

李鹏, 周仕勇, 陈永顺, 等. 利用双平面波干涉面波层析成像方法研究山西断陷盆地及鄂尔多斯地台三维速度结构[J]. CT 理论与应用研究, 2010, 19(3): 47-60.
Li P, Zhou SY, Chen YS, et al. 3D velocity structure in Shanxi graben and Ordos from two plane waves method[J]. CT Theory and Applications, 2010, 19(3): 47-60.

利用双平面波干涉面波层析成像方法研究山西断陷盆地及鄂尔多斯地台三维速度结构

李鹏, 周仕勇[✉], 陈永顺, 冯永革, 姜明明, 唐有彩

(北京大学地球与空间科学学院理论与应用地球物理研究所, 北京 100871)

摘要: 本文利用了北京大学在山西地堑的 34 个台站以及中国地震局台网中心在鄂尔多斯地区 46 个台站的远震波形数据, 运用双平面波干涉的面波层析成像方法, 提取瑞利面波相速度频散曲线, 开展台阵覆盖区三维速度结构反演, 据此分析了研究区地壳和上地幔的结构特征。结果表明, 瑞利面波相速度分区特征显著, 山西断陷盆地和渭河断陷盆地的相速度整体偏低。鄂尔多斯块体在莫霍面以下有明显高速异常, 表明该地块为构造稳定的克拉通块体, 鄂尔多斯块体的岩石圈下界面在 120~140 km 的深度左右。与此相反, 山西断陷盆地和渭河断陷盆地地下 70~120 km 左右均有低速异常, 显示这两个地区构造活动活跃, 这也与该区域历史上多次发生强震是相符的。

关键词: 鄂尔多斯; 面波层析成像; 剪切波速度; 双平面波法

文章编号: 1004-4140 (2010) 03-0047-14 **中图分类号:** P 315; TP 391 **文献标识码:** A

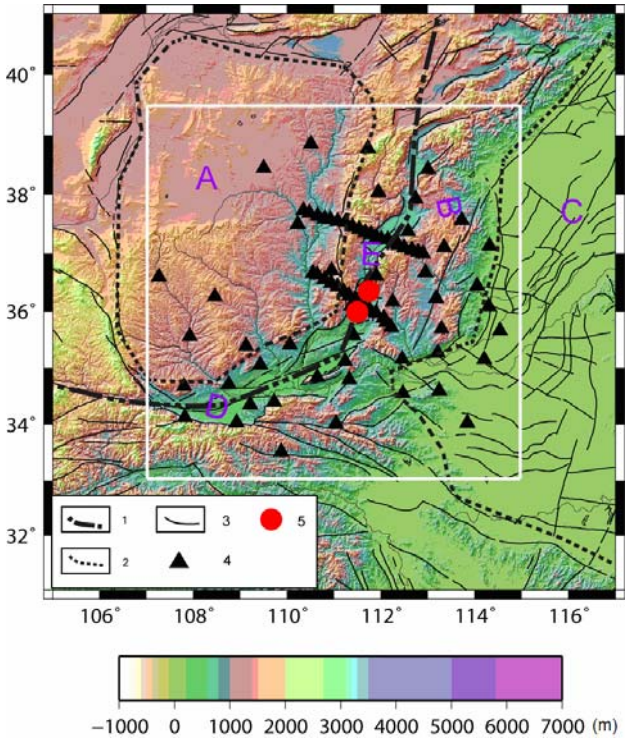
作为华北克拉通地球物理探测研究工作的一部分, 北京大学于 2007 年 8 月~2009 年 7 月在山西地区开展了 2 年的二维流动宽频带地震台阵的观测工作 (图 1)。台阵位于山西断陷带中部, 该地区中部为一系列中生代到新生代的断陷盆地, 即山西地堑, 东西两侧为南北走向的新生代隆起。这里的地震活动强度大, 分布范围广, 历史上发生过两次 8 级强烈地震^[1] (1303 年的山西赵城地震和 1695 年的山西临汾地震, 图 1)。山西断陷带西面紧邻的是鄂尔多斯块体, 地块内部几乎没有褶皱, 也很少有地震发生, 被认为是华北地台上最稳定的部分^[1-2]。深入认识这两个地区的地壳和上地幔结构对了解华北克拉通的构造演化以及特大地震的深部构造环境都具有重要意义。前人利用人工地震探测和天然地震层析成像的方法也对该地区的速度结构做了研究^[2], 但是由于地震资料和方法的限制, 人工地震探测一般只能得到地壳结构和莫霍面深度, 对上地幔结构的反映比较欠缺。而天然地震层析成像涉及该地区的尺度一般都较大, 分辨率较低, 无法得出该区域较为细致的构造特征^[3-4]。

剪切波相对于 P 波对介质的流变性的变化更敏感, 而面波相速度对剪切波的速度变化敏感^[5], 因此面波层析成像是研究剪切波速度结构及介质流变性的有效方法。通常的面波反演方法有单台法和双台法。单台法是利用面波波列的峰谷到时提取频散曲线, 双台法则是利用位于同一大圆路径上的两个地震台记录的面波变化提取频散曲线。单台法中, 震源信

收稿日期: 2010-05-26。

基金项目: 国家自然科学基金 (40774017, 40521002)。

息的不确定性会给面波反演带来较大误差；同时，震源和台站位置限制了研究区域。双台法可以有效地去除震源的效应，但必须是双台及震源处于同一大圆路径，而符合这种要求的资料要少得多。此外，Friederich 等^[6]的研究表明传统的单台法和双台法的前提假设，即平面波假设，该假设在实际应用中很难成立。Ewing 等^[7]和 Aki^[8]曾经提出过面波在传播时可能会偏离源台间的大圆路径。由于传统的双台法或单台法提取面波相（群）速度的理论隐含有平面波假设，因此这两种方法得出的实际上是面波动态相速度，而不是结构相速度，二者存在系统偏差^[6]。基于面波的非平面波理论，Friederich 等^[9-10]提出了一种新的利用二维地震台阵同时反演相速度和波场参数的方法，即用一组 Hermite-Gauss 正交函数来描述入射波场，然而这种方法的反演参数过多，使得反演的解不唯一。为了解决波场参数过多这一问题，Forsyth^[11]提出用两个成一定角度入射的平面波的干涉来拟合非平面波，这样，使每个地震事件波场参数从 Friederich 方法中的 44 个减少到 6 个，从而提高了反演结果的稳定性和唯一性。



