科学通报 2012 年 第 57 卷 第 1 期: 59 ~ 64
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

鄂尔多斯东南缘地区的地壳结构

陆一锋*, 徐鸣洁*, 王良书, 米宁, 李华, 于大勇

南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093
* 联系人, E-mail: luyifeng1985@sina.com; goxu@nju.edu.cn

2011-07-29 收稿, 2011-09-20 接受
国家自然科学基金重点项目(40634021)资助

摘要 利用布置在鄂尔多斯东南缘地区的地震台阵记录的远震资料数据, 采用接收函数方法研究这一地区的地壳厚度和地壳结构. 研究结果显示, 各台站下方的Moho震相可以被清楚地识别, Moho 深度向东南方向逐渐变浅, 从鄂尔多斯块体内部的 43 km 一直减小到邻近秦岭北缘的 30 km 左右. 地壳结构和 Moho 形态特征在横向上表现出明显的差异性, 在研究区可以分为 4 个部分: (Ⅰ) 在鄂尔多斯块体内部, Moho 平缓连续, 深度在 40 km 左右, 具有稳定克拉通地壳的特征; (Ⅱ) 渭河-山西地堑, Moho 出现上隆, 上隆幅度 3 km 左右, 地壳减薄, 可能是由上地幔物质上涌引起的; (Ⅲ) 熊耳-伏牛山地区, Moho 平缓连续, 深度在 36~33 km 之间, 往东南方向逐渐变浅, 地壳结构相对简单; (Ⅳ) 邻近秦岭北缘的的河淮盆地, Moho 呈现出强烈的不连续特征, 横向结构差异明显, 平均深度约 31 km. 另外, 位于构造边界的两个台站(st11 和 st18)的下方, Moho 呈现明显的不连续现象, 可能受到边界断裂的影响. 研究结果表明鄂尔多斯东南缘地区地壳结构在横向上有很大的差异和变化, 对研究鄂尔多斯东南缘地区不同块体间的相互关系具有重要的意义.

关键词
接收函数
地壳结构
Moho 界面
H-κ 叠加
CCP 偏移

华北克拉通最早的地壳约在 3.8~4.0 Ga 形成, 分为东部块体(EB)和西部块体(WB). 在 1.8 Ga 年左右, 东部块体和西部块体发生碰撞拼合, 形成了华北块体(NCB)[1]. 晚古生代末期-中生代初期, 华南块体(SCB)向北运动, 与华北块体发生碰撞拼合形成秦岭造山带[2]; 同时, 由于 N-S 向的挤压造山作用增强, 在华北块体的南部形成了 NWW 向展布的熊耳-伏牛山[3]. 新生代时期, 由于受印度-欧亚板块碰撞和太平洋板块俯冲共同作用的影响, 在鄂尔多斯块体周缘地区形成了一系列裂谷型盆地[4]. 由于青藏高原的隆升和向东挤出, 在华北块体的南缘形成了一系列 E-W 和 NWW-SEE 向的左旋走滑断裂[5,6]. 自从华北块体形成以来, 鄂尔多斯东南缘地区经历了多期不同性质的构造活动, 形成了不同构造特征的次级构造单元. 本研究区(图 1(a))既是中国大陆西部碰撞挤压到东部伸展拉张动力学转换的关键地区, 又是华北块体北部的 NE-SW 向构造与南部的近 E-W 向构造的交接部位.

为了更好地理解研究区的构造体制转换, 有必要了解鄂尔多斯东南缘地区的深部地壳结构. 近年来许多学者开展了大量的研究工作来研究华北块体的地壳结构[7~11]. 接收函数方法已经被广泛地应用来研究地震台站下方的地壳上地幔结构[12~14]. 本文利用布设在鄂尔多斯东南缘地区的宽频带流动地震台站的远震记录, 采用接收函数方法研究地壳和上地幔结构, 揭示研究区 Moho 与地壳结构的横向变化特征, 为鄂尔多斯东南缘地区的地球动力学研究提供重要信息.

