长江中下游成矿带高分辨地壳三维横波速度结构及其形成的深部动力学背景

罗松¹, 姚华建^{1,2*}, 李秋生³, 王伟涛⁴, 万柯松¹, 孟亚锋¹, 刘斌¹

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院地震与地球内部物理实验室, 合肥 230026;

2. 中国科学技术大学蒙城地球物理国家野外科学观测研究站, 蒙城 233500;

3. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

4. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

* 通讯作者, E-mail: hjyao@ustc.edu.cn

收稿日期: 2018-07-13; 收修改稿日期: 2019-03-30; 接受日期: 2019-04-02; 网络版发表日期: 2019-05-14

中国地质调查局国土资源调查项目(编号: DD20179354)和国家自然科学基金项目(批准号: 41790464、41674061)资助

摘要 长江中下游成矿带是我国重要的矿产资源基地, 高分辨的地壳速度模型有助于约束和理解该地区的成矿机制和地球动力学过程. 文章利用长江中下游成矿带及其周边的107个固定台和82个流动台连续背景噪声数据, 给出了长江中下游成矿带及其周边地区高分辨地壳三维横波速度模型. 首先通过计算背景噪声互相关函数提取周期为5~50s的瑞利波相速度频散数据, 然后采用面波直接反演方法反演混合路径的频散走时数据得到三维横波速度结构. 棋盘检测板实验结果表明, 三维横波速度模型的横向分辨率约为 0.5° ~ 1.0° , 纵向分辨率随着噪声的增强和深度的增加逐渐降低. 高分辨三维横波速度模型揭示: (1) 研究区下地壳-上地幔顶部存在V形高速异常带, 其中V形的西支从南向北依次穿过江汉盆地、秦岭-大别造山带和南襄盆地, 东支位于郯庐断裂带和长江断裂附近, 与郯庐断裂带近似平行, 囊括长江中下游成矿带主体区域. 西支和东支所夹的低速异常体位于秦岭-大别造山带; (2) 长江中下游成矿带中下地壳普遍存在高速异常体隆起, 尤其是在郯庐断裂带、长江断裂以及阳新-常州断裂附近异常突出, 并且高速异常体隆起的强度沿成矿带走向从西向东逐渐减弱. 下地壳-上地幔顶部的V形高速异常带和成矿带中下地壳的高速异常体隆起可能代表冷却了的燕山期底侵的上地幔侵入岩. 印支期华南板块与华北板块的相互汇聚, 以及燕山期古太平洋板块的多向漂移及其向欧亚板块的俯冲挤压和后撤拉张, 使得长江中下游成矿带区域广泛发育深大断裂系统; 冷的俯冲洋壳脱水导致上地幔岩石部分熔融, 以及温差导致强烈的上地幔物质对流, 使得幔源岩浆底侵下地壳, 然后沿广泛发育的深大断裂系统上升至地表, 与地壳物质发生同化混染和分离结晶等成岩成矿作用.

关键词 长江中下游成矿带, 背景噪声, 面波, 地壳结构, 成矿动力学

中文引用格式: 罗松, 姚华建, 李秋生, 王伟涛, 万柯松, 孟亚锋, 刘斌. 2019. 长江中下游成矿带高分辨地壳三维横波速度结构及其形成的深部动力学背景. 中国科学: 地球科学, 49: 1394–1412, doi: [10.1360/N072018-00200](https://doi.org/10.1360/N072018-00200)

英文引用格式: Luo S, Yao H, Li Q, Wang W, Wan K, Meng Y, Liu B. 2019. High-resolution 3D crustal S-wave velocity structure of the Middle-Lower Yangtze River Metallogenic Belt and implications for its deep geodynamic setting. Science China Earth Sciences, 62: 1361–1378, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9352-9>

1 引言

长江中下游成矿带位于中下扬子板块北缘, 沿长江断裂附近分布, 受西北侧郧庐断裂带与东南侧阳新-常州断裂所夹持, 以富含多种金属矿藏(铁、铜、金等)而闻名。目前在该地区已发现200余处矿床点, 主要集中于七个矿集区(周涛发等, 2012), 从西至东分别是: 鄂东南、九瑞、安庆-贵池、庐枞、铜陵、宁芜和宁镇(图1)。自早古生代以来, 长江中下游地区依次受到古亚洲构造域、滨太平洋构造域和特提斯-喜马拉雅构造域的控制和改造(黄汲清等, 1977), 期间历经多期次构造运动, 包括一系列的俯冲削减、碰撞造山、岩浆和热活动等地质过程。地壳作为直接被地质构造活动改造的对象, 忠实地记录了这些构造演化结果。深入研究长江中下游地壳三维速度结构可为该地区成岩成矿机制、矿藏预测和地球动力学过程等研究提供参考。

前人在长江中下游成矿带做过大量的构造地质、地球化学和地球物理等相关研究工作, 取得了丰硕的研究成果。这些工作和成果主要包括: 确定了成矿带中广泛分布具有富钾特征的埃达克岩(张旗等, 2001); 同位素等高精度定年方法确定了成矿带中岩浆活动的时间范围为145~127Ma(周涛发等, 2012); 对成矿带的地球动力学背景提出了包括古太平洋板块俯冲(吴福元等, 2003)、洋中脊俯冲(Ling等, 2009)、岩石圈与部分下地壳拆沉(Wang等, 2004; 邓晋福和吴宗絮, 2001; 董树文等, 2000; 侯增谦等, 2007)、超级地幔热柱(张旗等, 2009)等多个地球动力学模型; 人工源深反射地震剖面中发现成矿带下地壳普遍存在类似层状的强反射(Lü等, 2013; 梁锋等, 2014; 吕庆田等, 2004); 接收函数剖面、重力反演所得密度剖面 and 人工源深反射P波速度剖面中发现成矿带莫霍面存在上隆(Shi等, 2013; 史大年等, 2012; 徐涛等, 2014; 张永谦等, 2014); 远震P波和S波层析成像发现成矿带岩石圈地幔存在“两高一低”速度异常体(Jiang等, 2013; 江国明等, 2014; 徐晓等, 2015; 郑洪伟和李延栋, 2013); 背景噪声面波和天然地震面波成像发现成矿带上地幔存在自西向东逐渐变浅、幅值变强的低速异常体(Ouyang等, 2014); SKS/SKKS横波分裂结果发现横波速度方位各向异性与成矿带走向平行(Shi等, 2013); 径向各向异性结果发现成矿带中地壳和下地壳分别为弱负的和正的径向各向异

性特征(欧阳龙斌等, 2015); 大地电磁测深剖面在矿集区中可观测到明显的高阻异常(强建科等, 2014; 肖晓等, 2014)。

整体上, 前人的研究对长江中下游成矿带燕山中晚期存在大规模壳幔相互作用、幔源岩浆底侵和中-酸性岩浆活动等达成共识, 但是对成矿带壳幔相互作用和岩浆活动在地壳内部的可能表现形态以及可能的作用范围等问题还缺乏更高分辨率的地壳三维速度模型的支撑。主动源地震方法虽然对地壳结构的探测精度较高, 但是受经费成本限制而主要集中于线型剖面(Lü等, 2013; 梁锋等, 2014; 吕庆田等, 2014; 徐涛等, 2014)。基于远震的天然地震层析成像方法受地震波的低频特性和垂向入射特征的影响, 也很难得到成矿带地壳内部较高分辨的三维速度结构(Jiang等, 2013; 江国明等, 2014; 徐晓等, 2015; 郑洪伟和李延栋, 2013)。基于近震的天然地震层析成像方法则受制于研究区域相对较低的地震活动性(张培震等, 2003)。基于接收函数的成像方法虽然可以较好的得到研究区域壳幔尺度的界面结构(例如莫霍面), 但是其对地壳内部的绝对速度并不敏感(Ammon等, 1990), 不能有效的对壳内速度结构成像。部分研究利用噪声面波和/或远震面波得到了中国及邻区范围或者是华南范围内的三维横波速度结构, 但是通常台站密度较小, 分辨率相对较低(Li等, 2018; Luo等, 2012; Shen等, 2016; Zhou等, 2012)。少部分研究在成矿带区域增加了部分流动台从而提高了分辨率(Ouyang等, 2014; 欧阳龙斌等, 2015), 但是对成矿带邻近区域的地壳结构约束有限。

本文的研究区域范围为27°N~33°N、111°E~121°E(图1), 囊括长江中下游成矿带和其周边主要区域。研究区域内主要的地质单元体包括: 晋宁运动时期华夏陆块沿江山-绍兴缝合带与扬子陆块碰撞所形成的江南造山带(王孝磊等, 2017); 印支运动时期华南板块、华北板块和秦岭-大别微板块沿襄樊-广济断裂、信阳-舒城断裂和郧庐断裂带碰撞挤压所形成的秦岭-大别造山带(张国伟等, 2013); 晚中生代以来拉张环境下所形成的江汉盆地、南襄盆地、合肥盆地和苏北盆地等(Ren等, 2002)。得益于中国地质科学院、北京大学和南京大学在长江中下游及周边地区的流动地震台观测, 我们利用了这些流动地震台和研究区域内中国地震局的固定台。宽频地震台总数共计189个, 其中: 固定台107个, 时间范围从2011年到2014年(Zheng

