0.001。最终获得了2487条震相清晰，信噪比高的接收函数。

3.2 *H-κ*叠加方法

Zhu和Kanamori（2000）提出了计算台站下方莫霍面深度H和平均波速比κ（即V_p/V_s）的H–κ叠加方法。具体原理如下，通过反褶积获得的径向接收函数包括直达P波，P_s波，多次反射波P_pP_s，P_sP_s+P_pS_s等震相。这些震相与直达P波的到时差t和莫霍界面的深度H、地壳中P波和S波的速度V_p，V_s是相关联的，采用公式（1~3）可计算地壳的厚度H和波速比κ（V_p/V_s）。

$$H=\frac{t_{Ps}}{\sqrt{\frac{1}{v_s^2}-p^2}-\sqrt{\frac{1}{v_p^2}-p^2}} \quad (1)$$

$$H=\frac{t_{PpPs}}{\sqrt{\frac{1}{v_s^2}-p^2}+\sqrt{\frac{1}{v_p^2}-p^2}} \quad (2)$$

$$H=\frac{t_{PpSs+PsPs}}{2\sqrt{\frac{1}{v_s^2}-p^2}} \quad (3)$$

$$s(H,\kappa)=\omega_1 r\left(t_{Ps}\right)+\omega_2 r\left(t_{PpPs}\right)-\omega_3 r\left(t_{PpSs+PsPs}\right) \quad (4)$$

其中p是射线参数，t_{Ps}，t_{PpPs}和$t_{PsPs+PpSs}$分别是透射转换波P_s、壳内多次反射波P_pP_s以及P_sP_s+P_pS_s与P波的到时差。通过到时差，可以求出其在接收函数的水平径向分量中对应的振幅，将这些振幅按照公式4进行叠加。当对一定范围内的H和κ进行扫描时，得到的最大叠加振幅的地方，即为所求的H和κ值。公式4中ω_1，ω_2的ω_3和是振幅叠加的加权系数，根据P_s，P_pP_s和P_pS_s+P_sP_s震相的清晰程度，本文研究取加权系数分别为0.6，0.3和0.1。根据人工地震探测的结果，取P波的平均速度为6.3 km/s（滕吉文等，1983）。

3.3 共转换点（CCP）叠加方法

Dueker和Sheehan（1997）借鉴了人工地震共反射点叠加的处理方法提出了CCP叠加方法，通过叠加可以增强转换波信号、抑制噪声并且获得直观的叠加剖面（Zhu，2000）。CCP叠加方法首先对台站下方进行网格划分，获得若干个转换点面元。根据初始速度模型进行反向的射线追踪获取射线路径。将接收函数的每个振幅看作某个对应深度界面所产生的转换波，并反投影到对应的理论转换点，对同一转换点面元内的所有接收函数转换波进行叠加，这样转换振幅由于相长叠加而得到增强，便可对台站下方的速度界面进行成像，获得直观的CCP叠加剖面。

本文研究对以IASP91模型为初始速度模型进行时深转换后的接收函数应用共转换点叠加（Dueker and Sheehan, 1997）。在以1 km为间距的深度上，沿着剖面以0.5 km为单位选取中心点，将那些P_s转换点落在以选取的中心点为中心，宽度为5 km的矩形叠加窗内的接收函数的振幅进行叠加，得到了0~100 km范围内的CCP叠加剖面（图3）。