1 数据和方法

本文利用了 2008 年 8 月至 2010 年 6 月期间, 布设在鄂尔多斯东南缘地区的 22 个宽频带数字地震流

英文版见: Lu Y F, Xu M J, Wang L S, et al. Crustal structure of the southeastern margin of the Ordos Block. Chin Sci Bull, 2011, 56: 3854–3859, doi: 10.1007/s11434-011-4847-7

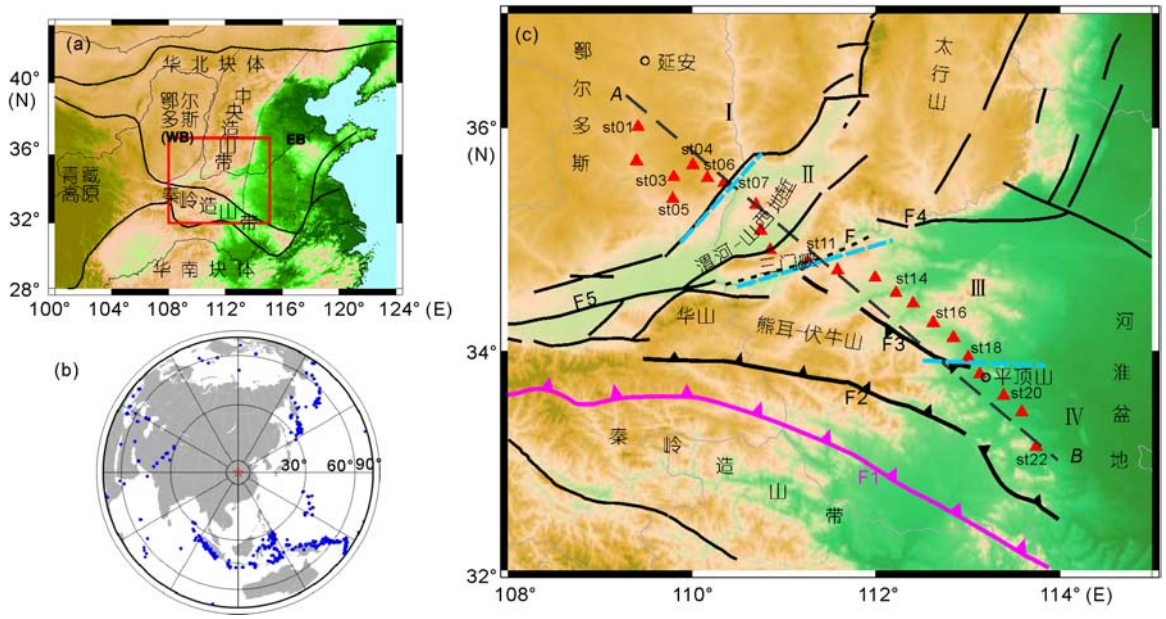

图 1 构造背景及台站和地震事件分布图

(a) 鄂尔多斯东南缘地区构造背景. 红色矩形为本文研究区. (b) 本文所用地震事件分布, 蓝点表示震中, 红色五角星表示台阵中心. (c) 地震台站分布. 红色三角形表示台站位置. 虚线为观测剖面 *AB* 的位置, 其中 *A* (36.3°N, 109.3°E), *B* (33.0°N, 114.0°E). 黑色的线表示断裂. F1, 勉略-岳西缝合带; F2, 栾川-固始断裂; F3, 三门峡-鲁山断裂; F4, 太行山南缘断裂带; F5, 渭河断裂. 黑色虚线 F 为一条推测断裂. 蓝色虚线为观测剖面 *AB* 各个构造分区的边界

动台站的观测记录(图 1(c)). 地震流动台由 Refteck Ⅱ数字采集器和 CMG-40T 地震计组成, 采样率为 40 sps. 从各台站记录中分别挑选震中距在 30°~80°之间, 震级≥5.5 级, 信噪比高、垂向分量的初至 P 波清晰的远震数据用于接收函数计算分析, 总共挑选了 453 个地震事件(图 1(b)). 对于每条地震记录截取 160 s (直达 P 波的前 10 s 至直达 P 波的后 150 s), 并将 N-S 和 E-W 道的地震波形记录转换到径向(*R*)分量和切向(*T*)分量, 最后采用时间域最大熵谱反褶积方法来计算各个台站的接收函数[15]. 计算中高斯系数为 2.5, 水准线采用 0.01, 最终共得到 1145 条接收函数. 图 2 为台站 st22 的接收函数图, Ps 转换波震相可以清楚地辨认.

为了突出比较弱但相干性强的信号, 减小噪音, 引入非线性相位加权叠加方法[16], 分别对各台站径向接收函数进行相位加权叠加. 在相位加权叠加之前, 先对 Ps 震相进行了时差校正[17]. 时差校正的参考震中距为 65°, 参考模型为平均地壳模型, 其中地壳平均 P 波速度 *Vp* 取 6.3 km/s, 波速比 κ 取 1.732, 图 3 为沿 *AB* 剖面排列的各台站相位加权叠加结果.

