

王炳瑜,陈凌,艾印双等. 华北克拉通东北部及邻区地壳和地幔转换带厚度研究. 地球物理学报, 2013, 56(1):60-68, doi:10.6038/cjg20130107.

Wang B Y, Chen L, Ai Y S, et al. Crustal structure and mantle transition zone thickness beneath the northeastern area of the North China Craton and adjacent region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2013, 56(1):60-68, doi:10.6038/cjg20130107.

华北克拉通东北部及邻区地壳和地幔转换带厚度研究

王炳瑜^{1,2}, 陈凌¹, 艾印双³, 何玉梅³

1 岩石圈演化国家重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院大学 地球科学学院, 北京 100049

3 中国科学院地球深部研究重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

摘 要 本文利用宽频流动台阵记录的远震波形资料和接收函数波动方程叠后偏移方法, 获得了华北克拉通东北部边界及其邻近地区的地壳和地幔转换带的间断面结构图像. 结果显示研究区域的地壳厚度存在显著的横向变化: 以南北重力梯度带为界, 西北部的兴蒙造山带地壳较厚(~40 km), 东南部的燕山带、松辽盆地和辽东台隆地壳明显较薄(30~35 km). 这有可能反映, 研究区南北重力梯度带两侧地壳在中-新生代区域构造伸展过程中经历了不同程度的改造和减薄. 地幔转换带成像结果显示, 研究区 410 km 和 660 km 间断面结构存在横向差异. 经度 121°E—122°E 之间, 上地幔底部出现双重间断面, 深度分别为 660 km 和 690 km. 经度 122.5°E 以东(北黄海地区), 410 km 间断面有 5~20 km 幅度的下沉, 660 km 间断面有 5~15 km 幅度的抬升; 该地区地幔转换带厚度相对全球平均偏薄 10~20 km, 指示着该地区较热的上地幔底部温度环境. 我们认为太平洋俯冲板块可能停滞在研究区 119°E—122°E 经度范围的地幔转换带中, 但未延伸至 118°E 以西; 而俯冲板块在 124°E 以东可能局部穿透了上地幔底部而进入下地幔, 同时引起小尺度的地幔对流, 导致北黄海地区下地幔物质的上涌.

关键词 华北克拉通东北部边界及其邻区, 接收函数, 地壳厚度, 410 km 间断面, 660 km 间断面

doi:10.6038/cjg20130107

中图分类号 P315

收稿日期 2012-04-21, 2012-12-25 收修定稿

Crustal structure and mantle transition zone thickness beneath the northeastern area of the North China Craton and adjacent region

WANG Bing-Yu^{1,2}, CHEN Ling¹, AI Yin-Shuang³, HE Yu-Mei³

1 State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2 College of Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3 Key Laboratory of the Earth's Deep Interior, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Abstract We apply a receiver function poststack migration method to teleseismic waveform data received by portable broadband stations, and obtain crustal and mantle transition zone structural image beneath the northeast boundary region of the North China Craton and adjacent areas. The result shows that the crustal thickness of our study region displays significant lateral variations. On the northwestern side of North-South Gravity lineament, the crust is thicker, averaging 38 km in Xingmeng orogenic belt, whereas in Yanshan belt, Songliao Basin and Liaodong antecline, which locate on the southwestern side of North-South Gravity lineament(NSGL), the

thickness of crust is much thinner (30~35 km). This feature probably indicates that the crust of the opposite sides of the NSGL might have been destructed and thinned to different degrees during late Mesozoic to Cenozoic. The structural image of mantle transition zone reveals some topographic lateral variations of the 410 km and 660 km discontinuities. Between longitude 121° and 122°, there are double discontinuities at depths of 660 km and 690 km. East of longitude 122.5°, the 410 km discontinuity depresses 5~20 km, and the 660 km discontinuity uplifts 5~15 km, resulting in a 10~20 km thinner than global average mantle transition zone which reflects a warm lower uppermantle environment. We suggest that the Pacific subducted slabs were trapped in mantle transition zone between longitude 119° and 122° and didn't reach the west of longitude 118°; With the increasing of slab materials in mantle transition zone, part of the slab might have sunk into the lower mantle to the east of longitude 124°, which would cause a small-scale convection and generate hot upwelling.

Keywords Northeastern boundary region of the North China Craton, Receiver function, Crustal thickness, 410 km discontinuity, 660 km discontinuity

1 引 言

地震学把地幔转换带定义为 410 km 和 660 km 两个全球性尺度的地震波速度间断面之间的区域,关于这两个间断面的研究对于深入了解发生在地幔中的动力学事件非常重要.通常来说,410 km 和 660 km 间断面被认为是地幔橄榄岩由于地球深部温压条件的改变而产生的相变界面.前者代表 α 相橄榄岩到 β 相橄榄岩的相变,具有正的克拉伯龙斜率;后者代表 γ 相尖晶石分解为钙钛矿和镁质方铁矿,具有负的克拉伯龙斜率^[1-2].因此,间断面的深度会随着相变的平衡状态受到环境温度变化的影响而发生变化.当地幔转换带处于较冷的状态时,比如典型的俯冲带,410 km 处的相变界面会变浅,660 km 处的相变界面会加深,从而导致地幔转换带厚度变大.反之,在相对高温的情况下,上述两个相变面深度反向变化,地幔转换带厚度减小^[3].因此,410 km 和 660 km 间断面形态以及地幔转换带厚度常被用于约束上地幔的热状态,并成为联系地幔动力学和区域构造演化的纽带.

