



基于背景噪声和地震面波联合反演华北克拉通中部岩石圈结构

黄翔 丁志峰 宁杰远 徐小明

Joint inversion of the lithospheric structure of the central North China Craton from ambient noise and seismic surface wave

Huang Xiang, Ding Zhifeng, Ning Jieyuan, Xu Xiaoming

引用本文:

黄翔, 丁志峰, 宁杰远, 徐小明. 2022. 基于背景噪声和地震面波联合反演华北克拉通中部岩石圈结构. 地震学报[J], 44(4): 539–554. DOI: 10.11939/jass.20210042

Huang X, Ding Z F, Ning J Y, Xu X M. 2022. Joint inversion of the lithospheric structure of the central North China Craton from ambient noise and seismic surface wave. *Acta Seismologica Sinica*[J], 44(4): 539–554. DOI: 10.11939/jass.20210042

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.11939/jass.20210042>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

利用接收函数方法研究华北克拉通中西部及其邻区地幔转换带结构

Structure of the mantle transition zone beneath the central and western North China Craton and its adjacent areas revealed by P wave receiver functions

地震学报. 2020, 42(6): 645–656 <https://doi.org/10.11939/jass.20200016>

鄂尔多斯及周边区域噪声层析成像研究

Ambient noise tomography in the Ordos block and its surrounding areas

地震学报. 2021, 43(2): 152–167 <https://doi.org/10.11939/jass.20200099>

汉中盆地及邻区地壳结构和地震活动性研究

Crustal structure and seismic activity in the Hanzhong basin and its adjacent areas

地震学报. 2019, 41(4): 445–458 <https://doi.org/10.11939/jass.20180145>

青藏高原东北缘噪声层析成像研究

Ambient noise Rayleigh wave tomography in the northeastern Tibetan Plateau

地震学报. 2018, 40(1): 1–12 <https://doi.org/10.11939/jass.20170050>

基于背景噪声的川滇地区勒夫波层析成像

Love wave tomography in Sichuan–Yunnan area from ambient noise

地震学报. 2017, 39(5): 633–647 <https://doi.org/10.11939/jass.2017.05.001>

利用背景噪声格林函数交叉项成像研究台湾地区面波相速度结构

Phase velocity maps of the Taiwan region from the ambient noise tomography of the cross terms in Green's function tensors

地震学报. 2019, 41(3): 302–313 <https://doi.org/10.11939/jass.20180133>

黄翔, 丁志峰, 宁杰远, 徐小明. 2022. 基于背景噪声和地震面波联合反演华北克拉通中部岩石圈结构. 地震学报, 44(4): 539–554. doi: 10.11939/jass.20210042.

Huang X, Ding Z F, Ning J Y, Xu X M. 2022. Joint inversion of the lithospheric structure of the central North China Craton from ambient noise and seismic surface wave. *Acta Seismologica Sinica*, 44(4): 539–554. doi: 10.11939/jass.20210042.

基于背景噪声和地震面波联合反演 华北克拉通中部岩石圈结构^{*}

黄 翔^{1,2)} 丁志峰^{1),†} 宁杰远²⁾ 徐小明¹⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100871 北京大学地球与空间科学学院

摘要 基于 ChinArray 三期项目布设于华北克拉通中部的流动台阵观测数据, 利用背景噪声互相关和地震面波层析成像获取了研究区内 6—140 s 周期的瑞雷面波频散, 使用蒙特卡罗非线性反演方法获得了华北克拉通中部岩石圈的高分辨率三维 S 波速度结构。结果显示华北克拉通不同地块的岩石圈速度结构存在显著的横向差异: 其中鄂尔多斯盆地腹地整体表现为高速特征, 延伸至 200 km 以下, 但其东南缘存在小范围的低速异常; 东部的华北盆地整体表现为低速特征, 具有较薄的地壳和岩石圈厚度; 中部造山带南北两端以及南北重力梯度线下方存在相连接的低速区域, 在深处延伸至华北盆地下方; 在下地壳和上地幔顶部, 大同火山群区域的低速体逐渐向西偏移至鄂尔多斯盆地东北角下方; 而在上地幔中, 该区域的低速异常随深度增加而逐渐减弱, 低速体延伸至东南方向的华北盆地下方。基于本研究获得的 S 波速度模型, 我们认为: 鄂尔多斯盆地腹地保持了克拉通特性, 但其东南缘存在局部的岩石圈改造作用; 华北盆地发生了强烈的岩石圈破坏减薄和地壳伸展变形; 中部造山带南北端以及南北重力梯度线下方的岩石圈发生了局部的改造减薄, 其机制可能都来源于华北盆地下方地幔热物质的上涌; 大同火山群下方上涌的热物质从鄂尔多斯盆地东北角下方侵入下地壳, 在地壳内上升过程中受到上地壳的阻挡, 向东流动至大同火山群下方, 形成了大同火山群的岩浆活动, 其深部来源可能与西向俯冲的太平洋停滞板块有关。

关键词 华北克拉通 岩石圈结构 大同火山群 背景噪声成像 程函方程

doi: 10.11939/jass.20210042 中图分类号: P315.63 文献标识码: A

Joint inversion of the lithospheric structure of the central North China Craton from ambient noise and seismic surface wave

Huang Xiang^{1,2)} Ding Zhifeng^{1),†} Ning Jieyuan²⁾ Xu Xiaoming¹⁾

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

* 基金项目 国家重点研发计划(2017YFC1500200)、国家自然科学基金面上项目(41974100)和中国地震局地球物理研究所基本科研业务费专项(DQJB16A03, DQJB17A01)共同资助。

收稿日期 2021-03-22 收到初稿, 2021-06-03 决定采用修改稿。

作者简介 黄翔, 在读博士研究生, 主要从事背景噪声成像、面波成像等研究, e-mail: huangxiang@cea-igp.ac.cn; †丁志峰, 博士, 研究员, 主要从事地震学、地球内部结构及动力学研究, e-mail: dingzf@cea-igp.ac.cn



Abstract: Based on the observation data of the ChinArray Phase III deployed in the central North China Craton, the Rayleigh surface wave dispersion with period range of 6 s to 140 s in the studied area is obtained using cross-correlation of ambient noise and seismic surface wave tomography. The high-resolution 3-D S-wave velocity structure of the lithosphere in the central North China Craton is further obtained with the Monte Carlo nonlinear inversion method. The results exhibit significant lateral differences in the lithospheric structure of different blocks of the North China Craton. The central part of the Ordos basin is characterized by high velocity overall, extending below 200 km, but there is a small range of low-velocity anomalies on the southeast margin. The North China basin in the east is characterized by low-velocity with thin crust and lithospheric thickness. Connected low-velocity zones at the northern and southern ends of the central orogenic belt and below the north-south gravity gradient line are observed, which extends below the North China basin. In the lower crust and uppermost mantle, the low-velocity zone in the Datong volcanic group area gradually shifts westward to the northeast corner of the Ordos basin. While in the upper mantle, the low-velocity anomalies in this area gradually fade off as the depth increased. And the low-velocity zone extended below the North China basin in the southeast. Based on the S-wave velocity model obtained in this study, we believe that the heart of the Ordos basin maintains the cratonic characteristics overall, but there is a local lithospheric modification at the southeast margin; the North China basin has experienced strong lithospheric destruction and thinning and crustal extensional deformation; the lithosphere at the northern and southern ends of the central orogenic belt and the north-south gravity gradient line has undergone partial modification and thinning. The mechanism may be the same and due to the upwelling of hot material in the mantle below the North China basin; the upwelling hot material below the Datong volcanic group intrudes into the lower crust below the northeast corner of the Ordos basin. Then it is blocked by the upper crust when rising in the crust and flows eastward to the bottom of the Datong volcanic group, forming the magmatic activity of the Datong volcanic group. The deep source may be related to the stagnant Pacific slab.