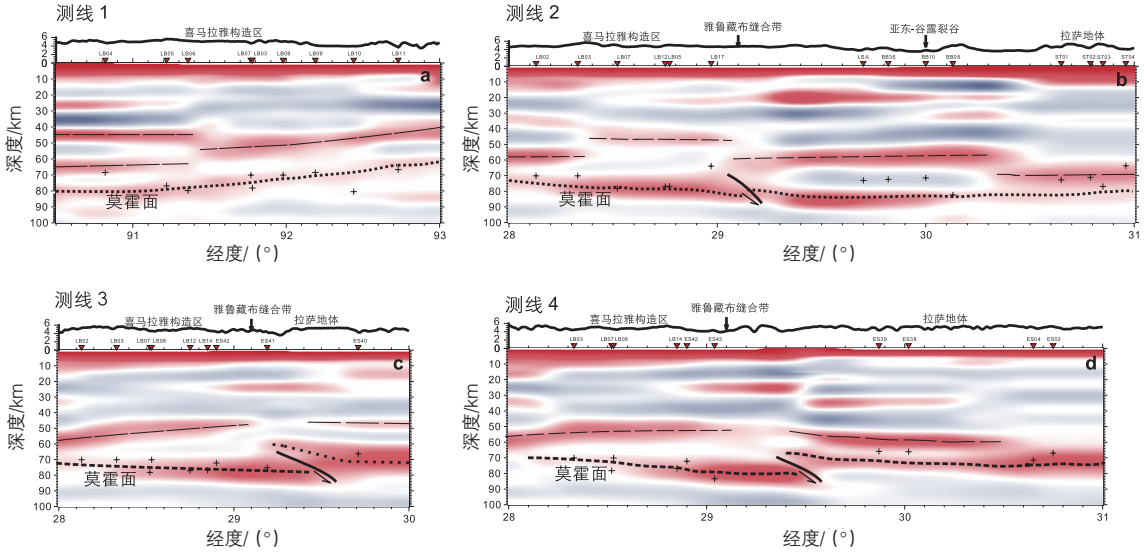
4 结果

为了研究喜马拉雅构造区和拉萨地体的莫霍面及其在雅鲁藏布缝合带附近的变化，根据38个台站的分布，分别计算了4条叠加剖面：东西向测线1、南北向测线2，3，4，三条南北向剖面均以雅鲁藏布缝合带为界，分为南北两部分，其中测线2的北部经过亚东–谷露裂谷。

4.1 喜马拉雅构造区内：东西向测线

分析测线1的CCP叠加结果（图3a），我们认为图中标注的深层界面为莫霍面。在东西向上莫霍面起伏大，在西部（90.5°E）处最深为80 km。沿着测线向东，莫霍面急剧抬升，至93°E处变浅至62 km。东西向莫霍面深度差达到18 km。

同时，壳内存在明显的强转换界面。在测线西部（90.5°E~91.5°E）范围内，45 km的浅层界面较平缓，至91.5°E处浅层界面深度急剧加深，变为50 km，并由此向东逐渐变浅，至93°E附近，界面深度为40 km。在测线西部（90.5°E~91.5°E）范围内，有65 km深的壳内界面出现，向东逐渐消失于91.5°E处附近。在喜马拉雅构造区内，浅层界面转换波震相比莫霍面P_s转换波震相更清楚，两层界面的深度差为15 km。



图a, b, c, d分别为测线1，2，3，4的CCP叠加结果

图3　青藏东南部CCP叠加剖面图

Fig. 3　The CCP stacking results of profiles in the southeastern Tibet Plateau

4.2　南北向测线

分析三条南北向测线的CCP叠加结果（图3b，c，d），认为结果中标注的深层界面为莫霍面。在测线南部即喜马拉雅构造区，三条测线的莫霍面变化较为一致：莫霍面由南部72 km处向北逐渐俯冲加深，到雅鲁藏布缝合带附近达到80 km。在测线北部即拉萨地体，三条测线的莫霍面深度情况存在差异：在缝合带附近，测线3, 4的莫霍面由65 km加深至72 km。进入拉萨地体内部，莫霍面较为平缓，深度与喜马拉雅构造区相比更浅。而测线2在亚东–谷露裂谷位置附近莫霍面深度为83 km，向北逐渐变浅，至测线最北端31°N处为80 km。

三条测线在喜马拉雅构造区都能观察到壳内强转换界面。在测线3，4南端，浅层强转换界面深度为58 km，沿着测线在50~60 km深度范围内起伏变化，局部地区界面消失。测线2的浅层界面在28.4°N处深度急剧变化，由58 km变浅至45 km，向北延伸至雅鲁藏布缝合带附近。在拉萨地体，雅鲁藏布缝合带（29.1°N）往北到30.5°N范围内，测线2和4的浅层转换界面深度为59 km左右，测线3的浅层转换界面深度为47 km。测线2在亚东–谷露裂谷北部（30.5°N~31°N），浅层转换界面深度急剧变化为69 km。