位于西太平洋俯冲带附近的中国东北和华北克拉通东北部地区是研究太平洋俯冲板块与其周围地幔之间地球动力学作用的理想区域.近年来,这一地区深部结构的地震学成像研究取得了很大进展^[4-10],但在深部结构的小尺度变化特征以及太平洋俯冲板块形态等方面,不同学者的研究结果存在差异.例如,接收函数研究^[4]显示,当俯冲板块到达 660 km 深度的区域(经度 130°)时,660 km 间断面

出现了局部大幅度下沉,因此认为部分俯冲板块穿透了上地幔底部.而 P 波层析成像^[6-9]以及 SS 前驱波^[10]的研究却显示,俯冲板块停滞在 660 km 间断面之上,向西延伸达~1000 km,似乎不支持俯冲板块在这一地区下插至下地幔的观点.停滞板块延伸的尺度以及俯冲板块物质是否进入下地幔成为当今地球科学关注的热点问题之一.

本研究将利用跨越华北克拉通东北部边界的一条密集宽频带流动地震台阵资料,通过对台阵之下及其邻近区域地幔转换带结构的详细地震学研究来探讨这一问题.已有的地震学以及其他学科的研究结果表明,在显生宙华北克拉通破坏过程中,华北克拉通东北部边界及其邻近区域,包括辽东台隆、燕山褶皱带、松辽盆地、兴蒙造山带等,也经历了岩石圈的改造甚至破坏,但改造和破坏的程度存在明显的区域差异,形成了复杂且横向变化强烈的地壳和岩石圈结构^[11-13].复杂的浅层结构往往会对深部结构的成像结果产生影响^[14].为了进一步了解研究区浅层结构的横向变化、判断其对地幔转换带结构图像的影响,本研究在进行地幔转换带结构成像的同时,还开展了地壳结构的成像研究.本研究将采用接收函数波动方程叠后偏移方法来获取深部结构图像.考虑到研究区中松辽盆地厚沉积层的存在对 Ps 转换波的偏移成像结果有较大影响,我们一方面将 Ps 转换波偏移成像与 PpPs 多次波偏移成像相结合,另一方面在区域一维平均速度模型的基础上,考虑地壳速度结构的横向变化,采用修正后的二维模型进行偏移成像,并与一维模型的成像结果进行对比,从而达到更准确提取壳幔间断面深度信息的目的.

2 数据与方法

本研究采用的天然地震资料来自于“华北克拉通破坏重大研究计划”在华北东北边界及其附近区域的一条宽频带流动地震台阵观测记录. 图 1 显示该流动台阵的台站分布. 台阵包含 60 个台站, 沿南东—北西向布设, 从辽东半岛开始, 跨过松辽盆地、燕山褶皱带和兴蒙造山带, 止于中蒙边界(图中燕山带参考了郑亚东等^[15]的结果). 台站间距平均约为 15 km, 总长近 1000 km. 该台阵从 2007 年 9 月至

2008 年 9 月持续观测了一年时间.

我们挑选震中距在 $28^{\circ}\sim 92^{\circ}$ 范围之间的 434 个事件, 选取 P 波到时前 20s 到 P 波到时后 100s 作为反褶积的时窗长度, 采用时间域最大熵谱反褶积方法^[16]计算接收函数. 在反褶积过程中我们采用了宽度系数为 5(大约为 2.5 Hz)的高斯滤波器. 为了去除高频信息的干扰, 我们对接收函数采用零相位 Butterworth 滤波器进行了滤波, 频带取为 0.03~1.0 Hz. 最后, 对得到的接收函数进行严格的挑选, 共得到 10294 道高信噪比的接收函数. 作为例子, 图 2 给出了台阵最东端 NE00 台站按震中距排列的接