Key words: North China Craton; lithospheric structure; Datong volcanic groups; ambient noise tomography; Eikonal equation

引言

华北克拉通是世界上最古老的太古代克拉通之一，通常认为其主要由三部分组成，包括东部、西部两个太古代地块以及两者在古元古代相互碰撞缝合形成的中部造山带([Zhao et al., 2005](#))。华北克拉通在早古生代依然保留着典型的太古代克拉通特性([Griffin et al., 1998](#))，然而自晚中生代以来经历了剧烈的热构造活化和不同程度的破坏减薄。一般认为，在太平洋板块的西向俯冲作用的影响下，华北克拉通东部地块，即华北盆地，经历了剧烈的构造活化和岩石圈破坏减薄，而西部的鄂尔多斯盆地则未遭受到构造活化作用的破坏，依然保留着克拉通特性，位于鄂尔多斯盆地和华北盆地之间的中部造山带则可能遭受了不同程度的局部改造([Griffin et al., 1998](#); [Menzies et al., 2007](#); [Zhu et al., 2011, 2012](#))。

大量的岩石学、地球化学等研究表明，华北克拉通东部地块在晚中生代表现出伸展作用强烈、热流值大、岩浆活动强烈等特点([Menzies et al., 1993](#); [Griffin et al., 1998](#); [Fan et al., 2000](#))，巨厚的克拉通岩石圈(>180 km)经受了强烈的破坏改造，导致大部分区域岩石圈厚

度显著减薄(<100 km), 失去了典型的克拉通特性。而最近的地震学研究显示, 华北克拉通中部造山带也存在局部的改造和减薄(Chen, 2010; Tang *et al.*, 2013; Ai *et al.*, 2019)。从晚中生代至新生代, 中部造山带表现出一系列的伸展和裂谷作用以及广泛的岩浆活动。前人在该研究区域进行了大量的研究, 揭示了很多重要的信息。如 Tang 等(2013)基于背景噪声和地震面波成像得到了华北克拉通中部的岩石圈厚度模型, 提出华北盆地的岩石圈受到的破坏和减薄比较严重, 厚度约为 60—65 km, 并提出岩石圈破坏和减薄不仅局限于华北盆地, 可能对中部造山带和鄂尔多斯盆地也有显著的影响, 包括河套、渭河裂谷等。Ai 等(2019)基于背景噪声和地震面波成像获得了华北克拉通中部的岩石圈模型, 提出中部造山带北部遭受的岩石圈改造相对于南部更加显著且造成两者的原因不同; 根据 Lei(2012)基于 P 波成像的结果显示大同火山群下方的低速体穿过太平洋停滞板块中的缺口延伸至下地幔, 认为北部的岩石圈减薄原因来源于下地幔, 而南部的岩石圈减薄则是由停滞的板块脱水反应引起的。

大同火山群位于山西裂谷北端, 是华北克拉通最大的第四纪板内火山之一, 最早喷发于早更新世, 岩浆活动持续至晚更新世, 岩浆规模相对较小(陈文寄等, 1992; Xu, Ma, 1992; Xu *et al.*, 2005)。作为华北克拉通重要的构造单元之一, 大同火山群的岩浆活动对华北克拉通破坏以及山西裂谷演化等过程起着至关重要的作用, 因此, 其形成机制与岩浆深部来源一直是研究人员关注的热点问题, 但目前对于相关问题的解释仍存在争议: Huang 和 Zhao(2006)基于 P 波走时成像结果提出大同火山群可能与太平洋板块的深部俯冲脱水有关; Lei(2012)基于远震 P 波到时层析成像结果认为大同火山的岩浆可能来源于下地幔深部上涌的地幔柱; Li 等(2018)基于背景噪声和远震面波层析成像结果认为大同火山的岩浆可能来源于青藏高原东北缘下的软流圈。

由于构造背景复杂而且地震台阵不够密集等原因, 目前关于华北克拉通的破坏机制和动力学过程认识还不够充分, 对于华北克拉通岩石圈精细结构和破坏程度等问题仍存在争议。例如: Huang 等(2009)基于面波成像计算的鄂尔多斯盆地岩石圈厚度约为 160 km; Tang 等(2013)基于 S 波速度与温度经验公式计算的鄂尔多斯盆地岩石圈厚度约为 120 km; 汪洋和程素华(2011)基于局部地壳均衡分析得到鄂尔多斯盆地岩石圈厚度为 130—140 km, 认为下方不存在岩石圈根; 这些研究结果之间都存在一定的差异, 且与 Chen 等(2009)基于接收函数得到的结果(>200 km)相差较大。在地球动力学中, 岩石圈通常被定义为对流地幔的热边界, 岩石圈底部一般与固定的温度相对应, 而在 50—250 km 深度范围内, 地震波的速度主要与温度相关(Goes *et al.*, 2000; An, Shi, 2006)。因此, 利用更加密集的台阵观测资料来获取该区域精细的岩石圈速度结构对于理解华北克拉通岩石圈破坏机制和破坏程度具有重要意义。另外, 地幔热物质的上涌通常会产生局部高温, 进而造成地震波的低速异常, 因此, 我们可以利用更加密集的台阵观测资料来获取该区域的高分辨率三维速度模型来研究大同火山群岩浆活动在地壳内的上涌通道及其深部来源。

本研究拟基于 ChinArray 三期一阶段覆盖华北克拉通中部造山带的密集流动台阵观测数据, 利用背景噪声互相关和地震面波层析成像获得的瑞雷面波频散信息, 联合反演以期获得研究区域岩石圈尺度精细的三维 S 波速度模型。相对于前人的研究(Jiang *et al.*, 2013; Tang *et al.*, 2013; Ai *et al.*, 2019), 本研究的速度模型有望达到更高的分辨率, 可揭示华北克拉通中部岩石圈速度结构的更多细节, 以期进一步探讨华北克拉通岩石圈的厚度以及改造减薄程度的局部差异以及破坏机制, 并研究山西裂谷北端的大同火山群岩浆活动在地壳内的上涌

通道及其在地幔中的深部来源。

1 数据与方法

本文使用中国地震科学台阵探测项目(ChinArray)三期一阶段在华北克拉通中部布设的流动台阵([中国地震科学探测台阵数据中心, 2011](#))的观测数据来进行华北克拉通中部的岩石圈结构成像研究。其中, 背景噪声层析成像的数据集采集自2017年1月1日至7月28日台阵记录的连续波形。地震面波程函方程成像的数据集采集自2016年11月1日至2019年1月21日台阵记录的地震事件波形。台阵统一使用了CMG-3T地震计(频带为50 Hz—120 s)和REFTEK数据采集器, 平均台间距约为30 km, 台站位置分布如图1b所示。该台阵覆盖了北克拉通中部造山带及其西边的鄂尔多斯地块东部和其东边的华北盆地西部, 覆盖范围大致为(34°N—44°N, 109°E—115°E), 是目前为止布设在该研究区域最为密集且均匀的台阵, 有助于获取该区域更为精细的岩石圈结构。

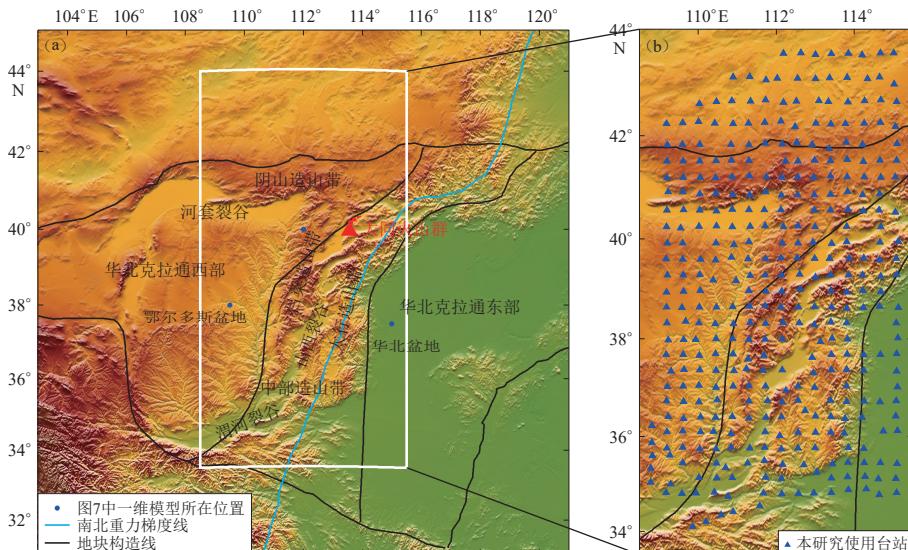


图1 研究区地形、构造背景(a)及本研究使用的台阵分布(b)

Fig. 1 Topography and tectonic settings of the studied area (a) and the distribution of array used in this study (b)

1.1 背景噪声成像

背景噪声成像的数据预处理过程主要参照Bensen等([2007](#))提出的方法: 包括重采样至1 Hz、去均值、去线性趋势、去仪器响应和带通滤波等处理; 然后使用滑动平均法进行波形的时域归一化处理, 并进行频域谱白化; 最后对每两个台站对每天的波形记录进行互相关计算。

为提高波形信噪比, 本文采用两步叠加法进行波形叠加处理: ① 将每五天的互相关波形进行线性叠加; ② 使用Li等([2018](#))发展的时频相位加权叠加法(time-frequency domain phase-weighted stacking, 缩写为tf-PWS)将每五天的线性叠加结果进一步叠加得到台站对之间最终的互相关波形。为了进一步提高信噪比, 将每两个台站对之间的互相关波形的因果信号与因果信号进行对称叠加用于频散曲线的提取, 然后使用Levshin和Ritzwoller([2001](#))发展的

自动频时分析方法(frequency-time analysis, 缩写为 FTAN)进行频散曲线的提取。为控制频散曲线的质量, 剔除台站间距小于3倍波长, 信噪比小于20的数据, 得到的不同周期的频散数量如图2所示。