1. 一级构造分区；2. 二级构造分区；3. 断裂；4. 研究所用的台站；5. 山西赵城和临汾的 8 级地震；A. 鄂尔多斯块体；B. 太行山隆起；C. 华北盆地；D. 渭河断陷盆地；E. 山西断陷盆地

图 1 研究区域的地形、构造及所用台站分布（白框内为研究区域）

Fig.1 Topography and tectonics of study region, and station distribution (White rectangle represents researching area)

本文的工作是用二维宽频带地震台阵记录，根据 Forsyth^[11]提出的面波拟合的方法，反演研究区鄂尔多斯地区瑞利面波速度结构及剪切波速度结构，通过分析面波速度和剪切波的特征，进一步揭示该地区深部的构造，为揭示大陆岩石圈由厚减薄的机理和过程提供线

索。华北地区被认为是古老克拉通破坏的最佳例证^[12], 分析它的改造过程, 将成为认识大陆的形成, 演化, 稳定与破坏的重要内容。

1 数据和处理

本次实验的数据来自北京大学在山西的宽频带流动观测台阵和中国地震局台网中心^[13-14]在鄂尔多斯地区的台站。所用数据的记录时间是 2007 年至 2009 年。由于地震记录的垂直向没有勒夫波的干扰, 所以选取的波形是垂直方向上的瑞利波记录。我们挑选了在这个时间段发生的 448 个面波震级大于 5 级, 震中距在 30° 到 90° 之间的远震事件。

由于各个台站分属于不同台网, 拾震器和数字采集器的类型混杂, 因此我们首先去掉各个台站记录的仪器响应, 并卷积上型号为 CMG3ESPC 的拾震器的仪器响应, 从而使记录统一。然后用带宽为 10 mHz 的窄带滤波器(巴特沃斯型滤波器, 级数 4, 通道数 2), 从 0.008 Hz 到 0.05 Hz 选取了 12 个中心频率点, 对地震波进行滤波, 从而获取了 12 个窄频段的波形数据。接着针对每个频率的记录, 人工挑选出基阶瑞利波震相并删除信噪比低的数据。射线分布如图 2(a) 所示, 可以看出, 在区域的南部和中部, 射线的覆盖是令人满意的, 每个频率用到的射线数目如图 2(b) 所示。

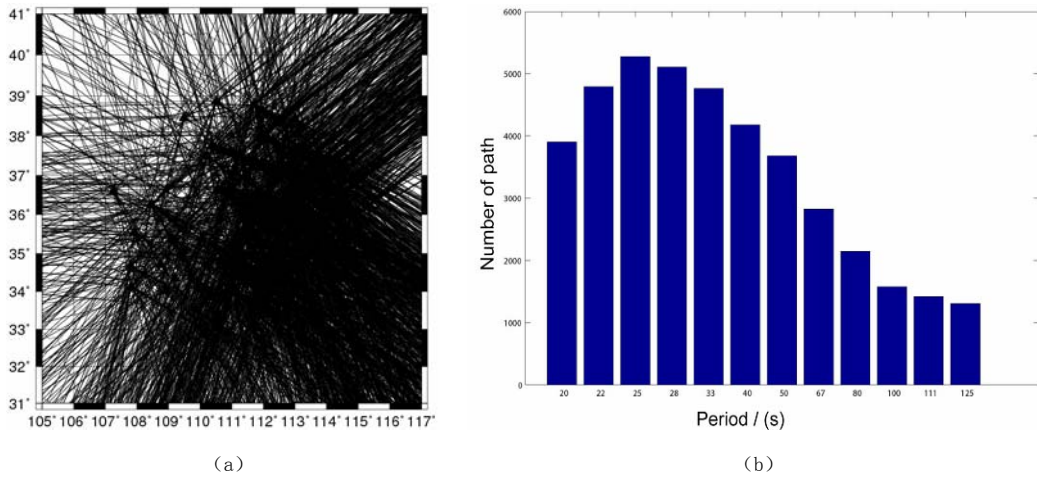


图 2 射线分布及各频段射线数量图
Fig.2 The distribution and numbers or ray-paths

2 方法与计算

对于频率为 ω 地震面波波场, 我们用两个水平传播有一定夹角的平面波叠加来拟合入射波, 对于垂直方向上的位移来说有:

$${}^k_i U = {}_i A_1 e^{-i {}^k_i \phi_1} + {}_i A_2 e^{-i {}^k_i \phi_2} \quad (1)$$

式中, ${}^k_i U$ 是第 k 个台站记录的第 i 个事件的垂直方向的位移; ${}_i A_1$ 和 ${}_i A_2$ 表示两平面波的振幅, 为待定参量; ${}^k_i \phi_1$ 与 ${}^k_i \phi_2$ 是两平面波的相位, 可以利用与参考台站的相位差来表示。图 3

中选取振幅最大的台站为坐标原点, 以入射波传播的大圆路径为 x 轴, 待求的台站坐标为 (x, y) , 与 x 轴夹角为 ψ , 用来拟合的平面波与大圆路径夹角为 θ 。

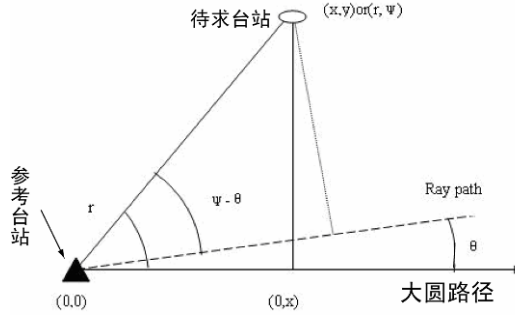


图 3 双平面波法局部坐标系

Fig.3 Local coordinate system of two plane wave method

从上面的坐标系中可以推出两列平面波的相位:

$${}_i^k\phi_1 = {}_i^0\phi_1 + {}_i^k\bar{S}\omega\left({}_i^k r \cos({}_i^k\psi - {}_i^k\theta_1) - {}_i^k x\right) + w({}_i^k\tau - {}_i^0\tau) \quad (2)$$

$${}_i^k\phi_2 = {}_i^0\phi_2 + {}_i^k\bar{S}\omega\left({}_i^k r \cos({}_i^k\psi - {}_i^k\theta_2) - {}_i^k x\right) + w({}_i^k\tau - {}_i^0\tau) \quad (3)$$