三条测线的莫霍面都由喜马拉雅构造区南部向北部缝合带俯冲加深，下插入拉萨地体莫霍面之下，在雅鲁藏布缝合带附近莫霍面埋深急剧变化。测线3，4缝合带北侧较南侧抬升8km左右，测线2北部拉萨地体较南部喜马拉雅构造区加深3 km左右。同时，分布在壳内不同深度的速度界面在缝合带附近深度也急剧变化。

4.3　*H*-*κ*叠加结果

对提取的接收函数进行*H*-*κ*叠加，获得了该地区的地壳厚度和地壳平均泊松比。图3中标注的“+”为*H*-*κ*扫描叠加得到的地壳厚度值*H*，与CCP叠加结果比较吻合，在个别台站下方（如LB04），由于浅层界面转换波振幅较大，叠加结果显示莫霍面深度在浅层界面处。结合青藏高原东南部的平均地壳厚度和泊松比值信息，我们认为深层界面为莫霍面。

研究区域平均泊松比为0.24，研究区域大部分地区泊松比值偏低。喜马拉雅构造区泊松比为0.2~0.27（图4），东西向泊松比值变化大。拉萨地体泊松比为0.18~0.28，东西向和南北向均存在差异。沿着亚东–谷露裂谷分布的三个台站下方泊松比值偏低（0.19），是研究区域泊松比低值区。亚东–谷露裂谷东侧的两个台站下方泊松比值偏高，大于0.28。

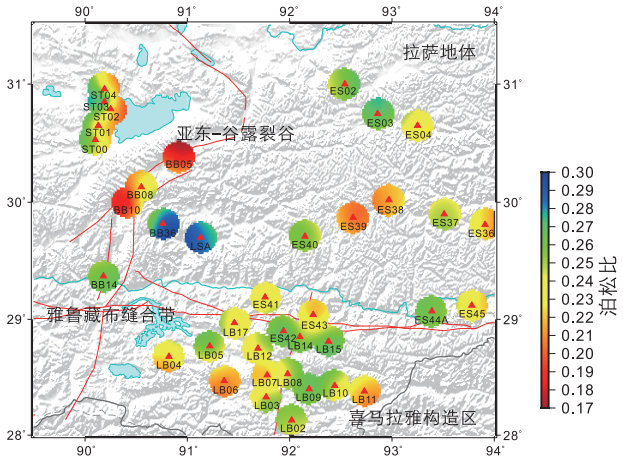


图4 研究区域泊松比分布图

Fig. 4 The map of Poisson's ratios of the study area

5 讨论与结论

5.1 关于莫霍面的讨论

CCP扫描叠加结果和*H*-*κ*叠加结果较为一致。从CCP扫描叠加结果可以看出，不管是东西向还是南北向，青藏高原东南部的莫霍面深度变化都比较大。从东西向来看，喜马拉雅构造区莫霍面深度由西向东逐渐变浅，这个特点可能和青藏高原西段的印度–欧亚板块碰撞启动时间早于东段的穿时性碰撞有关（Beck et a1., 1995; Mazhar Qayyum et al., 1997; Rowley, 1998; 高锐等, 2009）。

从南北向来看，莫霍面由南部喜马拉雅构造区深73 km处，向雅鲁藏布缝合带俯冲加深至80 km，与Kosarev等（1999）认为的青藏高原南部的莫霍面自喜马拉雅山开始向北倾斜，在雅鲁藏布缝合带附近达到最大深度的特征相符。根据滕吉文（1985）的研究，特提斯喜马拉雅地区莫霍面深度为70~79 km。而与喜马拉雅构造区相比，拉萨地体莫霍面有所抬升，李秋生等（2004）认为拉萨地体的莫霍面深度为70~75 km，这些结果都与本文研究结果吻合。