经过初步质量控制后, 我们使用 Barmin等(2001)发展的一种基于线性射线理论的阻尼最小二乘反演方法来反演二维瑞雷面波相速度。为了进一步剔除频散中可能存在的异常值, 我们进行了两次反演计算: ①对初步得到的频散曲线进行初始的二维反演, 得到较为光滑的相速度模型; ②把走时残差大于4 s的测量值剔除, 将筛选后的频散再次进行二维反演得到最终的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的二维瑞雷面波相速度模型。

1.2 地震面波成像

为获取更长周期的面波速度, 本文使用 Jin 和 Gaherty (2015)发展的基于程函方程的面波成像方法进行地震面波层析成像。该方法利用相邻地震台站之间记录的地震波形的互相关函数来计算台站间的相位差, 然后基于程函方程将相位差反演成二维相速度模型。本文收集了2016年11月1日至2019年1月21日台阵记录的979个地震事件的垂向波形。数据的前期处理工作主要包括: ①参考前人研究(钟世军等, 2017), 对地震事件进行了初步筛选, 要求地震震级不小于 $M_S 5.5$, 震中距在 10° — 160° 之间, 震源深度小于50 km, 得到了592个符合条件的地震事件, 事件的方位分布见图3; ②对符合条件的地震事件波形进行预处理, 处理过程与上述背景噪声数据预处理一致。

面波相速度计算主要包括以下步骤: ①对于每个事件-台站对, 截取波形记录中的基阶瑞雷面波能量; ②对于同一事件, 对一定距离内(200 km)的不同台站记录的波形进行互相关计算; ③对互相关波形进行窄带通滤波, 滤波带宽为中心频率的10%; ④使用包含振幅因子、窄带波形的半带宽、窄带波形的中心频率、群延迟和相延迟五参数的高斯小波来拟合该互相关波形, 从而获得两个台站间的相位延迟, 图4为波形拟合示意图; ⑤利用得到的台站间的相位延迟反演慢度矢量; ⑥依次利用程函方程和亥姆霍兹方程获得研究区域内 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 网格的二维相速度模型(Jin, Gaherty, 2015)。相比于使用传统的双台法计算相速度, 基于程函方程的面波成像方法不需要进行射线追踪, 允许射线传

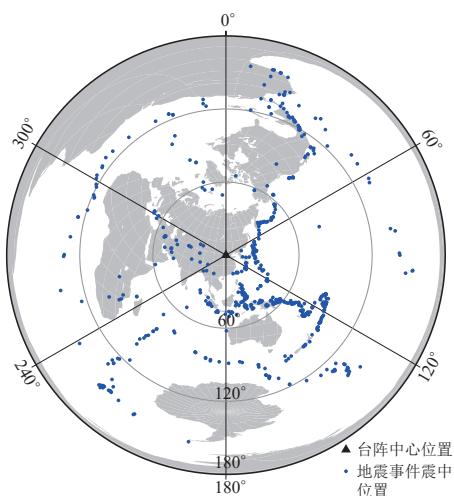


图3 地震事件相对于台阵中心的方位分布

Fig. 3 The azimuth distribution of seismic events relative to the center of the array

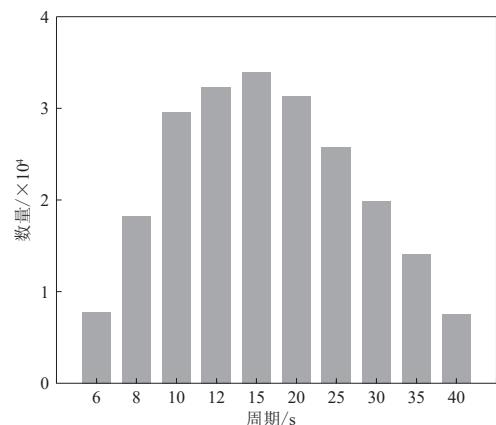


图2 不同周期的瑞雷面波相速度频散数量
Fig. 2 The number of Rayleigh wave phase velocity dispersions at different periods

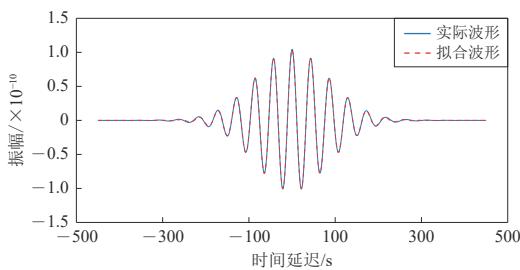


图 4 互相关波形拟合示意图

Fig. 4 The fitting of the cross-correlation waveform

周期的相速度而地震面波成像可以获得可靠的较长周期的相速度，经过对两种数据集获得的频散曲线的观察和测试，我们选取了 6—15 s 周期的基于背景噪声互相关计算的相速度和 30—140 s 周期的基于地震事件程函成像的相速度作为各周期对应的相速度值。对于 20 s 和 25 s 的重叠周期，参考 Fadel 等 (2020) 的方法采用了 3:7 的比例进行加权平均，即在 20 s，使用 0.7 权重的背景噪声互相关计算结果和 0.3 权重的地震事件程函成像计算结果的和，而在 25 s，使用 0.3 权重的背景噪声互相关计算结果和 0.7 权重的地震事件程函成像计算结果的和。最终得到了研究区域 6—140 s 的二维瑞雷面波相速度模型用于进行 S 波速度模型的反演。

图 5 展示了部分周期的二维瑞雷面波相速度分布，图 6 展示了各周期的瑞雷面波相速度

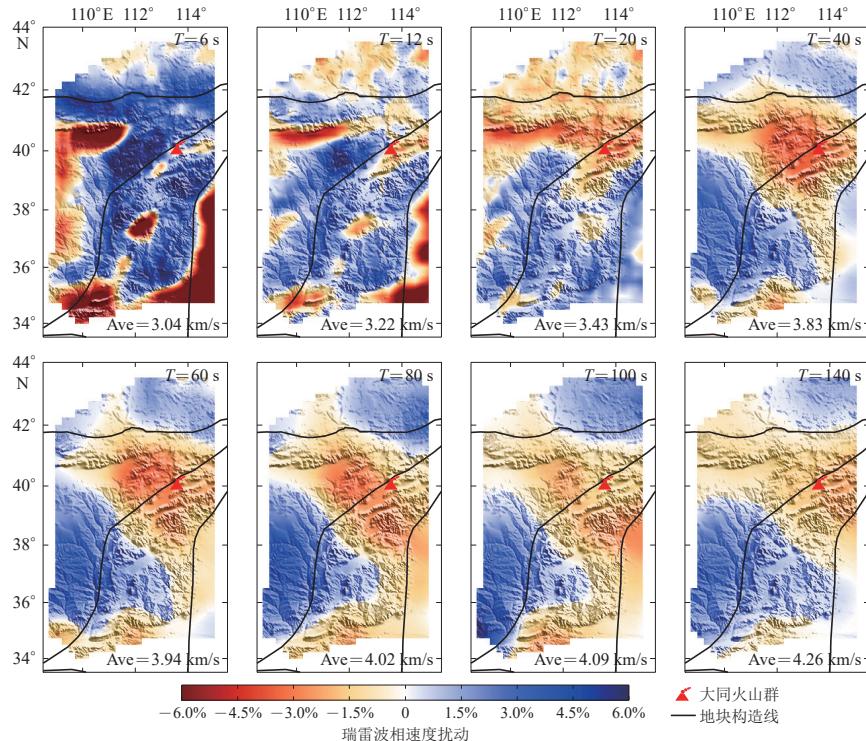


图 5 华北克拉通中部不同周期的瑞雷面波相速度分布图(Ave 表示每个周期 T 对应的平均相速度)

Fig. 5 Maps of Rayleigh surface wave phase velocity at different periods in the central North China Craton

The average phase velocity Ave for each period T is shown in the lower right corner

播方向存在弯曲，更符合真实情况，能够得到更可靠的面波相速度模型 (Lin et al., 2009)。但该方法对台阵要求较高，需要台阵分布相对密集且均匀，本研究使用的台阵满足这一条件。