利用 *H*-κ 叠加方法[18]计算了台站下方的平均地

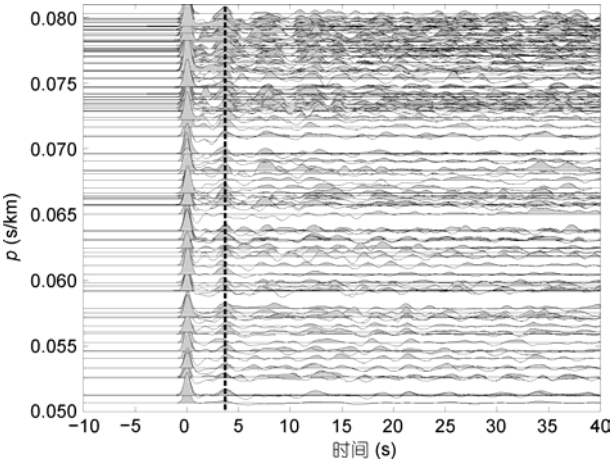

图 2 台站 st22 的径向接收函数图

虚线标示 Ps 震相

壳厚度 *H* 和波速比 κ(*Vp*/*Vs*)(表 1). 计算时 Ps 转换波、多次波 PpPs 和 PpSs+PsPs 的权重分别取 0.7, 0.2 和 0.1, 地壳的 P 波平均速度取 6.3 km/s. 图 4 为台站 st01 和 st14 的 *H*-κ 扫描图, 其中台站 st01 位于鄂尔多斯块体内, 台站 st14 位于熊耳-伏牛山地区, 图 5 为地壳厚度 *H* 和波速比 κ 沿着剖面 *AB* 的变化.