式中, ${}_i^0\phi_1$ 和 ${}_i^0\phi_2$ 是两平面波在参考台站的初相位, ${}_i^k\tau$ 和 ${}_i^0\tau$ 是波从研究区域的边界到待求台站和参考台站沿大圆路径的传播时间, ${}_i^k\bar{S}$ 为平均慢度。

我们将研究区按 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 进行网格离散, 反演每个网格节点的面波频散曲线 (图 4)。研究区域内某一点 (x, y) 的慢度, 包括节点本身, 可以由下式给出:

$${}_i S(x, y) = \frac{\sum_{j=1}^N \frac{{}_i w_j}{V_j}}{\sum_{j=1}^N {}_i w_j} \quad (4)$$

其中, N 表示节点的个数, V 为待反演的节点相速度, 对于第 i 个事件和第 j 个节点的权重系数 w 用高斯权重函数表示:

$${}_i w_j = \exp\left(-\frac{(x - {}_i x_j)^2 + (y - {}_i y_j)^2}{L_w^2}\right) \quad (5)$$

其中, L_w 为高斯权重函数的特征长度, 是协调反演过程中方差和分辨率的重要控制参数。 L_w 过大, 反演得到的速度结构就会比较平滑, 而分辨率降低; L_w 过小, 就可能出现小尺度速度异常假象^[15]。 L_w 的具体取值需要参考射线密度和网格划分。经过不同的尝试, 以获取

研究区最佳分辨率为标准，我们将 L_w 取为 80 km。

$${}_i^k \tau = \int_{{}_i^k x}^{{}_i^0 x} S dx \quad (6)$$

$${}_i^k \bar{S} = \frac{1}{2} \left(\frac{{}_i^k \tau}{{}_i^k x - {}_i^0 x} + \frac{{}_i^0 \tau}{{}_i^0 x - {}_i^k x} \right) \quad (7)$$

其中， ${}_i^k x$ 表示波前和研究区域边界相交点的横坐标值， ${}_i^k x$ 和 ${}_i^0 x$ 为待求台站和参考台站的横坐标值。这样，每个事件每个频率的入射波场可以用 6 个参数来表示：分别是两平面波的振幅，参考相位和两平面波偏离大圆路径的角度。

波场参数和相速度反演的每次迭代分为两步：① 固定初始相速度，用模拟退火的方法得到波场参数；② 用广义线性反演^[16]纠正前面得到的波场参数，并同时反演相速度。为了减小不能被双平面波很好拟合的事件的影响，我们在研究区域外加了两层结点（图 4），用增加外围结点误差换来内部结点速度误差的降低。对于计算剪切波速度，采用了 Saito^[17] 计算简正振型的方法计算瑞利波相速度对剪切波速度的偏导数，并用线性反演得到不同层剪切波速度，初始速度模型选取了 Ak135 模型^[18]。

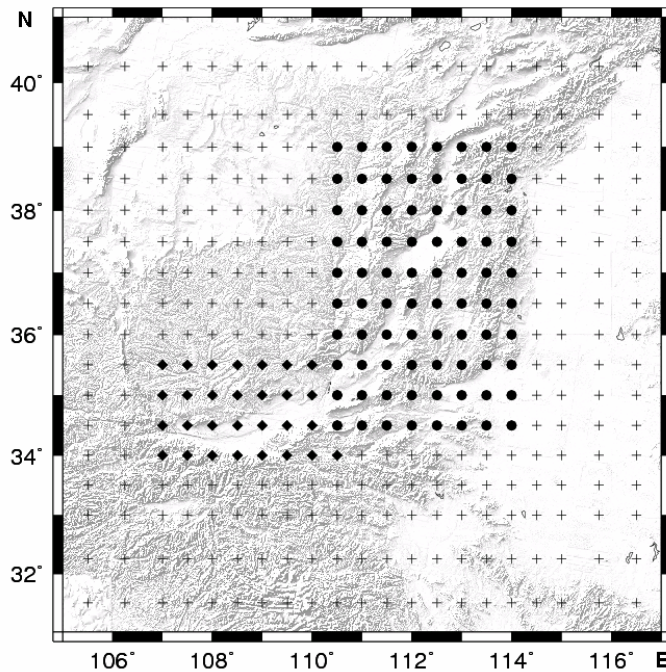


图 4 网格划分法。实心圆代表单独计算山西地区瑞利波相速度时所用的结点，菱形代表渭河断陷的结点，正交十字表示其他区域的结点

Fig. 4 Grid nodes in study area. Circles represent the nodes for calculating the Rayleigh wave phase velocities of Shanxi graben, diamonds for Weihe graben and cross for other region

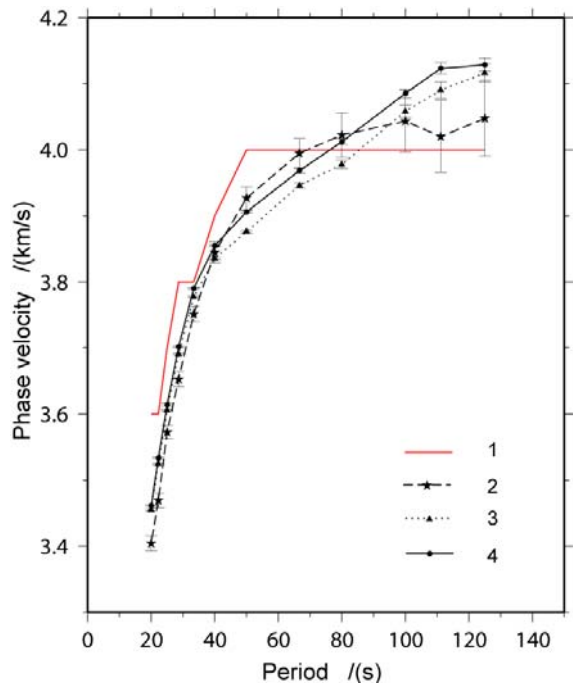
3 区域速度结构特征及讨论

3.1 相速度

我们首先利用给定的初始速度(图5中红色曲线)计算了整个研究区域瑞利波的12个频率的平均相速度,这将作为下一步二维反演的初始相速度。整个研究区域的平均相速度在周期20s时为3.462 km/s,误差为0.001 km/s;周期为125s时,速度增大为4.13 km/s,误差为0.01 km/s。该频散曲线的特征与世界上其他地区稳定的克拉通比较相似,如非洲南部的Kaapvaal和Zimbabwe克拉通^[19]。山西地区瑞利波周期20s时相速度为3.455 km/s,与整个地区的相速度相近,随着周期增大,与其他地区相比速度明显偏小,周期大于50s时速度大约差0.03 km/s。说明山西地区深层构造与鄂尔多斯克拉通存在较大差异,流变性较强从而构造活动也容易发生。渭河断陷瑞利波曲线高频时速度整体小于整个研究区域,低频部分由于射线数目较少导致误差值较大,可信度不高。