分别利用背景噪声互相关和地震面波计算得到不同周期的瑞雷面波频散后，将基于两种数据集计算的频散曲线进行拼接。考

虑到背景噪声成像可以获得可靠的较短周

期的相速度而地震面波成像可以获得可靠的较长周期的相速度，经过对两种数据集获得的

频散曲线的观察和测试，我们选取了 6—15 s 周期的基于背景噪声互相关计算的相速度和

30—140 s 周期的基于地震事件程函成像的相速度作为各周期对应的相速度值。对于 20 s 和

25 s 的重叠周期，参考 Fadel 等 (2020) 的方法采用了 3:7 的比例进行加权平均，即在 20 s，使

用 0.7 权重的背景噪声互相关计算结果和 0.3 权重的地震事件程函成像计算结果的和，而在

25 s，使用 0.3 权重的背景噪声互相关计算结果和 0.7 权重的地震事件程函成像计算结果的

和。最终得到了研究区域 6—140 s 的二维瑞雷面波相速度模型用于进行 S 波速度模型的反演。

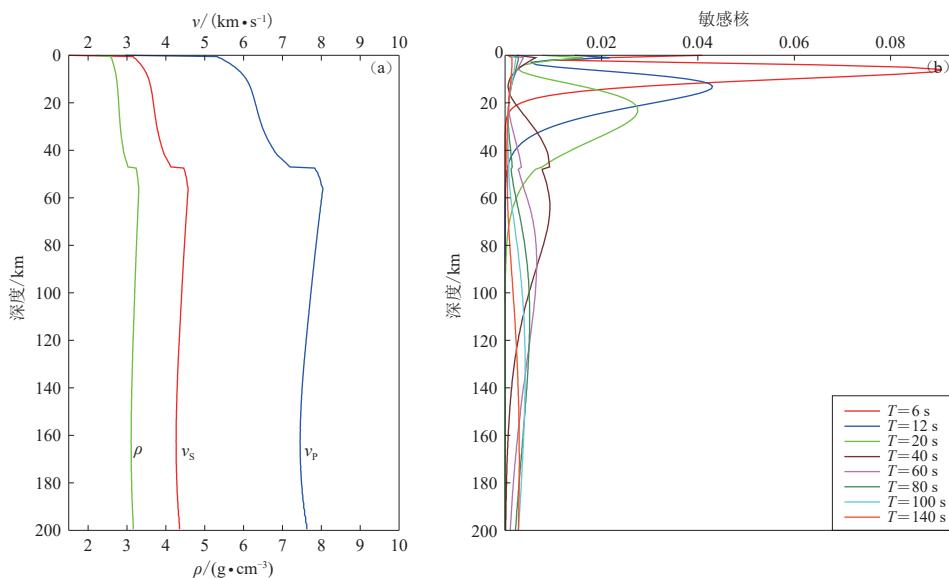


图 6 一维参考模型(a)和不同周期的瑞雷面波相速度对于 S 波速度的敏感核曲线(b)

Fig. 6 1-D reference model (a) and sensitive kernel curves of the Rayleigh wave phase velocity at different periods relative to the S wave velocity (b)

对于 S 波速度的敏感核曲线。结果显示，在短周期(6—12 s)相速度分布主要与地表地质构造相关，在河套裂谷、山西裂谷、渭河裂谷以及华北盆地和鄂尔多斯盆地局部表现出低速特征，而阴山造山带、吕梁造山带、太行造山带表现出高速特征；20 s 周期的相速度主要对应中下地壳结构，较为明显的速度异常是在大同火山群区域的低速，向西与河套裂谷下方的低速相连，向南扩散至山西裂谷北段；40 s 周期的相速度主要与上地幔顶部的速度结构相关，大同火山群区域表现出更加显著的低速特征，低速范围也有所扩大，低速的中心偏移至大同火山群西侧，另外太行山与华北盆地的交界线以及太行山南端也出现了带状低速；60 s 以上周期的相速度主要与上地幔结构相关，表现出较为相似的速度分布，而大同火山群区域低速中心随深度增加延伸至华北盆地下方，可能显示了大同火山群岩浆活动的深部来源。

1.3 一维 S 波速度联合反演

本文使用 Li 等(2019)发展的基于马尔科夫链蒙特卡罗(Markov chain Monte Carlo, 缩写为 MCMC)随机采样的非线性反演方法对背景噪声和地震面波计算的瑞雷面波相速度进行联合反演，获取每个网格点的一维 S 波速度模型，并据此整合成研究区域内 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 网格的三维 S 波速度模型。MCMC 反演方法主要通过抽取收敛于贝叶斯后验概率分布的随机样本，对抽取的样本进行统计，从而获得后验分布的一些性质。近些年该方法在地球物理反演中得到了广泛应用，其原理也得到了详细的阐述(Bodin *et al.*, 2012; Afonso *et al.*, 2013; Shen *et al.*, 2013)，在此不作赘述。

对于每个网格点，利用背景噪声和地震事件得到的相速度频散联合反演 S 波速度。我们将一维初始速度模型设置为三层，包括低速沉积层，地壳和上地幔，每一层的厚度都随 S 波速度一起反演。其中沉积层由 4 个参数约束，包括顶部和底部的 S 波速度、沉积层厚度和沉积层中的波速比；地壳和上地幔的 S 波速度各由 4 个三次 B 样条参数约束，地壳厚度由莫霍

面深度约束。因此总共设置了可在固定范围内扰动的 13 个独立参数用于反演一维 S 波速度。本文参考 Crust1.0 全球模型(Laske *et al.*, 2013)来设置沉积层的初始厚度扰动范围。莫霍面的初始深度来源于 Wang 等(2017)基于接收函数的结果，并允许其在±5 km 范围内扰动。本文采用 PREM 模型(Dziewonski, Anderson, 1981)作为地壳和地幔的初始 S 波速度，其扰动范围设置为±20%。参照 Li 等(2019)的方法，利用马尔可夫链蒙特卡罗抽样算法在模型空间搜索采样并求解反演问题，对于每个网格点，进行十万次优化采样，利用马尔可夫链中最终被接受的 4 000 个模型来估计后验概率密度分布，并采用其均值作为每个网格点最终的一维 S 波速度。图 7 展示了其中三个网格点的一维 S 波速度模型反演结果，其位置以蓝色圆点标注在图 1 中。三个网格点下方的一维 S 波速度模型表现出不同的特征，其中：网格点 1 (38°N, 109.5°E)(图 7a, 7d)位于鄂尔多斯盆地，在上地幔整体表现出高速特征；网格点 2

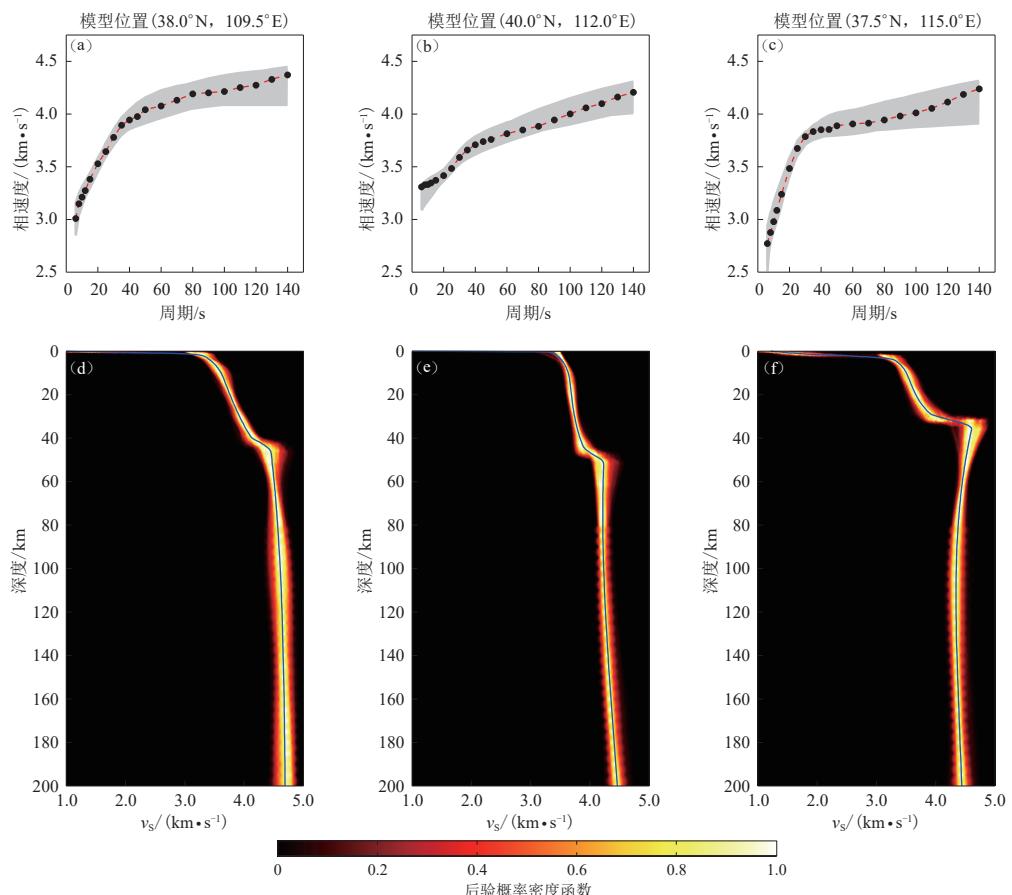


图 7 一维 S 波速度模型反演举例，其位置在图 1 中以蓝色圆点表示

(a–c) 瑞雷波相速度频散；(d–f) 一维 S 波速度模型。黑色圆点代表观测的频散曲线，灰色线条代表计算的频散曲线，蓝色曲线代表最终的平均 S 波速度模型

Fig. 7 Examples of 1-D S-wave velocity model inversion. Their positions are represented by blue dots in Fig. 1

(a–c) Rayleigh wave phase velocity dispersions; (d–f) 1-D S wave velocity models. The black dots represent the observed dispersion curves, and the gray lines represent the calculated dispersion curves, the blue curve represents the final average S-wave velocity model

($40^{\circ}\text{N}, 112^{\circ}\text{E}$) (图 7b, 7e) 位于大同火山群西侧, 表现出相对较深的莫霍面和较低的上地幔速度; 网格点 3 ($37.5^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E}$) (图 7c, 7f) 位于华北盆地, 表现出较薄的地壳和相对低速的岩石圈结构.