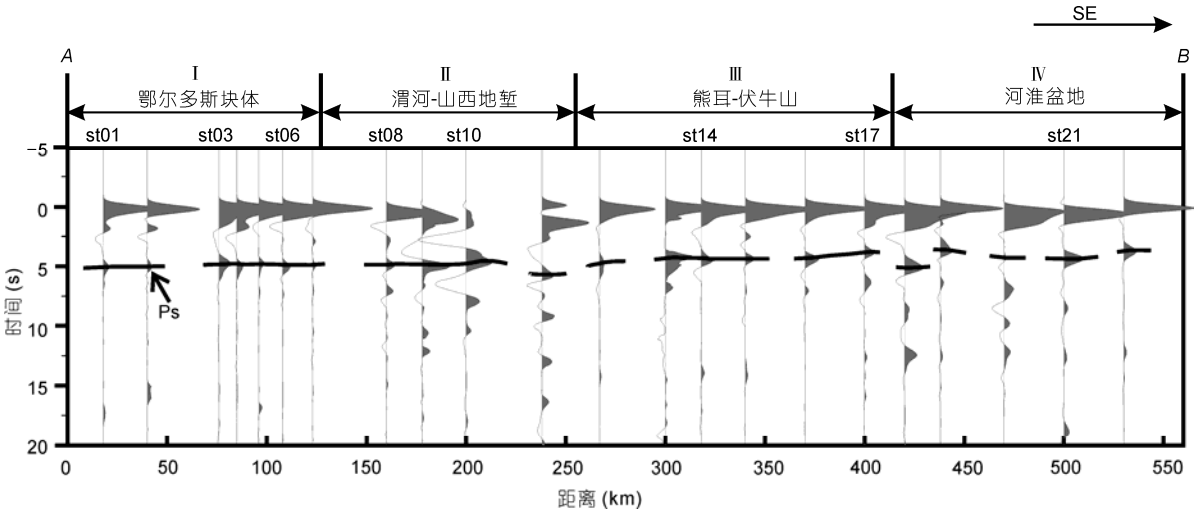

图 3　各台站径向接收函数的相位加权叠加结果

表 1　各台站的地壳平均厚度 *H* 和波速比 *κ*

台站	*H* (km)	*κ*	接收函数数目	构造分区
st01	43.5±0.9	1.69±0.01	31	
st02	40.6±0.9	1.73±0.01	22	
st03	38.8±0.9	1.73±0.01	85	Ⅰ 鄂尔多斯块体
st04	38.2±0.8	1.78±0.01	111	
st05	39.8±0.6	1.72±0.01	18	
st06	37.8±0.8	1.78±0.01	139	
st07	37.4±0.7	1.75±0.01	5	
st08	36.0±0.8	1.79±0.01	56	
st09[a)]	×	×		Ⅱ 渭河-山西地堑
st10	33.4±1.2	1.85±0.01	61	
st11[b)]	38.4±0.8	1.89±0.01	77	
st12	32.8±1.1	1.84±0.02	70	
st13	35.6±0.8	1.73±0.01	10	
st14	34.6±0.8	1.76±0.01	43	Ⅲ 熊耳-伏牛山
st15	33.0±0.8	1.77±0.01	67	
st16	34.8±1.0	1.74±0.01	64	
st17	32.6±0.9	1.69±0.01	96	
st18[b)]	44.0±0.9	1.67±0.02	62	
st19	32.8±1.0	1.65±0.01	82	
st20	28.8±1.5	1.88±0.03	118	Ⅳ 河淮盆地
st21	30.2±0.8	1.85±0.01	81	
st22	31.2±0.9	1.70±0.01	147	

a) 台站 st09 没有记录到较好的地震事件. b) 台站 st11 和 st18 位于构造边界上, 地壳结构复杂. 计算得到的地壳厚度偏大, 可信度不高, 在图 5 中去除了它们的结果

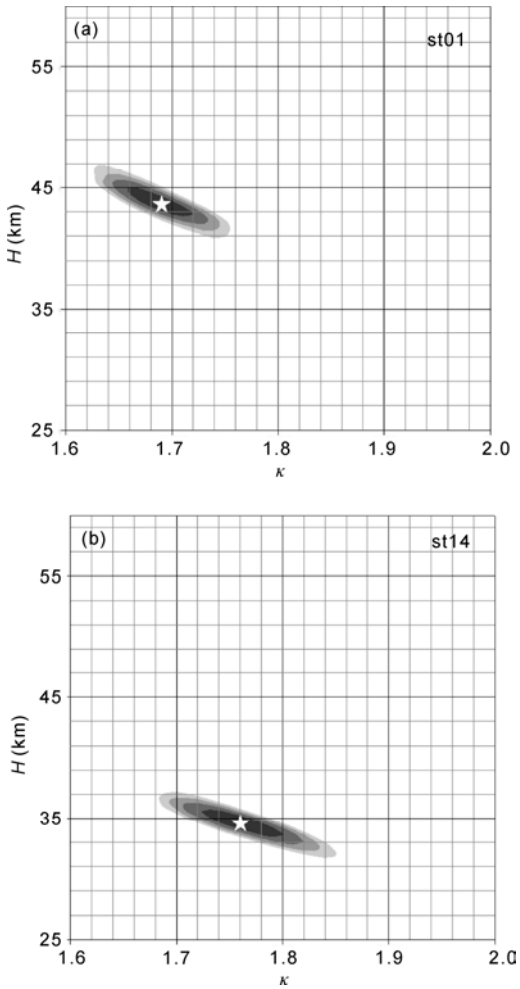

图 4　台站 st01(a)和 st14(b)的 *H*-*κ* 扫描图
白色五角星代表最佳的地壳厚度和波速比(H, κ)

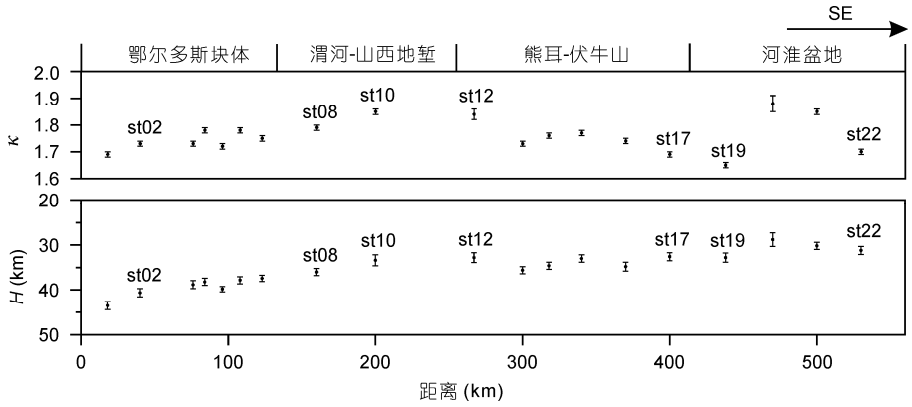

图 5 剖面 *AB* 地壳厚度 *H* 和波速比 *κ* 的变化

采用共转换点(CCP)叠加方法对接收函数进行偏移成像[19~21], 得到了鄂尔多斯东南缘区域的 CCP 偏移剖面(图 6). 进行 CCP 偏移时, 初始速度模型选取 IASP91 模型, 网格划分的水平间距为 10 km, 垂直间距为 2 km.

