中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 10 期: 1651 ~ 1658
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

利用接收函数研究渭河地堑及其周边地壳结构

徐树斌*, 米宁†, 徐鸣洁, 王良书, 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: xushubin89@gmail.com
† 同等贡献, E-mail: mining@nju.edu.cn

收稿日期: 2012-12-22; 接受日期: 2013-04-08; 网络版发表日期: 2013-09-10
国家自然科学基金项目(批准号: 40474017, 41174038)资助

摘要 利用接收函数方法对横跨秦岭造山带、渭河地堑及鄂尔多斯块体的 15 个地震观测台站下方的地壳结构进行研究分析, 结果表明三种不同类型(造山带型、拉张盆地型和稳定克拉通型)的构造单元的地壳结构和物质组成存在明显的差异. 秦岭北缘平均地壳厚度为 37.8 km, 泊松比为 0.247, 相对偏低的泊松比表明地壳物质长英质组分增加. 鄂尔多斯块体南缘平均地壳厚度为 39.2 km, 泊松比为 0.265, 偏高的泊松比与鄂尔多斯下方古老的铁镁质结晶基底以及浅部沉积有关. 通过接收函数正演计算表明低速的、厚度较大的松散沉积层对 Mohorovičić 不连续面(Moho)的震相具有较大影响, 是渭河地堑内部台站的接收函数 Moho 转换震相不清楚的主要原因. S 波速度结构反演结果表明渭河地堑上覆松散沉积层, 其厚度约为 4~8 km, 该沉积层使得位于渭河地堑内台站的接收函数 Moho 震相复杂. 另外渭河地堑下方中下地壳位置存在一高速区域, 该高速体可能与渭河断裂系统的活动有关.

关键词
渭河地堑
接收函数
泊松比
地壳结构

本研究区位于青藏高原东面, 包括渭河地堑、鄂尔多斯块体南缘和秦岭造山带北缘, 是华北克拉通和扬子板块间的重要构造单元(图1(a)), 对研究中国大陆内部弥散变形和大陆动力学有重要意义. 鄂尔多斯块体是华北克拉通西部块体的一部分, 为一稳定的克拉通块体, 其浅部为叠加在华北克拉通基底上的大型中生代陆内沉积盆地(张岳桥等, 2003). 鄂尔多斯块体在构造活动史上表现为整体的升降或旋转, 内部构造活动少, 但与其相关的周边构造活动强烈(范俊喜等, 2003; 李延兴等, 2005). 秦岭造山带是华北克拉通和扬子板块碰撞的产物, 经历了复杂的构造演化过程, 内部构造变形强烈(欧阳建平等, 1996). 自新元古代到早中生代, 秦岭地区发生了强烈的大陆碰撞缝合和陆内造山作用, 伴随着逆掩推覆和强烈隆升以及后期的走滑作用, 该地区发生了大规模的酸性岩浆活动(张复新等, 2004; 张成立等, 2008). 渭河地堑属于新生代断陷沉积盆地, 秦岭造山带和鄂尔多斯块体分别位于其南北两侧. 由于受到青藏高原向东推挤作用的影响, 鄂尔多斯块体发生逆时针方向旋转(Huang 等, 2008; 李延兴等, 2005), 加上秦岭造山带不同时期的推压、拉张作用, 最终导致渭河地堑内部发生剪切走滑, 变形强烈(刘春等, 2009). 伴随着新生代以来的走滑拉张作用, 渭河地堑上部快速堆积了较厚的新生代沉积物(Zhang 等,

中文引用格式: 徐树斌, 米宁, 徐鸣洁, 等. 利用接收函数研究渭河地堑及其周边地壳结构. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1651–1658
英文引用格式: Xu S B, Mi N, Xu M J, et al. Crustal structures of the Weihe graben and its surroundings from receiver functions. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4719-x