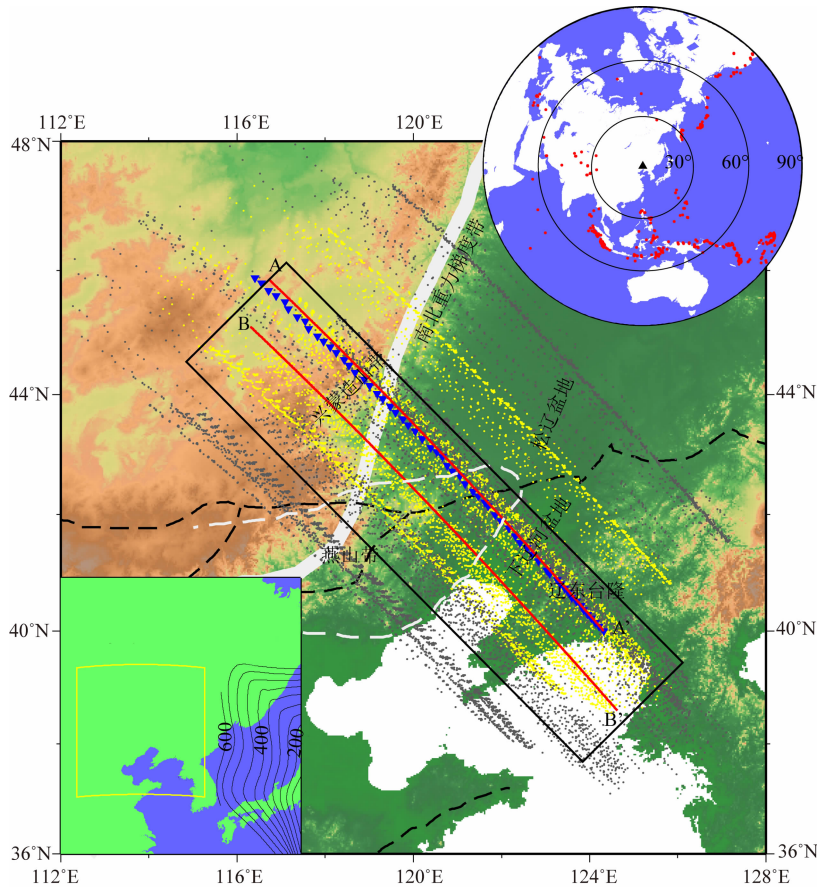


图 1 研究区域构造分区、地震台站和数据分布图

黑色虚线代表华北克拉通及其内部块体的分界线, 白色虚线标注了燕山带的范围, 白色粗线代表南北重力梯度带; 蓝色三角表示本文采用的 60 个地震台站的位置, 红色实线(A-A'和 B-B')表示本研究的两条成像剖面; 黄色及黑色的点分别表示接收函数 Ps 震相在 410 km 及 660 km 深度的转换点分布, 矩形框给出用于 B-B' 剖面成像的 Ps 转换点的空间范围. 右上图显示所用到的远震事件分布, 左下图显示研究区(矩形框)与太平洋俯冲板块(黑线为其等深线)的空间关系.

Fig. 1 Tectonic map of study region and distribution of stations and data

Dashed lines in black mark the boundaries of different parts of North China Craton. Dashed line in white marks the boundary of Yanshan belt. White thick line represents North South Gravity Line (NSGL). Red lines (A-A' and B-B') represent two imaging profiles. Locations of 60 NCICP broadband seismic stations are shown in blue triangles. Piercing points of converted P-to-S phases at 410 km and 660 km depths are shown in yellow and black dots, respectively. Rectangle marks the area where the receiver functions are stacked for profile B-B'. Red dots in the right inset map show the epicenter distribution of teleseismic events used in this study. Lines in the left inset map denote the depth contours of the subducting Pacific slab.

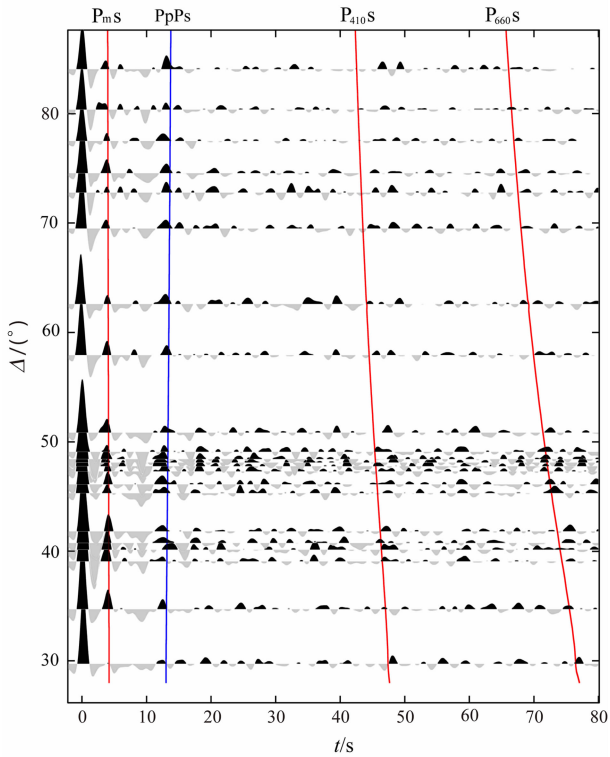


图2 NE00 台站按震中距排列的接收函数叠加道集。每一叠加道集的接收函数数目为 ~ 8 ,道的疏密程度反映接收函数震中距分布特征。红色实线分别表示采用中国东部一维平均地壳速度模型^[17,18]计算的 32 km、410 km 和 660 km 深度的 Ps 转换波理论到时,蓝色实线表示 PpPs 多次反射波的理论到时。

接收函数的频率范围为 0.03~0.5 Hz。

Fig. 2 Stacked receiver functions of NE00 sorted by epicentral distance

The number of receiver functions in each stack is ~ 8 . The vertical arrangement of these stacks reflects the distribution of epicentral distances. Red lines represent theoretical arrival times of Ps phases converted from depth of 32 km, 410 km and 660 km, respectively; The blue line represents theoretical arrival time of PpPs multiples. The receiver functions are filtered with a frequency band of 0.03~0.5 Hz.

接收函数叠加道集。从图中可以识别 Moho 面的 Ps 和 PpPs 震相;在数据分布相对密集的震中距范围 ($< 60^\circ$),还能分辨出 410 km 和 660 km 间断面的 Ps 震相,两者之间也出现比其它震中距范围相对更强的信号。这些信号的振幅和波形随震中距变化明显,可能反映了该地区壳幔间断面结构的复杂性。

我们选取了两条与台阵分布方向平行的剖面来进行二维成像(图 1 中的红线)。其中, A-A' 剖面用于对地壳结构成像, B-B' 剖面用于对地幔转换带结构成像。对于不同深度,我们根据菲涅尔带半径大小来选取叠加单元的宽度。考虑到研究区域东北部数据量较少,并为了获得数据采样空间范围大致相当

的 410 km 和 660 km 间断面结构图像,我们选取了图 1 中矩形框所示的叠加范围。我们采用一维平均速度模型(地壳部分来自中国东部平均模型^[17],上地幔部分来自 IASP91 模型^[18])来计算 Ps 转换波相对于直达 P 波的到时差以及转换点的位置,然后按照垂直入射(水平慢度 $p=0$)的情况对每一道接收函数做时差校正,继而将转换点落在同一叠加单元中的接收函数进行叠加,形成叠后道集。基于波动方程的叠后偏移方法^[19-20],我们分别采用一维和二维速度模型对接收函数叠后道集进行偏移。其中一维模型与计算相对到时和转换点位置所用的模型一致,二维模型的构建是在一维模型的基础上,进一步考虑了研究区地壳速度结构的横向变化(文献[12]和郑天愉未发表结果)。对于 A-A' 剖面,我们还对 PpPs 多次波进行成像,并与 Ps 转换波的成像结果作对比。