5.2 不同地体的壳内结构不同

从CCP叠加结果可以看出，拉萨地体的壳内结构不同于喜马拉雅构造区。以雅鲁藏布缝合带为界，可以清楚的看到两个地体壳内界面大多不连续且分布在不同深度。对比测线1在喜马拉雅构造区的叠加结果，在东西向上莫霍面和壳内浅层界面是连续的，展现了同一地体内的一致性。

5.3 缝合带附近莫霍面埋深急剧变化

根据南北向测线的研究结果，雅鲁藏布缝合带处莫霍面埋深急剧变化。Tapponnier等（2001）认为，青藏高原缝合带附近莫霍面埋深急剧变化的现象是普遍存在的，是青藏高原侧向滑移挤出模型的证据，且青藏高原地体边界莫霍面深度的急剧改变，支持青藏高原由数个中生代微大陆依次拼贴而成的解释（李秋生等，2004）。从测线叠加结果也可以看出，莫霍面相对简单的部分对应着地体部分，而莫霍面相对复杂的部分对应着地表的缝合线（赵俊猛等，2011）。

莫霍面由南部喜马拉雅构造区向雅鲁藏布缝合带附近俯冲的趋势比较明显，推断埋深急剧变化是因为喜马拉雅北缘的地幔盖层向北俯冲到拉萨地体之下，产生逆冲断层。

5.4 壳内强转换界面的讨论

关于青藏高原壳内强转换界面的解释，前人认识不尽相同：王式（1985）曾给出证据说明青藏地区下部有55 km和>80 km两个界面，并认为深层界面为莫霍面，两个界面间速度为梯度变化，平均为7.4 km/s，界面间是壳幔过渡层；Yuan等（1997）认为在人工地震宽角度反射界面看到的MHT（喜马拉雅主冲断层，为印度地壳向欧亚大陆地壳挤入的顶面）和接收函数在55 km观测到的强转换界面是同一个界面，只是由于不同方法的处理过程不同，反映出来的界面深度有细微的差异；吴功建等（1991）认为50 km左右的界面为老的（地壳未加厚以前）的莫霍面，受到挤压作用而抬升，深的界面可能是新形成的莫霍面，两界面之间为速度梯度层；接收函数显示在青藏高原中东部地壳底部存在一厚度大概为10~15 km的高速层(7.4~7.8 km/s)（Hetényi et al., 2007; Kind et al., 2002; Schulte-Pelkum et al., 2005; Zurek et al., 2008）。这一高速层分布于地壳厚度达70 km的喜马拉雅造山带前缘北部，并延伸到雅鲁藏布缝合带北面的拉萨地体南部，但消失于拉萨地体东部和北部。结合这一观测结果，55 km左右的强转换界面被解释为高速下地壳层的顶部（Kind et al., 2002）。

研究区域浅层连续界面与莫霍面的深度差达到15 km左右，推测浅层界面是高速下地壳层的顶部，其下为下地壳高速层。前人研究表明拉萨

地块东南缘（王金丽等，2008）和喜马拉雅构造区（Coleman and Parrish, 1995; Edwards et al., 1996; Vance and Harris, 1999）曾发生多期深熔作用，根据CCP叠加结果，研究区域地壳分层现象较明显，推测发生深熔作用后，壳内产生了重力分异现象，在中下地壳形成了高速薄层。

5.5　泊松比值

从图4可以看出研究区域泊松比的变化相当大，喜马拉雅构造区和拉萨地体的泊松比值没有表现出明显的地体差异。大部分地区泊松比值范围为0.22~0.26，沿着亚东–谷露裂谷分布的三个台站下方泊松比值最低，为0.18左右。而亚东–谷露裂谷东侧的两个台站下方泊松比值偏高，大于0.28。影响泊松比的因素较多，如地壳组分、沉积厚度、下地壳流体、大地热流和部分熔融等（王椿镛等，2010）。研究区域平均泊松比为0.24，与大多数造山带泊松偏低的特征相符。