反演二维相速度的初始速度模型是前面得出的整个区域的平均相速度,这样做可以使初始模型更接近真实值,从而使最终解也更易于收敛。将研究区域按 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 划分网格结点(图4),计算每个节点的相速度,然后利用高斯平滑得到区域二维相速度。反演得到的部分周期相速度图如图6所示,可以看出周期20s的图上,东北部、西南的低速区为山西断陷和渭河断陷,较厚沉积层影响了短周期的面波相速度;东部高速区位于太行山隆起,基岩出露和较少的沉积使这里波速变高。周期33s时地面沉积影响已经比较小,即鄂尔多斯克拉通所在地出现明显的高速异常;

周缘的山西断陷和郑州盆地西部则有低速异常。当周期增加为50s时,这种速度异常更加明显。随着周期的变长,相速度的水平变化幅度越来越小,周期增加到80s时,鄂尔多斯克拉通的高速异常已经明显减小,而在周期100s和120s两幅图上,该地区高速异常已经在1%以下。原始地幔由二辉橄榄岩组成^[20],而克拉通的地幔岩石圈主要由强亏损的方辉橄榄岩构成,MgO含量较高,而硅、铝含量较原始地幔低^[2],克拉通的地幔岩石圈较原始地幔难熔,剪切波速度较高,因此我们可以利用剪切波速度的差异勾勒出克拉通的地幔岩石圈的范围。而100~120s周期的瑞利面波主要受上地幔约140~220km深度范围内的物质剪切波速度的影响^[21],可以推断鄂尔多斯克拉通的岩石圈下界面应在这个深度范围内。



1. 初始参考速度模型; 2. 渭河断陷的瑞利波频散曲线; 3. 山西地区的瑞利波频散曲线; 4. 整个研究区域的瑞利波频散曲线(参见图4)

图5 一维瑞利波频散曲线图

Fig.5 1D Rayleigh wave dispersion curves

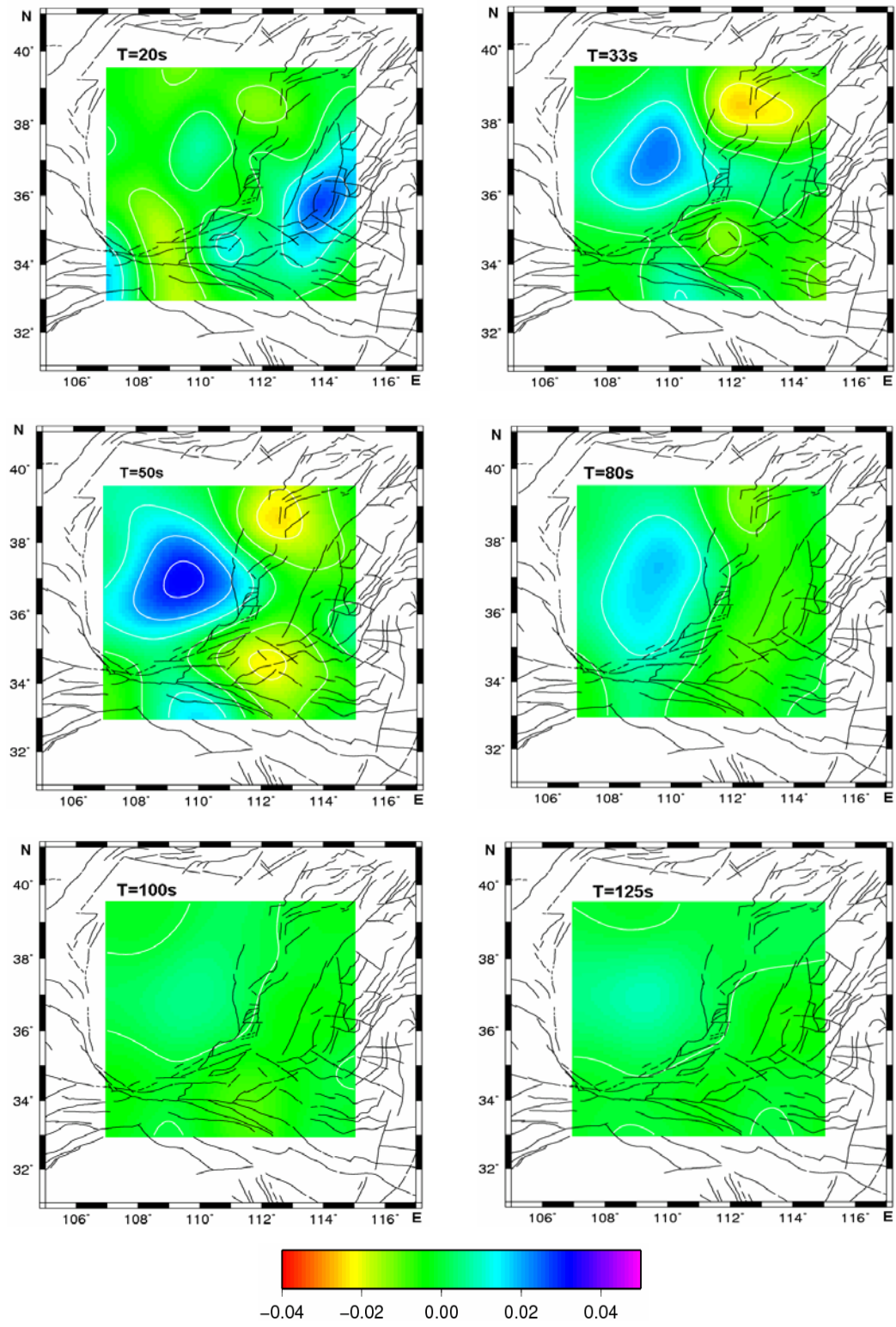


图6 不同周期Rayleigh波相速度扰动二维分布

Fig.6 2D phase velocity variation distributions of different periods Rayleigh wave