图1 研究区位置及地震台站分布

(a) 研究区位置及周边板块构造格架。其中红色粗实线为板块边界, 红色细实线为中国大陆主要的断裂系统, 黑色矩形区域为本文研究区。周边板块主要包括: 太平洋板块、菲律宾板块、印度板块、华南、华北、东北、青藏高原和塔里木块体。(b) 研究区地震台站分布和主要地质单元。其中, 灰色实线所包围区域为主要研究区域范围, 黑色三角形为固定台(107个), 蓝色三角形为流动台(82个), 红色粗实线为研究区域主要断裂带或块体边界, 红色细实线为研究区域所分布的断裂系统。研究区主要地质单元包括: 江汉盆地(JHB)、合肥盆地(HFB)、苏北盆地(SBB)、南钒盆地(NXB)、信阳-舒城断裂(XSF)、襄樊-广济断裂(XGF)、郟庐断裂(TLF)、长江断裂(CJF)、阳新-常州断裂(YCF)、江山-绍兴缝合带(JSS)、秦岭-大别造山带、江南造山带等。长江中下游多金属成矿带的七大矿集区分别是: 宁镇(NZ)、宁芜(NW)、铜陵(TL)、庐枞(LZ)、安庆-贵池(AQ)、九瑞(JR)、鄂东南(ED)

等, 2010; 郑秀芬等, 2009); 流动台82个, 时间范围从2014年至2015年。固定台和流动台很好的覆盖了长江中下游成矿带及其周边区域(图1b)。

在本研究中, 我们首先采用噪声互相关方法分别计算了这些地震台之间的互相关函数, 并提取周期为5~50s瑞利面波相速度频散数据, 然后采用Fang等(2015)提出的面波直接反演方法直接反演混合路径瑞利波相速度频散数据得到研究区域高分辨地壳三维横波速度结构, 同时进行了棋盘检测板实验评价所反演

模型的分辨能力。我们最后基于反演得到的高分辨地壳三维横波速度模型, 结合研究区域中其他地球物理、地质及岩石地球化学的结果, 对长江中下游成矿带形成的可能的深部地球动力学背景进行了讨论。

2 数据资料处理

我们首先对研究区域189个地震台数据进行了整理, 主要包括对原始垂直分量地震数据的拼接、重采样(采样率为5Hz)和格式转换等过程, 最终获得每个台站每天的SAC格式的连续波形数据。然后我们对单台每天的连续波形数据进行预处理, 预处理主要包括去均值、去趋势、去仪器响应、频率域谱白化和时间域振幅归一化(Bensen等, 2007; Zhang等, 2018)。其中时间域振幅归一化分成了四个频带(5~10、10~20、20~30和30~50s)分别进行滑动振幅归一化, 然后再叠加成5~50s周期的宽频带信号(Zhang等, 2018)。预处理的主要目的在于消除仪器响应、天然地震信号和单一频率固定噪声源对互相关函数的干扰。最后我们计算所有台站对间的互相关函数, 先是计算每一天每一对台站之间的互相关函数, 之后对不同天的互相关函数归一化后进行叠加, 得到台站对之间的叠加的互相关函数。由于目前固定台和流动台的连续波形时间没有重叠, 所以我们未计算固定台和流动台相互之间的互相关函数。

图2为计算得到的固定台ANQ和流动台HN38的垂向分量分别与其他所有固定台和流动台之间的频带范围在5~50s的互相关函数示例。从图中可以观测到清晰的随着台站间距的增大时移逐渐增加的视速度约为3.0km/s的瑞利面波信号。固定台的互相关函数的信噪比整体上要高于流动台, 这与固定台叠加时间长和数据采集的环境更加优良有关。同时从图2中也可以发现固定台互相关函数在零时移附近具有较强的干扰信号, 该信号的视速度远大于面波相速度, 推测可能与远震信号或研究区域下方的噪声源有关, 它的能量所在的频带范围集中于5~10s。这一干扰信号与面波信号不存在明显干涉, 因此几乎不影响后期提取瑞利面波相速度频散。

我们对叠加后的互相关函数做希尔伯特变换转化为面波经验格林函数(Yao等, 2011), 采用基于移动时窗的图像分析法提取瑞利面波相速度频散曲线(Yao

图 2 周期为5~50s的互相关函数随台站间距的变化示例

(a) 固定台ANQ与其他所有固定台之间的互相关函数; (b) 流动台HN38与其他所有流动台之间的互相关函数. 其中红色虚线代表群速度为3km/s

等, 2006, 2011). 在提取的过程中, 我们以Shen等(2016)的全国横波速度模型所计算的台站对之间的混合路径瑞利面波相速度频散数据作为参考, 基于台站对间距、经验格林函数的信噪比和偏离参考模型程度自动的对频散曲线筛选, 只提取信噪比大于或等于5、台间距大于两倍波长、相速度测量值在参考值的8%误差范围内、相邻周期频散数据没有明显跳变的相速度频散数据. 我们再根据相似路径的频散曲线相似的原则(Zhang等, 2018), 剔除路径相似但相速度值差异比较大的数据点, 最后再剔除偏离各周期四倍标准差以外的相速度频散数据, 最终共得到5754条相速度频散曲线, 其中固定台站3729条, 流动台站2025条.

图3为所提取的瑞利波相速度频散数据和路径统计数量随周期的分布. 固定台和流动台所提频散数据的平均值基本一致, 说明所提面波频散数据比较稳定可靠(图3a). 总的射线路径数目在15s附近达到最大值, 流动台的加入主要增加了30s之前的射线路径数目(图3b), 因此可以有效提高地壳速度结构分辨率. 图4为不同周期面波在台站间的射线路径的分布情况, 各个周期的射线路径在研究区域分布比较均匀. 图5为研究区域平均速度模型(图5a)的瑞利波相速度在不同周期时对横波速度结构的敏感度随深度的变化(图5b和5c), 其中平均速度模型是通过反演研究区域的瑞利波平均相速度频散(图3中红色实线)得到. 从敏感度图中可以看出, 周期为5s的瑞利波主要对10km以上的上地壳横波速度结构敏感, 周期为20s的瑞利波敏感深度已达到15~35km, 近似于研究区域的中下地壳至上地幔顶部, 周期为35s的瑞利波敏感深度大于40km, 接近于研究区域的上地幔横波速度结构. 本文所采用的瑞利波周

期为5~50s, 敏感深度能够很好的覆盖目标深度40km以内(研究区域地壳至上地幔顶部)的横波速度结构.

3 三维横波速度结构反演

3.1 直接反演方法

我们采用了Fang等(2015)提出的直接反演方法, 直接反演混合路径瑞利波相速度频散数据得到三维横波速度结构. 直接反演方法最显著的特点在于它绕过了传统反演方法中需要构建二维的面波相速度或群速度分布图的中间过程, 直接反演混合路径面波频散走时数据得到三维横波速度结构. 传统反演方法在反演过程中一般不更新敏感核和射线路径, 这对于地壳速度结构变化较大区域可能带来较大偏差. 直接反演方法通过利用快速行进法(Rawlinson和Sambridge, 2005)对每个周期的面波频散走时数据进行射线追踪, 并随着迭代的进行更新其敏感核矩阵和不同周期的射线路径, 因此能够反演得到更准确的三维横波速度结构. 这对中上地壳尤为重要, 因为中上地壳速度结构通常变化比较剧烈(例如造山带和盆地交汇地区等).

直接反演方法中的模型参数化方法与Boschi和Ekström(2002)以及Feng和An(2010)的类似. 首先对研究区域在平面和深度上都进行节点分割, 节点所在位置的横波速度作为待反演参数, 节点处的纵波速度和密度则是通过Brocher(2005)所确定的经验关系式来与横波速度相关联, 由此把纵波速度和密度的敏感核也考虑在内. 其次在深度上节点之间插入给定层数(例如本文给定3层), 每一层的层参数(横波速度、纵波速度和密度)则是通过对深度上节点的参数进行线性插

图3 瑞利波相速度频散数据和路径统计数量随周期的分布

(a) 经筛选后所有台站对在周期为5~50s的瑞利面波相速度随周期的变化。其中黑色小圆点为所有台站所有周期的相速度频散数据, 蓝色实线、绿色实线和红色实线分别对应所有固定台台站对、所有流动台台站对和所有台站对的平均相速度。(b) 瑞利面波射线路径数目随周期的变化。其中蓝色和绿色圆点分别为固定台和流动台的射线路径数目, 红色圆点为所有台站的射线路径数目