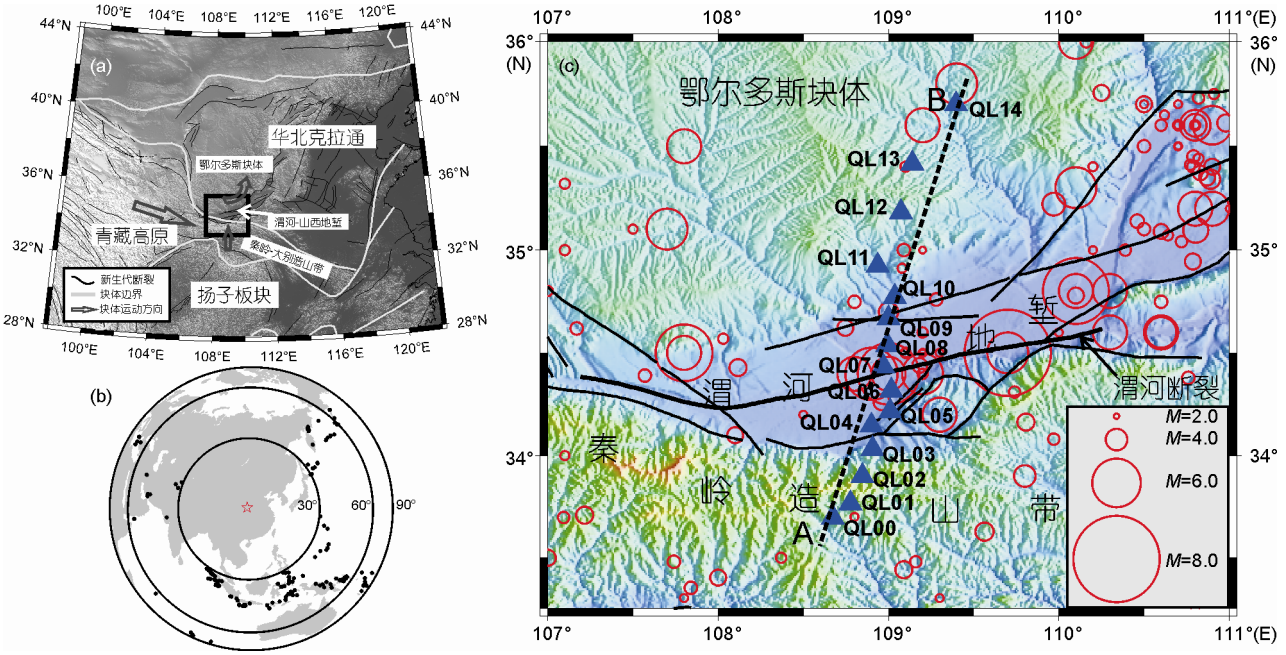


图 1　研究区构造与所用事件分布图

(a) 研究区构造背景. 黑色方框为研究区所在, 包括鄂尔多斯块体南缘, 秦岭造山带北缘及渭河地堑; (b) 所用的远震地震事件分布, 震中距为 30°~90°, 震级≥5.0; (c) 蓝色三角代表台站所在位置, 编号从 QL00 至 QL14, 其中 QL00~QL03 位于秦岭造山带, QL04~QL10 位于渭河盆地内, QL11~QL14 位于鄂尔多斯块体内部. 虚线 AB 为测线, 红色圆圈为有记录的及历史上的天然地震事件分布, 黑线为新生代断裂

1995). 该地区地震活跃, 历史上曾发生过华县 8.0 级大地震(图 1(c)). 对研究区深部结构的研究, 将进一步帮助人们理解渭河地堑形成机制, 探讨地堑及其周边块体的地壳结构和物质组成的差异.