2 结果

大部分台站都给出了比较清晰的 Moho Ps 震相(图 3). 整条剖面最明显的特征是, Moho 面向东南方向逐渐变浅(图 6). Moho 深度自鄂尔多斯块体内部的 43 km 向东南方向逐渐减小至邻近秦岭北缘的 ~30 km.

在鄂尔多斯块体内部, Moho 界面的 Ps 震相出现在 5 s 左右, 清晰连续. 地壳比较厚, 在 40 km 左右, Moho 面平缓连续, 往东南方向有变浅的趋势. 地壳平均波速比在 1.69~1.78 之间.

在渭河-山西地堑, 由于受到沉积层多次波的影响, Moho 界面的 Ps 震相受到干扰, 能量明显减弱. 经相位加权叠加, 沉积层多次波得到一定的压制. 地壳厚度在 35 km 左右, Moho 面上隆, 上隆幅度 3 km 左右. 地壳平均波速比偏高, 大于 1.79.

在熊耳-伏牛山地区, Moho 界面 Ps 震相较清晰, 约 4 s. 地壳厚度在 36~33 km 之间, Moho 平缓连续, 向东南方向逐渐变浅. 地壳的平均波速比在 1.73 左右.

在邻近秦岭北缘的河淮盆地, Ps 震相比较清晰, 但不很连续. 地壳相对比较薄, 在 31 km 左右, Moho 面形态复杂, 不连续. 地壳平均波速比变化比较大(1.65~1.88).

台站 st11 和 st18 的 Ps 震相出现的时间比较晚,

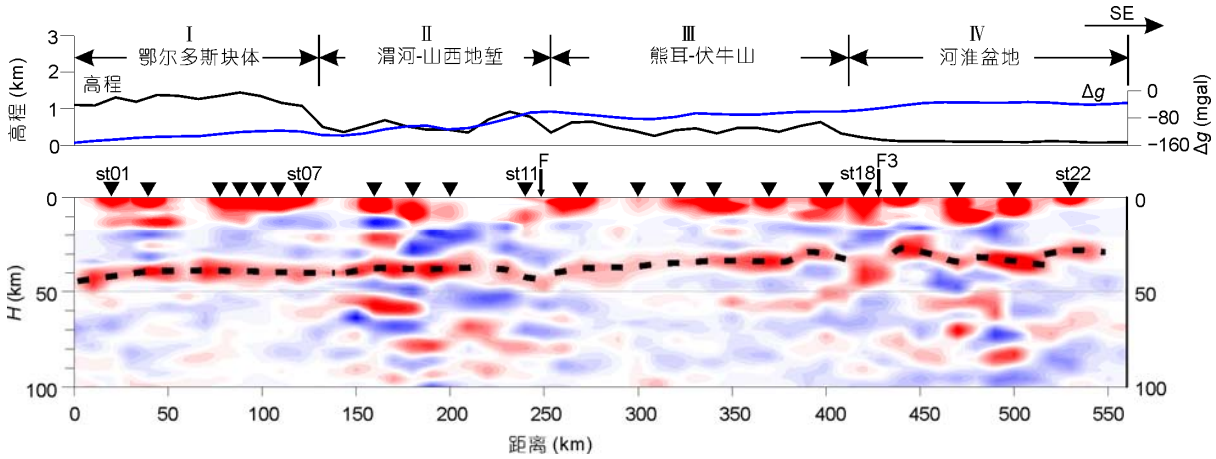

图 6 剖面 *AB* 的接收函数 CCP 偏移图

红色表示叠加幅度为正, 蓝色表示叠加幅度为负. 黑色三角形表示台站在剖面 *AB* 的投影位置. 黑色虚线标示出了莫霍面. F 和 F3 表示断裂(见图 1(c)). 图上部黑色实线表示海拔高度, 蓝色实线为布格重力异常曲线

将近 6 s. 并且在这两个台站的附近, Moho 出现明显的间断现象(图 6).