5.6　结论

本研究根据南京大学在喜马拉雅构造区布设的14个宽频带流动台站记录的远震信息并结合前人研究资料，获得了青藏高原东南部地壳结构新的结果。

在喜马拉雅构造区，莫霍面深度在东西向变化较大，由西部80 km向东部变浅至62 km；而南北向变化较小，莫霍面由喜马拉雅构造区南部向雅鲁藏布缝合带附近俯冲加深，导致缝合带附近莫霍面有明显的埋深急剧变化现象，埋深变化距离约8 km；拉萨地体内莫霍面较平缓，深度介于72~80 km之间；雅鲁藏布缝合带附近达到莫霍面深度最大值；喜马拉雅构造区和拉萨地体内壳内结构存在差异；本文研究区域平均泊松比值较小，为0.24，和大多数造山带泊松比偏低的特征类似；研究区中下地壳广泛存在强转换界面，该界面可能对应中下地壳高速层上界面，埋深40~70 km，表明壳内发生深融或部分熔融作用，导致壳内发生重力分异，在中下地壳形成了高速薄层。

致谢：项目研究由自然科学基金项目（41674049）资助，藏南野外宽频地震观测得到了中国科学院青藏高原研究所的大力支持和帮助，部分数据由IRIS网站提供，徐弥坚提供了SplitRFLab程序，所有图件使用GMT绘制，在此表示衷心感谢。

参考文献 (References)

高锐，熊小松，李秋生，等. 2009. 由地震探测揭示的青藏高原莫霍面深度[J]. 地球学报，30(6): 761–773.

李秋生，彭苏萍，高锐. 2004. 青藏高原莫霍面的研究进展[J]. 地质论评，50(6): 598–612.

滕吉文. 1985. 西藏高原地壳与上地幔物理的综合研究及主要成果[J]. 中国地质，(5): 32–34.

滕吉文，熊绍柏，尹周勋，等. 1983. 喜马拉雅山北部地区的地壳结构模型和速度分布特征[J]. 地球物理学报，26(6): 525–540.

王椿镛，楼海，姚志祥，等. 2010. 龙门山及其邻区的地壳厚度和泊松比[J]. 第四纪研究，30(4): 652–661.

王金丽，张泽明，石超. 2008. 拉萨地体东南缘的多期深熔作用及动力学[J]. 岩石学报，24(7): 1539–1551.

王式. 1985. 地震测深资料研究西藏高原地壳结构[R]. 地质矿产部地球物理化学勘查研究所所刊，No. 1。

吴功建，高锐，余钦范，等. 1991. 青藏高原“亚东—格尔木地学断面”综合地球物理调查与研究[J]. 地球物理学报，34(5): 552–562.

许志琴，杨经绥，李海兵，等. 2006. 青藏高原与大陆动力学—地体拼合、碰撞造山及高原隆升的深部驱动力[J]. 中国地质，33(2): 221–238.

张丽红，郭正府，郑国东，等. 2017. 藏南新生代火山–地热区温室气体的释放通量与成因——以谷露–亚东裂谷为例[J]. 岩石学报，33(1): .

赵俊猛，王伟，刘宏兵，等. 2011. 青藏高原中南部莫霍面结构形态[C]. 中国地球物理学会年会.

Alsdorf D, Brown L, Nelson K D, et al. 1998. Crustal deformation of the Lhasa terrane, Tibet plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles [J]. Tectonics, 17(4): 501–519.

Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, et al. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia [J]. Nature, 373(6509): 55–58.

Coleman M E and Parrish R R. 1995. Constraints on Miocene high-temperature deformation and anatexis within the Greater Himalaya from U–Pb geochronology [J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 76: F708.

Dueker K G and Sheehan A F. 1997. Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track [J]. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 102(B4): 8313–8327.

Edwards M A, Kidd W S F, Li J, et al. 1996. Multi-stage development of the southern Tibet detachment system near Khula Kangri. New data from Gonto La [J]. Tectonophysics, 260(1–3): 1–19.

