

范文渊, 陈永顺, 唐有彩等. 2015. 青藏高原东部和周边地区地壳速度结构的背景噪声层析成像. 地球物理学报, 58(5):1568-1583, doi:10.6038/cjg20150510.

Fan W Y, Chen Y S, Tang Y C, et al. 2015. Crust and upper mantle velocity structure of the eastern Tibetan Plateau and adjacent regions from ambient noise tomography. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 58(5):1568-1583, doi:10.6038/cjg20150510.

青藏高原东部和周边地区地壳速度结构的 背景噪声层析成像

范文渊, 陈永顺*, 唐有彩, 周仕勇, 冯永革, 岳汉, 王海洋,
金戈, 魏松娇, 王彦宾, 盖增喜, 宁杰远

北京大学地球与空间科学学院地球物理研究所, 北京 100871

摘要 利用连续地震背景噪声记录和互相关技术获得瑞利面波格林函数, 进而反演获得了青藏高原东部和周边地区的地壳三维速度结构. 地震数据源于北京大学宽频带流动观测地震台阵, 国家数字测震台网数据备份中心提供的部分固定台站的连续记录及 INDEPTH IV 宽频带流动观测地震台阵. 首先对观测数据进行处理和分析取得所有可能台站对的面波经验格林函数和瑞利波相速度频散曲线, 反演得到了观测台阵下方周期从 6~60 s 的瑞利波相速度异常分布图像. 并且进一步反演获得研究区域三维剪切波速度结构和莫霍面深度分布. 短周期(6~14 s)相速度异常分布与地表地质构造特征吻合较好, 在青藏高原和四川盆地之间存在一个明显的南北向转换带. 而本文最重要的结果是周期大于 25 s 的相速度异常分布图像显示, 以昆仑断裂带为界, 柴达木盆地和祁连山脉地区呈现与青藏高原截然不同的中地壳速度结构, 反而与青藏高原东缘地区和川滇菱形块体速度结构相似. 反演获得的剪切波速度在 27.5~45 km 深度的切片也明显地揭示: 青藏高原的松潘—甘孜地块和羌塘地块呈现均一的低速层; 然而, 柴达木盆地和祁连山脉地区则呈现较强的横向不均匀性, 尤其是柴达木盆地的高速异常和四川盆地的高速异常相对应. 这些结果为前人提出的青藏高原东北向台阶式增长模式提供了重要的地震学观测证据. 与全球一维平均速度模型(AK135)相比较发现, 本文测量和反演获得的研究区域内平均相速度和剪切波速度都比 AK135 模型慢很多, 尤其是青藏高原的中地壳(25~40 km)剪切波速度显著低于全球平均速度模型. 进一步的层析成像反演证实松潘—甘孜和羌塘地块中地壳(27.5~45 km)呈现大范围均一的低速层, 为青藏高原可能存在大规模中下地壳“层流”提供地震学观测证据. 在祁连山脉的 27.5~45 km 深度观测到的明显低速异常体可能对应于该造山带下地幔岩浆活动导致的底侵作用, 表明引起该地区地壳增厚的主要机制可能是来自地幔岩浆的底侵作用.

关键词 背景噪声; 瑞利面波; 层析成像; 剪切波速度结构; 青藏高原; 柴达木盆地和祁连山脉地区

doi:10.6038/cjg20150510

中图分类号 P315

收稿日期 2014-09-14, 2015-04-08 收修定稿

Crust and upper mantle velocity structure of the eastern Tibetan Plateau and adjacent regions from ambient noise tomography

FAN Wen-Yuan, CHEN Yong-Shun*, TANG You-Cai, ZHOU Shi-Yong, FENG Yong-Ge, YUE Han,
WANG Hai-Yang, JIN Ge, WEI Song-Qiao, WANG Yan-Bin, GE Zeng-Xi, NING Jie-Yuan
Institute of Theoretical and Applied Geophysics, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract The crust structure of the Tibet Plateau is still controversial. Whether there is a partial

基金项目 国家自然科学基金委项目(90814002;91128210)资助.

作者简介 范文渊,男,硕士研究生,主要从事面波和地震震源研究.

* **通讯作者** 陈永顺,男,教授,从事地球动力学研究. E-mail: johnyc@pku.edu.cn

melting layer in the anomalously thick crust is critical to understand the dynamics and evolution history of the formation and on going process. We address the issue with robustly inverted surface wave and shear wave velocity models from the west China dense array data.

Ambient noise tomography was applied to obtain the crust and upper mantle velocity models of the Tibetan Plateau. The method is based on extracting Rayleigh wave phase and group velocity dispersion curve from continuous waveform cross-correlation. Our data comes from the Peking University seismic arrays, INDEPTH IV passive seismic array, and four Chinese Provincial seismic networks. The usable data was collected from 05,2007 to 12,2009. The long time span assures high signal to noise ratio when the cross-correlation is performed. We extract the empirical Green's functions from the cross-correlation and perform a surface wave tomography inversion with the cross-correlation functions. With the phase and group velocity models from the previous step, a 3D shear wave velocity model is obtained.

Our surface phase/group velocity models and inverted shear velocity model show strong heterogeneity and complexity over the whole studied region. Surface geological features are accurately depicted by the short period surface waves (6 s to 14 s, both phase and group velocity model). The Qaidam basin and Sichuan basin are well correlated to low velocity anomalies due to the thick sediments over these regions. Mountains, like Qilian, Kunlun, and Longmenshan are marked by high velocity anomalies. We also observe a continuous transition zone in between the Tibet plateau and Sichuan Basin at short period. For Rayleigh wave tomography models longer than 25 s, there are significant differences between Qaidam-Qilian region and the plateau south of Kunlun fault zone. The newly formed plateau area, i. e. Qaidam-Qilian region shares similar velocity structure signatures with the eastern boundary of the Tibetan Plateau and Sichuan basin. Both our phase velocity measurements and inverted shear wave velocity models show that the Tibetan plateau has a large-scale uniform low velocity layer in the middle crust (25~40 km in depth). The velocity at this depth of the region is much slower than the global average velocity of AK135. It is also shows distinct deviation from the eastern boundary of the Tibetan Plateau. The low velocity layer supports the channel flow model that explains the eastward material transportation of Tibet. From the intermediate period velocity maps, we observe a low velocity zone at Qilian Mountain region and it might be related to the elevated temperature in the middle and lower crust of this region. The variation of the temperature at this depth might correlate to the underplating of magma from the local mantle upwelling. These observations suggest that the on-going crustal thickening at Qilian Mountain area is possibly due to the underplating process.

Our detailed structure of Tibetan Plateau crust is critical to understand the on-going plateau formation process. The Rayleigh wave group/phase velocity models and 3D shear wave velocity model indicate there is a large-scale uniform low velocity within the plateau. The low velocity layer could explain the eastward material transportation of Tibet. The newly formed Qaidam-Qilian region, as a new plateau shows distinct velocity signatures in our velocity models. And the low velocity zone below Qilian Mountain is possibly an indication of the ongoing magma underplating process in that region.

Keywords Ambient noise; Rayleigh wave; Phase velocity Tomography; Shear wave velocity structure; Tibetan plateau; Qaidam basin and Qilian mountain

1 引言

平均海拔 5000 m 的青藏高原是现今地球上最大的陆地高原之一. 它形成于约 50 Ma 之前的印度板块与欧亚板块的陆-陆碰撞(Harrison et al., 2000; Tapponnier et al., 2001). 自北向南, 青藏高原可以大体上分为柴达木块体, 松潘—甘孜块体, 羌塘块体和拉萨块体; 昆仑断裂带, 金沙缝合带和班公怒江缝合带依次将这些块体分开. 时至今日, 印度板块仍以每年 6 cm 的速度向北运动(Bilham et al., 1997). 由陆-陆碰撞引起的压缩变形由南向北延伸至整个青藏高原, 导致其地壳增厚(60~70 km). 位于青藏高原向北新生长的柴达木块体正在经历着地形的隆升和地壳增厚(Meyer et al., 1998). 然而, 青藏高原巨厚的地壳结构仍无定论. 国际上用于解释青藏高原的隆升和地壳增厚的两种主要的学说是在 20 世纪 80 年代提出的大陆逃逸模型(Tapponnier et al., 1982)和连续形变模型(England and Searle, 1986).

地震层析成像是用于研究地球内部地震波速度结构不均匀分布的最有效手段之一. 在过去的 30 年中, 地球物理学家利用宽频带流动观测地震台阵记录, 运用各种地震层析成像技术来探测青藏高原及其周边地区的地壳结构. 前人通过瑞利面波的频散特性大尺度地研究了整个欧亚大陆(Curtis et al., 1998; Feng and Teng, 1983; Ritzwoller and Levshin, 1998; Ritzwoller et al., 1998; Wu and Levshin, 1994), 也曾利用更多数据, 采用更小网格精细地获得区域面波层析成像结果(Bourjot and Romanowicz, 1992; Brandon and Romanowicz, 1986; Griot et al., 1998; Huang et al., 2003; Romanowicz, 1982). 被认为青藏高原东部物质溢出出口的川滇菱形块体也被很多学者所研究(Huang et al., 2002; Yao et al., 2008). 同时, 青藏高原内有诸多体波研究层析成像结果. 若干研究(Huang and Zhao, 2006; Xu et al., 2002)使用区域和远震地震数据来反演青藏高原及其周边区域的三维 P 波结构. 还有学者(Barron and Priestley, 2009; Hearn et al., 2004; Liang and Song, 2006; Liang et al., 2004)采用 Pn 波和 Sn 波来研究青藏高原地壳底部的横向不均匀性和各向异性.