3 讨论和结论

通过对上述结果的分析, 可见鄂尔多斯东南缘地区地壳结构在横向上变化显著. 根据 Moho 形态特征, 可以将研究区域分为 4 个部分: (Ⅰ) 鄂尔多斯块体, (Ⅱ) 渭河-山西地堑, (Ⅲ) 熊耳-伏牛山及(Ⅳ) 河淮盆地(图 1(c)).

鄂尔多斯块体的地壳结构简单, Moho 面平缓连续, 深度在 40 km 左右, 往东南方向渐渐变浅. Pan 等人[22]利用接收函数方法也计算得到了类似结果. 本文研究结果与人工地震探测结果[23]和重力数据计算得到的结果[24]相一致. 鄂尔多斯块体自前寒武纪以来内部变形很小[4], 地震活动弱, 大地热流值很低[25], 显示鄂尔多斯块体的构造非常稳定, 属于典型的克拉通块体.

在渭河-山西地堑下部, Moho 面呈现出上隆的现象, 上隆幅度约 3 km. Pan 等人[22]和赵金仁等人[23]在这个地区也得到类似的结果. 该地区的布格重力异常曲线也呈现出上隆的特征(图 6). 这个地区的大地热流值相对比较高[23]. Moho 的上隆可能反映了新生代时期在印度-欧亚板块碰撞和太平洋板块俯冲的共同作用下, 渭河-山西地堑下部出现上地幔物质上涌, 地壳变薄的现象. 唐有彩等人[26]在山西地堑北部区域的研究中, 也出现了 Moho 面上隆的现象, 而上隆幅度为 4~6 km, 说明地堑下方上地幔物质上涌的活动程度在北部可能比南部强.

在台站 st11 附近, Moho 出现明显的间断现象. 布格重力异常曲线在台站 st11 附近出现一个较大的梯度变化(图 6). 从图 1(c)中可以看到, 台站 st11 位于渭河断裂(F5)向东延伸、或太行山南缘断裂带(F4)向西延伸的线上. 太行山南缘断裂带是南华北和北华北两个块体之间的构造边界[27], 渭河断裂则可能是鄂尔多斯块体与秦岭造山带之间的一条深大边界断裂[28]. 因此, 台站 st11 可能位于一条深大边界断裂(F)上, 这条断裂对地壳深部结构产生影响.

进入熊耳-伏牛山地区, Moho 面又变得平缓连续, 深度在 36~33 km, 往东南方向逐渐变浅. 这个地区的 Moho 形态比较简单, 为稳定的地壳结构. 然而, 该区地表构造十分复杂, NW 及 NWW 向褶皱冲断构造受到 NE 及近 EW 向的伸展断陷的叠加, 显示出盆岭相见的格局. 稳定的地壳结构表明复杂的地表构造活动特征只在浅层发育, 并没有对这个区域的地壳深部结构产生影响.

Moho 平缓连续的特征在台站 st18 附近终止. 在台站 st18 的下方, Moho 又出现明显间断的现象. 在台站 st18 附近, 三门峡-鲁山断裂(F3)经过测线剖面 AB, 结果表明三门峡-鲁山断裂可能是一条深大断裂. 在磁异常图上, 该断裂北侧异常为高值[29], 并且这条断裂被认为是南华北块体的构造稳定区和活动区的分界[29,30].

穿过三门峡-鲁山断裂进入河淮盆地, Moho 变得不平坦, 形态复杂, 深度在 31 km 左右. 这个现象表明了这个地区的地壳结构和构造环境可能比较复杂. 该区段邻近秦岭造山带的北缘, 属于南华北块体的构造活动区[29,30]. 自晚古生代华南-华北板块碰撞拼贴以来, 这个地区的构造演化一直比较活跃. 在新生代时期, 由于受到青藏高原隆升向东挤出的影响, 发育了一系列近 E-W 和 NWW-SEE 向的左旋走滑断裂[5,6]. 因此, 这个地区的下地壳可能在构造演化时期经历了多次叠加和改造, 结构变得十分复杂.

致谢 感谢山西省地震局和河南省地震局在野外观测时给予的帮助, 感谢南京大学地球科学与工程学院黄周传、王攀、毛小林、徐树斌在研究中给予的大量帮助.