图4 不同周期面波在台站间的射线路径的分布情况

研究区域台站对射线路径在周期分别为5、10、15、20、25、30、35、40、45s的分布, 其中红色三角形为台站所在位置

值得到, 由此构建成层状模型。反演过程中对于给定模型(例如初始模型), 首先采用传统面波相速度计算方法(Herrmann, 2013)正演各个周期的面波相速度, 对于每个周期即可构建二维相速度分布, 采用Rawlinson和Sambridge(2005)的快速行进算法对每个周期所有台站

对间的面波传播路径进行追踪, 计算得到台站对所追踪路径面波的理论走时及其与观测走时的残差, 通过面波走时与相速度/群速度之间的理论关系构建面波走时对层参数的敏感核矩阵, 利用LSQR(Least Squares QR, 其中Q和R分别代表线性回归中QR分解方法中的

图5 敏感核分析结果

(a) 研究区域的平均速度结构, 其中蓝色和红色实线分别为横波速度和纵波速度; (b) 瑞利波相速度在周期为5、20和35s时对横波速度的敏感度随深度的变化; (c) 瑞利波相速度在所有周期(5~50s)对横波速度的敏感度随深度的变化图像

正交矩阵和上三角矩阵)算法(Paige和Saunders, 1982a, 1982b)完成对给定模型层参数的修改, 通过多次迭代使得目标函数达到最小. 目标函数 $\Phi(\mathbf{m})$ 具有如下形式:

$$\Phi(\mathbf{m}) = \|\mathbf{d} - \mathbf{Gm}\|_2^2 + \lambda \|\mathbf{Lm}\|_2^2,$$

其中 $\|\dots\|_2$ 表示取二范数, $\mathbf{d}$ 为所有周期和所有台站对面波路径的走时向量, $\mathbf{G}$ 为数据的敏感核矩阵, $\mathbf{m}$ 为模型参数向量, $\mathbf{L}$ 为模型平滑算子, 通常取一阶或二阶空间导数算子, λ 为数据残差项 $\|\mathbf{d} - \mathbf{Gm}\|_2^2$ 和模型正则化项 $\|\mathbf{Lm}\|_2^2$ 之间的权重因子.

3.2 最佳权重 λ

直接反演方法中的一个关键问题是如何给定权重因子 λ 来权衡目标函数中的数据残差项和模型正则化项. 当 λ 太小时, 反演所得模型可能会过度拟合观测数据, 使观测数据中的误差引入到最终模型; 当 λ 太大时, 反演所得模型可能会过度平滑和依赖参考模型. 为了选取合理的权重 λ 来权衡数据残差项和模型正则化项, 通常的做法是进行L-curve分析, 找出L-curve中的拐点位置所对应的权重即为最佳权重. 我们计算了 λ 从6增加至100时所对应的数据残差项和模型正则化项, 采用了Hansen(2007)的拐点计算方法找到了L-curve中的

拐点所对应的最佳权重 λ . 图6为所计算得到的L-curve, 其中本文找到的最佳权重 λ 为24.

3.3 检测板实验

为了检验研究区域反演所得横波速度模型的分辨能力, 我们进行了检测板实验. 检测板实验能够综合反映出观测系统、观测数据、权重 λ 以及反演方法等对反演得到的模型的分辨能力, 是对最终模型评价的重要参考依据. 通常棋盘模型是一种标准的检测模型, 本文选择棋盘模型作为检测板. 为充分检测反演中模型的恢复能力, 我们对棋盘模型中速度异常体大小为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 、 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 和模拟数据中加入1%、0.1%的误差分别进行了测试(图7). 棋盘模型中速度异常体的扰动值是参考模型横波速度的 $\pm 8\%$, 其中采用的参考模型是Shen等(2016)的高斯平滑后的三维横波速度模型. 我们对研究区域进行了网格剖分, 最小网格大小为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 在深度上的节点位置为: 0、2.5、5、10、15、25、35、45、55和65km. 深度上节点的不等间隔主要是为了遵从面波在深度上分辨率逐渐递减的特征. 直接反演时, 利用之前做L-curve分析时所找到的最佳权重 $\lambda=24$ 作为输入, 最大迭代次数设置为10次, 以Shen等(2016)的高斯平滑后的三维横波速度模型作为初始模型, 检测板实验反演过程中的输入参数与后期反演实际观测数据时所采用参数完全一致, 确保检

图6 直接反演中的L-curve分析

横轴为数据残差项, 纵轴为模型正则化项, λ 为权重因子, 红色虚线所指示的点为本文找到的最佳 λ

测板实验是对实际反演过程的真实反映。

图7为检测板实验结果。当在模拟数据中加入的噪声水平为实测数据的1%时, 反演所得模型能够恢复水平切片中 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 和相对应速度垂直剖面中深度小于~50km内的速度异常体, 但不能恢复水平剖面中 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 和相对应速度垂直剖面中的速度异常体。当在模拟数据中加入的噪声水平为实测数据的0.1%时, 反演所得模型能够同时恢复水平切片中 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 、 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 和相对应速度垂直剖面中深度小于~50km内的速度异常体。从图7中速度垂直剖面中可以看出, 20km深度模型恢复的相对更好, 这与研究区域面波射线路径数目在周期为~15s最多有关(图3)。同时从剖面结果也可以看出, 深度从5到50km的异常体得到了较好的恢复, 深度大于50km的异常体恢复较差, 这与图3所反映的结果一致, 即面波射线路径数在长周期时比较少, 且长周期的分辨核也比较宽, 对深部结构的垂直分辨能力变差。

检测板实验结果表明, 反演所得三维横波速度结构的分辨能力与观测数据的噪声水平有很强的关联, 当噪声水平分别为实测值的1%和0.1%时, 所得模型在研究区域大部分区域分别具有 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 和 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的分辨能力, 在深度上的分辨能力随着噪声水平的增强和深度的增加而逐渐递减。检测板实验结果也只能作为一个参考信息, 并不能完全代表真实分辨能力, 检测板实验中棋盘模型恢复的较好的区域也并不代表实

际反演所得模型中在该区域的分辨能力就高(Rawlinson等, 2014)。检测板实验其实还受到其他很多因素的影响, 例如观测数据的噪声水平、棋盘异常体的布局、模型参数化等(Rawlinson和Spakman, 2016)。

3.4 三维横波速度结构

我们将直接反演方法(Fang等, 2015)应用到研究区域实测的瑞利面波相速度频散数据上。因为该方法是非线性问题线性化的反演方法, 所以初始模型的选取是反演中的重要一环, 通常需要选取与真实模型偏差较小的模型作为初始模型以避免反演陷入局部极值。Shen等(2016)联合噪声面波相速度和群速度频散数据反演得到了中国及周边地区地壳上地幔三维横波速度参考模型。与检测板实验一样, 我们利用Shen等(2016)获得的速度模型进行高斯平滑后的三维横波速度模型作为直接反演时的初始模型。直接反演时所采用的网格剖分($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$)以及反演的输入参数(设置权重 $\lambda=24$, 迭代10次)与检测板实验完全一致。图8为初始模型与直接反演所得模型的瑞利面波走时残差分布, 可以看出反演得到的最终模型的残差的标准差得到了减小, 代表新模型能够更好的拟合实测相速度。图9为反演所得的不同深度横波速度水平切片。图10为反演所得研究区域的横波速度垂直剖面, 剖面所在位置见图9中5km水平切片。为了验证反演结果的稳定性, 我们还采用一维速度模型作为初始模型再进行直接反演, 其中一维模型为研究区域平均瑞利波频散数据反演所得(图5a)。图11c为一维模型作为初始模型反演所得结果, 从图中依然可观测到与图11d中类似的异常体特征, 说明这些异常特征比较稳定, 是观测数据的真实映射, 受初始模型影响较小。

在水平速度结构切片中(图9), 深度在5和10km的水平切片代表了研究区域上地壳结构, 此时横波速度结构特征与浅地表基本地质单元体具有很好的对应关系。江汉盆地、南襄盆地、合肥盆地和苏北盆地等地区呈现明显的低速异常, 这与盆地中存在的软弱沉积层有关; 秦岭-大别造山带和江南造山带等山区呈现明显的高速异常; 郯庐断裂带和长江断裂附近整体呈现弱低速异常, 可能该区域上地壳存在大规模脆性破裂带有关; 长江中下游成矿带西南边与郯庐断裂带相邻的鄂东南、九瑞、庐枞、安庆和铜陵等矿集区呈现弱低速异常, 应该受到了郯庐断裂带和长江断裂速度结

图 7 棋盘检测板实验结果

(a)~(f) 20km深度处的水平切片真实模型和在噪声为1%、0.1%以及速度异常体大小为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 、 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 反演所恢复的模型(见各图左下角标识); (g)~(l) 沿 31°N 的速度垂直剖面真实模型和反演所恢复的模型(剖面位置对应图9中的EE'剖面), 其中水平切片速度异常体大小为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 所对应的沿深度上速度异常体厚度大小从浅至深分别为2.5、7.5、15、20和20km, 水平切片速度异常体大小为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 所对应的沿深度上速度异常体厚度大小从浅至深分别为15和35km