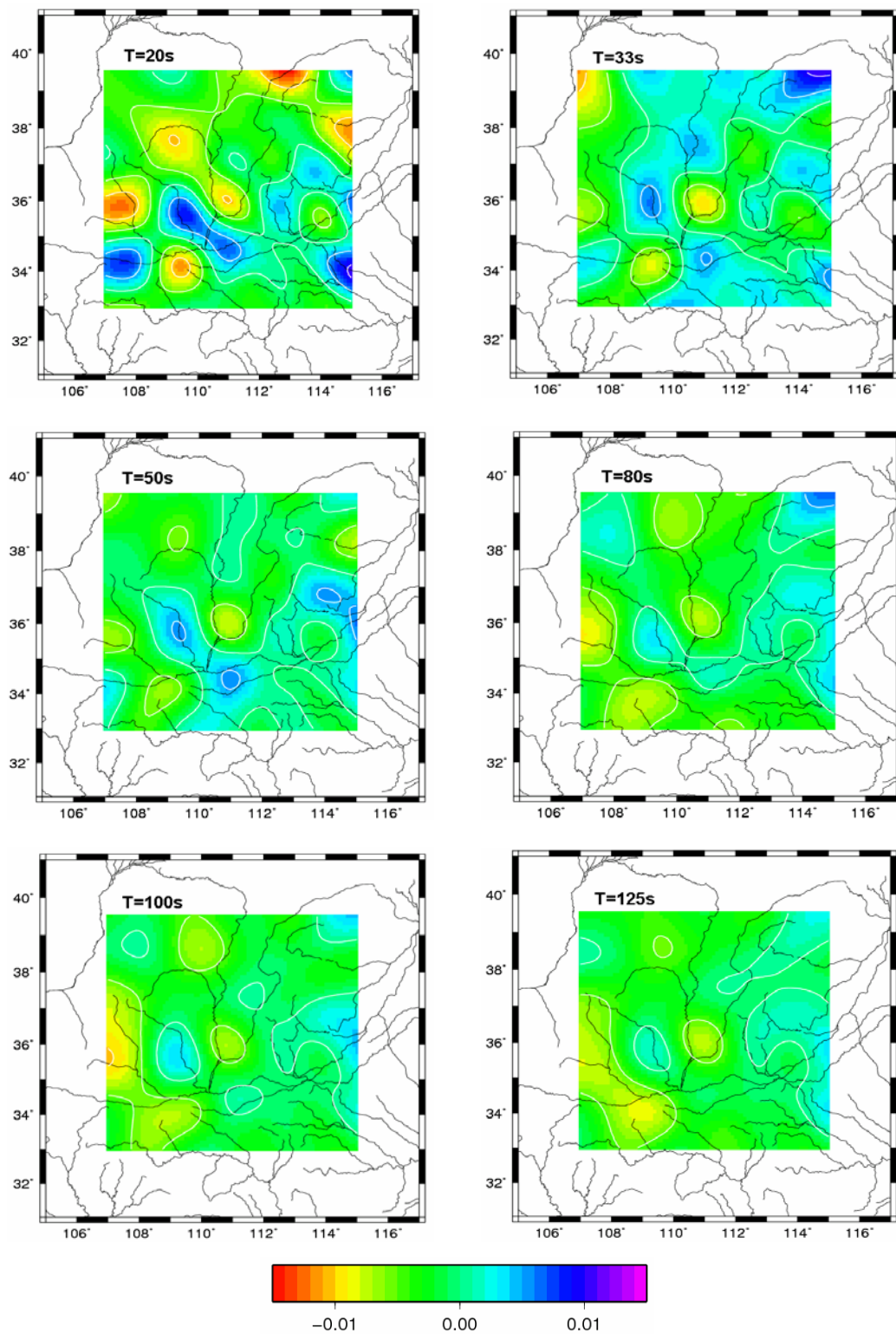


图7 检测板测试

Fig.7 Checkboard test

为了检验本文瑞利波相速度层析成像的空间分辨能力, 我们进行了检测板实验。检测板的输入速度模型为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的网格, 速度扰动为 2%。从得到的结果中我们选取了图 6 中所用的周期, 以判断图 6 中相速度反演的分辨率。图 7 中周期 20 s 和 33 s 时, 研究区域大部分分辨率可以达到 1° , 除了北部和南部边缘。随着周期的增加, 分辨能力有所降低, 特别是西北和北部地区; 但是研究区域中央, 即鄂尔多斯地块和山西断陷盆地, 当周期增加到 100 s 时, 依然有清晰的分辨能力, 这说明图 6 中鄂尔多斯地块的高速异常是可信的。

3.2 剪切波速度

在用瑞利波相速度反演剪切波速度时, 我们选取了 Ak135 模型为初始速度模型。得到曲线如图 8 所示, 康拉德界面大约在 20 km 深度附近, 40 km 左右的深度速度出现了大幅度的阶跃, 说明这里为莫霍面, 在 70~160 km 的深度有一个低速区。

相速度反演得到的三维剪切波速度 (图 9)。在 0~25 km 这一层的速度图上, 低速异常基本上和有较厚沉积层的地方相吻合, 如东北-西南走向的山西断陷盆地、渭河盆地、郑州盆地附近, 以及黄土高原北部; 高速异常区则在东部太行隆起和西南秦岭造山带这些基岩出漏而沉积较少的地方。38~60 km 以及 80~100 km 的高速异常区很好地限制了鄂尔多斯克拉通的横向范围, 东部到吕梁断裂, 南部与渭河盆地北缘相接, 西部和北部由于地震射线稀疏 (图 2), 不能轻易得出结论。100~120 km 深度范围, 鄂尔多斯克拉通的正速度异常已经变得比较小了, 到 120~140 km 时, 正速度异常已接近于 0。据此, 我们可以认为鄂尔多斯克拉通的下边界应该在 120~140 km。邓晋福等^[2]根据鄂尔多斯金伯利岩中地幔橄榄岩捕虏体的研究, 认为鄂尔多斯克拉通下面软流圈埋深可能要大于 100~120 km, 这与我们计算的结果是相符的。