3 成像结果

3.1 地壳结构

图 3 给出了 A-A' 剖面地壳结构的偏移成像结果。该图像显示,由于松辽盆地厚沉积层的存在,无论我们采用一维或者二维速度模型以及不同的频率范围,都难以利用 Ps 转换波得到该地区之下可靠的莫霍面图像(图 3(a~d)中经度 122°E — 123°E 的范围)。这与前人针对上覆厚沉积层盆地的研究结果^[14,21]相一致,表明厚的低速沉积层对地壳结构的 Ps 转换波图像有明显影响。原因可能是厚沉积层中的多次反射波在到时上和来自莫霍面的 Ps 转换震相重叠,很大程度降低了后者的信噪比。值得注意的是,在偏移中采用二维速度模型,经度范围为 120°E — 121°E 和 122°E — 123°E 的两个区域之下莫霍面深度都有所减小(图 3b, 3d),这说明地壳结构的偏移成像结果对于速度模型存在依赖性。正演结果^[22]显示,莫霍面的偏移深度对速度模型中 V_p/V_s 波速比的误差较为敏感。与 Ps 转换波不同, PpPs 多次波的偏移图像受盆地结构影响较小,对速度模型 (V_p/V_s 波速比)的依赖性也相对较弱;在采用一维和二维速度模型两种情况下,莫霍面都能被连续而清晰地追踪到。采用二维速度模型偏移成像的结果显示,除去盆地覆盖的区域,用 Ps 转换波与 PpPs 多次波能够取得比较一致的莫霍面图像。我们将 PpPs 多次波偏移图像显示的莫霍面深度与危自根等^[12]对同一剖面采用接收函数 $H-\kappa$ 叠加方法获得的结果进行

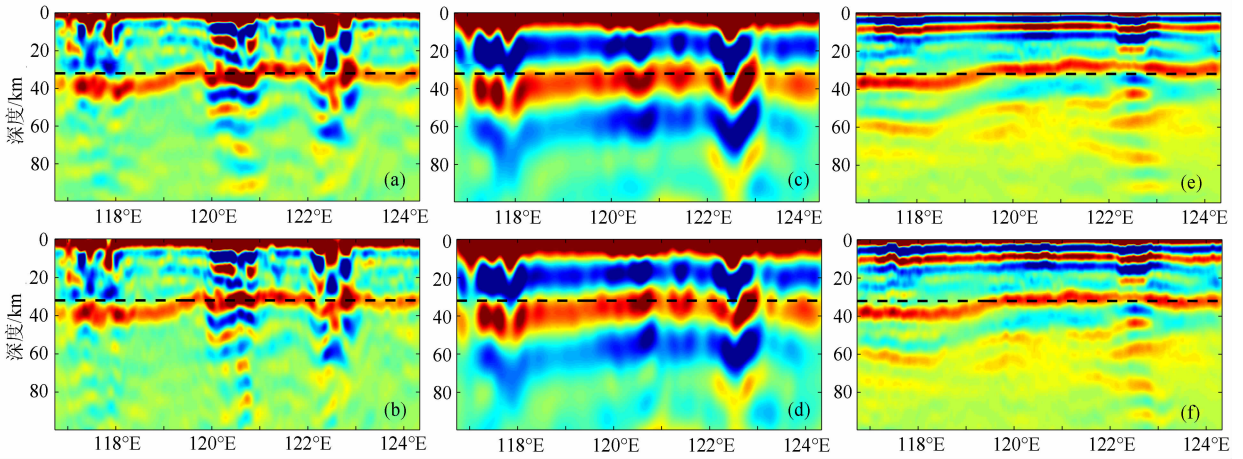


图3 A-A'剖面接收函数波动方程叠后偏移图像

(a, b)为0.03~1.0 Hz的Ps偏移图像,(c, d)为0.03~0.35 Hz的Ps偏移图像,(e, f)为0.03~0.35 Hz的PpPs偏移图像;
(a, c, e)为采用中国东部一维平均地壳速度模型^[17-18]的成像结果,(b, d, f)为考虑地壳结构横向变化^[12]的成像结果。

Fig. 3 Receiver function migration images for profile A-A'

(a, b) using Ps phases with frequencies of 0.03~1.0 Hz, (c, d) using Ps multiples with frequencies of 0.03~0.35 Hz and (e, f) using PpPs multiples with frequencies of 0.03~0.35 Hz. (a, c, e) are constructed based on 1D average velocity model for northern China^[17-18], (b, d, f) are constructed based on 2D velocity model which takes into account lateral heterogeneities in crustal structure^[12].

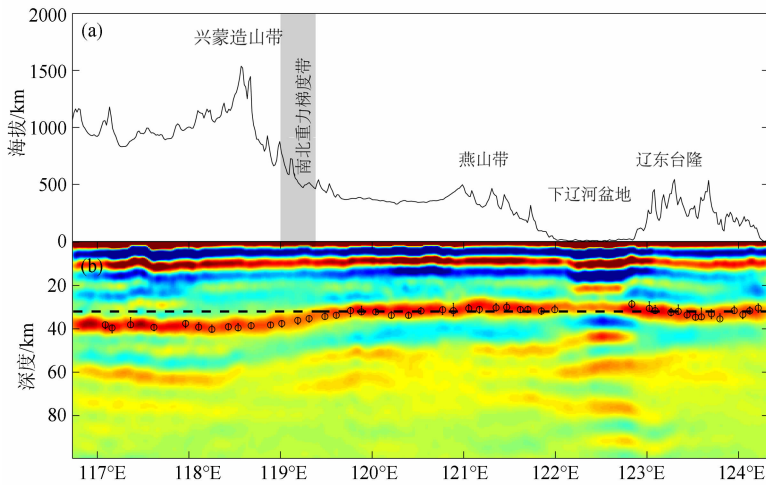


图4 A-A'剖面地壳厚度的对比

(a)为A-A'剖面地表的海拔高度,灰色长棒代表南北重力梯度带;(b)为PpPs多次波偏移图像,虚线表示32 km深度,圆圈和短棒表示危自根等^[12]的莫霍面深度和误差。