接收函数是目前研究地壳及上地幔顶部结构的主要方法之一, 它利用远震 P 波在速度界面的转换震相的能量和到时差来计算出地壳的厚度和平均泊松比, 该两项参数可以为研究区的构造特征和物质组成提供重要佐证. 另外通过接收函数反演可以得到地壳及上地幔顶部的一维 S 波速度结构. 接收函数方法在表层不存在松散沉积层的区域能获得很好的地壳厚度和泊松比结果, 近年来, 接收函数在沉积盆地的表现逐渐被人们关注(Eagar 等, 2011; Mohsen 等, 2011; Sodoudi 等, 2009; Zhao 等, 2005; 唐有彩等, 2010). 在接收函数研究中, 沉积层与结晶基底界面(结晶基底面)的转换、多次震相和 Moho 震相之间的关系尚不明确. 前人在本研究区以及围绕鄂尔多斯块体内部和周边获得了一定的研究成果, 其中包括陕西地震台站和国家区域台网的接收函数结果(Pan 等, 2011; 刘春等, 2009), 这些研究中位于渭河地堑内部台站分布较少. 体波和面波研究成果也给出了研究区大尺度的三维速度结构(Tian 等, 2009; 李多等, 2012), 以及研究区北面(Tian 等, 2011)和东面(唐有彩等, 2010)的测线结果可以和本文的研究进行类比分析. 另外, 陕西地震局在该区域进行了长期的人工地震探测研究(冯希杰等, 2008; 任隽等, 2012; 师亚芹等, 2008; 张少泉等, 1985), 其结果对包括渭河地堑及其南北两侧块体的浅部和深部结构进行了很好的剖析. 本文将利用横跨秦岭造山带、渭河地堑、鄂尔多斯块体三个构造单元的地震测线的接收函数结果, 来获得研究区的地壳厚度和泊松比, 及 S 波速度结构, 从而讨论各构造单元的特征差异及相互关系. 并希望通过含沉积层的接收函数正演计算, 分析存在不同厚度及不同速度的沉积层时, 结晶基底面的转换震相对 Moho 转换震相的影响, 用来解释不同构造单元的接收函数实际观测结果.

1　数据与方法

本文数据来自 15 个宽频带三分量流动台站(QL00~QL14)组成的地震测线, 测线近南北走向, 自南向北依次经过了秦岭造山带北部, 渭河地堑和鄂

尔多斯块体南缘(图 1(c)). 台站间距约 30 km, 总测线长度约 240 km, 仪器采样率为 40 Hz. 数据记录时间从 2005 年 8 月至 2006 年 9 月, 长达 12 个月. 依据地震目录选择了震级大于 5.0, 震中距为 30°~90°, 信噪比高的远震记录来计算接收函数(图 1(b)), 每个台站用于计算的事件数及其位置分布见表 1.

接收函数方法自 Langston(1977a, 1977b)提出以来, 被广泛用于研究地球内部结构, 该方法主要利用速度界面产生的转换波的能量和到时差, 来研究界面的深度及速度信息. 远震 P 波接收函数主要用于研究地壳及上地幔结构, 提取台站下方 P 波接收函数的方法是将三分量地震计的垂向道近似为震源时间函数(Langston, 1979; Langston 等, 2001; Owens 等, 1984), 分别对径向和切向道在频率域或时域内做反褶积运算(Langston, 1979; 吴庆举等, 2003), 获得径向和切向接收函数. 一般只使用径向接收函数进行后期处理.

Zhu 等(2000)提出地壳厚度-波速比(H-κ)扫描叠加的方法来获得台站下方的地壳厚度和平均波速比. 该方法给定地壳的平均 P 波速度, 利用不同的 H 和κ 计算各震相(P_mS, P_mPPS 和 $P_mSPS\&P_mPSS$)的到时差, 根据到时差叠加各震相振幅, 选取最大振幅对应的 H 和κ 作为台站下方地壳厚度和波速比. 为了得到更精细的地壳速度结构, 本文在不同的构造单元选择对应的初始模型, 利用线性迭代反演的方法获得台站下方的 S 波速度结构(Ammon 等, 1990).

2　结果

2.1　接收函数计算结果

图 2 列出了所有台站径向接收函数叠加后的平均结果. 根据震相特征可以将接收函数分为两类: 第一类包括位于秦岭的台站(QL00~QL03)和鄂尔多斯的台站(QL11~QL14), 其 Moho 转换震相 P_mS, P_mPPS 和 $P_mSPS\&P_mPSS$ 清楚, P_mS 相对直达 P 波的延时分别约为 4.7 s 和 5.0 s; 第二类为位于渭河地堑的台站(QL04~QL10), 这一类接收函数结晶基底面的 P_bS 震相显著, 到时差为 0.9~1.5 s. 而 P_mS 震相的到时和能量与第一类存在明显差异, 无法准确识别, 并且后续多次波能量较大, 震相复杂.