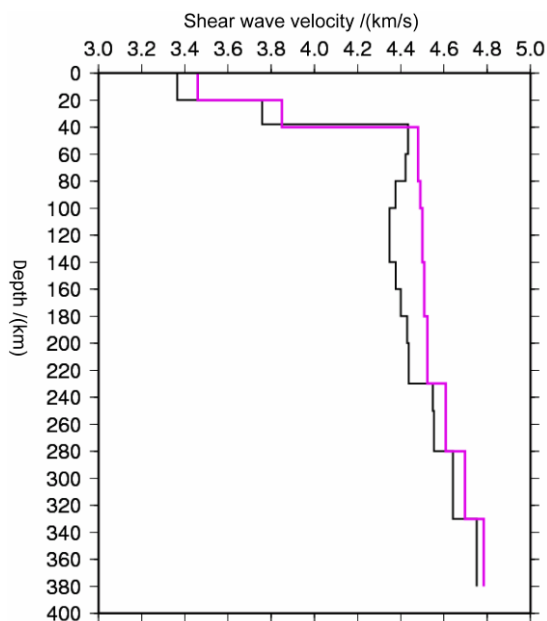


图 8 一维剪切波速度分布图。红线为 Ak135 速度模型, 黑线反演得到的剪切波速度

Fig. 8 1D shear wave velocity curve. The red line is AK135 velocity model. The black line is the results of shear wave velocity

为了更清楚地观察到速度随深度的变化, 我们做了 3 条剖面图。图 10(b) 为沿北纬 38° 的剖面, 横坐标为从西往东, 可以看到鄂尔多斯块体存在高速异常的岩石圈根部; 相反的, 东经 112° 以东, 莫霍面下有很大一片低速异常区。图 10(c) 和图 10(d) 分别为沿东经 110° 和东经 113° 的南北向剖面, 横坐标为自南往北。图 10(c) 中, 莫霍面下面从南往北依次为高速异常、低速异常、高速异常, 分别对应于秦岭造山带、渭河盆地和鄂尔多斯块体, 但