然而, 已有的研究结果对于全面了解青藏高原及其周边地区的地壳速度结构的横向变化仍存在较大的局限性. (1) 限于台站覆盖的区域和空间分辨

率, 现有结果对所感兴趣区域浅部结构分辨率有限; 而且大多数流动台站分布于藏南地区, 柴达木块体及青藏高原北缘的流动台站观测稀缺. (2) 基于传统方法的面波研究因为短周期信号衰减较快, 对地壳浅部结构分辨率有限; 而采用天然地震的体波成像结果对纵向分辨率略逊于面波成像. (3) 除少数反射折射地震学方法所得的二维地壳成像结果外, 整个青藏高原及其周边地区的高分辨率地壳三维成像结果稀缺. 所幸近几年布设结束的 INDEPTH IV 的流动台阵覆盖了大部分青藏高原东部地区和柴达木块体.

本文所用数据源自多个流动地震台阵和固定台网, 覆盖了青藏高原东部和周边地区(图 1). 采用背景噪声层析成像方法对连续地震记录数据处理, 得到了研究区域的地壳瑞利面波相速度异常分布图像. 研究目的是利用连续记录的背景噪声数据和相应的相速度层析成像技术, 反演获得青藏高原东部地区和东缘的三维地壳结构. 进一步, 通过瑞利面波相速度分布结果反演得到研究区域的三维剪切波速度结构和莫霍面深度分布. 本研究所得青藏高原东部和周边地区的地壳三维地震波速度结构, 为进一步深入讨论青藏高原形成和生长的动力学机制提供了重要地震观测约束.

2 数据及处理流程

本文所用的连续记录地震资料来源于: 在过去 5 年里完成的 3 个北京大学宽频带流动观测地震台阵, 包括北京大学银川台阵, 于田台阵和东昆仑台阵; 国家数字测震台网数据备份中心提供的甘肃、青海、四川及西藏台网的固定台站的连续记录及 INDEPTH IV 宽频带流动观测地震台阵(Zheng et al., 2010). 图 1 为地震台阵分布图. 表 1 为所用地震台阵及台网的仪器信息.

由表 1 可以看出, 不同地震台阵、台网之间至少有 10 个月的记录时间重叠, 得以保障最终所得各台站对之间的互相关函数信噪比(SNR)较高. 表 1 还显示, 不同的台阵、台网所采用的仪器不同, 所以在做互相关之前, 需要去除仪器响应, 将记录转换为位移记录. 由于研究目标是获取瑞利面波信号, 所以仅采用垂向记录. 同时, 将记录时间全部换算至格林威治时间(GMT). 这些数据的预处理保证了之后获取的瑞利面波群速度和相速度频散曲线的一致性和准确性.

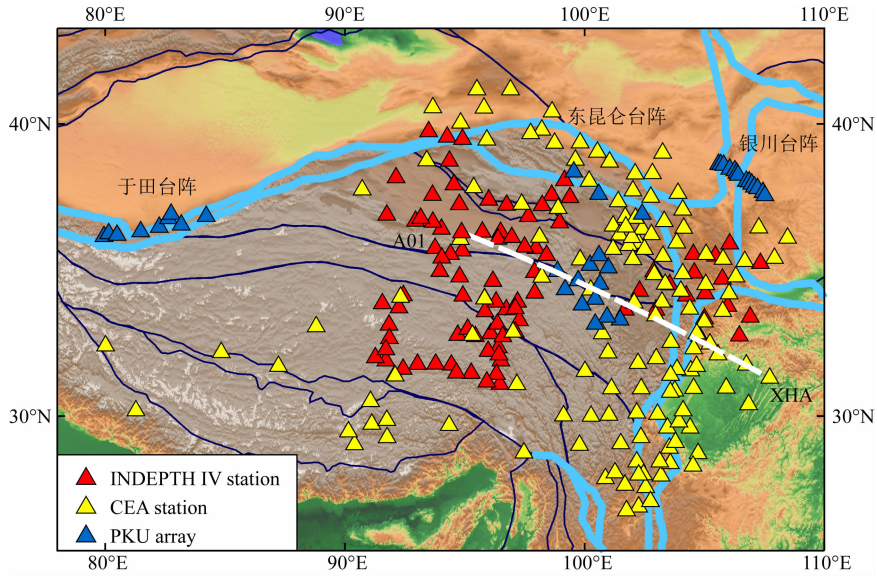


图 1 台站分布及研究区域地质块体边界

Fig. 1 Station map of studying region

表 1 地震台阵及仪器信息

Table 1 Station and instrument list

台阵	记录日期	台站数目	地震仪类型
北京大学 银川台阵	2007-10—2008-09	15	CMG-3ESP
北京大学 于田台阵	2008-04—2009-04	10	CMG-3ESPC
北京大学 东昆仑台阵	2008-09—2009-04	15	CMG-3ESPC CMG-3ESP
INDEPTH IV 台阵	2007-05—2009-04	94	STS-2 ESP CMG
家数字测震台 网数据备份 中心台网	2008-01—2009-12	140	CMG-3ESPC BBVS- 60 CTS-1 JCZ-1 CTS- 1E KS-2000M

背景噪声层析成像(Ambient Noise Tomography)近年来在震大地构造学研究中得到广泛的应用,从地震尾波的互相关(Campillo and Paul, 2003; Paul et al., 2005) (Seismic Coda)或背景噪声的互相关(Shapiro et al., 2005; Shapiro and Campillo, 2004)(Ambient Noise)函数中,可提取出面波经验格林函数。近几年来被广泛地应用于区域层析成像研究(Shapiro et al., 2005; Kang and Shin 2006)和大陆尺度的层析成像研究(Yang et al., 2007; Zheng et al., 2008)。相关文献(Shapiro and Campillo, 2004; Campillo, 2006; Lobkis and Weaver, 2001; Snieder, 2004; Wapenaar, 2004)就背景噪声层析成像的理论和方法做过详细讨论。这些研究成果是本文的理论依据。

本文数据处理主要依据 Bensen 等(Bensen et al., 2007)发展的由背景噪声数据测量瑞利面波相

速度频散曲线及相速度层析成像的方法及处理流程。首先,对一个台站对的垂向记录做互相关运算,之后从互相关函数里获取该台站对之间的经验格林函数,并且对所获取的台站对经验格林函数做带通滤波,以保留高信噪比记录。本文采用 Bensen(Bensen et al., 2007)所提出对信噪比的定义,对噪声即“在一给定时间窗内的面波信号与之后的噪声信号的均方根之比”,对面波为最大振幅之比。图 2 为叠加正负部分后的台站 A01 与其余台站之间的互相关函数。其次,采用时频分析方法(FTAN)获取所有台站对之间的周期从 6~60 s 的瑞利面波群速度及相速度频散曲线。台站对 A01 和 XHA(图 1)的群速度频散曲线如图 3 所示。该台站对跨越青藏高原东缘(图 1 中的浅蓝色虚线(张培震等, 2003)),由图 3 可以看出,在 12 s 周期附近群速度出现局部极值,这与其特殊路径相关。基于台站对距离需大于三个波长的挑选准则,因此对于本文使用的地震台站分布(图 1),大于 60 s 周期的群速度无法可靠的从互相关函数所得的经验格林函数中获取。

最后,在得到了所有台站对之间的瑞利面波群速度和相速度的频散曲线之后,采用 Barmin(Barmin et al., 2001)提出的面波层析成像反演方法来获取研究区域的瑞利面波群速度和相速度的速度异常分布。计算格点为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$,所用平滑阻尼参数依据所采用反演格点而定。