2 结果与分析

计算得到每个网格点的一维 S 波速度模型后, 将其整合成研究区域 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 网格的三维 S 波速度模型, 图 8 展示了不同深度的 S 波速度异常结果, 各个深度的平均 S 波速度标注在右下角. 可以观察到, 在不同深度 S 波速度都表现出比较明显的横向不均匀性.

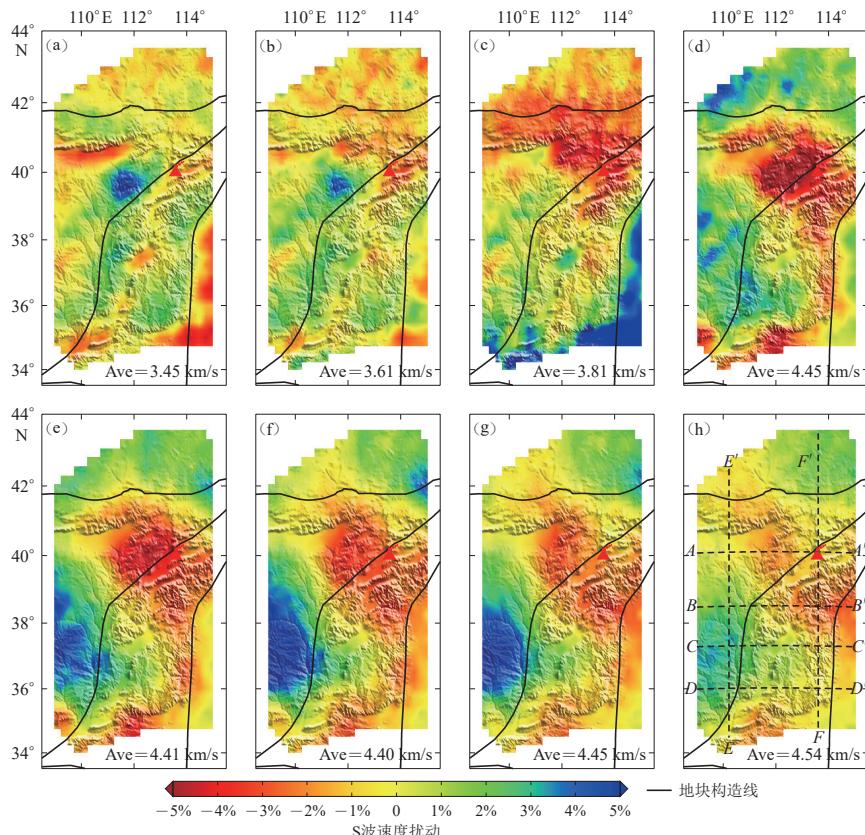


图 8 华北克拉通中部不同深度的 S 波速度水平切片(图中 Ave 表示每个深度 h 对应的 S 波平均速度)

Fig. 8 Horizontal slices of S-wave velocities at different depths in the central North China Craton. The average S wave velocity Ave of each depth is shown in the lower right corner

(a) $h=5\text{ km}$; (b) $h=15\text{ km}$; (c) $h=30\text{ km}$; (d) $h=50\text{ km}$; (e) $h=70\text{ km}$; (f) $h=100\text{ km}$; (g) $h=140\text{ km}$; (h) $h=200\text{ km}$

在地壳深度范围内, 5 km 的 S 波速度切片(图 8a)展示了上地壳速度结构, 主要与地表地质构造有关. 在该深度处, 研究区域内的裂谷带和盆地都表现为低速, 包括山西裂谷, 渭河裂谷, 河套裂谷和华北盆地, 太原盆地以及鄂尔多斯盆地等, 推测是与这些区域浅部覆盖的新生代沉积层有关. 而山脉区域的 S 波都表现为高速特征, 包括阴山山脉, 吕梁山脉和太行山脉, 与这些区域结晶基底的出露相对应. 本文模型与地表地质构造表现出很好的相关性,

证明了结果的可靠性。

15 km 深度处的 S 波速度切片(图 8b)大致对应中地壳的速度结构, 其中, 一个较为显著的低速区主要集中于大同火山群附近, 向西延伸至河套裂谷东部, 向北扩散至阴山—燕山造山带, 覆盖了整个山西裂谷的北段, 主要与位于山西裂谷北端的大同火山群的岩浆活动有关。另外, 华北盆地也表现为低速异常, 可能与新生代以来地壳活化有关(Tang *et al.*, 2013)。渭河裂谷表现为低速异常, 反映了裂谷作用导致的较弱的地壳。鄂尔多斯盆地和吕梁、太行造山带整体表现为高速, 反映了这些区域较为稳定的地壳结构。

30 km 深度处的 S 波速度切片(图 8c)主要反映了下地壳结构, 相较于中上地壳, 大同火山群附近的低速异常明显增强, 且范围增大, 低速异常蔓延至整个阴山—燕山造山带, 可能代表了在下地壳中岩浆的侵入范围, 大同火山群附近区域的下地壳被上涌的地幔热物质侵入加热, 表现出大范围的显著低速区域。华北盆地, 渭河裂谷, 太原盆地转变为高速异常, 可能表示这些区域在该深度已经接近或到达上地幔顶部, 代表这些区域有着较薄的地壳厚度。鄂尔多斯盆地整体依旧表现为高速, 证明其下地壳未遭受破坏, 依然保持稳定。

50 km 深度处的 S 波速度切片(图 8d)主要反映了上地幔顶部的结构, 大同火山群附近的低速异常相较于地壳中有所增强, 但范围缩小, 低速区的中心向西偏移至鄂尔多斯盆地的东北角以下, 与阴山、河套裂谷处的低速异常相连, 可能预示了地幔热物质在上地幔顶部的上涌通道。太行造山带和华北盆地的交界线, 对应了南北重力梯度线, 在沿线附近表现出南北走向的低速带, 且与太行山南端的低速异常相连接。鄂尔多斯盆地方依然表现为稳定的高速, 与山西裂谷南段的高速相连。

70, 100, 140, 200 km 深度处的 S 波速度切片(图 8e–h)表现出大致相同的分布特征, 反映了上地幔中的速度结构。可以观察到, 随着深度的增加, 低速区的分布位置基本保持不变, 即主要集中于大同火山群附近、沿南北重力梯度带以及中部造山带南端, 而低速异常的幅度和范围逐渐减小。值得注意的是, 在 200 km 深度, 大同火山群东南方向的华北盆地表现出相对较强的低速异常, 可能显示了大同火山群下方岩浆活动的深部来源。另外, 鄂尔多斯盆地和山西裂谷南段下方则继续表现出较强的高速异常。

3 讨论

3.1 地壳结构

因为本研究利用了背景噪声成像得到的短周期面波速度进行联合反演, 所以本文 S 波速度模型在浅部也有着较高的分辨率。上地壳的速度异常分布主要与地表的构造和地形有关, 华北盆地、河套裂谷、渭河裂谷、太原盆地以及鄂尔多斯盆地北缘等区域的低速异常可能与浅部的新生代沉积层有关(Zhang *et al.*, 1998)。其中, 华北盆地、河套裂谷的低速异常尤为显著, 可能代表这些区域的沉积层相对较厚。上地壳中, 山西裂谷整体表现为低速特征, NNE–SSW 向的低速带与山西裂谷的位置走向相对应, 证明我们的模型与地表构造比较吻合。李自红等(2014)基于地震反射剖面结果认为山西裂谷南段的临汾盆地是一个受拉张的纯剪切盆地, 而 Yin 等(2017)基于大地电磁剖面的研究结果则支持简单剪切模型。在本研究中, 从东西向的剖面 CC' 和 DD' (图 9c, 9d)可以观察到, 在中下地壳, 山西裂谷南段的低速异常随深度增加逐渐向东倾斜至太行造山带下方, 东向倾斜的低速带可能显示了裂谷在地壳内的破裂面。因此, 我们的结果为山西裂谷南段属于简单剪切变形模式(Yin *et al.*, 2017)提