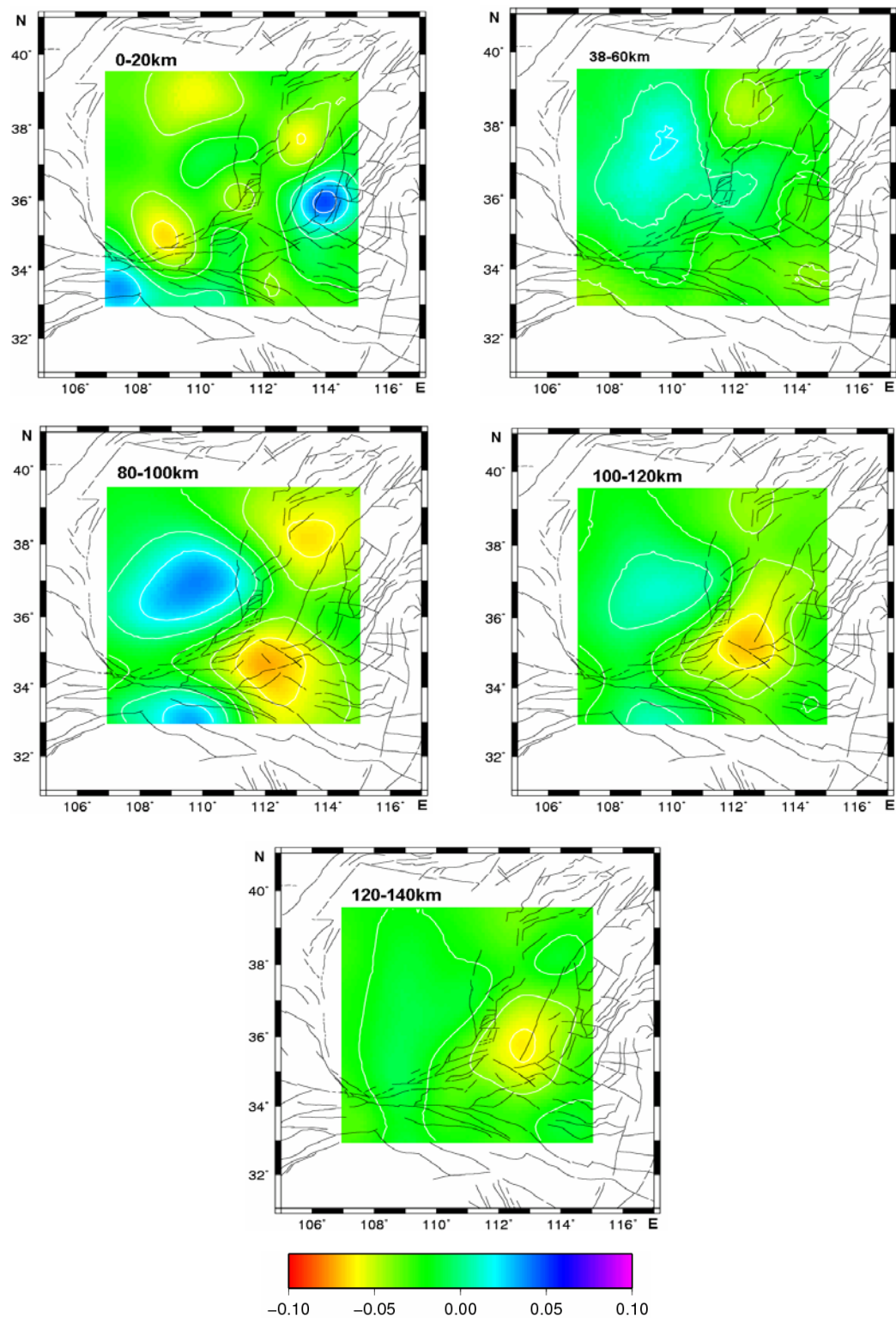


图9 剪切波速扰动在不同深度的分布图

Fig.9 Shear wave velocity variation distributions of different layers

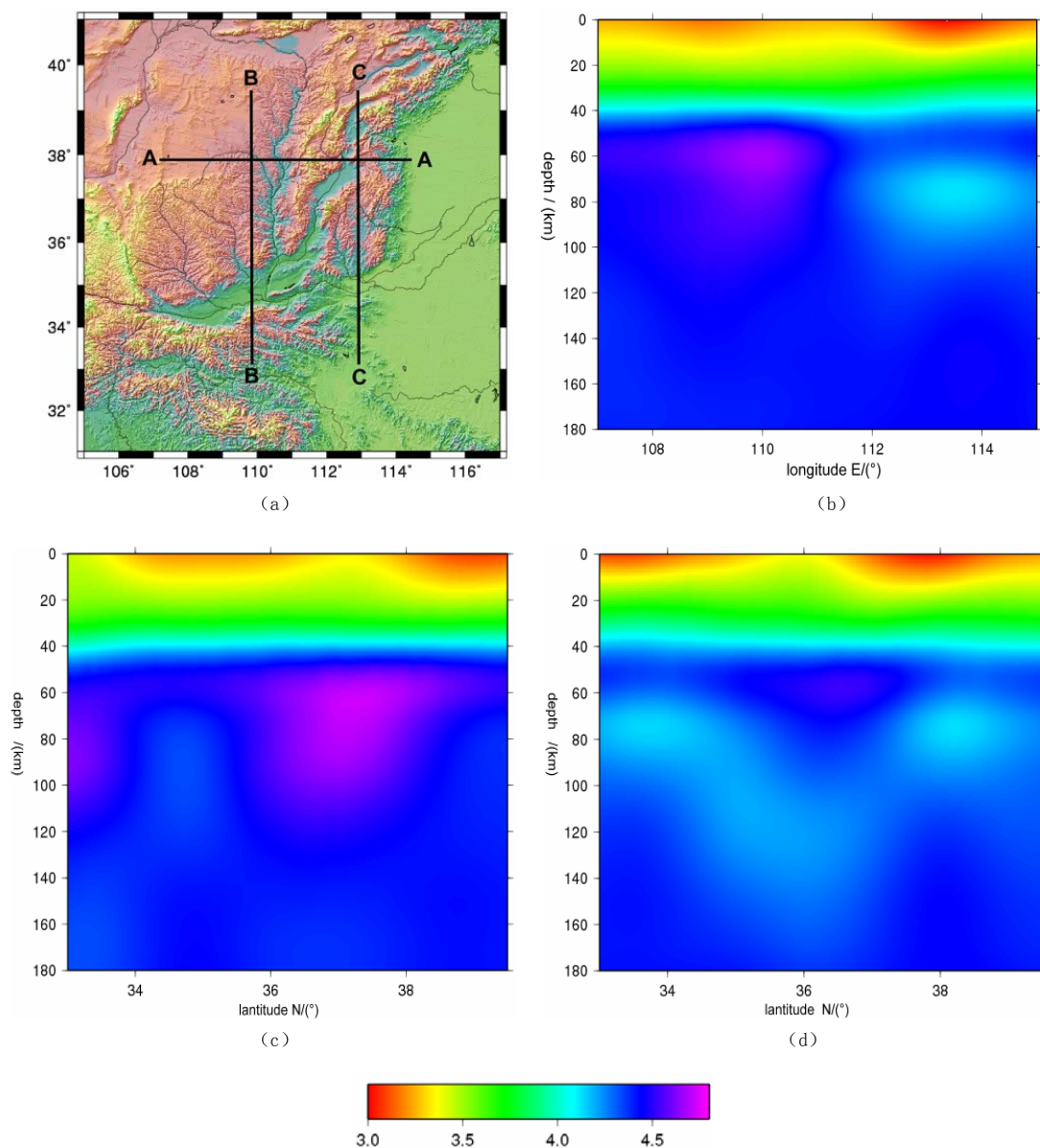


图 10 三个剖面剪切波速度分布图。(a) 选取剖面在研究区域里的位置, (b) 代表 A-A 线 (东西向), (c) 代表 B-B 线 (南北向), (d) 代表 C-C 线 (南北向)。(b)、(c)、(d) 横坐标为纬度 (北纬), 单位: 度; 纵坐标为深度, 单位: km

Fig. 10 Shear wave velocity distributions of three profiles. (a) the locations of profiles in research area, (b) for line A-A, (c) for line B-B, (d) for line C-C. (b), (c), (d): x -axis is latitude (N°); y -axis is depth (km)

由于秦岭造山带位于我们台阵的边缘区, 分辨相对较差, 这一结果还有待更多资料作进一步确认。图 10 (d) 莫霍面下的低速异常呈 V 字形, 这条剖面由南向北分别为郑州盆地、太行山隆起、太原和忻州盆地。剖面南北端低速异常与图 10 (b) 和图 10 (c) 中断陷盆地类似, 比较特别的是中部太行山隆起的莫霍面下 50~80 km 处先出现了高速异常,

而 100~160 km 则出现了明显的低速异常。

4 结论

利用双平面波干涉面波层析成像方法,我们得到了鄂尔多斯块体及周缘断陷盆地的 20 s 到 125 s 等 12 个周期点的瑞利波相速度结构和三维剪切波速度结构。短周期瑞利波相速度和浅层剪切波速度很好地反映了浅层地壳的横向结构变化,造山带,断陷盆地的沉积层,以及黄土高原的沉积是造成这些速度异常的主要原因。长周期瑞利波相速度和深层剪切波速度结构反映了上地幔结构和物性的差异。在上地幔高速异常和低速异常交界处,即速度梯度大的地方,也是断层比较集中的地方,地震活动性也较强。研究结果显示,鄂尔多斯克拉通的东缘位于吕梁断裂,南缘靠近渭河断陷,其岩石圈下界在地下 120~140 km 附近。鄂尔多斯克拉通周缘的山西断陷,渭河断陷以及郑州盆地莫霍面以下都有明显的低速区^[22],深度约为 70~100 km 处。由于在鄂尔多斯克拉通下地幔物质并无如此低速的特征,因此我们推测在张性构造下,地表张裂形成断陷盆地时,由重力均衡原理,地幔物质上涌减压熔融造成剪切波速度降低。太行隆起下面的高速区可能是形成于燕山造山期的山根,这个地区在新生代处于张性环境,因此山根下面的低速区也可能是地幔物质上涌熔融所致。需要进一步研究的是,鄂尔多斯周围断陷盆地下的熔融区是否真实存在,如果存在,对鄂尔多斯块体有何影响,以及在华北地区的张性环境下,鄂尔多斯块体为何并未产生和华北地区一样岩石圈减薄过程,而与之相分离。了解这些对我们研究大陆岩石圈的演化有重要意义。