Fig. 4 Comparison of crustal thickness along the profile A-A'

(a) Shows the altitudes along the profile A-A'. Gray long bar represents the North-South Gravity lineament. (b) is the migration image using PpPs multiples. Dashed line marks 32 km depth. Circles and bars denote the Moho's depths and errors from Wei Z G et al.^[12]

对比(图4),发现在误差范围内二者基本吻合.由于方法限制,接收函数 $H\kappa$ 叠加难以用于松辽盆地之下的莫霍面成像^[12],而我们的方法对此给出了约束.总体来说,沿着A-A'剖面,地壳厚度的变化与地表地形大致呈镜像关系,以南北重力梯度带为界,东南部的辽东台隆、松辽盆地和燕山带地壳较薄,莫霍面深度在28~35 km范围内变化;西北部的兴蒙造山带地壳相对较厚,可达38~40 km;而在重力梯度

带附近,莫霍面深度变化强烈,在~100 km的横向范围内从东向西增加了约8 km.

3.2 地幔转换带结构

图5给出了B-B'剖面地幔转换带结构的偏移成像结果.使用一维速度模型的偏移结果(图5b)与考虑地壳结构横向变化的偏移结果(图5c)呈现相似的地幔转换带间断面结构,410 km和660 km间断面的深度范围未出现较大差异,这说明地幔转换

带间断面图像对地壳速度结构横向变化不如莫霍面敏感. 总体来说, 研究区域之下 410 km 和 660 km 间断面都表现出连续的强间断面结构特征. 但是在经度 119.5°E 附近, 410 km 间断面出现了小尺度的抬升(图 5c), 而在 660 km 间断面的相应位置却未发现异常, 因此我们认为这一现象属于真实的间断面结构特征, 而非使用错误的速度模型所导致的结果. 除了经度 119.5°E 位置处的异常, 410 km 间断面在经度 116.5°E—123°E 范围内深度基本在 415~420 km 之间变化, 而在经度 123°E 以东有所下沉, 下沉的尺度最大可以达到 20 km. 660 km 间断面的情况则更为复杂: 经度 116.5°E—120.5°E 范围内, 虽然略有起伏, 但深度变化不大 (~670 km); 121°E—122°E 范围内, 在 660 km 和 690 km 深度出现双重界面; 123°E—124.5°E 范围内, 660 km 间断面有显著抬升, 抬升的尺度最大可以达到 15 km. 除了 410 km 和 660 km 间断面之外, 在经度 121.5°E—124°E 的范围我们还发现 520 km 深度附近出现两组较强的信号, 且信号的深度和强度横向变化明显.

4 解释与讨论

通过接收函数叠后偏移成像, 我们观测到了研究区域地幔转换带间断面结构的异常, 特别是在经度 122.5°E—124.5°E 的范围内, 410 km 间断面下沉 5~20 km, 660 km 间断面抬升 5~15 km. 当我们在接收函数偏移速度模型中考虑了地壳结构的横向变化后, 这一异常仍然存在(图 5c). 如果模型中上地幔浅部速度不准确, 410 km 与 660 km 间断面图像应表现为同时下沉或者同时抬升, 而这并未在我们的偏移图像中出现. 因此, 我们认为观测到的异常现象不大可能是采用的速度模型不准确造成的结果. 此外, 经度 121°E—122°E 的范围内, 660 km 间断面呈现双重界面的特征. 虽然理论接收函数中, 220 km 间断面所产生的多次反射波 PpP_{220s} 通常出现在 660 km 深度附近^[4]; 但是本研究选取的地震事件震中距分布相对均匀(图 1), 而且对大量接收函数进行 Ps 震相时差校正和叠加, 能够有效地突出转换带信号, 压制多次波信号. 因此, 出现在 660 km 和 690 km 深度处的强信号不大可能是多次反射波干扰的结果. 考虑到震中距范围为 28°~35°的接收函数在 410 km 和 660 km 深度的 Ps 转换震相可能会受到 PP 震相的干扰, 我们还采用震中距 35°~92°的接收函数进行了地幔转换带结构的偏移成像,

成像结果显示出与图 5 一致的 410 km 与 660 km 间断面形态, 表明 PP 干扰震相的影响较小. 这是由于 28°~35°震中距接收函数数量只占有接收函数总量的 ~0.9%, 且时差校正和叠加方法也能有效压制干扰信号, 因此保证了成像结果的可靠性.

为了获得整条剖面的地幔转换带厚度分布, 我们分别提取了偏移图像中 400~440 km 和 640~700 km 两个深度范围内的最大振幅(如在后一深度范围内出现两个信号, 我们考虑较浅的信号), 将其深度作为 410 km 和 660 km 间断面的深度, 并由两者之差得到地幔转换带厚度. 通过对采用不同速度模型、不同叠加单元尺度和不同频率成分的偏移图像进行分析, 我们还判断了每一计算点地幔转换带厚度的不确定性(图 6). 由于测线东南边缘(经度 124°E 以东)数据量相对较少(图 5a), 410 km 间断面和 660 km 间断面图像的可靠性较低, 我们只考虑经度 124°以西的区域. 分析结果显示, 除了经度 121°~122°之间因 660 km 间断面双重界面信号的相互干扰而产生的较大不确定性之外, 其他区域的误差都在 10 km 范围内. 地幔转换带厚度在经度 118°以西的地区保持全球平均水平, 经度 118°E—120.5°E 之间高于全球平均 5 km 左右, 经度 122.5°以东的北黄海地区则迅速下降, 厚度最小的区域低于全球平均厚度 15~20 km. 虽然经度 123.5°E—124°E 之间用于成像的接收函数数量相对于经度 123.5°以西有所减少, 但是地幔转换带厚度在北黄海地区减薄的趋势仍显而易见. 这与 Ai 等^[23]以及 Li 和 Yuan^[4]在同一地区获得的地幔转换带厚度横向变化图像基本一致(图 6).