2.2　H-κ 扫描叠加

H-κ扫描叠加过程中, 选择 P_mS, P_mPPS 和 $P_mSPS\&P_mPSS$ 的叠加权分别为 0.7, 0.2 和 0.1, 地壳平均的 P 波速度为 6.3 km/s. 为了消除渭河地堑沉积层对扫描结果的影响, 扫描前假设沉积层 P 波速度为 4.0 km/s, 根据 P_bS 的延时, 估算出沉积层厚度, 并依此在扫描过程中对 Moho 转换震相到时差进行校正. 图 3 给出了三个位于各构造单元的台站扫描叠加结果, 秦岭及鄂尔多斯内部台站扫描结果收敛好, 能获读取到可靠的地壳厚度和波速比(图 3(a), (b)). 在渭河地堑中, H-κ扫描叠加结果出现多个能量团, H 和κ

表 1　台站位置及 H-κ 扫描叠加结果

台站编号	事件数	台站所在构造单元	地壳厚度 H (km)	波速比κ	泊松比σ
QL00	61	秦岭造山带	37.8±1.2	1.728±0.012	0.248
QL01	88		38.2±1.1	1.690±0.009	0.231
QL02	121		37.6±0.9	1.762±0.011	0.262
QL03	159		37.6±1.5	1.720±0.016	0.245
QL04	105	渭河地堑	–	–	–
QL05	78				
QL06	28				
QL07	72				
QL08	73				
QL09	85				
QL10	111				
QL11	76	鄂尔多斯块体	36.8±1.0	1.786±0.014	0.272
QL12	110		39.8±1.1	1.782±0.015	0.270
QL13	97		38.4±1.0	1.780±0.012	0.269
QL14	40		39.4±1.0	1.748±0.013	0.257