构的控制, 而成矿带东北部的宁芜和宁镇矿集区呈现低速异常, 可能与邻近的苏北盆地有关. 深度在15和20km的水平切片代表了研究区域中地壳速度结构, 此时江汉盆地、南襄盆地和合肥盆地的低速异常消失,

说明这几个盆地的结晶基底要小于15km, 此外在江汉盆地观测到明显的高速异常体, 该高速异常似乎贯穿整个中下地壳, 此时秦岭-大别造山带和江南造山带从之前的高速异常逐渐变成弱低速异常, 而长江中下游

图8 瑞利面波走时残差反演前后的分布对比

白色柱状为初始模型的走时残差分布, 蓝色柱状为最终反演所得模型的走时残差分布

成矿带呈现低速异常。深度在25和30km的水平切片代表了研究区域下地壳结构, 局部区域可能代表上地幔顶部速度, 水平切片在25km时, 整个研究区域速度变化范围较小, 除了江汉盆地附近呈现高速异常, 大部分区域都呈现低速异常, 这可能也间接反映研究区域在该深度位置地壳物质分布整体比较均匀, 水平切片在30km时, 研究区域在江汉盆地、南襄盆地以及郧庐断裂带、长江断裂附近的长江中下游成矿带等呈现高速异常, 而秦岭-大别造山带等呈现低速异常, 高速异常区域组成了V形带, 可能代表已经进入上地幔顶部, 而V形高速异常带中间的秦岭-大别造山带则可能还未进入上地幔顶部。深度在35和40km的水平切片代表研究区域的上地幔顶部结构, 可以看出V形高速异常带依然存在, 说明研究区域上地幔顶部的速度异常特征与下地壳的速度异常特征基本类似。

图10显示的垂直剖面中, AA'剖面显示郧庐断裂带两侧速度差异明显, 其中西北侧呈现低速异常, 低速异常从地表延伸至下地壳, 而东南侧呈现高速异常, 高速异常体从上地幔顶部至中下地壳并且一直延伸至上地壳, 邻近郧庐断裂带和长江断裂的宁芜矿集区存在弱的高速异常。BB'剖面西北部为秦岭-大别造山带北缘, 可观测到上地壳中的高速异常, 可能为高压/超高压变质岩, 中地壳呈现低速异常, 下地壳存在高速异常体隆起, BB'剖面的东南段为江南造山带, 也可观测到明显的贯穿地壳的高速异常体隆起。CC'剖面西北

段邻近江汉盆地, 上地壳为低速异常, 中断横穿郧庐断裂带最南端、阳新-常州断裂以及鄂东南和九瑞矿集区, 其中上地壳为弱高速异常, 东南段穿过鄱阳湖平原, 中上地壳呈现低速异常。FF'剖面西南段主要横穿江南造山带, 而东北段平行穿越长江中下游成矿带, 末端为苏北盆地, 该剖面最明显的特征为在中下地壳普遍存在上隆的高速异常体, 长江中下游成矿带上地壳顶部(<~5km)普遍呈现低速异常, 可能与长江中下游平原软弱沉积物以及成矿火山盆地等有关, 此外也可以发现苏北盆地中上地壳呈现明显的低速异常。DD'剖面横穿江汉盆地中心, 在江汉盆地上地壳存在明显的低速异常体, 低速异常体沿南北方向呈现“锅底”状特征, 最大深度在~10至15km, 与之相对应的中下地壳高速异常体则呈现“马鞍”状特征, 高速异常体在南部和北部都上侵至近地表, 如果以4km/s等值线作为莫霍面, 江汉盆地存在明显的莫霍面上隆。EE'剖面东段横穿江汉盆地北缘, 中东断贯穿秦岭-大别造山带、郧庐断裂带、长江断裂、阳新-常州断裂、庐枞和铜陵矿集区, 一个显著的特征是在郧庐断裂带、庐枞和铜陵矿集区中下地壳存在明显的高速异常体侵入。

4 讨论

新模型揭示研究区域横向和纵向上强烈变化的速度异常特征, 这些速度异常特征通常受到多种因素影响, 例如物质成分、围压、温度、各向异性和流体孔隙压力等(Holbrook等, 1992)。一般情况下, 速度与围压成正比, 而与温度成反比, 随着深度的增加, 矿物岩石的变质程度也会升级, 速度也随之增加。一些洋陆俯冲带区域则受流体空隙压力的影响较大, 俯冲的洋壳通常会带入大量的水分进入地壳甚至地幔, 导致俯冲洋壳上方低速异常(Peacock等, 2011)。研究区域中上地壳沉积盆地位置的低速异常可能与软弱沉积层有关, 而造山带位置的高速异常则可能与广泛分布的变质岩甚至是高压/超高压变质岩有关。中地壳部分矿集区呈现弱低速异常可能与构造因素有关, 反射地震结果也揭示部分成矿带(例如宁芜矿集区)是一个陆内俯冲构造带(Lü等, 2015)。新模型所揭示的下地壳-上地幔顶部V形高速异常带(图9)和成矿带地壳高速异常体隆起(图10)特征可能为燕山期拉张环境下地幔隆起和冷却后的岩浆侵入体以及后期形成不同级别的变质岩

图 9 研究区域横波速度在5、10、15、20、25、30、35和40km处的水平切片

其中5km水平切片图中AA'、BB'、CC'、DD'、EE'和FF'所对应的蓝色实线为图10中的横波速度垂直剖面所在的位置, 35km水平切片中紫色虚线指示了V形高速异常带所在区域

图 10 研究区域AA'、BB'、CC'、DD'、EE'和FF'所在位置的横波速度垂直剖面

AA'、BB'、CC'、DD'、EE'和FF'的位置见图9。其中紫色虚线标识了长江中下游成矿带位置地壳中所对应的高速异常体隆起, 黑色虚线为Li等(2014)采用接收函数所得莫霍面位置, 灰色粗实线为横波速度等于4km/s的等值线所在位置

体, 这与这些地区莫霍面较浅一致(图12), 同样的特征也在世界上一些裂谷盆地有发现(Ilchenko, 1996)。我们接下来将主要对速度模型所揭示的两个新特征, 即下地壳-上地幔顶部V形高速异常带和长江中下游成矿带地壳中的高速异常体, 以及其可能形成的深部动力学背景进行讨论。

4.1 下地壳-上地幔顶部V形高速异常带

我们的速度模型揭示研究区域下地壳-上地幔顶部存在V形高速异常带(图9中35km水平切片), 其中西支从南到北依次穿过江汉盆地、秦岭-大别造山带至

南镶盆地, 东支位于郯庐断裂带东侧, 近似西南-东北向, 与郯庐断裂带平行, 囊括长江中下游成矿带主体, 东西两支高速异常体在28.5°N左右交汇。Huang等(2015)采用 $H-\kappa$ 方法得到了华南地区的地壳厚度, 他们在成像结果中观测到沿江汉盆地、南镶盆地和郯庐断裂带沿线的地壳厚度减薄带。本文的V形高速异常带与Huang等(2015)的地壳厚度减薄带具有很好的对应, 说明下地壳至上地幔顶部高速异常和地壳厚度减薄很大程度反映的是同一特征, 但是他们的结果显示V形地壳厚度减薄带都是相互连通的, 而我们的结果显示V形高速异常带并不连通, 其中东支和西支分别在秦

图 11 初始模型对反演结果的影响

(a) Shen等(2016)的原始模型; (b) 高斯平滑后的Shen等(2016)模型, 即为本文所采用的初始模型; (c) 采用一维初始模型的反演结果; (d) 采用高斯平滑后的Shen等(2016)模型作为初始模型所反演得到的结果, 与图10中EE'剖面相同

图 12 研究区域下地壳-上地幔顶部V形高速异常带位置与地壳厚度变化关系

地壳厚度数据来自于Li等(2014)

岭-大别造山带和安庆矿集区出现间断, 这可能与下地壳结构的不均匀性有关(Li等, 2018). Li等(2018)联合面波频散和接收函数得到了中国中东部横波速度、地壳厚度和波速比等结构, 他们的结果中可观测到三个并不连通的地壳厚度减薄带, 分别位于华北克拉通西南缘、秦岭-大别造山带南缘和郯庐断裂带东缘. 本文所得V形高速异常带与Li等(2018)的结果具有更好的一致性. 更多的有关华南或中国大陆地壳厚度的成像中也可观测到该V形地壳厚度减薄带(Li等, 2014; Song等, 2017). 图12为本文图9中35km切片V形高速异常带位置与Li等(2014)利用接收函数方法所得地壳厚度之间的对比, 它们之间显示出较好的对应关系, 这

说明该V形地壳厚度减薄带较为稳定, 也进一步验证本文中V形高速异常带与地壳减薄带之间的对应关系.