地幔转换带厚度因其对速度模型较低的依赖性常常被用来研究地幔转换带的温度环境异常^[24]. 我们的研究结果显示, 经度 118°E 以西的研究区域 410 km 和 660 km 间断面的形态以及地幔转换带的厚度都未出现明显偏离全球平均的异常, 这表明, 太平洋俯冲板块可能未延伸到经度 118°E 以西的地幔转换带区域, 因此没有对 410 km 和 660 km 间断面形态和转换带厚度造成明显影响. 而经度 123°以东的地幔转换带厚度低于全球平均 10~20 km, 可能意味着该地区上地幔底部至少有 100 °C 的高温异常^[25]. Ai 和 Shen 为了解释这一异常, 提出了一个小尺度热流上涌的模型^[26]; 他们认为中国东北地区太平洋俯冲板块在地幔转换带停滞并向西延伸, 下沉的板块物质在经度 126°E—130°E 范围内局部穿透 660 km 间断面进入下地幔, 这一过程产生局部

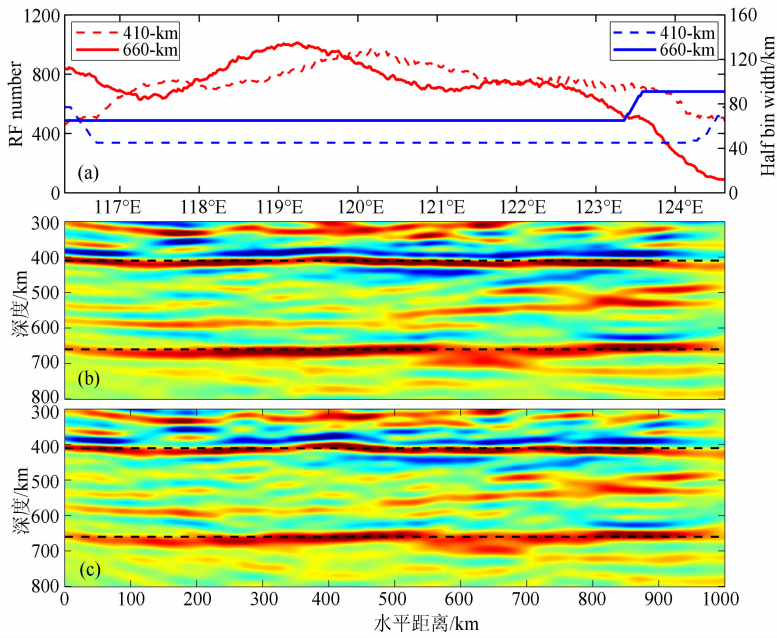


图 5 B-B' 剖面接收函数叠后偏移成像图

(a)图中蓝线和红线分别表示 410 km(虚线)和 660 km 深度 CCP 叠加单元的宽度以及其中接收函数数目的横向变化;(b)为使用一维平均速度模型的偏移图像;(c)为考虑地壳结构横向变化的偏移图像;(b)和(c)都是用 0.03~0.4 Hz 的接收函数成像。虚线标明了 410 km 和 660 km 深度。

Fig. 5 Receiver function migration images for profile B-B'

(a) Numbers of receiver functions in the bins (red lines) and bin widths (blue lines) used in the CCP stacking at 410 km and 660 km depths; (b) is constructed based on 1-D average velocity model. (c) is obtained by incorporating the 2-D crustal structure. Both images are constructed from receiver functions with a frequency range of 0.03~0.4 Hz. Dashed lines mark the 410 km and 660 km depth.

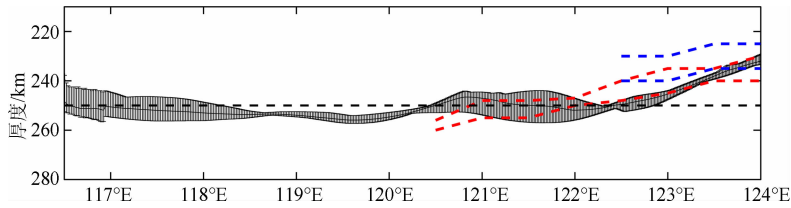


图 6 B-B' 剖面地幔转换带厚度

阴影区域代表用不同频率的接收函数(0.2, 0.25, 0.3, 0.35, 0.4, 0.5 Hz)计算得到的地幔转换带厚度误差区间。红色和蓝色虚线分别代表 Ai 等^[23]和 Li 和 Yuan^[4]获得的地幔转换带厚度范围。黑色虚线表示全球平均地幔转换带厚度(IASP91 模型^[18])。

Fig. 6 Thickness of the mantle transition zone for profile B-B'

The shadowed area represents the uncertain range of mantle transition zone thickness by using different frequency content of receiver functions (0.2 Hz, 0.25 Hz, 0.3 Hz, 0.35 Hz, 0.4 Hz, 0.5 Hz). Red and blue lines represent thickness range of the mantle transition zone from Ai et al. ^[23] and Li and Yuan ^[4], respectively. Black dashed line denotes the global average thickness of the mantle transition zone (IASP91 ^[18]).