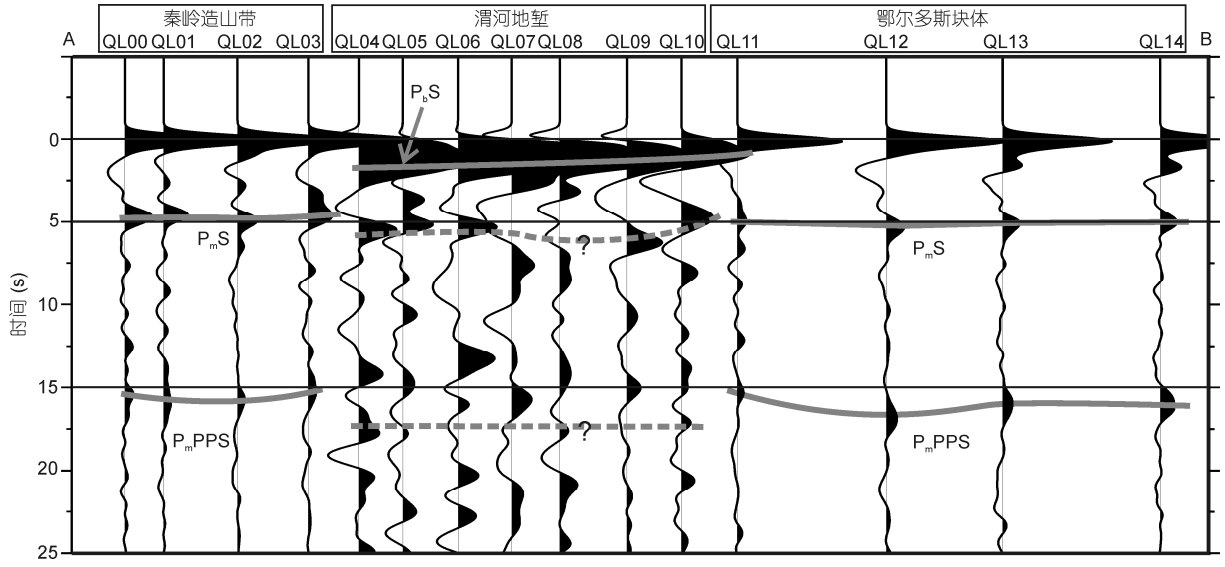


图 2　各台站径向接收函数叠加平均结果图

结果按照台站在测线 AB 的垂直投影位置排列

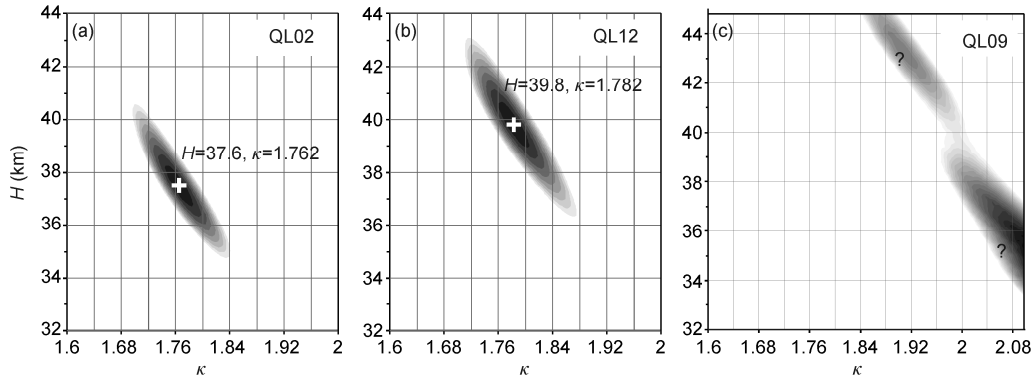


图 3　*H*-κ 扫描叠加结果图

QL02, QL12 和 QL09 分别代表秦岭、鄂尔多斯块体和渭河地堑的结果, 白色十字为能量最大对应的地壳厚度和波速比. QL09 扫描结果表明无法获得合理的地壳厚度及波速比

的可信度不高, 因此从结果中予以剔除(图 3(c)). 地壳厚度 H 和波速比κ, 以及根据公式σ=0.5×[1−1/(κ^2−1)]计算得到的泊松比σ见表 1. 秦岭平均地壳厚度约为 37.8 km, 较鄂尔多斯块体薄 1~2 km. 鄂尔多斯块体平均泊松比较大, 达到 0.27, 秦岭相对较小为 0.24 左右.

3　含沉积层接收函数正演

沉积盆地浅表往往存在一层速度较低的沉积层, 它与下覆的结晶基底形成一个明显的界面, 即前文中提到的结晶基底面. 结晶基底面的转换波 P_bS 能量显著, 在多数盆地内部接收函数的研究中被提到(Eagar 等, 2011; Mohsen 等, 2011; Pan 等, 2011; Sodoudi 等, 2009), 且由于后续多次波干扰, 导致 Moho 转换震相模糊.

针对本文的研究区, 设置了两种波速不同的沉积层分别对应渭河地堑的沉积盆地和鄂尔多斯块体的沉积盆地. 通过改变沉积层的厚度, 并保持总地壳厚度为 38 km, 计算不同沉积厚度的理论接收函数(图 4), 进而了解沉积盆地的接收函数震相特征. 正演结果表明: (1) 当沉积层速度较低时, 厚度大于 5 km 的沉积层将对 Moho 的 P_mS 震相产生明显的干扰,