瑞利面波相速度的变化对介质密度和 P 波速度变化不敏感,而对 S 波速度的变化非常敏感(Takeuchi et al., 1964)。基于所得的瑞利面波相速

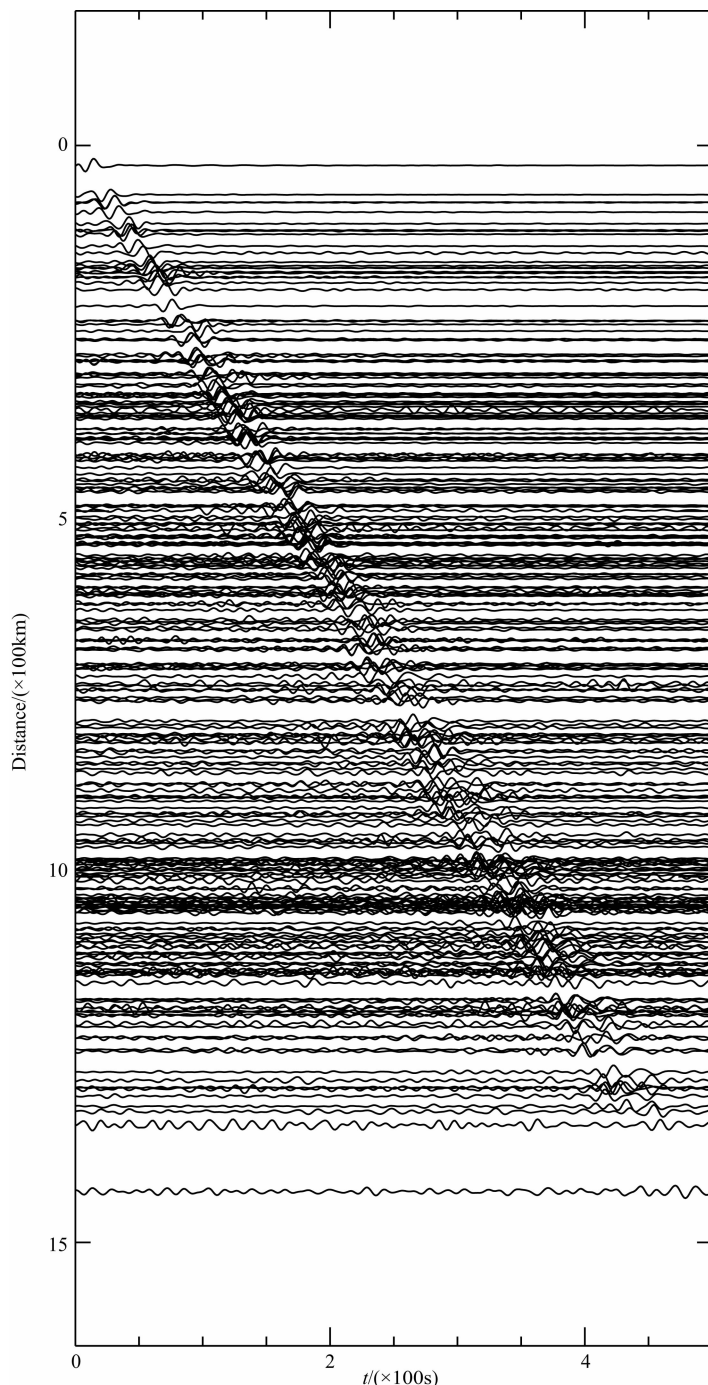


图2 A01 及其台站对之间的互相关函数(5~100 s)

Fig. 2 Cross-correlation of A01 and its station pairs

度层析成像,反演得到研究区域的三层地壳剪切波速度模型及莫霍深度分布.剪切波速度模型反演对初始参考模型敏感,而本文的研究区域涵盖面积较大,包括青藏高原东部和周边地区,其地质构造复杂.因此我们将研究区域以昆仑断裂带(36°N)和龙门山断裂带(102°E)为界,划分为3个子区域(图4):青藏高原、新造高原—即柴达木地块、青藏高原东缘地区.在3个子区域内,分别依据区域内平均瑞

利面波频散曲线反演获得该区域内的一维剪切波平均速度模型.之后以获得的平均速度模型为初始参考模型,在各子区域内计算每一个格点的一维剪切波速度及地壳厚度.最终将各格点反演获得的一维速度结果拼合可得研究区域的三维剪切波速度模型.在剪切波速度反演过程中,利用 Saito 的程序(Saito, 1988)计算理论相速度和其对速度的偏微分.在线性反演过程中,用一系列水平层来描述地球

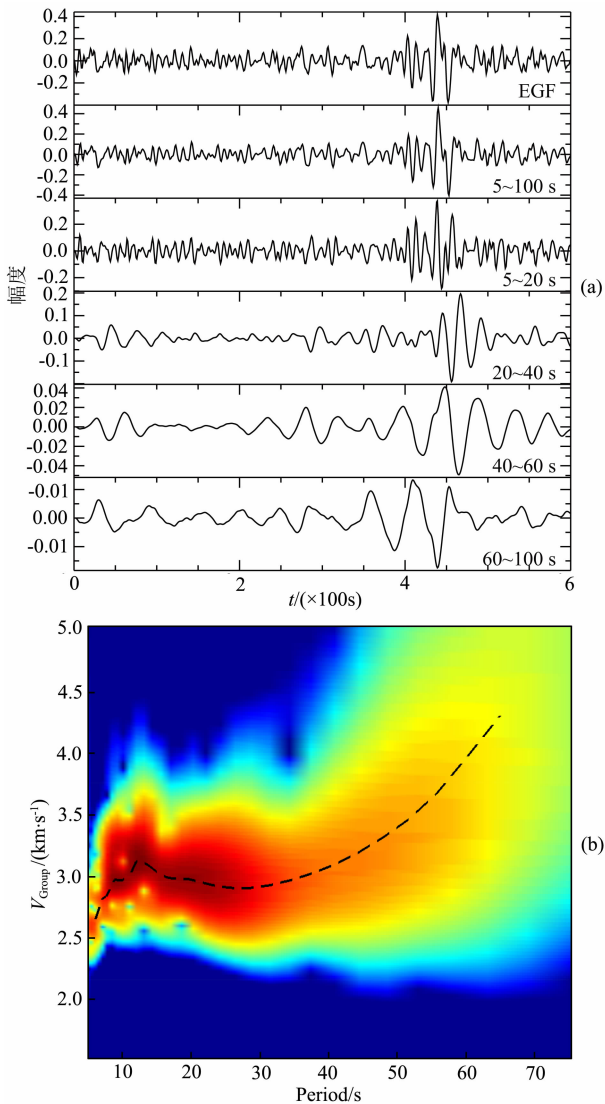


图3 不同频段经验格林函数(a)及台站对 A01-XHA 群速度频散曲线(b)

Fig. 3 (a) Empirical Green's functions in different frequency bands and (b) Group velocity dispersion curve of station pair A01-XHA

介质,每层厚度 10 km 到 30 km 不等.假定这些水平层厚度不变,拟合频散曲线来反演每一层的剪切波速度.另外,为了得到莫霍面的深度,莫霍面上下两层的厚度也设为待反演的参数,即在反演过程中可以在一定范围内自由变化.

3 结果

3.1 检测板测试

为了检验本文层析成像结果的分辨率和可靠性,按照惯例做了检测板测试.输入检测板的速度异常体大小约为 200 km($2^\circ \times 2^\circ$),输入模型为相速度,

在 $\pm 2.5\%$ 之间变化.反演格点为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,输入模型和检测结果如图 5 所示.从检测结果可以看出,在周期为 6 s 和 60 s 范围内,青藏高原的东缘和北缘可以较好的得以重建,但其余地区分辨率略低.在 8~55 s 周期范围,本文的地震台站分布和反演方法能够在研究区内得到比较可靠而且稳定的结果,包括祁连山、柴达木盆地、松潘—甘孜地块、羌塘地块、拉萨地块的北部和青藏高原东缘地区,速度异常均可被精确的分辨重建.在台阵内部,或射线覆盖好的区域,分辨率小于 200 km,不仅能够探测到速度异常体的形态,而且能较好地反映异常体的速度差异.而在射线覆盖不好的区域,分辨率随着周期的增加逐渐降低.

3.2 群速度和相速度层析成像

图 6 为观测到的研究区内瑞利面波平均群速度和相速度频散曲线.与全球一维平均速度模型 AK135 的频散曲线相比较可以得出一个很重要的结论:本文测量的研究区域(包括青藏高原、柴达木地块和青藏高原东缘)内平均相速度都比 AK135 模型的相速度慢很多.这可以部分归因于研究区内增厚的地壳(主要影响在 30~60 s 范围),但是对应于 6~20 s 范围则可能是由于研究区内物质不同所致(如存在比平均大陆厚很多的沉积层).这一点在后面展示反演获得的一维剪切波速度模型时还要进行详细讨论.

图 7 和图 8 的各个周期图像中的二维速度异常分布均相对于图 6 中的平均速度频散曲线而言.不同周期的群速度和相速度的敏感核对应于不同深度,同时不同周期的群速度和相速度的敏感核又有部分重叠.长周期的速度敏感核较为宽泛,因而所得的不同周期的瑞利波相速度异常变化图像随周期加大而趋于平缓.经验而言,基阶瑞利波群速度和相速度对约 $1/3$ 波长深度附近介质的 S 波速度结构最为敏感;面波成像反应平均结果,而非特定深度结果.图 7 和图 8 分别展示了瑞利面波群速度异常和相速度异常分布图像.图 7 中的群速度异常与图 8 中的大多数相速度异常一致,些许不同源于群速度和相速度不同的敏感核.

短周期相速度异常分布图像中(图 8, 6~14 s),高速异常与低速异常同地表地质构造相关性较高.例如,柴达木盆地和四川盆地的范围被低速异常精确地勾绘出来.短周期图像反映了上地壳的地震波速度特征,因此盆地的低速异常反映了这两个盆地内大范围的沉积层.柴达木盆地和四川盆地沉积层

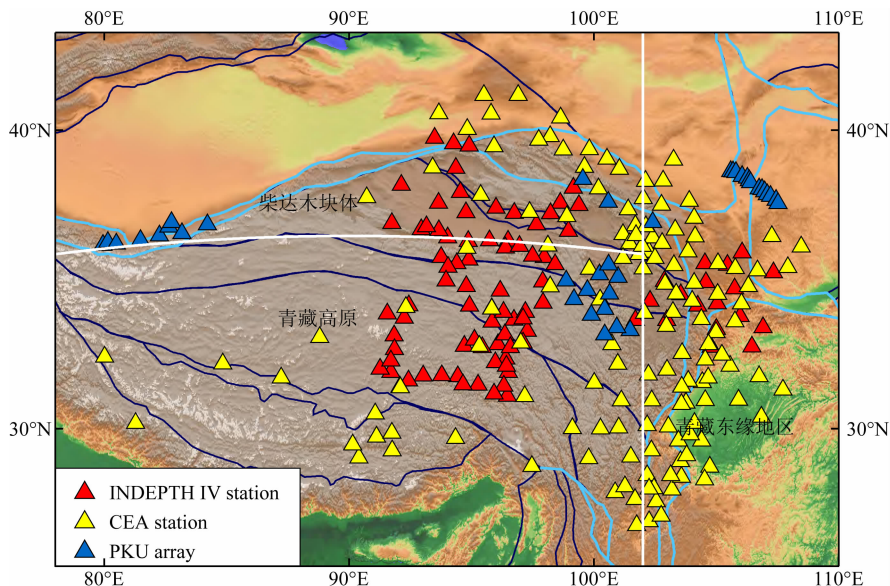


图4 研究子区域划分

Fig. 4 Sub-regions division of studying area

厚度的差异也为两块低速异常体所描述,相较于四川盆地的低速异常消失于 12 s 周期之后的分布图像,柴达木较厚沉积层的影响,使该地区低速异常持续至更长周期. 山脉为高速异常体所勾绘,例如四川盆地西部的岷山和龙门山脉均显示为条带状高速异常. 昆仑山和祁连山对短周期相速度异常图像有同样的影响,但其高速异常被低速异常间或分隔为块状而非条带状. 在祁连山脉和昆仑山脉交汇的地方,共和盆地的沉积层为 8~12 s 异常分布图像中的低速异常所描述.