地幔扰动,使得穿透区域以西出现小尺度下地幔热物质上涌,从而造成了地幔转换带的高温异常。

我们的研究结果支持这一模型。第一,地幔转换带厚度偏小的区域不仅 660 km 间断面有抬升,410 km 间断面也出现了较大幅度的下沉,说明异常不只发生在 660 km 深度,这与下地幔物质上涌造成整个地幔转换带处于较高温环境的推测是一致的。第二,经度 121°E—122°E 之间 660 km 深度附近出现双重界面(图 5),我们将此解释为 γ 相尖晶石分解

成钙钛矿和镁质方铁矿和石榴石转变成钛铁矿两种矿物体系相变的结果。矿物物理学实验研究^[27]表明,多重界面经常出现在与俯冲板块相关的低温环境,理论计算指出,低温条件下与上述两种相变相对应的界面深度范围分别为 608~664 km 和 690~693 km。我们成像结果显示的双重界面深度与此是一致的,表明经度 121°E—122°E 之间的上地幔底部温度相对较低,与俯冲板块在该处停滞相吻合;118°E—121°E 区域,660 km 深度附近仅出现单一界面(图

5),但地幔转换带仍相对较厚,只是厚度向西逐渐减小(图 5)。这一图像可能反映了俯冲板块向西延伸至这一区域,而且其影响向西逐渐减小。

除了 410 km 和 660 km 间断面,我们还在研究区域东部(经度 121.5°E—124°E)520 km 深度附近观测到了较强的信号(图 5(b,c)),与全球其它地区出现 520 km 间断面的深度大致吻合。矿物物理研究认为,520 km 间断面的深度和形态由橄榄石 β 相到 γ 相以及石榴石到富 Ca 钙钛矿的两种相变控制,且受地幔转换带的矿物组分和温度条件影响^[28]。在地幔转换带富含 Ca 的情况下,例如在俯冲带因俯冲洋壳带来的 Ca 富集地区,上述两种相变的共同作用可能使 520 km 间断面出现分裂(即出现双重界面)^[29]。我们在太平洋俯冲板块穿过或停滞于地幔转换带的区域观测到 520 km 深度附近的两组较强信号,与矿物物理的这一解释相符合。但这些信号深度和强度的横向变化是否对应于太平洋俯冲板块形态的变化及其引起的地幔成分和温度变化,还有待于进一步的细致分析以及矿物物理实验数据的约束。

本文主要关注的是华北克拉通东北部边界及其邻近地区的地幔转换带结构,但同时我们也获得了该地区的地壳厚度分布,结果表现为从西北(~ 40 km)到东南(~ 32 km)逐渐递减的特征。东南部位于华北克拉通边界附近的燕山带、松辽盆地和辽东台隆地壳相对较薄,可能反映了这些地区受到中-新生代华北克拉通构造活化和破坏事件的影响,发生了地壳的改造和减薄^[30]。地壳厚度在南北重力梯度带附近出现明显变化,与前人在同一地区观测到岩石圈速度结构和厚度发生强烈横向变化的位置^[11,13]大致对应。结合在华北克拉通内部获得的类似观测结果^[21,31-32],表明重力梯度带可能是华北克拉通至东北地区大陆内部岩石圈尺度的重要构造边界带。此外,Ps 转换波与 PpPs 多次波偏移成像结果的对比进一步表明,接收函数波动方程叠后偏移方法同样适用于 PpPs 多次波,并且相对于 Ps 转换波,PpPs 多次波更适合研究盆地覆盖地区的地壳结构。

5 结 论

我们利用密集流动台阵资料,获得的接收函数波动方程偏移图像显示:

(1)在经度 122.5°E—124°E 之间的北黄海地区,410 km 间断面下沉,660 km 间断面抬升,地幔

转换带厚度低于全球平均 10~20 km,表明该地区地幔转换带温度较高,可能与俯冲板块局部穿透 660 km 间断面进入下地幔所导致的小尺度地幔对流有关;

(2)在北黄海以西 119°E—122°E 经度范围,660 km 间断面局部出现双重界面,地幔转换带厚度略高于全球平均,可能反映了太平洋俯冲板块停滞于该区域之下的地幔转换带中;

(3)经度 118°E 以西的研究区域,410 km 和 660 km 间断面结构及其地幔转换带厚度基本正常,表明太平洋俯冲板块可能未延伸到这一区域的地幔转换带,对其结构影响不明显;

(4)研究区地壳东薄西厚,尤其在南北重力梯度带附近变化显著,可能反映该地区经历了复杂的東西差异性地壳构造过程。

致 谢 中国科学院地质与地球物理研究所地震台阵实验室提供地震数据;郑天愉研究员提供地壳 S 波速度资料;危自根提供地壳厚度以及 V_p/V_s 波速度资料。

参考文献(References)

- [1] Ito E, Takahashi E. Postspinel transformations in the system $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ and some geophysical implications. *J. Geophys. Res.*, 1989, 94(B8): 10637-10646.
- [2] Ringwood A E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. New York: McGraw-Hill, 1975.
- [3] Helffrich G. Topography of the transition zone seismic discontinuities. *Rev. Geophys.*, 2000, 38(1): 141-158.
- [4] Li X Q, Yuan X H. Receiver functions in northeast China—Implications for slab penetration into the lower mantle in northwest Pacific subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, 216(4): 679-691.
- [5] Ai Y S, Zheng T Y, Xu W W, et al. A complex 660 km discontinuity beneath northeast China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, 212(1-2): 63-71.
- [6] Huang J L, Zhao D P. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J. Geophys. Res.*, 2006, 111: B09305, doi:10.1029/2005JB004066.
- [7] Fukao Y, Obayashi M, Inoue H, et al. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *J. Geophys. Res.*, 1992, 97(B4): 4809-4822.
- [8] Lei J S, Zhao D P. P-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in Northeast Asia. *Tectonophysics*, 2005, 397(3-4): 281-295.
- [9] Zhao D P, Tian Y, Lei J S, et al. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2009, 173(3-4): 197-206.