江汉盆地是V形高速异常带西支的典型代表. 我们的三维横波速度模型显示江汉盆地沉积盆地中心大致位于30°N~30.5°N, 在平面上呈现NW向展布(图9), 最大深度大约在10~15km(杨攀新等, 2009), 莫霍面深度相对于周边较浅, 在28~30km(图10 DD'剖面), 这些特征面波相速度结果基本一致(高佳佳和陈永顺, 2017). 我们的模型还揭示江汉盆地中下地壳存在明显的高速异常体, 并且沿南北向呈现“马鞍”形态. 江汉盆地是一典型的内陆断陷盆地, 断层系统十分发育, 盆地基底由一套震旦纪至早白垩纪地层组成, 自燕山早期遭受强烈的挤压、褶皱和隆升, 发育有一套完整的自白垩纪至第三纪的巨厚沉积(王必金等, 2006). 江汉盆地的大地热流值总体低于中国大陆地区的平均大地热流值(徐明等, 2010), 反映江汉盆地自中新生代以来构造活动不断减弱, 盆地快速冷却, 因此江汉盆地基底下“马鞍形”高速异常体可能为燕山期以来冷却的岩浆侵入体.

V形高速异常带的东支近似平行于郯庐断裂带和长江断裂, 囊括长江中下游成矿带主体区域, 暗示高速异常带东支与郯庐断裂带、长江断裂以及成矿带存在密切联系. 如果以横波速度4km/s等值线作为莫霍面(图10中灰色粗实线), 长江中下游成矿带主体位于莫霍面隆起区域, 这与接收函数CCP(Common Conversion Point)成像(Shi等, 2013; 史大年等, 2012)、 $H-\kappa$ 成像(Huang等, 2015; Li等, 2014; Song等, 2017)、联合反

演面波频散和接收函数(Li等, 2018)以及宽角反射/折射(徐涛等, 2014)结果一致. 我们注意到庐枞和安庆矿集区在下地壳-上地幔顶部V形高速异常带的东支中位于低速异常区(图9中35km速度切片). 该低速异常区域横切高速异常带东支且与大别造山带低速异常区连通, 这可能与下地壳的非均匀性有关(Li等, 2018), 也可能反映大别造山带演化对长江中下游成矿带成岩成矿背景起到一定的约束作用(董树文等, 2007; 李曙光, 2001). 长江中下游岩浆作用和成矿作用主要发生于145~120Ma(周涛发等, 2012), V形高速异常带东支可能与西支一样, 为形成于燕山期岩浆底侵作用后冷却的侵入体.

V形高速异常带所夹的低速异常主要为秦岭-大别造山带, 这一低速异常区域南边以襄樊-广济断裂为界, 北边以信阳-舒城断裂为界, 东边以郟庐断裂带为界, 是扬子板块和华北板块碰撞造山的拐角处. 我们的模型显示秦岭-大别造山带上地壳为高速异常、中地壳为低速异常(例如图10 BB'剖面), 这与前人在秦岭-大别造山带中上地壳速度异常特征一致(Luo等, 2013; 欧阳龙斌等, 2015), 其中上地壳的高速异常体可能代表着高压/超高压变质岩, 中地壳的低速异常可能对应韧性变形带(Luo等, 2012; 孟亚锋等, 2019). V形高速异常带所夹的秦岭-大别造山带呈现低速异常主要反映的是该区域地壳厚度相对周边更大, 在35km深度处主体区域并未进入上地幔顶部, 其周边的V形高速异常带已进入上地幔顶部, 所以呈现高速异常.

有关V形高速异常带形成的地球动力学背景还存在争议. Huang等(2015)根据太平洋俯冲带的体波成像结果(Fukao和Obayashi, 2013; Huang和Zhao, 2006)认为应该以29°N为分界, 29°N以北的地壳减薄带与太平洋板块俯冲和后撤有关, 以南的地壳减薄带与菲律宾板块和欧亚板块的相互作用有关. Li等(2018)认为郟庐断裂带东侧的地壳厚度减薄带可能与该地区强烈的岩浆活动以及成岩成矿过程有关. Shi等(2013)认为宁芜矿集区位置(位于V形高速异常带东支)的莫霍面上隆可能与该地区的成岩成矿的深部地球动力学有着密切关联, 可能与下地壳拆沉和软流圈物质在下地壳的底侵作用有关. 体波层析成像结果显示, 太平洋板块在欧亚板块之下的滞留板块位于410和660km之间的地幔转换带, 且最西端与中国地形阶跃带吻合较好, 预示整个中国中东部自晚中生代以来受太平洋板块俯冲

和后撤控制(Huang和Zhao, 2006). V形高速异常带的西分支也恰好位于中国地形阶跃东缘, 发育中生代以来的拉张盆地. 东支正好与郟庐断裂带和长江断裂平行, 发育长江中下游成矿带, 在燕山期也发生了强烈的壳幔相互作用和广泛的岩浆活动(周涛发等, 2008, 2012). 这些都预示着V形高速异常带可能与古太平洋板块向欧亚板块的俯冲和后撤的动力学过程及引起的岩浆活动有密切关联. V形高速异常带所夹的秦岭-大别造山带, 是扬子板块和华北板块碰撞造山的拐角处. 碰撞挤压导致该区域的地壳较厚, 拉张环境使该区域地壳厚度自燕山期以来有所减薄, 但其相对于周边区域地壳相对较厚的格局并未改变. 因此研究区域下地壳-上地幔顶部的V形高速异常带可能是由于燕山期大规模下地壳岩浆底侵作用形成. 相对于秦岭-大别造山带应力挤压区, 底侵的岩浆更容易流向江汉盆地、南襄盆地沿线和郟庐断裂带、长江断裂沿线等应力薄弱区, 导致莫霍面上隆, 进而在下地壳-上地幔顶部形成V形高速异常结构.

4.2 长江中下游成矿带地壳中的高速异常体

我们的三维横波速度模型揭示了长江中下游成矿带地壳中普遍存在上隆的高速异常体(图10中紫色虚线所示区域), 高速异常体从下地壳一直向上连通至中上地壳, 具有向上隆起特征, 尤其是在郟庐断裂带和长江断裂带邻近区域(图10中AA'和EE'), 高速异常体隆起异常明显. 整体上看在成矿带中部的庐枞、安庆和铜陵矿集区高速异常体幅度较强, 而在成矿带的西南和东北端的鄂东南、九瑞以及宁芜和宁镇矿集区高速异常体幅度相对较弱, 在成矿带的上地壳呈现低速异常.

长江中下游成矿带矿集区呈现高速异常已经得到多种地震成像方法的验证(Shen等, 2018; Tian等, 2018; 刘振东等, 2012; 史大年等, 2004). 地震体波初至走时对铜陵以及庐枞等矿集区的地壳浅地表结构成像都表明, 矿集区侵入岩呈现高速异常(刘振东等, 2012; 史大年等, 2004). 利用气枪震源对沿长江沿线矿集区位置附近的浅地壳结构的地震成像也表明, 矿集区所在位置与高速异常结构具有很好的对应关系(Shen等, 2018; Tian等, 2018). 但是这些地震学方法主要集中于成矿带的上地壳尺度, 对成矿带中下地壳结构尚缺乏足够的认识, 本文所提供的高分辨三维横波速度模型恰好弥补这一块空缺. 值得一提的是, 我们的模型中显示

成矿带在整个上地壳近地表(小于5km)都呈现低速异常而不是高速异常, 导致这一结果的主要原因在于本文所使用的面波频散最短周期为5s, 因此模型无法分辨这些地壳浅层的异常体, 这从检测板实验中也得到了佐证(图7).

本文图10中的AA'剖面与徐涛等(2014)利用宽角反射/折射资料所确定的P波速度剖面位置近似相同, 结果都揭示了郯庐断裂带附近存在从下地壳至上地壳的高速异常体隆起, 两者表现出很好的一致性. 但是我们的三维横波速度结构显示该高速异常体隆起并不连续存在, 例如图10中BB'剖面上该高速隆起仅在下地壳存在微弱隆起形态, 这可能与郯庐断裂带的分段性有关(孟亚锋等, 2019). 地壳上地幔的三维横波速度结构显示, 成矿带上地幔~100至200km存在从西南的九瑞矿集区到东北的宁芜矿集区深度逐渐变浅和强度逐渐增强的低速异常体, 这一低速异常体可能与古太平洋板块脱水引发的部分熔融或者是古太平洋板块向西俯冲所导致的地幔岩浆上涌有关(Ouyang等, 2014). 我们在地壳中所观测到的高速异常体似乎与前人在上地幔中所观测到的低速异常体有些相悖, 这可能是由于燕山期古太平洋板块俯冲所导致的岩浆上涌在地壳内部已经冷却从而呈现高速异常, 而在上地幔中的岩浆却还存在热残留进而导致低速异常. 从图10中的FF'剖面也可观测到高速异常体从西向东逐渐变弱的趋势, 这也间接的验证了我们的想法. 径向各向异性成像结果显示成矿带中地壳呈现弱的负的径向各向异性, 可能与岩浆上涌时所导致的矿物的垂向排列有关, 而成矿带下地壳普遍呈现正的各向异性特征, 可能与拉张应力作用下岩浆底侵使得矿物的水平排列有关(欧阳龙斌等, 2015). 同样的特征也存在于邻近的大别造山带(Luo等, 2013). 这些各向异性特征都支持研究区域存在岩浆底侵和上涌, 我们的三维横波速度模型很好的刻画了岩浆上涌冷却后的形态(图10).