基于本文数据分辨率,青藏高原主要显现低速异常. 同时,不同地块之间存在差异,相较于羌塘和拉萨地块的较为均一的低速异常体,松潘—甘孜的低速异常间或被小的高速异常分割. 使用较大阻尼系数加强平滑反演后仍得到相似结果. 尤其值得注意的是,在青藏高原东缘并无一明显边界来界定青藏高原和四川盆地,而是在两者之间存在若干小的速度异常体. 在图 8, 10 s 周期的相速度异常分布图像中,可以看到 A 和 B 两块速度异常体. A 位于尼玛—玉树—鲜水河断裂带和金沙—红河断裂带的交汇点,走向位于喜马拉雅东构造结的北北东延长线上,在 A 和青藏高原东缘地区之间为川滇菱形块体. 川滇菱形块体在短周期图像中,呈现为高速异常,但随周期加大,异常逐渐转换为低速异常. B 位于青藏高原东缘地区,鄂尔多斯地块和柴达木地块的交汇处,为低速异常.

中周期相速度异常分布图像(图 8, 16~35 s)描

绘了更深的速度结构. 16 s 及更长周期的图像与较短周期的图像差异很大. 这是由于 16~30 s 这段周期的相速度对 30~40 km 深的速度结构最为敏感,而此深度也正好是平均大陆莫霍面的深度. 青藏高原的莫霍面远深于这个深度,因此,在青藏高原与青藏高原东缘地区之间应该存在明显速度异常差异. 如图 8, 中周期相速度异常分布图像所示,所得结果与预期一致,高速区对应于莫霍面较浅的地区(如青藏高原东缘地区),而低速异常对应于莫霍面较深的地区(青藏高原). 短周期图像中存在的青藏高原东部与青藏高原东缘地区之间的若干破碎状速度异常体逐渐融合. 在短周期图像中松潘—甘孜地块间或出现的高速异常逐渐消失,整个块体呈现均一低速异常;但仍与羌塘和拉萨地块存在差异.

整个青藏高原呈现低速异常. 青藏高原东缘地区呈现均一高速异常,这是因为下地壳速度结构影响了该地区的中周期的速度异常分布. 相似的低速异常转为高速异常的特点也出现在柴达木盆地和祁连山下. 但其低速异常的消失较四川盆地缓慢,低速异常一直影响至 30 s 周期的相速度异常分布图像. 这可能是源于柴达木盆地更厚的沉积层. 从 30 s 周期图像开始,明显的青藏高原东缘和北缘边界出现. 速度异常的对比勾勒出青藏高原与周边地体的边界. 前面提到的高速异常 A 消失于 30 s 周期的相速度异常图像之后. 同时,川滇菱形块体呈现低速异常. 但这一异常以鲜水河断裂和金沙红河断裂为界并未与青藏高原的低速异常融合. 从图 8, 20 s 的相

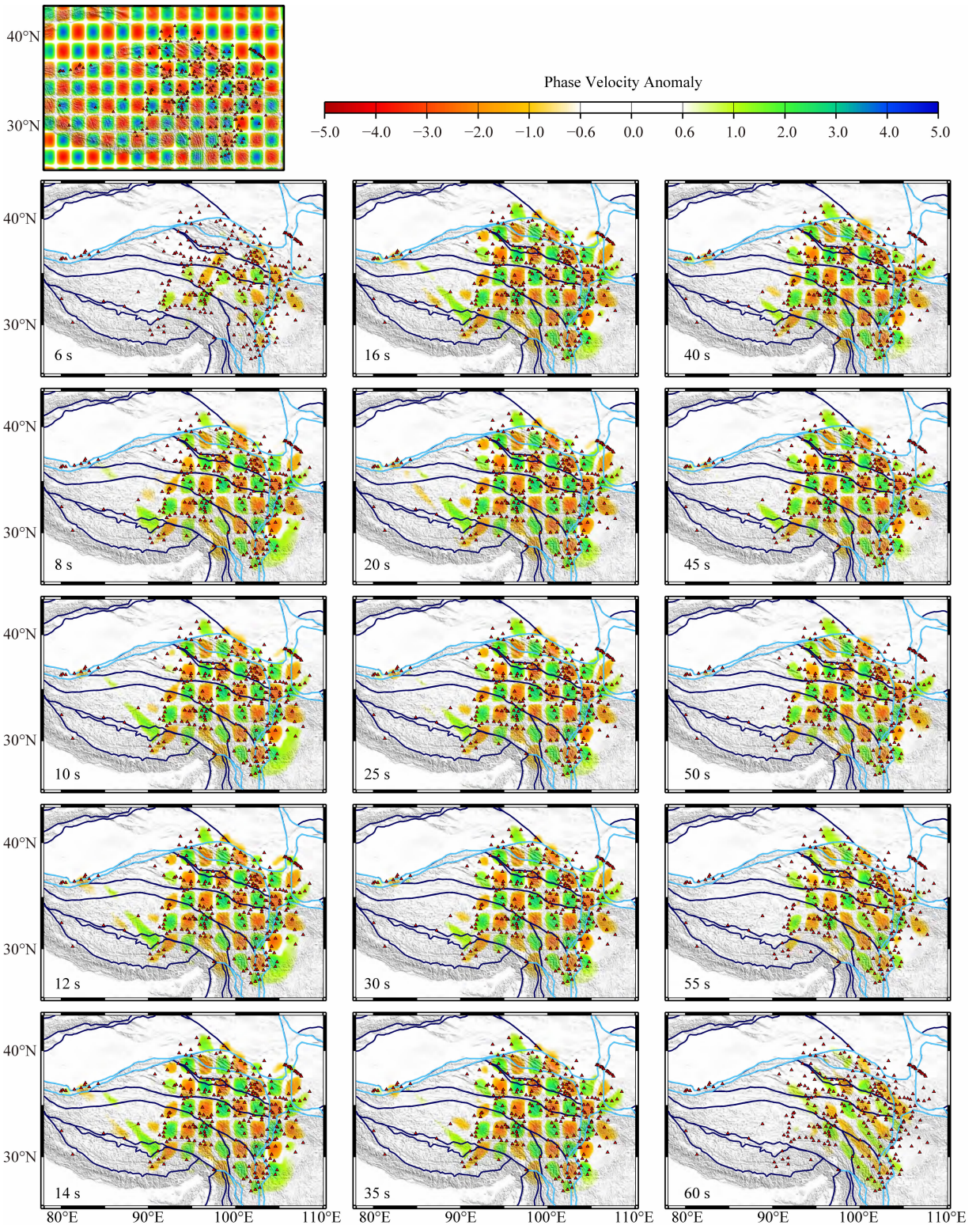


图 5 相速度层析成像检测板实验

Fig. 5 Checkerboard test for phase velocity tomography

速度异常分布图像中,可以看出在柴达木盆地以北的祁连山脉中出现东西走向低速异常条带. 标记这一低速异常体为 C. 它的出现可能与祁连山脉下物质流变性质有关,也可能与过深的莫霍深度相关.

长周期相速度异常分布图像中(图 8, 40~60 s), 青藏高原东缘地区和柴达木地块的速度异常反映了上地幔结构信息,而青高原则为下地壳信息. 祁连山脉中的低速异常 C 逐渐消失,祁连山脉整体高速

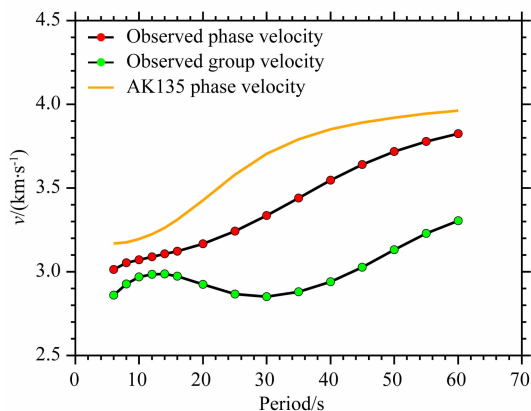


图6 平均相速度群速度频散曲线

Fig. 6 Average dispersion curves of group and phase velocity

异常强度减弱,趋于均值. 青藏高原东缘地区呈现均一高速异常. 川滇菱形块体下的低速异常消失,出现高速异常,并与青藏高原东缘地区的高速异常融合. 青藏高原仍然呈现低速异常,但与其东缘和北缘地区速度异常相比强度减弱,高速异常与低速异常数值均减小趋于平均值. 青藏高原东部和西部速度结构出现差异,西部速度异常强度大于东部异常. 在40~60 s周期范围内的速度异常图像中,速度异常结构主要为莫霍面深度控制,因此青藏高原的东西速度差异可能源于东西不同的地壳厚度. 同时,青藏高原下的印度板块俯冲深度不同(Li et al., 2008),也可能引起青藏高原南、中部地区地壳底部物质成分及温度的东西差异. 这些原因均可能引起青藏高原在长周期的相速度异常分布图像中出现东西差异,需要更多观测证据约束.