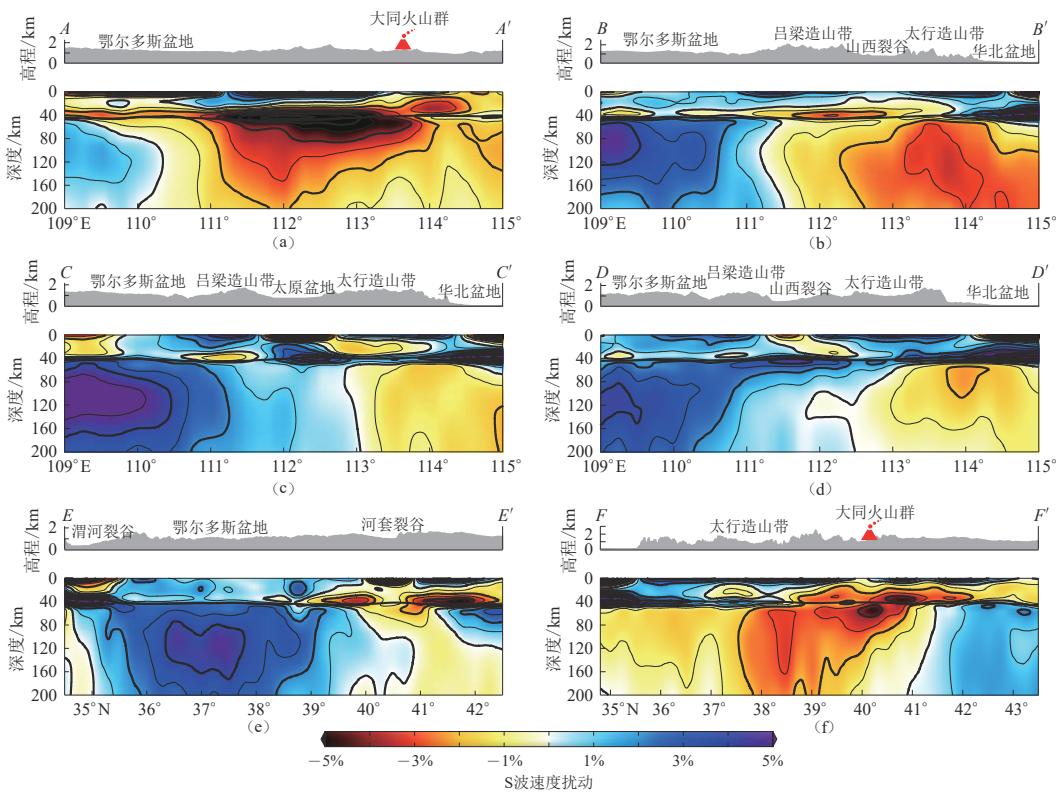


图 9 S 波速度模型垂直剖面, 其位置以黑色虚线标注在图 8h 中, 图中黑色粗实线代表莫霍面深度

Fig. 9 Vertical sections of the S-wave velocity model, the positions of which are marked with black dotted lines in Fig. 8h, the thick black lines denote the Moho depth

供了证据。经过阴山造山带和鄂尔多斯盆地的南北走向剖面 EE' (图 9e) 显示, 河套裂谷下地壳附近存在显著的低速, 并向北倾斜延伸至上地幔中, 可能代表了深部上涌的地幔热物质侵入了下地壳, 造成河套裂谷下方大范围的低速, 并导致了岩石圈的改造和减薄, 这与陈凌等 (2010a) 研究观察到的该区域较薄的岩石圈厚度相符合。

3.2 岩石圈结构

本文的岩石圈模型中, 最为显著的 S 波速度特征就是在上地幔中华北克拉通中部造山带南北两端的大范围低速异常区域以及连接两者的太行造山带东侧的低速异常带。其中, 北段的低速异常一般认为与大同火山群的岩浆活动有关, 地幔上涌的热物质形成了第四纪火山的喷发 (Tang *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2018)。Xu 等 (2005) 基于第四纪大同火山群碱性玄武岩成分分析表明该处岩石圈发生了减薄, 这与本文岩石圈模型在该区域下地壳及上地幔表现为大尺度的低速异常相对应, 证明大同火山群区域的岩石圈已经被上涌的岩浆侵蚀发生了改造和减薄。同时本文的岩石圈速度模型显示该低速异常区域扩散至阴山造山带以及河套裂谷下方, 可能代表这些区域的岩石圈也遭受到了不同程度的改造和减薄 (Huang *et al.*, 2009; Tang *et al.*, 2013; Dong *et al.*, 2014)。

中部造山带南端的低速异常代表其南部可能也遭受了岩石圈改造和减薄, 但本文的模型显示其低速异常相对北段较弱 (图 8e-g), 可能代表了南部的改造程度相对较低, 岩石圈相

对较厚, 这与 Tang 等(2013)的研究结果一致。另外, 该低速区在前人的地震成像研究中也被观察到(Bao *et al.*, 2013; Jiang *et al.*, 2013; Guo, Chen, 2017), 但在细节上存在差异。Guo 和 Chen (2017)基于背景噪声和接收函数得到的模型显示该低速体在约 70 km 和大于 100 km 深度侵入了鄂尔多斯盆地下方, 提出鄂尔多斯盆地东南部下方的岩石圈地幔存在局部改造; 而 Bao 等(2013)基于背景噪声成像的结果在鄂尔多斯盆地东南部未发现显著的低速区域, 认为鄂尔多斯盆地整体保持稳定。在本文的高分辨率模型中, 鄂尔多斯盆地东南部下方的岩石圈地幔 50—100 km 深度处观察到局部的低速体(图 8d-f), 可能代表了局部的岩石圈改造, 因此本文的结果支持鄂尔多斯盆地东南部岩石圈存在局部改造的结论。

另外, 沿着太行造山带与华北盆地交界线的大范围低速带与南北重力梯度线的位置相对应, 可能代表着华北克拉通中部造山带的岩石圈东侧已经被改造, 这与梯度线以东较薄的地壳和岩石圈相对应(陈凌等, 2010b)。由西向东的 S 波速度递减可能代表了中部造山带的岩石圈厚度由西向东逐渐减薄, 这与基于接收函数的结果一致(Chen *et al.*, 2009), 这种由西向东逐渐增强的岩石圈破坏可能与太平洋板块的西向俯冲有关(Huang, Zhao, 2006)。值得注意的是, 中部造山带的中南段在上地幔中(50—140 km)表现出与鄂尔多斯盆地东南部相连的高速异常(图 8d-g), 表明该区域的岩石圈可能未遭受严重破坏, 整体保持相对稳定。地质年代学研究表明, 华北克拉通东、西地块在约 1.85 Ga 前发生碰撞并最终导致华北克拉通的融合, 同时形成了中部造山带(Zhao *et al.*, 2005)。在本文的岩石圈模型中, 中部造山带岩石圈不同位置的改造差异可能与华北克拉通复杂的构造演化活动和地幔深部的流体运动以及这些区域早期本身的不均一性有关(朱日祥等, 2011)。本文的模型还显示出, 在上地幔中, 华北克拉通中部造山带南北两端的低速异常通过沿南北重力梯度线分布的低速带相连, 且延伸至华北盆地下方, 可能代表造成中部造山带南北两端的岩石圈改造减薄的机制相同, 即华北盆地下方的地幔上涌的热物质侵入太行造山带下的岩石圈地幔并流向中部造山带南北两端, 造成局部的岩石圈的改造减薄作用, 这与朱日祥和郑天渝(2009)提出的该区域的岩石圈破坏以岩浆底侵或热侵蚀作用为主相符合。Huang 和 Zhao(2006)基于体波成像的结果显示, 西向俯冲的太平洋板块前缘停滞在南北重力梯度线东侧, 与本研究观察到的上述低速带位置相对应。而前人的研究表明, 停滞的太平洋俯冲板块的脱水会导致上地幔软流圈热物质上涌, 从而造成 S 波低速异常(Fukao *et al.*, 1992; Zhao, 2004; Lei, Zhao, 2006)。因此, 我们推测中部造山带上地幔中的低速体可能来源于停滞的太平洋俯冲板块脱水作用, 也就是说, 中部造山带岩石圈的改造减薄主要与太平洋板块的西向俯冲有关, 这与朱日祥等(2012)提出的太平洋板块俯冲是华北克拉通破坏的主要动力因素相符合。

鄂尔多斯盆地下方除东南缘局部区域外, 整体表现为持续的高速特征直至 200 km 以下(图 8, 9), 证明其岩石圈厚度可能达到了 200 km 以上, 整体保持了克拉通的属性。这与前人的面波成像结果显示鄂尔多斯盆地下方较薄的岩石圈存在差异(Huang *et al.*, 2009; Tang *et al.*, 2013), 与基于接收函数和体波成像的研究结果相符合(Huang, Zhao, 2006; Chen *et al.*, 2009)。因此本文的高分辨率 S 波速度模型倾向于支持位于华北克拉通腹地的鄂尔多斯盆地岩石圈整体未受到破坏减薄, 保留了克拉通特性, 与陈凌等(2010a)的研究结果相符。