- [10] Shearer P M, Masters T G. Global mapping of topography on the 660 km discontinuity. *Nature*, 1992, 355 (6363): 791-796.
- [11] Tang Q S, Chen L. Structure of the crust and uppermost mantle of the Yanshan Belt and adjacent regions at the northeastern boundary of the North China Craton from Rayleigh Wave Dispersion Analysis. *Tectonophysics*, 2008, 455(1-4): 43-52.
- [12] 危自根, 陈凌, 杨小林. 辽东台隆、燕山带和兴蒙造山带台站下方地壳厚度和平均波速比 (V_p/V_s) 的横向变化及其构造意义. *地球物理学报*, 2011, 54 (11): 2799-2808, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2011.11.010.
- Wei Z G, Chen L, Yang X L. Transverse variations of crustal thickness and V_p/V_s ratio under the stations in the Liaodong antecline-Yanshan belt-Xingmeng orogenic belt and their tectonic implications. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2011, 54(11): 2799-2808, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2011.11.010.
- [13] 李明明, 何玉梅. 利用瑞雷面波反演华北克拉通东北部边界的岩石圈结构. *地震学报*, 2011, 33(2): 143-155.
- Li M M, He Y M. Lithospheric structure beneath northeastern boundary region of the North China Craton from Rayleigh wave dispersion inversion. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2011, 33(2): 143-155.
- [14] Chen L, Zheng T Y, Xu W W. Receiver function migration image of the deep structure in the Bohai Bay Basin, eastern China. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, 33(L20307), doi: 10.1029/2006GL027593.
- [15] 郑亚东, Davis G A, 王琮等. 燕山带中生代主要构造事件与板块构造背景问题. *地质学报*, 2000, 74(4): 289-302.
- Zheng Y D, Davis G A, Wang C, et al. Major Mesozoic tectonic events in the Yanshan belt and the plate tectonic setting. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 2000, 74(4): 289-302.
- [16] 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(5): 669-679.
- Wu Q J, Zeng R S. The crustal structure of Qinghai-Xizang plateau inferred from broadband teleseismic waveform. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1998, 41(5): 669-679.
- [17] Ai Y S, Zheng T Y. The upper mantle discontinuity structure beneath eastern China. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, 30 (21): 2089, doi:10.1029/2003GL017678.
- [18] Kennett B L N, Engdahl E R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, 1991, 105(2): 429-465.
- [19] Chen L, Wen L X, Zheng T Y. A wave equation migration method for receiver function imaging: 1. Theory. *J. Geophys. Res.*, 2005, 110; B11309, doi:10.1029/2005JB003665.
- [20] Chen L, Wen L X, Zheng T Y. A wave equation migration method for receiver function imaging: 2. Application to the Japan subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 2005, 110; B11310, doi:10.1029/2005JB003666.
- [21] Zheng T Y, Chen L, Zhao L, et al. Crust-mantle structure difference across the gravity gradient zone in North China Craton: Seismic image of the thinned continental crust. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2006, 159(1-2): 43-58.
- [22] Wilson D, Aster R. Seismic imaging of the crust and upper mantle using regularized joint receiver functions, frequency-wave number filtering, and multimode Kirchhoff migration. *J. Geophys. Res.* 2005, 110 (B05305), doi: 10.1029/2004JB003430.
- [23] Ai Y S, Zheng T Y, Xu W W, et al. Small scale hot upwelling near the North Yellow Sea of eastern China. *Geophys. Res. Lett.*, 2008, 35 (L20305), doi:10.1029/2008GL035269.
- [24] Owens T J, Nyblade A A, Gurrola H, et al. Mantle transition zone structure beneath Tanzania, east Africa. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, 27(6): 827-830.
- [25] Bina C R, Helffrich G R. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography. *J. Geophys. Res.*, 1994, 99(B8): 15853-15860.
- [26] Ai Y S, Shen Z Y. The crust and upper mantle structure beneath Bohai Sea inferred from receiver function study. *Earthq. Sci.*, 2011, 24(1): 35-43.
- [27] Vacher P, Mocquet A, Sotin C. Computation of seismic profiles from mineral physics: the importance of the non-olivine components for explaining the 660 km depth discontinuity. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1998, 106(3-4): 275-298.
- [28] Deuss A, Woodhouse J. Seismic observations of splitting of the mid-transition zone discontinuity in Earth's mantle. *Science*, 2001, 294(5541): 354-357.
- [29] Saikia A, Frost D J, Rubie D C. Splitting of the 520-kilometer seismic discontinuity and chemical heterogeneity in the mantle. *Science*, 2008, 319(5869): 1515-1518.
- [30] Zhang H F, Sun M, Zhou M F, et al. Highly heterogeneous Late Mesozoic lithospheric mantle beneath the North China Craton: Evidence from Sr-Nd-Pb isotopic systematics of mafic igneous rocks. *Geol. Mag.*, 2004, 141(1): 55-62.
- [31] Chen L. Lithospheric Structure variations between the eastern and central North China Craton from S- and P-receiver function migration. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2009, 173(3-4): 216-227.
- [32] Wei Z G, Chen L, Xu W W. Crustal thickness and V_p/V_s ratio of the central and western North China Craton and its tectonic implications. *Geophys. J. Int.*, 2011, 186(2): 385-389.