3.3 剪切波速度结构和莫霍面深度

根据瑞利面波相速度分布结果进一步反演获得剪切波速度分布,可以更直接地认识地下速度结构. 研究区域内青藏高原东缘地区,柴达木地块和青藏高原的地壳厚度差异很大,而不同的初始速度模型在我们采用的反演剪切波速度结构及莫霍面深度的算法中对结果影响较大. 因而,将研究区域划分成3个子区域(图4). 在不同子区域内分别进行剪切波速度及莫霍面深度反演,最终将结果拼合便得研究区域内的三维剪切波速度模型.

图9为3个子区域的平均相速度频散曲线及反演所获得的一维平均剪切波速度结构. 由图9可以看出3个子区域存在明显差异:除最短周期时青藏高原的平均相速度最高外,其余周期的相速度青藏高原均为最低,青藏高原东缘地区最高,柴达木地块

居中. 反演所得子区域的一维剪切波速度模型特征与其对应的相速度频散曲线特征一致,青藏高原除在最浅层剪切波速度高于其他两个子区域外,在其余层中(中下地壳)速度均为最低. 尤其注意到青藏高原在25~40 km深度范围内存在显著低速层,这是否对应于青藏高原中地壳的“层流”(Channel flow)? 该结果与藏南瑞利面波所得结果一致(Jiang et al., 2011). 由图9中还可看出青藏高原的平均地壳厚度为70 km,比其他两个子区域厚约10 km.

图10展示了剪切波速度分布的3个深度切片及莫霍面深度分布图像. 射线密度决定反演所获得的相速度层析成像的精度,而相速度频散的准确性限定了反演所得的剪切波速度结构的准确性. 为防止误差放大,我们仅反演计算了射线密度大于500条区域的剪切波速度模型. 如图10所示,所得结果与图8所示的瑞利面波相速度层析成像结果特征比较一致. 在图10深度为7.5 km的切片上可以看出,剪切波速约为 $3.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的剪切波速约为 $3.2 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的剪切波速将四川盆地和柴达木盆地与青藏高原分离. 在深度为27.5 km的切片中可知,其速度分布与图8相速度异常分布的中周期部分对应. 前面提到的高速异常A也在该切片显现. 在此深度下,剪切波波速在青藏高原中为 $3.2 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$,与相速度异常层析成像中的低速异常相对应. 其中若干速度异常分块与青藏高原内部的横向不均匀性相对应. 从深度为45 km的切片中可知,青藏高原内部速度分布均一,但绝对剪切波速度显示其仍为中地壳速度值,而青藏高原东缘地区和柴达木块体则已经达到了下地壳的速度值. 限于我们采用的计算莫霍面方法,所得莫霍面深度结果较接收函数等方法而言精度较差. 但是莫霍面深度分布模式还是与其他研究结果有较好吻合. 在松潘—甘孜地块内,青藏高原的莫霍面深度达到最大值,约80 km;柴达木盆地的地壳厚度为50 km左右,较青藏高原东缘地区深. 川滇菱形块体的中部莫霍面深度较深. 祁连山地壳厚度较深,为70 km左右,这可能是孕育出现图8中低速特征C的原因之一.

4 讨论

4.1 青藏高原:松潘—甘孜地块,羌塘地块和拉萨地块

青藏高原主要由3个地块构成:松潘—甘孜地

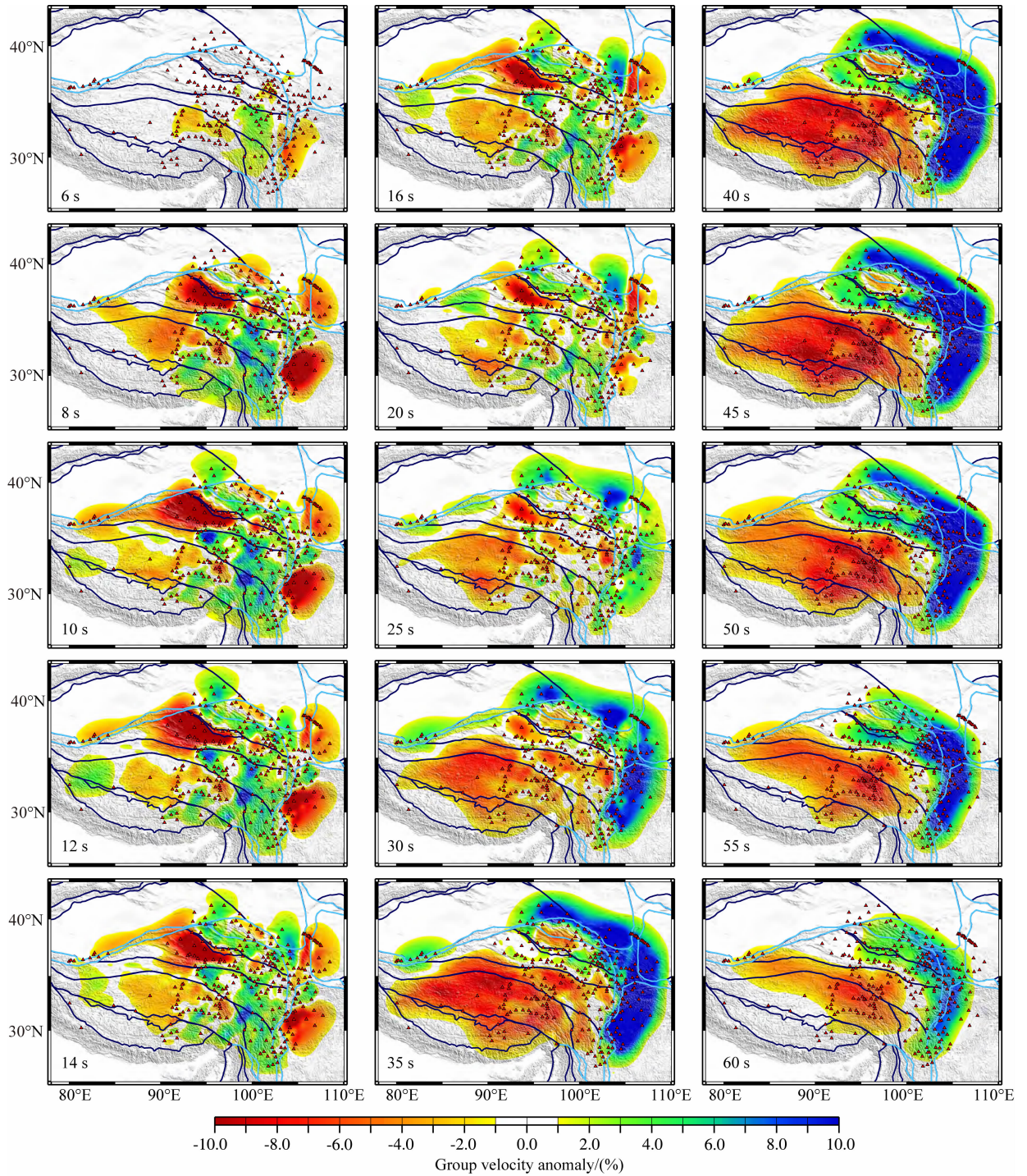


图 7 瑞利波群速度速度异常层析成像

Fig. 7 Group velocity tomography of Rayleigh wave

块、羌塘地块和拉萨地块 (DeCelles et al., 2002). 松潘—甘孜地块地壳主要由晚三叠纪早侏罗纪闭合大洋残留海盆的浊流岩构成; 羌塘地块位于松潘—甘孜地块南部, 于晚古生代时期自冈瓦纳古陆漂移至此, 后于晚三叠纪早侏罗纪时期与松潘—甘孜地块碰撞. 羌塘地块地壳主要由变质岩和古生代及中生代的沉积岩构成. 拉萨地块位于最南部, 于晚三叠

纪时期自冈瓦纳古陆漂移至此, 后于晚侏罗纪中白垩纪时期与羌塘地块碰撞. 拉萨地块地壳主要由中级及高级变质沉积岩和古生代沉积岩构成 (DeCelles et al., 2002).