3.3 大同火山群岩浆活动

在本研究得到的岩石圈速度模型中, 大同火山群附近区域的显著低速特征由中下地壳一直延伸至上地幔中, 其在深度上连续的分布可能显示了上地幔热物质由下而上的上涌通

道和侵入范围。图 8 的水平切片显示, 随着深度增加, 大同火山群下方的低速区域在下地壳与上地幔顶部呈现向西偏移的特征, 前人也观察到类似的特征(Tang *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2018; Ai *et al.*, 2019)。在 50 km 深度, 低速异常最强且范围集中于鄂尔多斯盆地东北角下方, 可能显示了地幔热物质在上地幔顶部的侵入位置。基于接收函数的研究观察到该区域较深的莫霍面可能与岩浆的板底作用导致的地壳增厚有关(Xu *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2017)。岩浆从该位置侵入地壳且向周围扩散, 将该区域附近的下地壳加热甚至可能导致部分熔融, 造成了鄂尔多斯盆地东北角下方大范围的低速区域。而在地壳内继续上涌的过程中受到鄂尔多斯盆地东北角的上地壳阻挡, 发生东向流动, 随后上升至大同火山群区域正下方, 形成了大同火山群的岩浆活动。

在上地幔中, 该低速体的范围随深度的增加而逐渐扩大, 但中心位置不再向西偏移, 而是垂直向下延伸。在 200 km 深度左右大同火山群下方的低速异常逐渐减弱, 而在其东南方向的华北盆地观测到相对较强的低速异常(图 8h)。图 9a 中沿东西向的 AA' 剖面能够更加直观地观察到该低速体在垂向上的分布变化, 剖面显示该低速体位于大同火山群西侧的鄂尔多斯盆地东北角下方, 沿垂向一直延伸至约 170 km 深度, 然而在更深处低速异常却逐渐减弱, 可能表明该低速体不是来源于垂直向下的更深处, 而是来源于其它方向的水平流动。另一条沿南北走向穿过大同火山群的 FF' 剖面显示, 随着深度的增加, 大同火山群下方的低速体逐渐向南延伸至约 38°N—39°N 之间, 连续的低速异常到达 200 km 以下(图 9f)。而穿过该低速区域的东西走向的剖面 BB' 显示, 随深度的增加, 该低速体向东延伸到华北盆地 200 km 以下(图 9b), 可能显示了大同火山群岩浆的深部来源。

综合以上分析, 我们推测由华北盆地下方地幔中上升的热物质沿西北方向上涌至中部造山带北段西侧的鄂尔多斯盆地东北角下方, 在该处侵入地壳后在继续上升过程中受到该区域上地壳阻挡, 发生东向流动, 最终到达大同火山群下方, 为大同火山群的岩浆活动提供热物质来源。因此, 本文的研究结果不支持 Li 等(2018)提出的大同火山群岩浆来源于青藏高原东北缘的地幔流, 而更倾向于支持大同火山群岩浆来源于华北盆地下方的上地幔。考虑到目前没有在大同火山群区域发现明确的地球化学方面的证据支持该区域在新生代存在地幔柱活动(Menzies *et al.*, 2007), 而深部的俯冲板块脱水作用会造成大规模的软流圈热物质上涌(Fukao *et al.*, 1992; Zhao, 2004; Huang, Zhao, 2006), 从而为大同火山岩浆活动提供热物质来源。因此, 基于本研究所得到的 S 波速度模型, 推测大同火山群的岩浆活动深部来源可能与西向俯冲的太平洋停滞板块有关。

4 结论

基于 ChinArray 三期一阶段密集台阵观测数据, 利用背景噪声和地震面波层析成像联合反演了华北克拉通中部造山带及其邻近区域地幔岩石圈的高分辨率三维 S 波速度模型。本文的速度模型为研究华北克拉通破坏减薄机制和横向的破坏改造程度差异以及大同火山群岩浆活动在地壳内的上涌通道和深部来源提供了新的证据。结果显示, 华北克拉通不同地块的岩石圈结构存在很强的横向变化, 鄂尔多斯盆地腹地下方除东南缘存在小范围的局部改造外, 整体保留了稳定的克拉通属性, 北缘的河套裂谷区域存在自下而上的岩石圈改造减薄作用。东部的华北盆地岩石圈被强烈破坏减薄, 显示出较薄的低速地壳; 中部造山带南北两端以及沿南北重力梯度线的岩石圈也被不同程度地改造减薄, 其中北端大同火山群下方的岩

石圈改造最为强烈，南端的改造程度相对较弱；而南北两端的低速体通过南北重力梯度线下方的低速带相连并延伸至华北盆地地幔深处，可能代表了相同的改造减薄机制，即华北盆地下方地幔上涌的热物质侵入太行造山带下的岩石圈地幔并流向中部造山带南北两端，造成岩石圈局部的改造减薄作用，地幔热物质的深部来源可能与太平洋板块的西向俯冲有关；大同火山群的岩浆活动可能来源于华北盆地下方的地幔热物质沿西北方向上涌，在鄂尔多斯东北角下方侵入地壳，在地壳内上升过程中受到上地壳阻挡发生东向流动，到达大同火山群下方。因此，本文的结果倾向于支持大同火山群的岩浆活动在深部可能来源于西向俯冲的太平洋停滞板块的脱水作用。

中国地震局地球物理研究所“中国地震科学探测台阵数据中心”为本研究提供了地震波形数据，作者在此表示感谢。

参 考 文 献

- 陈凌, 程骋, 危自根. 2010a. 华北克拉通边界带区域深部结构的特征差异性及其构造意义 [J]. 地球科学进展, **25**(6): 571–581.
- Chen L, Cheng C, Wei Z G. 2010a. Contrasting structural features at different boundary areas of the North China Craton and its tectonic implications[J]. *Advances in Earth Science*, **25**(6): 571–581 (in Chinese).
- 陈凌, 危自根, 程骋. 2010b. 从华北克拉通中、西部结构的区域差异性探讨克拉通破坏 [J]. 地学前缘, **17**(1): 212–228.
- Chen L, Wei Z G, Cheng C. 2010b. Significant structural variations in the central and western North China Craton and its implications for the craton destruction[J]. *Earth Science Frontiers*, **17**(1): 212–228 (in Chinese).
- 陈文寄, 李大明, 戴潼漠. 1992. 大同第四纪玄武岩的K-Ar年龄及过剩氩 [M]// 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社: 81–92.
- Chen W J, Li D M, Dai T M. 1992. The K-Ar age and excess Ar of Quaternary basalt in Datong [M]// *The Age and Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rock in China*. Beijing: Seismology Press: 81–92 (in Chinese).
- 李自红, 刘保金, 袁洪克, 鄢少英, 陈文, 李稳, 寇昆朋. 2014. 临汾盆地地壳精细结构和构造: 地震反射剖面结果 [J]. *地球物理学报*, **57**(5): 1487–1497.
- Li Z H, Liu B J, Yuan H K, Feng S Y, Chen W, Li W, Kou K P. 2014. Fine crustal structure and tectonics of Linfen basin: From the results of seismic reflection profile[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **57**(5): 1487–1497 (in Chinese).
- 汪洋, 程素华. 2011. 中国东部岩石圈热状态与流变学强度特征 [J]. *大地构造与成矿学*, **35**(1): 12–23.
- Wang Y, Cheng S H. 2011. Thermal state and rheological strength of the lithosphere beneath the eastern China[J]. *Geotectonica et Metallogenesis*, **35**(1): 12–23 (in Chinese).
- 中国地震科学探测台阵数据中心. 2011. 中国地震科学探测台阵波形数据: 喜马拉雅计划 [DB/OL]. [2020-06-12]. <http://www.chinarraydmc.cn/map/station/distribution>.
- China Seismic Array Data Management Center. 2011. China Seismic Array waveform data of Himalaya project[DB/OL]. [2020-06-12]. <http://www.chinarraydmc.cn/map/station/distribution> (in Chinese).
- 钟世军, 吴建平, 房立华, 王未来, 范莉萍, 王怀富. 2017. 青藏高原东北缘及周边地区基于程函方程的面波层析成像 [J]. *地球物理学报*, **60**(6): 2304–2314.
- Zhong S J, Wu J P, Fang L H, Wang W L, Fan L P, Wang H F. 2017. Surface wave Eikonal tomography in and around the northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **60**(6): 2304–2314 (in Chinese).
- 朱日祥, 郑天渝. 2009. 华北克拉通破坏机制与古元古代板块构造体系 [J]. 科学通报, **54**(14): 1950–1961.
- Zhu R X, Zheng T Y. 2009. Destruction geodynamics of the North China Craton and its Paleoproterozoic plate tectonics[J]. *Chinese Science Bulletin*, **54**(19): 3354–3366.
- 朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制 [J]. 中国科学: 地球科学, **41**(5): 583–592.
- Zhu R X, Chen L, Wu F Y, Liu J L. 2011. Timing, scale and mechanism of the destruction of the North China Craton[J]. *Science China Earth Sciences*, **54**(6): 789–797.