致谢: 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。

参考文献

- [1] 李善邦. 中国地震[M]. 北京:地质出版社, 1981.
Li SB. Chinese earthquake[M]. Beijing: The Geological Publishing House, 1981.
- [2] 邓晋福, 魏文博, 邱瑞照, 等. 中国华北地区岩石圈三维结构及演化[M]. 北京:地质出版社, 2007.
Deng JF, Wei WB, Qiu RZ, et al. The three-dimensional structure of lithosphere and its evolution in North China[M]. Beijing: The Geological Publishing House, 2007.
- [3] 陈国英, 宋仲和, 安昌强, 等. 华北地区三维地壳上地幔结构[J]. 地球物理学报, 1991, 34(2): 172-181.
Chen GY, Song ZH, An CQ, et al. Three-dimensional crust and upper mantle structure of the North China region[J]. Chinese Journal Geophysics, 1991, 34(2): 172-181.
- [4] 彭艳菊, 苏伟, 郑月军, 等. 中国大陆及海域 Love 波层析成像[J]. 地球物理学报, 2002, 45(6): 792-801.
Peng YJ, Su W, Zheng YJ, et al. Love wave seismic tomography of China and vicinal sea areas[J]. Chinese Journal Geophysics[J], 2002, 45(6): 792-801.
- [5] Li A, Burke K. Upper mantle structure of southern Africa from Rayleigh wave tomography[J]. Journal of Geophysical Research, 2006, 111: 10303-10318.
- [6] Friederich W. Propagation and structural interpretation of non-plane waves[J]. Geophysical Journal International, 1993, 113: 45-53.

- [7] Ewing M, Press F. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh wave, part 3: The United States[J]. Geological Society of America Bulletin, 1959, 70(3): 229-244.
- [8] Aki K. Further study of mechanism of circum-Pacific earthquakes from Rayleigh waves[J]. Journal of Geophysical Research, 1960, 65: 4165-4172.
- [9] Friederich W, Wielandt E. Interpretation of seismic surface waves in regional networks; joint estimation of wavefield geometry and local phase velocity; method and numerical tests[J]. Geophysical Journal International, 1995, 120(3): 731-744.
- [10] Friederich W. Wave-theoretical inversion of teleseismic surface waves in a regional network: Phase-velocity maps and a three-dimensional upper-mantle shear-wave-velocity model for southern Germany[J]. Geophysical Journal International, 1998, 132: 203-225.
- [11] Forsyth DW. Phase velocities of Rayleigh waves in the MELT experiment on the East Pacific Rise[J]. Science, 1998, 280: 1235-1238.
- [12] Carlson RW, Pearson DG, James DE. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle[J]. Reviews of Geophysics, 2005, 43: 1001-1024.
- [13] 郑秀芬, 欧阳飏, 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[J]. 地球物理学报, 2009, 52(5): 1412-1417.
Zheng XF, Ouyang B, Zhang DN, et al. Technical system construction of “Data Backup Centre for China Seismograph Network” and the data support to researches on the Wenchuan earthquake[J]. Chinese Journal Geophysics, 2009, 52(5): 1412-1417.
- [14] 郑秀芬, 陈朝辉, 张春贺. 1999 年台湾集集地震余震区—嘉义地区地震的剪切波分裂参数随时间变化的研究[J]. 地球物理学报, 2008, 51(1): 149-157.
Zheng XF, Chen CH, Zhang CH. Study on temporal variations of shear-wave splitting in the Chiayi area, aftershock zone of 1999 Chichi earthquake, Taiwan[J]. Chinese Journal Geophysics, 2008, 51(1): 149-157.
- [15] Li A, Forsyth DW, Fischer KM. Shear velocity structure and azimuthal anisotropy beneath eastern North America from Rayleigh wave inversion[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108: 2362-2385.
- [16] Tarantola A, Valette B. Generalized non-linear problems solved using the least-squares criterion[J]. Reviews of Geophysics and Space Physics, 1982, 20: 219-232.
- [17] Saito M. DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions, seismological algorithms[M]. London: Academic Press, 1988.
- [18] Kennett BLN, Engdahl ER, Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes[J]. Geophysical Journal International, 1995, 122: 108-124.
- [19] Weeraratne DS, Forsyth DW, Fischer KM, et al. Rayleigh wave tomography evidence for an upper mantle plume beneath the Tanzanian craton[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(B9): 2427-2443.
- [20] Ringwood AE. Composition and Petrology of the Earth's Mantle[M]. New York: McGraw-Hill, 1975.
- [21] 易桂喜, 姚华建, 朱介寿, 等. 中国大陆及邻区 Rayleigh 面波相速度分布特征[J]. 地球物理学报, 2008, 51(2): 402-411.
Yi GX, Yao HJ, Zhu JS, et al. Rayleigh wave phase velocity distribution in China continent and its adjacent regions[J]. Chinese Journal Geophysics, 2008, 51(2): 402-411.
- [22] 王志铄, 王椿墉, 曾融生, 等. 华北及邻区地壳上地幔三维速度结构的地震走时层析成像[J]. CT 理论与应用研究, 2008, 16(2): 15-27.

Wang ZS, Wang CY, Zeng RS, et al. Tomographic imaging of P and S wave velocity structures beneath North China and its vicinity[J]. CT Theory and Applications, 2008, 16(2): 15-27.

3D Velocity Structure in Shanxi Graben and Ordos from Two Plane Waves Method

LI Peng, ZHOU Shi-yong[✉], CHEN Yong-shun,
FENG Yong-ge, JIANG Ming-ming, TANG You-cai

Institute of Theoretical and Applied Geophysics, School of Earth
and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract: Using the broad-band seismic data of Peking University and CENC, taking the method of two plane waves tomography, we have obtain the phase velocities of Rayleigh wave and the 3D shear velocities in Ordos region. Through analyzing the results, we have found the phase velocities of Rayleigh wave in Shanxi graben and Weihe graben are lower. High velocity anomaly beneath moho has been observed in Ordos block, indicate that Ordos block is a stable craton, and its effect extend to 120km depth at least; in the depth between 70 and 120km of Shanxi graben and Weihe graben, shear velocities were lower than origin model, indicating that the substance there had plasticity and these region are strong activity, which is consistent with the activity of earthquake.

Key words: Ordos; surface wave tomography; shear wave velocity; two plane waves method

作者简介: 李鹏 (1985—), 男, 北京大学固体地球物理学专业在读硕士研究生, 主要从事地震学和地球动力学方面的研究, Tel: 13810753624, E-mail: lipeng8558@126.com; 周仕勇[✉] (1962—), 男, 北京大学教授, 主要从事地震活动性、地球动力学等方面的研究, Tel: 010-62758884, E-mail: zsy@pku.edu.cn。