本文研究结果表明青藏高原的 3 个块体东西向速度结构均有差异. 由图 8 中短周期相速度异常分布图像可知, 松潘—甘孜地块上地壳呈现强烈东西

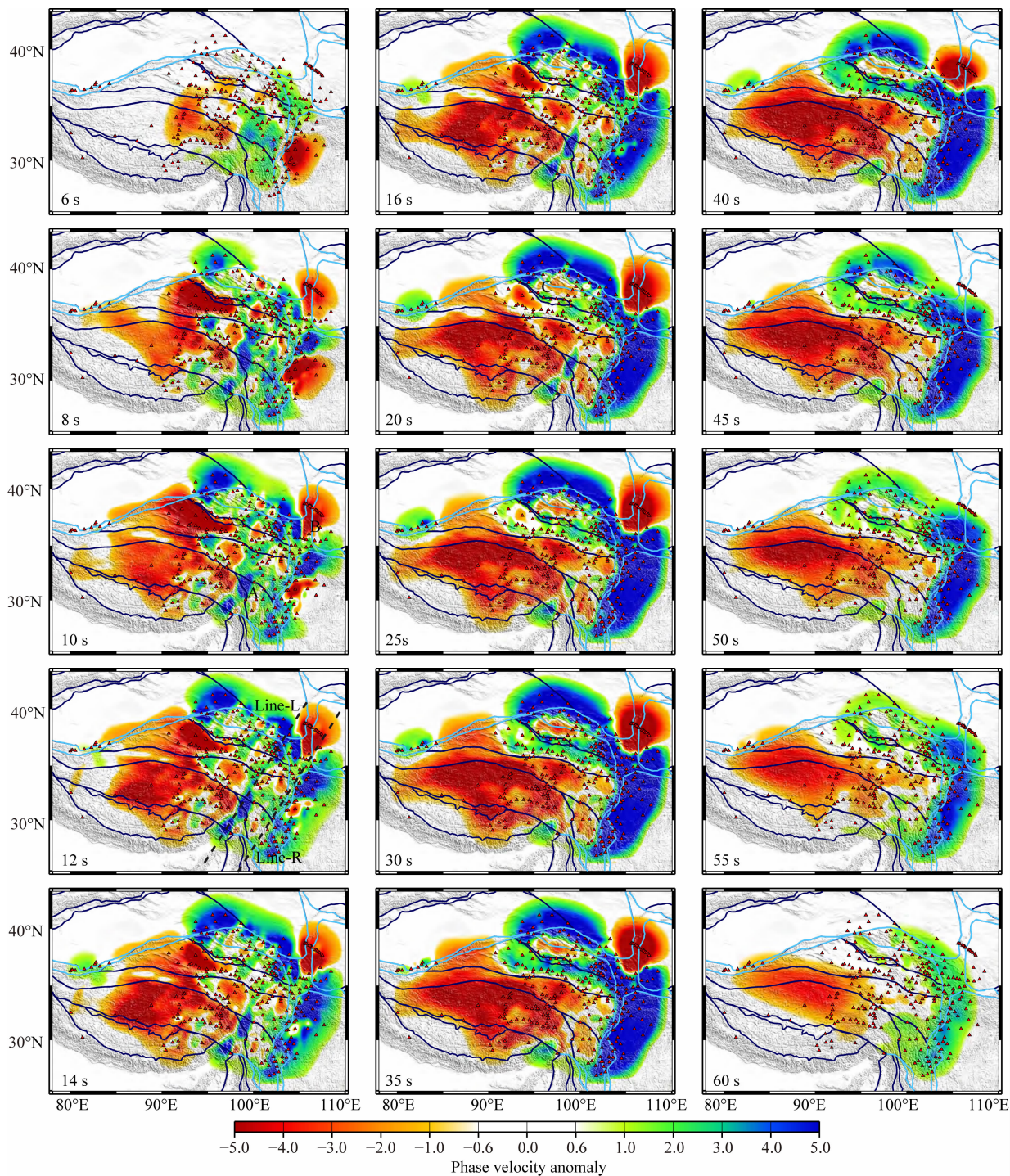


图 8 瑞利波相速度速度异常层析成像

Fig. 8 Phase velocity tomography of Rayleigh wave

向不均匀性,若干低速异常体被高速体分隔.同时,居于青藏高原东缘地区和青藏高原之间的川滇菱形块体与周边块体速度结构差异很大.因此,我们认为在青藏高原和青藏高原东缘地区的上地壳部分,二者并没有一个明显的边界,而是存在一个过渡带,如在图 8, 12 s 周期速度异常分布图像中 Line-R 和 Line-L 所圈定的区域.这一过渡带宽约 500 km,过

渡带内不仅存在东西向速度结构差异,同时存在南北向速度结构差异.过渡带内的东西向速度异常差异可能是青藏高原物质向东非均匀溢出的结果.同时,过渡带内南北向的速度异常差异可能是源于 3 个块体的不同物质差异.在图 8 的中长周期相速度异常图像中可以看出,这一过渡带逐渐消失,最终融入青藏高原的低速异常.因此,青藏高原中下地壳较

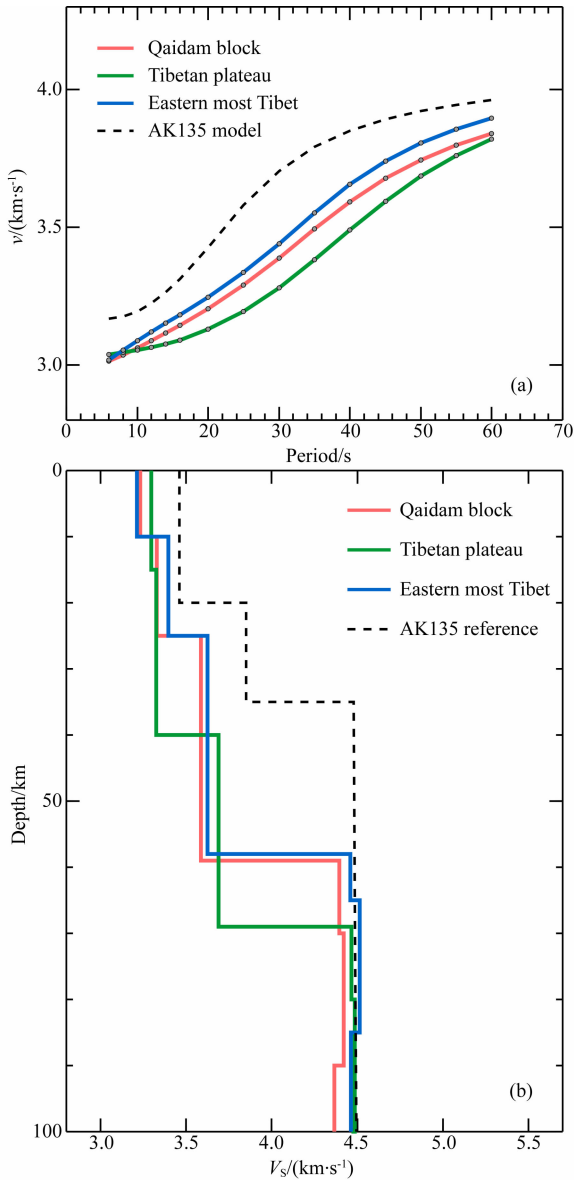


图9 子区域平均相速度频散曲线(a)及一维剪切波模型(b)

Fig. 9 Average phase dispersion curve of three sub-regions

上地壳要均一。最后,根据瑞利波相速度异常图(图8)可以看出羌塘地块和拉萨地块速度结构差异很小,但与松潘—甘孜地块有较大差异。

剪切波反演结果(图10)显示松潘—甘孜和羌塘地块中地壳(27.5~45 km)呈现均一的低速结构,可能对应于大范围的中地壳低速层(图9),为青藏高原中下地壳可能存在大规模“层流”提供地震学观测证据。类似地震学观测研究也在藏南推测存在中下地壳层流(Jiang et al., 2011)。

4.2 新增高原:柴达木盆地和祁连山脉

位于昆仑山脉以北的柴达木盆地占地面积

120000 km²,北边界为祁连山南山山脉,盆地沉积层厚度为8~15 km(Gu and Di, 1989)。图8周期为8 s的相速度异常分布图像中,柴达木盆地形状精确的被低速异常所描绘。从图8中的周期为8~20 s的图像中可以看出,盆地西部低速异常消失略快于东部低速异常,相对应于盆地东、西部的不同沉积层厚度。柴达木盆地东部的共和盆地为一年轻的盆地(Pares et al., 2003),它对图8,相速度异常图像的影响主要体现在8~12 s的范围。将两个盆地分开的高速异常体与地表出露的古生代和中生代的火成岩相关(Burchfiel et al., 1991)。若干研究(Burchfiel et al., 1991; Tapponnier et al., 1990; Métivier et al., 1998)指出,共和盆地在晚上新世有过明显的抬升运动。需要指出的是,两个地区上地壳本身存在差异,地壳厚度是可能造成所观测到差别的一种解释。

图8中的周期大于25 s的图像显示,以昆仑断裂带为界,被称为“新增高原”的柴达木盆地和祁连山脉地区呈现与青藏高原截然不同的速度结构,反而与青藏高原东缘地区和川滇菱形块体速度结构相似。反演获得的剪切波速度在45 km的切片(图10)也明显地揭示:青藏高原的松潘—甘孜和羌塘地块都呈现均一的低速(3.4 km·s⁻¹)结构(图9);然而,柴达木盆地和祁连山脉地区则呈现较强的横向不均匀性,尤其是柴达木盆地的高速异常和四川盆地的高速异常相对应。

本文反演结果所显示的柴达木盆地和祁连山脉地区呈现与青藏高原截然不同的速度结构,支持前人提出的青藏高原东北向台阶式增长模式(Tapponnier et al., 1990; Métivier et al., 1998),即青藏高原东北部边界从昆仑山脉跨越到北祁连山脉,使得柴达木盆地和祁连山脉地区成为新增高原。按照这个模式,现今柴达木盆地和祁连山脉地区的构造运动和隆升过程也就是青藏高原早期的形成模式。根据柴达木盆地和祁连山脉地区的相速度频散曲线更接近于青藏高原东缘地区(图9),我们推测该新增高原还仅仅处于初始阶段,这也和柴达木盆地平均海拔高度仅为2500 m相吻合。