4.3 长江中下游成矿带形成的深部动力学背景

目前有关长江中下游成矿带燕山期大规模岩浆上涌的深部地球动力学背景一直存在很大的分歧. 前人围绕这一问题提出过的模型主要包括: 洋壳俯冲模型(包括古太平洋板块俯冲和洋中脊俯冲等)(Li等, 2013; Ling等, 2009; Ouyang等, 2014; 吴福元等, 2003)、岩石圈与部分下地壳拆沉(Lü等, 2015; Wang等, 2004; Xu

等, 2002; 邓晋福和吴宗絮, 2001; 董树文等, 2000; 侯增谦等, 2007; 王强等, 2001)和超级地幔热柱(张旗等, 2009)等.

支持洋壳俯冲的一个重要的地球化学证据是成矿带内广泛分布的一种中-酸性岩浆岩——埃达克岩(Wang等, 2004, 2006; Xu等, 2002; 张旗等, 2001). 埃达克岩是Defant和Drummond(1990)和Drummond和Defant(1990)所厘定的一种火成岩, 一般是俯冲的玄武质洋壳在埋深较大(大于40km)时部分熔融所形成, 所以它一般分布在年轻的洋壳俯冲所形成的岛弧系统中(Defant和Drummond, 1990). 但是也有研究表明, 在地壳厚度较大(大于40km)时, 底侵的玄武质下地壳熔融也可以形成埃达克岩(王强等, 2001). 张旗等(2001)根据中国东部埃达克岩的富钾特性把埃达克岩分为O型(大洋型)和C型(大陆型), 其中O型埃达克岩富钠, 为传统岛弧系统俯冲玄武质洋壳部分熔融产生, 而C型埃达克岩富钾, 为玄武岩浆底侵增厚的下地壳熔融产生. 但是Li等(2013)研究后认为C型埃达克岩不大可能是下地壳增厚熔融或拆沉熔融和洋中脊俯冲导致, 很可能是平板俯冲的洋壳脱水作用形成的富集地幔熔融产生的, 因此称该埃达克岩为C型并不合适. Ling等(2009)认为中下地壳增厚与拆沉模型都需要地壳的增厚, 而这是与当时拉张环境下形成的拉张盆地相悖的, 他们提出了洋中脊俯冲模型, 认为在晚侏罗世至早白垩世之间中国东部同时受南部的古太平洋板块以及北部的伊泽奈崎板块的俯冲, 两板块之间的洋中脊俯冲至长江中下游成矿带之下, 由此可以更好的解释多种类别的火成岩和矿物沉积.

人工源深地震反射剖面中发现长江中下游地区下地壳普遍存在类似层状的强反射体, 可能与成矿带岩石圈地幔拆沉引起的基性或超基性岩浆底侵有关(Lü等, 2013, 2015; 吕庆田等, 2004). 横穿宁芜矿集区的宽角反射/折射地震剖面(徐涛等, 2014)和接收函数CCP剖面(Shi等, 2013; 史大年等, 2012)中都发现该矿集区莫霍面整体上隆, 支持成矿带燕山期岩浆上涌和侵入成矿. 远震P波和S波层析成像结果中发现, 成矿带上地幔存在“两高一低”的速度异常体, 支持岩石圈拆沉模型(Jiang等, 2013; 江国明等, 2014; 徐晓等, 2015). 吕庆田等(2014)对SinoProbe项目组的研究工作进行了总结, 他们提出了长江中下游成矿带的成矿动力学模型, 认为是陆内俯冲、岩石圈拆沉、幔源岩浆底侵以

及MASH(Melting, Assimilation, Storage, Homogenization) (Hildreth和Moorbath, 1988)和/或AFC(Assimilation和Fractional Crystallization) (DePaolo, 1981)过程造就了长江中下游成矿带的形成。最新的研究进展中, 周涛发等(2017)提出长江中下游成矿带的成矿作用总体上分为走滑挤压、走滑引张和拉张伸展等三个阶段, 古太平洋板块作用导致的壳幔过程引发古生代弧岩浆源区活化和中生代的构造活化(“双活化”)是长江中下游成矿带形成的主要机制。Gu等(2018)得到了贵池矿集区火成岩新的锆石U-Pb年龄, 把贵池矿集区的成矿岩浆活动分为两个阶段, 认为古太平洋俯冲是解释贵池矿集区火成岩分布的最佳模型。

虽然有关长江中下游成矿带形成的深部地球动力学问题至今仍存在较大争议, 但是可以确定的是长江中下游成矿带在燕山期发生过大规模岩浆活动以及成矿作用(Wang等, 2004; 王强等, 2001; 张旗等, 2001; 周涛发等, 2012)。P波层析成像结果显示中国大陆东部的地幔过渡带存在高速的古太平洋滞留板块, 暗示长江中下游成矿带都在古太平洋板块俯冲和向西后撤的影响范围内(Huang和Zhao, 2006)。长江中下游岩浆作用和成矿作用主要发生于145至120Ma之间(周涛发等,

2012), 而这段时期内古太平洋板块存在多个漂移方向, 并且中国东部白垩纪的岩浆活动与古太平洋板块的漂移历史有很好的吻合关系(Sun等, 2007)。郯庐断裂带晚中生代的演化也被认为与西太平洋板块的俯冲密切相关, 它在晚中生代经历了挤压平移以及拉张伸展等多次交替活动(朱光等, 2018)。研究区域存在的深大断裂系统, 例如长江断裂和郯庐断裂带等, 可能在成岩成矿作用中扮演了岩浆疏导运移的通道角色(Wang等, 2006; 侯增谦等, 2007; 吕庆田等, 2015)。高精度深地震反射结果也表明, 长江断裂和郯庐断裂带是贯穿整个地壳甚至是岩石圈的深大断裂系统(刘保金等, 2015; 吕庆田等, 2015)。基于前人的这些研究成果和认识, 本文更倾向于认为燕山期长江中下游成矿带主要受控于滨太平洋构造域, 成矿带内所发生的大规模岩浆活动的一级作用机制可能为燕山期古太平洋板块的俯冲(郑永飞等, 2018)。

我们结合前人结果和本文地壳三维横波速度模型中所揭示的下地壳-上地幔V形高速异常带以及长江中下游成矿带地壳中的高速异常体, 给出了长江中下游成矿带形成的可能的深部动力学背景(图13): 研究区域在晚中生代时期处于构造应力转换阶段, 三叠纪

图 13 长江中下游成矿带形成的深部动力学背景卡通示意图

时期华南板块俯冲至华北板块之下形成南北向挤压应力, 燕山期古太平洋板块不同角度的俯冲挤压和后撤拉张, 使得成矿带经历了从北北西向的挤压向东西向的拉张转变; 经历这几期复杂构造应力的转换之后, 以秦岭-大别造山带为中心的东西两侧处于相对强度较弱区域, 发育大量断裂系统, 其中西支历经江汉盆地和南襄盆地, 东支大致沿郯庐断裂带和长江断裂, 囊括长江中下游成矿带主体区域, 形成V形构造薄弱带; 与此同时, 燕山期古太平洋板块俯冲至研究区域岩石圈之下, 俯冲洋壳的脱水以及水的向上迁移导致上地幔物质熔点的降低, 使得上地幔橄榄岩和洋壳等物质发生部分熔融形成富集地幔, 冷的大洋板块与上地幔物质存在温差从而形成地幔楔物质对流; 幔源岩浆通过对流进入上地幔顶部并且底侵下地壳, 研究区域中的V形构造薄弱带可能是底侵岩浆的主要侵入区域; V形薄弱带的东支因存在郯庐断裂带和长江断裂等深大断裂为幔源岩浆运移至上地壳甚至地表提供了通道, 幔源岩浆与古老的地壳沉积岩发生同化混染、冷却、分离结晶以及MASH和/或AFC成岩成矿作用; 岩浆冷却后造就了图9中下地壳-上地幔顶部的V形高速异常带和图10中DD'剖面中的江汉盆地和AA'、BB'、CC'以及FF'中郯庐断裂带和长江断裂附近的长江中下游成矿带中下地壳的高速异常体隆起。

5 结论

本文利用固定台和流动台背景噪声数据, 构建了长江中下游成矿带及周边地区高分辨地壳三维横波速度模型, 为长江中下游成矿带的形成机制及其地球动力学背景提供了新的约束和视角. 主要结论如下:

(1) 检测板实验表明, 本文的三维横波速度模型的分辨能力与观测数据中的噪声水平有很强关联, 三维横波速度模型的横向分辨率约为 $0.5^{\circ}\sim 1.0^{\circ}$, 纵向分辨率随着噪声的增强和深度的增加逐渐降低。