参考文献

1 Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. Precambrian Res, 2001, 107: 45–73
2 吴福元, 徐义刚, 高山, 等. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, 2008, 24: 1145–1174
3 徐汉林, 赵宗举, 吕福亮, 等. 南华北地区的构造演化与含油气性. 大地构造与成矿学, 2004, 28: 450–463
4 邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 等. 华北地区岩石圈类型: 地质与地球物理证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 698–711

5 Huang W, Wu Z W. Evolution of the Qinling orogenic belt. Tectonics, 1992, 11: 371–380
6 Zhang Y Q, Vergely P, Mercier J. Active faulting in and along the Qinling Range (China) inferred from SPOT imagery analysis and extrusion tectonics of south China. Tectonophysics, 1995, 243: 69–95
7 朱日祥, 郑天愉. 华北克拉通破坏机制与古元古代板块构造体系. 科学通报, 2009, 54: 1950–1961
8 赵志新, 徐纪人. 广角反射地震探测得到的中国东部地壳三维 P 波速度结构. 科学通报, 2009, 54: 931–937
9 嘉世旭, 张先康. 华北不同构造块体地壳结构及其对比研究. 地球物理学报, 2005, 48: 611–620
10 赵国泽, 詹艳, 王立凤, 等. 鄂尔多斯断块地壳电性结构. 地震地质, 2010, 32: 345–359
11 Tian X B, Teng J W, Zhang H S, et al. Structure of crust and upper mantle beneath the Ordos Block and the Yinshan Mountains revealed by receiver function analysis. Phys Earth Planet Int, 2011, 184: 186–193
12 Langston C A. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. J Geophys Res, 1979, 84: 4749–4762
13 徐强, 赵俊猛, 崔仲熊, 等. 青藏高原班公湖-怒江缝合带中部的 Moho 错断. 科学通报, 2010, 55: 80–86
14 米宁, 王良书, 李华, 等. 天山和塔里木盆山接合部地壳上地幔速度结构研究. 科学通报, 2005, 50: 363–368
15 吴庆举, 田小波, 张乃玲, 等. 计算台站接收函数的最大熵谱反褶积方法. 地震学报, 2003, 25: 382–389
16 Schimmel M, Paulssen H. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. Geophys J Int, 1997, 130: 497–505
17 Yuan X H, Ni J, Kind R, et al. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment. J Geophys Res, 1997, 102: 27491–27500
18 Zhu L P, Kanamori H. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. J Geophys Res, 2000, 105: 2969–2980
19 Dueker K G, Sheehan A F. Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track. J Geophys Res, 1997, 102: 8313–8327
20 Kind R, Yuan X H, Saul J, et al. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian Plate subduction. Science, 2002, 298: 1218–1221
21 Yuan X H, Sobolev S V, Kind R, et al. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. Nature, 2000, 408: 958–961
22 Pan S, Niu F. Large contrasts in crustal structure and composition between the Ordos plateau and the NE Tibetan plateau from receiver function analysis. Earth Planet Sci Lett, 2011, doi: 10.1016/j.epsl.2011.01.007
23 赵金仁, 张先康, 王夫运, 等. 中国煤矿第一爆对华北克拉通岩石圈结构研究的启示. 科学通报, 2009, 54: 924–930
24 江为为, 郝天珧, 宋海斌. 鄂尔多斯盆地地质地球物理场特征与地壳结构. 地球物理学进展, 2000, 15: 45–53
25 Hu S B, He L J, Wang J Y. Heat flow in the continental area of China: A new data set. Earth Planet Sci Lett, 2000, 179: 407–419
26 唐有彩, 冯永革, 陈永顺, 等. 山西断陷带地壳结构的接收函数研究. 地球物理学报, 2010, 53: 2102–2109
27 张岳桥, 马寅生, 杨农. 太行山南缘断裂带新构造活动及其区域运动学意义. 地震地质, 2003, 25: 169–182
28 Huang Z C, Xu M J, Wang L S, et al. Shear wave splitting in the southern margin of the Ordos Block, North China. Geophys Res Lett, 2008, 35: L19301, doi: 10.1029/2008GL035188
29 杨明慧, 王嗣敏, 郑晓凤, 等. 华北克拉通南部及邻区航磁异常特征与构造分区. 地质论评, 2009, 55: 862–872
30 徐汉林, 赵宗举, 杨以宁, 等. 南华北盆地构造格局及构造样式. 地球学报, 2003, 24: 27–33