Hauck M L, Nelson K D, Brown L D, et al. 1998. Crustal structure of the Himalayan orogen at ~90° east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles [J]. Tectonics, 17(4): 481–500.

Het é nyi G, Cattin R, Brunet F, et al. 2007. Density distribution of the India plate beneath the Tibetan plateau: Geophysical and

petrological constraints on the kinetics of lower-crustal eclogitization [J]. Earth & Planetary Science Letters, 264(1): 226–244.

Kind R, Yuan X, Saul J, et al. 2002. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian plate subduction [J]. Science, 298(5596): 1219.

Kosarev G, Kind R, Sobolev S V, et al. 1999. Seismic evidence for a detached Indian lithosperic mantle beneath Tibet [J]. Science, 283(5406): 1306–1309.

Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves [J]. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 84(B9): 4749–4762.

Liang X, Chen Y, Tian X, et al. 2016. 3D imaging of subducting and fragmenting Indian continental lithosphere beneath southern and central Tibet using body-wave finite-frequency tomography [J]. Earth & Planetary Science Letters, 443: 162–175.

Ligorría J P and Ammon C J. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(5): 1395–1400.

Makovsky Y, Klemperer S L, Huang L, et al. 1996. Structural elements of the southern Tethyan Himalaya crust from wide-angle seismic data [J]. Tectonics, 15(5): 997–1005.

Mazhar Qayyum, Lawrence R and Niem A. 1997. Molasse–Delta–Flysch continuum of the Himalayan orogeny and closure of the Paleogene Katawaz Remnant Ocean, Pakistan [J]. International Geology Review, 39(10): 861–875.

Nelson K D, Zhao W, Brown L D, et al. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results [J]. Science, 274(5293): 1684.

Owens T J and Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution [J]. Nature, 387: 37–43.

Rowley D B. 1998. Minimum age of initiation of collision between India and Asia north of everest based on the subsidence history of the Zhepure Mountain section [J]. Journal of Geology, 106(2): 220–235.

Schulte-Pelkum V, Monsalve G, Sheehan A, et al. 2005. Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya [J]. Nature, 435(7046): 1222–5.

Shapiro N M, Ritzwoller M H, Molnar P, et al. 2004. Thinning and flow of Tibetan crust constrained by seismic Anisotropy [J]. Science, 305(5681): 233.

Sun X, Song X, Zheng S, et al. 2010. Three dimensional shear wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath China from ambient noise surface wave tomography [J]. Earthquake Science, 23(5): 449–463.

Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau [J]. Science, 294(5547): 1671–1677.

Thomas J and Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for, models of Tibetan plateau evolution [J]. Nature, 387 (6628).

Vance D and Harris N. 1999. Timing of prograde metamorphism in the Zanskar Himalaya [J]. Geology, 27(5): 395–398.

Wei W, Unsworth M, Jones A, et al. 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies [J]. Science, 292(5517): 716.

Wu Q, Tian X, Zhang N, et al. 2003. Receiver function estimated by maximum entropy deconvolution [J]. Acta Seismologica Sinica, 16(4): 404–412.

Xu L, Rondenay S and Hilst R D V D. 2007. Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions [J]. Physics of the Earth & Planetary Interiors, 165(3–4): 176–193.

Yao H, Beghein C and Van D H R D. 2008. Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis–II. Crustal and upper-mantle structure [J]. Geophysical Journal International, 173(1): 205–219.

Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan–Tibetan Orogen [J]. Annual Review of Earth & Planetary Sciences, 28(28): 211–280.

Yuan X, Ni J, Kind R, et al. 1997. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment [J]. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 102(B12): 27491–27500.

Zhu L and Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic RFs [J]. 105(B2): 2969–2980.

Zhu L. 2000. Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California from teleseismic converted waves [J]. Earth & Planetary Science Letters, 179(1): 183–190.

Zurek B. 2008. The evolution and modification of continental lithosphere, dynamics of 'indentor corners' and imaging the lithosphere across the eastern syntaxis of Tibet [D]. Dissertations & Theses–Gradworks, 2008.