(2) 研究区域存在下地壳-上地幔顶部V形高速异常带, 其中V形高速异常带的西支位于中国大陆地形阶跃的东缘, 从南至北分别穿过江汉盆地、秦岭-大别造山带和南襄盆地, 东支位于郯庐断裂带和长江断裂附近, 与郯庐断裂带近似平行, 囊括长江中下游成矿带主体区域, 西支和东支所夹的低速异常区域为秦岭-大别造山带, 西支和东支交汇于 $\sim 28.5^{\circ}\text{N}$ 。

(3) 长江中下游成矿带中下地壳普遍存在高速异常隆起, 尤其是在郯庐断裂带、长江断裂以及阳新-常州断裂附近中下地壳高速异常隆起异常突出, 沿着成矿带走向从西至东, 高速异常体隆起的强度呈现逐渐减弱趋势。

(4) 新模型所揭示的下地壳-上地幔顶部V形高速异常带和成矿带中下地壳高速异常隆起可能与燕山期古太平洋板块的俯冲有关. 印支期的板块汇聚以及燕山期古太平洋板块多个方向的漂移、俯冲挤压、后撤拉张等作用使得研究区域广泛发育断裂系统, 尤其是在长江中下游成矿带位置发育有郯庐断裂带和长江断裂等深大断裂系统, 处于应力相对薄弱带, 燕山期古太平洋板块的俯冲, 温差导致地幔对流, 幔源岩浆上涌底侵下地壳, 并且沿广泛发育的断裂系统上升至地表, 与地壳物质发生同化混染和分离结晶等成岩成矿作用。

致谢 感谢两位审稿人和编委对本文提出的修改意见和建议. 感谢中国地质科学院、北京大学和南京大学的研究人员和野外工作人员为本研究提供了流动台阵的连续波形数据. 感谢国家测震台网数据备份中心为本研究提供固定台站的连续波形数据(doi: 10.11998/SeisDmc/SN, <http://www.seisdmc.ac.cn>). 本文所得最终的三维地壳模型(包括横波速度、纵波速度和密度)见网络版附录(<http://earthcn.scichina.com>).

参考文献

- 邓晋福, 吴宗絮. 2001. 下扬子克拉通岩石圈减薄事件与长江中下游Cu-Fe成矿带. 安徽地质, 11: 86-91
- 董树文, 吴锡浩, 吴珍汉, 邓晋福, 高锐, 王成善. 2000. 论东亚大陆的构造翘变. 地质论评, 46: 8-13
- 董树文, 张岳桥, 龙长兴, 张振宇, 季强, 王涛, 胡建民, 陈宣华. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释. 地质学报, 81: 1449-1461
- 高佳佳, 陈永顺. 2017. 华南北部背景噪声层析成像. 地球物理学进展, 32: 1423-1431
- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿. 现代地质, 21: 332-351
- 黄汲清, 任纪舜, 姜春发, 张之孟, 徐志琴. 1977. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报, 2: 117-135
- 江国明, 张贵宾, 吕庆田, 史大年, 徐晓. 2014. 长江中下游地区成矿深部动力学机制: 远震层析成像证据. 岩石学报, 30: 907-917
- 李曙光. 2001. 长江中下游中生代岩浆岩及铜铁成矿带的深部构造

- 背景. 安徽地质, 11: 118–122
- 梁锋, 吕庆田, 严加永, 刘振东. 2014. 长江中下游宁芜火山岩盆地深部结构特征——来自反射地震的认识. 岩石学报, 30: 941–956
- 刘保金, 鄯少英, 姬计法, 石金虎, 谭雅丽, 李怡青. 2015. 郯庐断裂带中南段的岩石圈精细结构. 地球物理学报, 58: 1610–1621
- 刘振东, 吕庆田, 严加永, 赵金花, 吴明安. 2012. 庐枞盆地浅表地壳速度成像与隐伏矿靶区预测. 地球物理学报, 55: 3910–3922
- 吕庆田, 董树文, 史大年, 汤井田, 江国明, 张永谦, 徐涛. SinoProbe-03-CJ项目组. 2014. 长江中下游成矿带岩石圈结构与成矿动力学模型——深部探测(SinoProbe)综述. 岩石学报, 30: 889–906
- 吕庆田, 侯增谦, 杨竹森, 史大年. 2004. 长江中下游地区的底侵作用及动力学演化模式: 来自地球物理资料的约束. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 783–794
- 吕庆田, 刘振东, 董树文, 严加永, 张永谦. 2015. “长江深断裂带”的构造性质: 深地震反射证据. 地球物理学报, 58: 4344–4359
- 孟亚锋, 姚华建, 王行舟, 冯吉坤, 洪德全, 汪小厉. 2019. 用背景噪声成像研究郯庐断裂带中南段及邻区地壳速度结构与变形特征. 地球物理学报(已接收)
- 欧阳龙斌, 李红宜, 吕庆田, 李信富, 江国明, 张贵宾, 史大年, 郑丹, 张冰, 李佳鹏. 2015. 长江中下游成矿带及邻区地壳剪切波速度结构和径向各向异性. 地球物理学报, 58: 4388–4402
- 强建科, 王显莹, 汤井田, 潘伟, 张钱江. 2014. 淮南-溧阳大地电磁剖面与地质结构分析. 岩石学报, 30: 957–965
- 史大年, 吕庆田, 徐明才, 赵金花. 2004. 铜陵矿集区地壳浅地表结构的地震层析研究. 矿床地质, 23: 383–389
- 史大年, 吕庆田, 徐文艺, 严加永, 赵金花, 董树文, 常印佛. 2012. 长江中下游成矿带及邻区地壳结构. 地质学报, 86: 389–399
- 王必金, 林畅松, 陈莹, 卢明国, 刘景彦. 2006. 江汉盆地幕式构造运动及其演化特征. 石油地球物理勘探, 41: 226–230
- 王强, 赵振华, 熊小林, 许继峰. 2001. 底侵玄武岩下地壳的熔融: 来自安徽沙溪^{adakite}质富钠石英闪长玢岩的证据. 地球化学, 30: 353–362
- 王孝磊, 周金城, 陈昕, 张凤凤, 孙梓铭. 2017. 江南造山带的形成与演化. 岩石物理地球化学通报, 36: 714–735
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. 地学前缘, 10: 51–60
- 肖晓, 王显莹, 汤井田, 周聪, 王永清, 陈向斌, 吕庆田. 2014. 安徽庐枞矿集区大地电磁探测与电性结构分析. 地质学报, 88: 478–495
- 徐明, 赵平, 朱传庆, 单竞男, 胡圣标. 2010. 江汉盆地钻井地温测量和大地热流分布. 地质科学, 45: 317–323
- 徐涛, 张忠杰, 田小波, 刘宝峰, 白志明, 吕庆田, 滕吉文. 2014. 长江中下游成矿带及邻区地壳速度结构: 来自立辛-宜兴宽角地震资料的约束. 岩石学报, 30: 918–930
- 徐晓, 吕庆田, 张贵宾, 江国明, 张昌榕, 单希鹏, 吴强. 2015. 长江中下游成矿带三维S波速度结构及对深部过程的约束. 地球物理学报, 58: 4373–4387
- 杨攀新, 高占武, 张俊. 2009. 江汉盆地构造模式和演化及其与中强地震关系研究. 地震, 29: 124–130
- 张国伟, 郭安林, 王岳军, 李三忠, 董云鹏, 刘少峰, 何登发, 程顺有, 鲁如魁, 姚安平. 2013. 中国华南大陆构造与问题. 中国科学: 地球科学, 43: 1553–1582
- 张培震, 邓起东, 张国民, 马瑾, 甘卫军, 闵伟, 毛凤英, 王琪. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 12–20
- 张旗, 金惟俊, 李承东, 王元龙. 2009. 中国东部燕山期大规模岩浆活动与岩石圈减薄: 与大火成岩省的关系. 地学前缘, 16: 21–51
- 张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报, 17: 236–244
- 张永谦, 吕庆田, 滕吉文, 王谦身, 徐涛. 2014. 长江中下游及邻区的地壳密度结构与深部成矿背景探讨——来自重力学的约束. 岩石学报, 30: 931–940
- 郑洪伟, 李延栋. 2013. 长江中下游成矿带岩石圈深部结构的远震P波层析成像. 地球物理学进展, 28: 2283–2293
- 郑秀芬, 欧阳飏, 张东宁, 姚志祥, 梁建宏, 郑洁. 2009. “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. 地球物理学报, 52: 1412–1417
- 郑永飞, 徐峥, 赵子福, 戴立群. 2018. 华北中生代镁铁质岩浆作用与克拉通减薄和破坏. 中国科学: 地球科学, 48: 379–414
- 周涛发, 范裕, 王世伟, White N C. 2017. 长江中下游成矿带成矿规律和成矿模式. 岩石学报, 33: 3353–3372
- 周涛发, 范裕, 袁峰. 2008. 长江中下游成矿带成岩成矿作用研究进展. 岩石学报, 24: 1665–1678
- 周涛发, 范裕, 袁峰, 钟国雄. 2012. 长江中下游成矿带地质与矿产研究进展. 岩石学报, 28: 3051–3066
- 朱光, 刘程, 顾承申, 张帅, 李云剑, 苏楠, 肖世椰. 2018. 郯庐断裂带晚中生代演化对西太平洋俯冲历史的指示. 中国科学: 地球科学, 48: 415–435
- Ammon C J, Randall G E, Zandt G. 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *J Geophys Res*, 95: 15303–15318
- 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. *Geophys J Int*, 169: 1239–1260
- Boschi L, Ekström G. 2002. New images of the Earth's upper mantle from measurements of surface wave phase velocity anomalies. *J Geophys Res*, 107: 2059
- Brocher T M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the earth's crust. *Bull Seismol Soc Am*, 95: 2081–2092
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347:

662–665

- DePaolo D J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet Sci Lett*, 53: 189–202
- Drummond M S, Defant M J. 1990. A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J Geophys Res*, 95: 21503–21521
- Fang H, Yao H, Zhang H, Huang Y C, van der Hilst R D. 2015. Direct inversion of surface wave dispersion for three-dimensional shallow crustal structure based on ray tracing: Methodology and application. *Geophys J Int*, 201: 1251–1263
- Feng M, An M. 2010. Lithospheric structure of the Chinese mainland determined from joint inversion of regional and teleseismic Rayleigh-wave group velocities. *J Geophys Res*, 115: B06317
- Fukao Y, Obayashi M. 2013. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *J Geophys Res*, 118: 5920–5938
- Gu H, Yang X, Nie Z, Deng J, Duan L, Hu Q, Abdul Shakoor M, Gao E, Jasmi Hafiz A A. 2018. Study of late-Mesozoic magmatic rocks and their related copper-gold-polymetallic deposits in the Guichi ore-cluster district, Lower Yangtze River Metallogenic Belt, East China. *Int Geol Rev*, 60: 1404–1434
- Hansen P C. 2007. Regularization tools version 4.0 for Matlab 7.3. *Numer Algor*, 46: 189–194
- Herrmann R B. 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismol Res Lett*, 84: 1081–1088
- Hildreth W, Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contr Mineral Petrol*, 98: 455–489
- Holbrook W S, Mooney W D, Christensen N I. 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust. In: Fountain D M, Arculus R, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*. Amsterdam: Elsevier. 1–44
- Huang J, Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 111: B09305
- Huang R, Xu Y, Zhu L, He K. 2015. Detailed Moho geometry beneath southeastern China and its implications on thinning of continental crust. *J Asian Earth Sci*, 112: 42–48
- Ilchenko T. 1996. Dniepr-Donets Rift: Deep structure and evolution from DSS profiling. *Tectonophysics*, 268: 83–98
- Jiang G, Zhang G, Lü Q, Shi D, Xu Y. 2013. 3-D velocity model beneath the Middle-Lower Yangtze River and its implication to the deep geodynamics. *Tectonophysics*, 606: 36–47
- Lü Q, Shi D, Liu Z, Zhang Y, Dong S, Zhao J. 2015. Crustal structure and geodynamics of the Middle and Lower reaches of Yangtze metallogenic belt and neighboring areas: Insights from deep seismic reflection profiling. *J Asian Earth Sci*, 114: 704–716
- Lü Q, Yan J, Shi D, Dong S, Tang J, Wu M, Chang Y. 2013. Reflection seismic imaging of the Lujiang-Zongyang volcanic basin, Yangtze Metallogenic Belt: An insight into the crustal structure and geodynamics of an ore district. *Tectonophysics*, 606: 60–77
- Li H, Song X, Lü Q, Yang X, Deng Y, Ouyang L, Li J, Li X, Jiang G. 2018. Seismic imaging of lithosphere structure and upper mantle deformation beneath east-central China and their tectonic implications. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 2856–2870
- Li X H, Li Z X, Li W X, Wang X C, Gao Y. 2013. Revisiting the “C-type adakites” of the Lower Yangtze River Belt, central eastern China: In-situ zircon Hf-O isotope and geochemical constraints. *Chem Geol*, 345: 1–15
- Li Y, Gao M, Wu Q. 2014. Crustal thickness map of the Chinese mainland from teleseismic receiver functions. *Tectonophysics*, 611: 51–60
- Ling M X, Wang F Y, Ding X, Hu Y H, Zhou J B, Zartman R E, Yang X Y, Sun W. 2009. Cretaceous ridge subduction along the lower Yangtze River belt, Eastern China. *Econ Geol*, 104: 303–321
- Luo Y, Xu Y, Yang Y. 2012. Crustal structure beneath the Dabie orogenic belt from ambient noise tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 313–314: 12–22
- Luo Y, Xu Y, Yang Y. 2013. Crustal radial anisotropy beneath the Dabie orogenic belt from ambient noise tomography. *Geophys J Int*, 195: 1149–1164
- Ouyang L, Li H, Lü Q, Yang Y, Li X, Jiang G, Zhang G, Shi D, Zheng D, Sun S, Tan J, Zhou M. 2014. Crustal and uppermost mantle velocity structure and its relationship with the formation of ore districts in the Middle-Lower Yangtze River region. *Earth Planet Sci Lett*, 408: 378–389
- Paige C C, Saunders M A. 1982a. Algorithm 583: LSQR: Sparse linear equations and least squares problems. *ACM Trans Math Software*, 8: 195–209
- Paige C C, Saunders M A. 1982b. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Trans Math Software*, 8: 43–71
- Peacock S M, Christensen N I, Bostock M G, Audet P. 2011. High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology*, 39: 471–474
- Rawlinson N, Fichtner A, Sambridge M, Youngjij M K. 2014. Seismic tomography and the assessment of uncertainty. *Adv Geophys*, 55: 1–76
- Rawlinson N, Sambridge M. 2005. The fast marching method: An effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media. *Explor Geophys*, 36: 341–350
- Rawlinson N, Spakman W. 2016. On the use of sensitivity tests in seismic tomography. *Geophys J Int*, 205: 1221–1243

- Ren J, Tamaki K, Li S, Junxia Z. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 344: 175–205
- She Y, Yao H, Zhai Q, Wang F, Tian X. 2018. Shallow crustal structure of the middle-lower Yangtze River region in Eastern China from surface-wave tomography of a large volume airgun-shot experiment. *Seismol Res Lett*, 89: 1003–1013
- Shen W, Ritzwoller M H, Kang D, Kim Y H, Lin F C, Ning J, Wang W, Zheng Y, Zhou L. 2016. A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion. *Geophys J Int*, 206: 954–979
- Shi D, Lü Q, Xu W, Yan J, Zhao J, Dong S, Chang Y. 2013. Crustal structure beneath the middle-lower Yangtze metallogenic belt in East China: Constraints from passive source seismic experiment on the Mesozoic intra-continental mineralization. *Tectonophysics*, 606: 48–59
- Song P, Zhang X, Liu Y, Teng J. 2017. Moho imaging based on receiver function analysis with teleseismic wavefield reconstruction: Application to South China. *Tectonophysics*, 718: 118–131
- Sun W, Ding X, Hu Y H, Li X H. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 262: 533–542
- Tian X, Yang Z, Wang B, Yao H, Wang F, Liu B, Zheng C, Gao Z, Xiong W, Deng X. 2018. 3D seismic refraction travel-time tomography beneath the middle-lower Yangtze River region. *Seismol Res Lett*, 89: 992–1002
- Wang Q, Wyman D A, Xu J F, Zhao Z H, Jian P, Xiong X L, Bao Z W, Li C F, Bai Z H. 2006. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization. *Lithos*, 89: 424–446
- Wang Q, Xu J F, Zhao Z H, Bao Z W, Xu W, Xiong X L. 2004. Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochem J*, 38: 417–434
- Xu J F, Shinjo R, Defant M J, Wang Q, Rapp R P. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30: 1111
- Yao H, Gouédard P, Collins J A, McGuire J J, van der Hilst R D. 2011. Structure of young East Pacific Rise lithosphere from ambient noise correlation analysis of fundamental- and higher-mode Scholte-Rayleigh waves. *C R Geosci*, 343: 571–583
- Yao H, van der Hilst R D, de Hoop M V. 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—I. Phase velocity maps. *Geophys J Int*, 166: 732–744
- Zhang Y, Yao H, Yang H Y, Cai H T, Fang H, Xu J, Jin X, Kuo-Chen H, Liang W T, Chen K X. 2018. 3-D crustal shear-wave velocity structure of the Taiwan Strait and Fujian, SE China, revealed by ambient noise tomography. *J Geophys Res*, 123: 8016–8031
- Zheng X F, Yao Z X, Liang J H, Zheng J. 2010. The role played and opportunities provided by IGP DMC of China national seismic network in Wenchuan earthquake disaster relief and researches. *Bull Seismol Soc Am*, 100: 2866–2872
- Zhou L, Xie J, Shen W, Zheng Y, Yang Y, Shi H, Ritzwoller M H. 2012. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography. *Geophys J Int*, 189: 1565–1583

(责任编辑: 袁怀玉)