- 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天渝. 2012. 华北克拉通破坏[J]. 中国科学: 地球科学, **42**(8): 1135–1159.
- Zhu R X, Xu Y G, Zhu G, Zhang H F, Xia Q K, Zheng T Y. 2012. Destruction of the North China Craton[J]. *Science China Earth Sciences*, **55**(10): 1565–1587.
- Afonso J C, Fullea J, Griffin W L, Yang Y, Jones A G, Connolly J A D, O'Reilly S Y. 2013. 3-D multiobservable probabilistic inversion for the compositional and thermal structure of the lithosphere and upper mantle. I: A priori petrological information and geophysical observables[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **118**(5): 2586–2617.
- Ai S X, Zheng Y, He L P, Song M Q. 2019. Joint inversion of ambient noise and earthquake data in the Trans-North China Orogen: On-going lithospheric modification and its impact on the Cenozoic continental rifting[J]. *Tectonophysics*, **763**: 73–85.
- An M J, Shi Y L. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent[J]. *Phys Earth Planet Inter.*, **159**(3/4): 257–266.
- Bao X W, Song X D, Xu M J, Wang L S, Sun X X, Mi N, Yu D Y, Li H. 2013. Crust and upper mantle structure of the North China Craton and the NE Tibetan Plateau and its tectonic implications[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **369/370**: 129–137.
- Barmin M P, Ritzwoller M H, Levshin A L. 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography[J]. *Pure Appl Geophys*, **158**(8): 1351–1375.
- Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, Levshin A L, Lin F, Moschetti M P, Shapiro N M, Yang Y. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements[J]. *Geophys J Int*, **169**(3): 1239–1260.
- Bodin T, Sambridge M, Tkalcic H, Arroucau P, Gallagher K, Rawlinson N. 2012. Transdimensional inversion of receiver functions and surface wave dispersion[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **117**(B2): B02301.
- Chen L, Cheng C, Wei Z G. 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **286**(1/2): 171–183.
- Chen L. 2010. Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications[J]. *Lithos*, **120**(1/2): 96–115.
- Dong H, Wei W B, Ye G F, Jin S, Jones A G, Jing J N, Zhang L T, Xie C L, Zhang F, Wang H. 2014. Three-dimensional electrical structure of the crust and upper mantle in Ordos block and adjacent area: Evidence of regional lithospheric modification[J]. *Geochem Geophys Geosyst*, **15**(6): 2414–2425.
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model[J]. *Phys Earth Planet Inter.*, **25**(4): 297–356.
- Fadel I, Paulssen H, van der Meijde M, Kwadiba M, Ntibinyane O, Nyblade A, Durrheim R. 2020. Crustal and upper mantle shear wave velocity structure of Botswana: The 3 April 2017 central Botswana earthquake linked to the East African Rift System[J]. *Geophys Res Lett*, **47**(4): e2019GL085598.
- Fan W M, Zhang H F, Baker J, Jarvis K E, Mason P R D, Menzies M A. 2000. On and off the North China Craton: Where is the Archaean keel?[J]. *J Petrol*, **41**(7): 933–950.
- Fukao Y, Obayashi M, Inoue H, Nenbai M. 1992. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **97**(B4): 4809–4822.
- Goes S, Govers R, Vacher P. 2000. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **105**(B5): 11153–11169.
- Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, Ryan C G. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton[G]//*Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. Washington D C: American Geophysical Union, **27**: 107–126.
- Guo Z, Chen Y J. 2017. Mountain building at northeastern boundary of Tibetan Plateau and craton reworking at Ordos block from joint inversion of ambient noise tomography and receiver functions[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **463**: 232–242.
- Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **111**(B9): B09305.
- Huang Z X, Li H Y, Zheng Y J, Peng Y J. 2009. The lithosphere of North China Craton from surface wave tomography[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **288**(1/2): 164–173.
- Jiang M M, Ai Y S, Chen L, Yang Y J. 2013. Local modification of the lithosphere beneath the central and western North China Craton: 3-D constraints from Rayleigh wave tomography[J]. *Gondwana Res*, **24**(3/4): 849–864.

- Jin G, Gaherty J B. 2015. Surface wave phase-velocity tomography based on multichannel cross-correlation[J]. *Geophys J Int*, **201**(3): 1383–1398.
- Laske G, Masters G, Ma Z T, Pasyanos M. 2013. Update on CRUST1.0: A 1-degree global model of Earth's crust[C]//EGU General Assembly Conference Abstracts. Vienna, Austria: EGU: 2658.
- Lei J S, Zhao D P. 2006. Global P-wave tomography: On the effect of various mantle and core phases[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **154**(1): 44–69.
- Lei J S. 2012. Upper-mantle tomography and dynamics beneath the North China Craton[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **117**(B6): B06313.
- Levshin A L, Ritzwoller M H. 2001. Automated detection, extraction, and measurement of regional surface waves[J]. *Pure Appl Geophys*, **158**(8): 1531–1545.
- Li G L, Niu F L, Yang Y J, Xie J. 2018. An investigation of time-frequency domain phase-weighted stacking and its application to phase-velocity extraction from ambient noise's empirical Green's functions[J]. *Geophys J Int*, **212**(2): 1143–1156.
- Li G L, Niu F L, Yang Y J, Tao K. 2019. Joint inversion of Rayleigh wave phase velocity, particle motion, and teleseismic body wave data for sedimentary structures[J]. *Geophys Res Lett*, **46**(12): 6469–6478.
- Li S L, Guo Z, Chen Y J, Yang Y J, Huang Q H. 2018. Lithospheric structure of the Northern Ordos from ambient noise and teleseismic surface wave tomography[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **123**(8): 6940–6957.
- Lin F C, Ritzwoller M H, Snieder R. 2009. Eikonal tomography: Surface wave tomography by phase front tracking across a regional broad-band seismic array[J]. *Geophys J Int*, **177**(3): 1091–1110.
- Menzies M A, Fan W M, Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean Craton, China[J]. *Geol Soc Lond Spec Publ*, **76**(1): 71–81.
- Menzies M, Xu Y G, Zhang H F, Fan W M. 2007. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton[J]. *Lithos*, **96**(1/2): 1–21.
- Shen W S, Ritzwoller M H, Schulte-Pelkum V, Lin F C. 2013. Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: A Bayesian Monte-Carlo approach[J]. *Geophys J Int*, **192**(2): 807–836.
- Tang Y C, Chen Y J, Zhou S Y, Ning J Y, Ding Z F. 2013. Lithosphere structure and thickness beneath the North China Craton from joint inversion of ambient noise and surface wave tomography[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **118**(5): 2333–2346.
- Wang W L, Wu J P, Fang L H, Lai G J, Cai Y. 2017. Sedimentary and crustal thicknesses and Poisson's ratios for the NE Tibetan Plateau and its adjacent regions based on dense seismic arrays[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **462**: 76–85.
- Xu X W, Ma X Y. 1992. Geodynamics of the Shanxi rift system, China[J]. *Tectonophysics*, **208**(1/2/3): 325–340.
- Xu Y G, Ma J L, Frey F A, Feigenson M D, Liu J F. 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton[J]. *Chem Geol*, **224**(4): 247–271.
- Yin Y T, Jin S, Wei W B, Ye G F, Jing J E, Zhang L T, Dong H, Xie C L, Liang H D. 2017. Lithospheric rheological heterogeneity across an intraplate rift basin (Linfen Basin, North China) constrained from magnetotelluric data: Implications for seismicity and rift evolution[J]. *Tectonophysics*, **717**: 1–15.
- Zhang Y Q, Mercier J L, Vergély P. 1998. Extension in the graben systems around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of South China with respect to Gobi-Mongolia[J]. *Tectonophysics*, **285**(1/2): 41–75.
- Zhao D P. 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: Insight into deep Earth dynamics[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **146**(1/2): 3–34.
- Zhao G C, Sun M, Wilde S A, Li S Z. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited[J]. *Precambrian Res*, **136**(2): 177–202.
- Zhu R X, Chen L, Wu F Y, Liu J L. 2011. Timing, scale and mechanism of the destruction of the North China Craton[J]. *Science China Earth Science*, **54**(6): 789–797.
- Zhu R X, Xu Y G, Zhu G, Zhang H F, Xia Q K, Zheng T Y. 2012. Destruction of the North China Craton[J]. *Science China Earth Science*, **55**(10): 1565–1587.