图9显示祁连山脉在27.5~45 km深度范围内呈现明显低速异常,对应于相速度异常分布(图8)从20~45 s的低速异常体C。野外地质调查显示祁连山脉主要由古生代的变质岩构成,该古老的缝合带现在受青藏高原南北向的挤压而重新活跃、隆升造山(万景林 et al., 2010; 宋述光 et al., 2004)。推

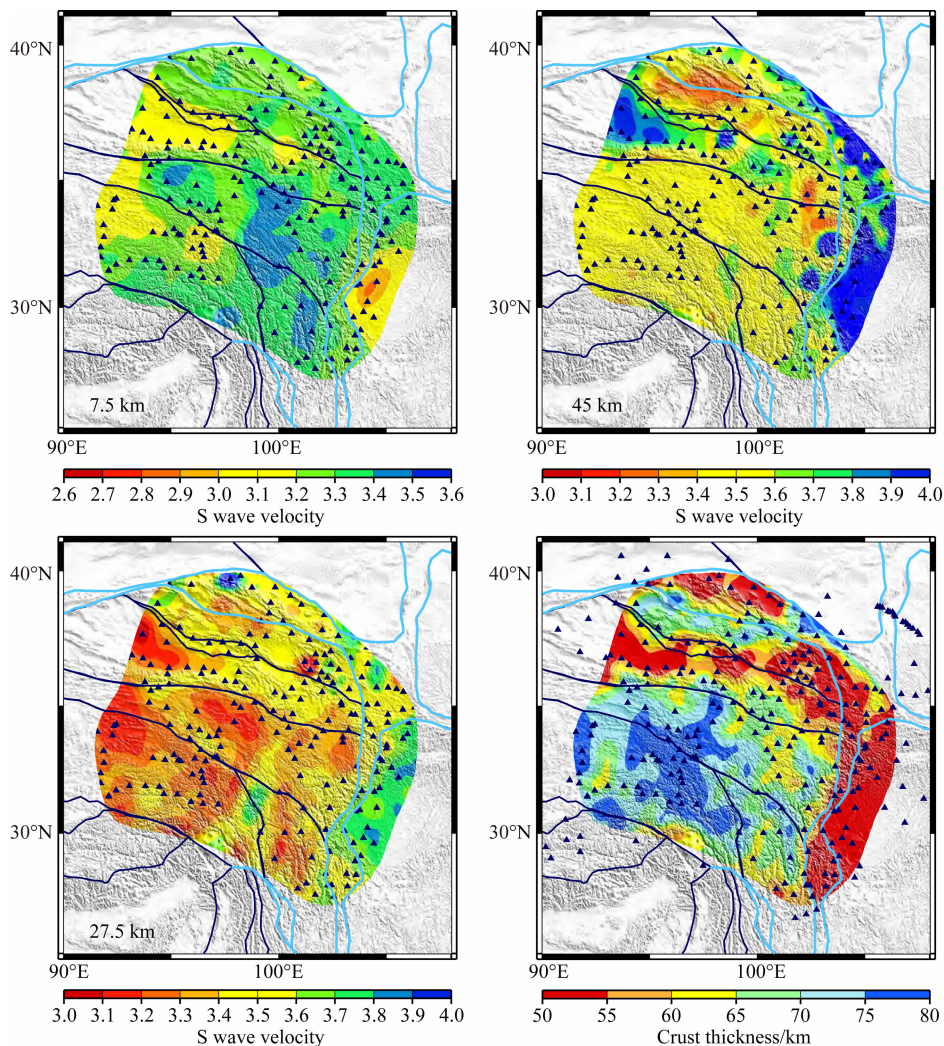


图 10 三维剪切波模型及莫霍面深度分布图

Fig. 10 Shear wave tomography and Moho depth map

测在祁连山脉地区 27.5~45 km 深度范围内发现的显著低速异常体对应于该造山带下可能的地幔岩浆活动造成的底侵作用(*underplating*)。反演同时获得的莫霍面深度分布(图 10)也显示祁连山脉地区莫霍面显著变深,说明该地区的地壳增厚主要是由底侵作用引起的。同一地区的接收函数研究也揭示祁连山脉地区莫霍面变深(Yue et al., 2012)。

4.3 四川盆地,川滇菱形块体和龙门山脉

从柴达木盆地向东南看去,松潘—甘孜褶皱带,龙门山逆冲带和西四川盆地构建起青藏高原的东缘。龙门山的前缘恰好为青藏高原和华南扬子克拉通的碰撞边界,其长约 500 km,为四川盆地西缘。龙门山、岷山地区是世界上最陡峭的大陆断崖陡坡带之一,在水平跨度仅为 50 km 左右的范围内,从四川盆地海拔约 400 m 起陡升至龙门山及松潘—甘孜地块的 5000 m。相关文献(Chen et al., 1995;

Chen et al., 1994; Chen and Wilson, 1996) 提出中下地壳逆冲形成的推覆体来解释龙门山、岷山的隆升机制。龙门山逆冲带的变形历史可以追溯至早白垩,后印-欧陆碰撞之后,在中新世又重新活跃(Wang et al., 1989)。岷山位于松潘—甘孜褶皱带内,长约 180 km,宽 30~50 km,从新生代起至第四纪为一上升带(Long, 1983)。四川盆地内的沉积岩大多为第三纪的沉积岩,比柴达木盆地内沉积岩老,四川盆地的沉积层厚度约为 10 km(Xu et al., 2007; Xu et al., 2007)。从图 8 中的瑞利波短周期相速度速度异常分布图像和图 10 中的 7.5 km 深的剪切波速度模型切片中均可看出四川盆地的沉积岩与周围龙门山、岷山山脉的火成岩存在明显差异。这一差异很好地勾绘了四川盆地的西边界。然而,从图 8 中可知,四川盆地与龙门山脉及岷山山脉的速度异常仅存在于 8 s 至 14 s 的速度异常图相中,中

长周期的速度异常图像中,四川盆地与龙门山脉及岷山山脉的速度结构均一稳定. 同样使用背景噪声层析成像的方法,但是基于不同的地震数据,李昱在研究这一区域时,得到相同的结果(Li et al., 2009). 因此,根据图 10 中的剪切波速度结构与莫霍面深度图像,我们认为四川盆地与龙门山山脉的主要差异在于上地壳. 在中下地壳,青藏高原东缘地区为一稳定均一地壳块体,与青藏高原速度结构差异很大.

由鲜水河小江断裂带、红河断裂带和大理断裂带围起的川滇菱形块体为青藏高原的东南缘主要物质溢出出口. 研究(Clark et al., 2005; Royden et al., 1997)发现该块体内无显著变形、且地表高程变化缓慢,与四川盆地和龙门山前高程的激烈变化相反. GPS 观测显示该块体连贯一致地绕喜马拉雅东构造结运动(Zhang et al., 2004). 大地电磁测深成像(Bai et al., 2010)和面波成像(Yao et al., 2008)研究发现该区域中地壳(20~40 km)存在层流,且层流主要存在于该地区主要断裂带之间. 本文的瑞利面波相速度异常(图 8)结果显示在短周期,即上地壳,这一区域呈现高速异常;而在中周期,即中地壳,这一区域则呈现低速异常,并且与青藏高原大范围的低速异常的连接被红河断裂带所割断,进而从地震学观测的角度验证了近期大地电磁测深成像(Bai et al., 2010)的发现.

5 结论

利用地震背景噪声记录和互相关技术,反演获得了青藏高原东部和周边地区的地壳三维地震波速度结构. 瑞利波相速度分布图像结果表明短周期(6~14 s)相速度异常分布与地表地质构造特征吻合较好,在青藏高原和四川盆地之间存在一个明显的南北向转换带. 中周期(16~35 s)相速度分布揭示新造高原—柴达木盆地和祁连山脉地区呈现与青藏高原截然不同的中地壳速度结构,反而与青藏高原东缘地区和川滇菱形块体速度结构相似. 反演获得的剪切波速度在 27.5~45 km 深度的切片也明显地揭示:青藏高原的松潘—甘孜地块和羌塘地块呈现均一的低速层;然而,柴达木盆地和祁连山脉地区则呈现较强的横向不均匀性,尤其是柴达木盆地的高速异常和四川盆地的高速异常相对应. 这些地震学观测证据支持前人提出的青藏高原东北向台阶式增长模式.

与全球一维平均速度模型(AK135)相比较发现,不考虑地壳厚度的显著不同,本文测量和反演获得的研究区域内平均相速度和剪切波速度都比 AK135 模型慢很多,尤其是青藏高原的中地壳(25~40 km)剪切波速度显著低于全球平均速度模型,进一步的层析成像反演证实松潘—甘孜和羌塘地块中地壳(27.5~45 km)呈现大范围均一的低速层,为青藏高原可能存在大规模中下地壳“层流”(Channel flow)提供地震学观测证据.

最后,在祁连山脉的 27.5~45 km 深度观测到的明显低速异常体可能对应于该造山带下地幔岩浆活动导致的底侵作用(Underplating),表明引起该地区地壳增厚的主要机制是来自地幔岩浆的底侵作用. 根据这些地震学观测证据,我们推测现今柴达木盆地和祁连山脉地区的构造运动和隆升过程也就是青藏高原早期的形成模式. 因此深入开展该地区的研究对于认识青藏高原早期形成和隆升过程具有重要科学意义.

致谢 作者向参与北京大学流动地震台阵的架设、数据采集工作的北京大学“地震大地构造学研究小组”的同学和老师表示衷心的感谢. 感谢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”为本研究提供地震波形数据.

References

- Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, et al. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nature Geoscience*, 3(5): 358-362.
- Barmin M P, Ritzwoller M H, Levshin A L. 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography. *Pure and Applied Geophysics*, 158(8): 1351-1375.
- Barron J, Priestley K. 2009. Observations of frequency-dependent S_n propagation in Northern Tibet. *Geophysical Journal International*, 179(1): 475-488.
- Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, et al. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3): 1239-1260.
- Bilham R, Larson K, Freymueller J, et al. 1997. GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, 386(6620): 61-64.
- Bourjot L, Romanowicz B. 1992. Crust and upper mantle tomography in Tibet using surface waves. *Geophysical Research Letters*, 19(9): 881-884.
- Brandon C, Romanowicz B. 1986. A “no-lid” zone in the central Chang-Thang platform of Tibet; Evidence from pure path phase

- velocity measurements of long period Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 91 (B6): 6547-6564.
- Burchfiel B C, Zhang P Z, Wang Y P, et al. 1991. Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia-Hui Autonomous Region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 10(6): 1091-1110.
- Campillo M, Paul A. 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606): 547-549.
- Campillo M. 2006. Phase and correlation in 'Random' seismic fields and the reconstruction of the green function. *Pure and Applied Geophysics*, 163(2-3): 475-502.
- Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, et al. 1994. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 99(B12): 24025-24038.
- Chen S F, Wilson C J L, Worley B A. 1995. Tectonic transition from the Songpan-Garzê fold belt to the Sichuan Basin, southwestern China. *Basin Research*, 7(3): 235-253.
- Chen S F, Wilson C J L. 1996. Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe belt along the eastern margin of the Tibetan plateau. *Journal of Structural Geology*, 18(4): 413-430.
- Clark M K, Bush J W M, Royden L H. 2005. Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. *Geophysical Journal International*, 162(2): 575-590.
- Curtis A, Trampert J, Snieder R, et al. 1998. Eurasian fundamental mode surface wave phase velocities and their relationship with tectonic structures. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103 (B11): 26919-26947.
- DeCelles P G, Robinson D M, Zandt G. 2002. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 21(6): 12-1-12-25.
- England P, Searle M. 1986. The Cretaceous-Tertiary deformation of the Lhasa Block and its implications for crustal thickening in Tibet. *Tectonics*, 5(1): 1-14.
- Feng C C, Teng T L. 1983. Three-dimensional crust and upper mantle structure of the Eurasian continent. *Journal of Geophysical Research*, 88(B3): 2261-2272.
- Griot D A, Montagner J P, Tapponnier P. 1998. Phase velocity structure from Rayleigh and Love waves in Tibet and its neighboring regions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B9): 21215-21232.
- Gu S S, Di H S. 1989. Mechanism of formation of the Qaidam basin and its control on petroleum. //Zhu X ed. Chinese Sedimentary Basins. Amsterdam; Elsevier, 45-51.
- Harrison T M, Yin A, Grove M, et al. 2000. The Zedong Window: A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105 (B8): 19211-19230.
- Hearn T M, Wang S Y, Ni J F, et al. 2004. Uppermost mantle velocities beneath China and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 109(B11), doi: 10.1029/2003JB002874.
- Huang Z X, Su W, Peng Y J, et al. 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B2), doi: 10.1029/2001JB001696.
- Huang J L, Zhao D P, Zheng S H. 2002. Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China. *J. Geophys. Res.*, 107(B10): ESE 13-1-ESE 13-14.
- Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B9), doi: 10.1029/2005JB004066.
- Jiang M M, Zhou S Y, Sandvol E, et al. 2011. 3-D lithospheric structure beneath southern Tibet from Rayleigh-wave tomography with a 2-D seismic array. *Geophysical Journal International*, 185(2): 593-608.
- Kang T S, Shin J S. 2006. Surface-wave tomography from ambient seismic noise of accelerograph networks in southern Korea. *Geophysical Research Letters*, 33(17), doi: 10.1029/2006GL027044.
- Li C, van der Hilst R D, Meltzer A S, et al. 2008. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(1-2): 157-168.
- Li H Y, Su W, Wang C Y, et al. 2009. Ambient noise Rayleigh wave tomography in western Sichuan and eastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1-4): 201-211.
- Liang C T, Song X D, Huang J L. 2004. Tomographic inversion of Pn travel times in China. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 109(B11), doi: 10.1029/2003JB002789.
- Liang C T, Song X D. 2006. A low velocity belt beneath northern and eastern Tibetan Plateau from Pn tomography. *Geophysical Research Letters*, 33(22), doi: 10.1029/2006GL027926.
- Lobkis O I, Weaver R L. 2001. On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6): 3011-3017.
- Long D X. 1983. A preliminary study on the Songpan-Pingwu earthquakes and their stress field. *Journal of Seismological Research*, (S1).
- Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. 1998. Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas; The Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, 17(6): 823-842.
- Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, et al. 1998. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau. *Geophysical Journal International*, 135(1): 1-47.
- Pares J M, Van der Voo R, Downs W R, et al. 2003. Northeastward growth and uplift of the Tibetan Plateau: Magnetostratigraphic insights from the Guide Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 108 (B1): EPM 1-1-EPM 1-11.
- Paul A, Campillo M, Margerin L, et al. 2005. Empirical synthesis of time-asymmetrical Green functions from the correlation of coda waves. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110

- (B8), doi: 10.1029/2004JB003521.
- Ritzwoller M H, Levshin A L. 1998. Eurasian surface wave tomography: Group velocities. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103 (B3): 4839-4878.
- Ritzwoller M H, Levshin A L, Ratnikova L I, et al. 1998. Intermediate-period group-velocity maps across Central Asia, western China and parts of the Middle East. *Geophysical Journal International*, 134(2): 315-328.
- Romanowicz B A. 1982. Constraints on the structure of the Tibet Plateau from pure path phase velocities of love and Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, 87(B8): 6865-6883.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 276(5313): 788-780.
- Saito M. 1988. DISPERS80: A subroutine package for the calculation of seismic normal mode solutions. //Doornbos D J ed. *Seismological Algorithms: Computational Methods and Computer Programs*. San Diego: Academic Press, 293-319.
- Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, et al. 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715): 1615-1618.
- Shapiro N M, Campillo M. 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7), doi: 10.1029/2004GL019491.
- Snieder R. 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E*, 69(4): 046610.
- Song S G, Zhang L F, Niu Y, et al. 2004. Northern Tibetan Paleozoic bloc evolution and continent subduction. *Geology Brief* (in Chinese), 23(009):918-925.
- Takeuchi H, Dorman J, Saito M. 1964. Partial derivatives of surface wave phase velocity with respect to physical parameter changes within the Earth. *Journal of Geophysical Research*, 69 (16): 3429-3441.
- Tapponnier P, Meyer B, Avouac J P, et al. 1990. Active Thrusting and folding in the qilian shan, and decoupling between upper crust and mantle in Northeastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 97(3-4): 382-383, 387-403.
- Tapponnier P, Peltzer G, Ledain A Y, et al. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12): 611-616.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294(5547): 1671-1677.
- Wan J L, Zheng W J, Zheng D W, et al. 2010. Low temperature thermal evidence of Northern Qilian mountain tectonics at the late Cenozoic era. *Geochemistry* (in Chinese), 39(5):439-446.
- Wang J, Bao C, Lou Z, et al. 1989. Formation and development of the Sichuan Basin. //Zhu J ed. *Chinese Sedimentary Basins*. Amsterdam: Elsevier, 1: 147-163.
- Wapenaar K. 2004. Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters*, 93(25): 254301.
- Wu F T, Levshin A. 1994. Surface-wave group velocity tomography of East Asia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84 (1-4): 59-77.
- Xu G M, Yao H J, Zhu L B, et al. 2007. Shear wave velocity structure of the crust and upper mantle in western China and its adjacent area. *Chinese Journal of Geophysics*, 50(1): 192-209, doi: 10.1002/cjg2.1025.
- Xu L L, Rondenay S, van der Hilst R D. 2007. Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 165(3-4): 176-193.
- Xu Y, Liu F T, Liu J H, et al. 2002. Crust and upper mantle structure beneath western China from P wave travel time tomography. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B10): ESE 4-1-ESE 4-15.
- Yang Y J, Ritzwoller M H, Levshin A L, et al. 2007. Ambient noise rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168(1): 259-274.
- Yao H J, Beghein C, van der Hilst R D. 2008. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—II. Crustal and upper-mantle structure. *Geophysical Journal International*, 173(1): 205-219.
- Yue H, Chen Y J, Sandvol E, et al. 2012. Lithospheric and upper mantle structure of the northeastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 117 (B5), doi: 10.1029/2011JB008545.
- Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, et al. 2003. Seismicity and seismic active blocks of China. *China Science(D)* (in Chinese), 33(B04):12-20.
- Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32 (9): 809-812.
- Zheng S H, Sun X L, Song X D, et al. 2008. Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(5), doi: 10.1029/2008GC001981.
- Zheng X F, Yao Z X, Liang J H, et al. 2010. The role played and opportunities provided by IGP DMC of China national seismic network in wenchuan earthquake disaster relief and researches. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5B): 2866-2872.

附中文参考文献

- 宋述光, 张立飞, Niu Y, 等. 2004. 青藏高原北缘早古生代板块构造演化和大陆深俯冲. *地质通报*, 23(9): 918-925.
- 万景林, 郑文俊, 郑德文等. 2010. 祁连山北缘晚新生代构造活动的低温热年代学证据. *地球化学*, 39(5): 439-446.
- 张培震, 邓起东, 张国民等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块. *中国科学: D辑*, 33(B04): 12-20.