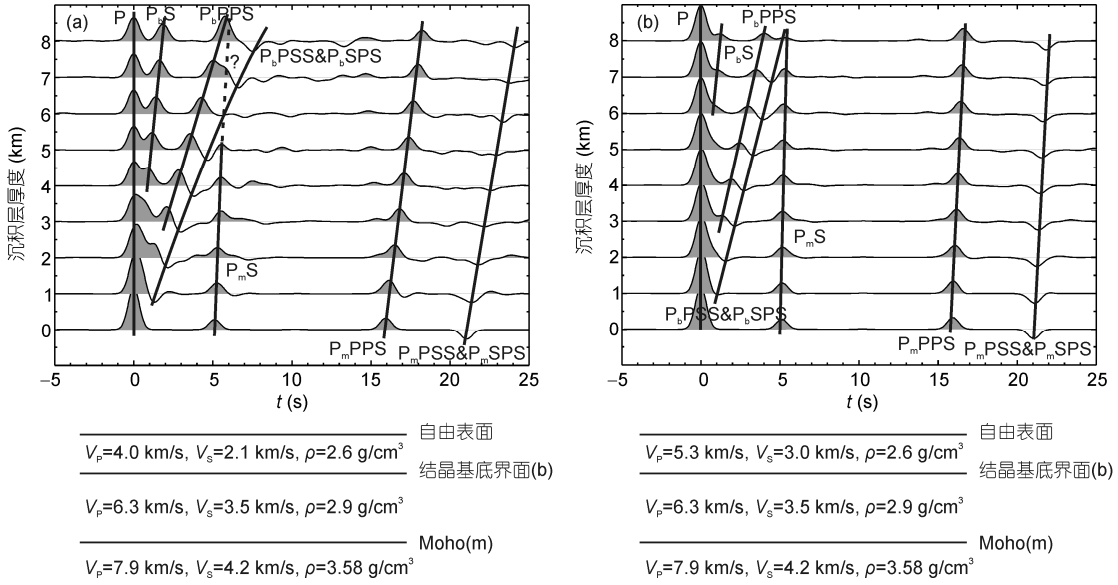


图 4　含沉积层接收函数正演结果图

(a) 沉积层速度较低, 代表新生代的沉积, 与渭河地堑对应; (b) 沉积层速度相对较大, 代表古老的沉积盆地, 与鄂尔多斯块体对应. 正演的射线参数均为 0.07 s/km, 沉积层厚度从 0 km 到 8 km, 并保持总地壳厚度为 38 km. b 和 m 分别为对应界面的代号

当厚度小于 4 km 时, 结晶基底面的转换波 P_bS, P_bPPS 和 $P_bPSS\&P_bSPS$ 到时位于直达 P 波和 Moho 转换波 P_mS 之间, 对 P_mS 震相影响较小, P_mS 震相清楚; (2) 当沉积层速度与结晶基底速度相当时, 由于结晶基底面转换波的能量小, 且到时几乎介于直达 P 和 P_mS 之间, 因此 8 km 及以下厚度的沉积层并没有导致结晶基底面的转换波对 Moho 转换震相的影响; (3) 沉积层可以导致 Moho 转换震相明显的延迟, 图 4(a)中的 8 km 厚的沉积层导致 P_mS, P_mPPS 和 $P_mSPS\&P_mPSS$ 震相分别延迟 0.9, 2.2 和 3.1 s. 由此可见, 渭河地堑接收函数 P_mS 模糊, 且存在后续能量显著的多次波是由于浅部松散的沉积层所致, 而鄂尔多斯块体沉积层年代古老, 速度相对较大, Moho 转换震相几乎不受干扰.

4　S 波速度结构反演

接收函数对 S 波的速度变化最敏感(Ammon, 1991), 因此反演中只改变 S 波速度 V_S, P 波速度 V_P 和密度 ρ 分别由 $V_P=1.732V_S$ 和 $\rho=0.32V_P+0.77$ 计算得到. 根据台站位置及两类接收函数的特征, 反演中的初始模型包括含沉积低速层和不含低速层两种(图 5). 反演过程中采用 Kennett(1983)合成地震图的方法计算理论接收函数, 利用 Randall(1989)的方法计算微分地震图, 同时增加模型光滑度的约束条件(Ammon 等, 1990).

图 5 给出了所有台站下方的一维 S 波速度反演结果, S 波速度结构为所有射线分别反演之后进行叠加平均后的结果. 渭河地堑的结晶基底面及秦岭、鄂尔多斯的 Moho 较明显, 其中渭河地堑浅部存在明显的低速速度梯度层. 将所有台站的 S 波速度按台站位置排列, 并进行适当插值, 得到了沿测线 AB 下方的二维 S 波速度结构(图 6). S 波速度结构很好的反映了三个构造单元不同的地壳结构特征: 渭河地堑上部为低速沉积层, 中下地壳存在高速区, Moho 面结构复杂, QL09 台站下方 12~30 km 存在高速和低速结合带; 秦岭和鄂尔多斯块体 Moho 面清晰, 壳内速度梯度相对正常.

5　讨论与结论

正演的研究结果显示, 沉积层的厚度和速度大小对接收函数有显著的影响, 沉积层速度影响结晶基底面转换波的能量, 沉积层厚度决定了结晶基底转换波到时, 两者最终可能导致 Moho 的 P_mS 震相模糊或消失. 渭河地堑顶部的沉积层形成于新生代, 地

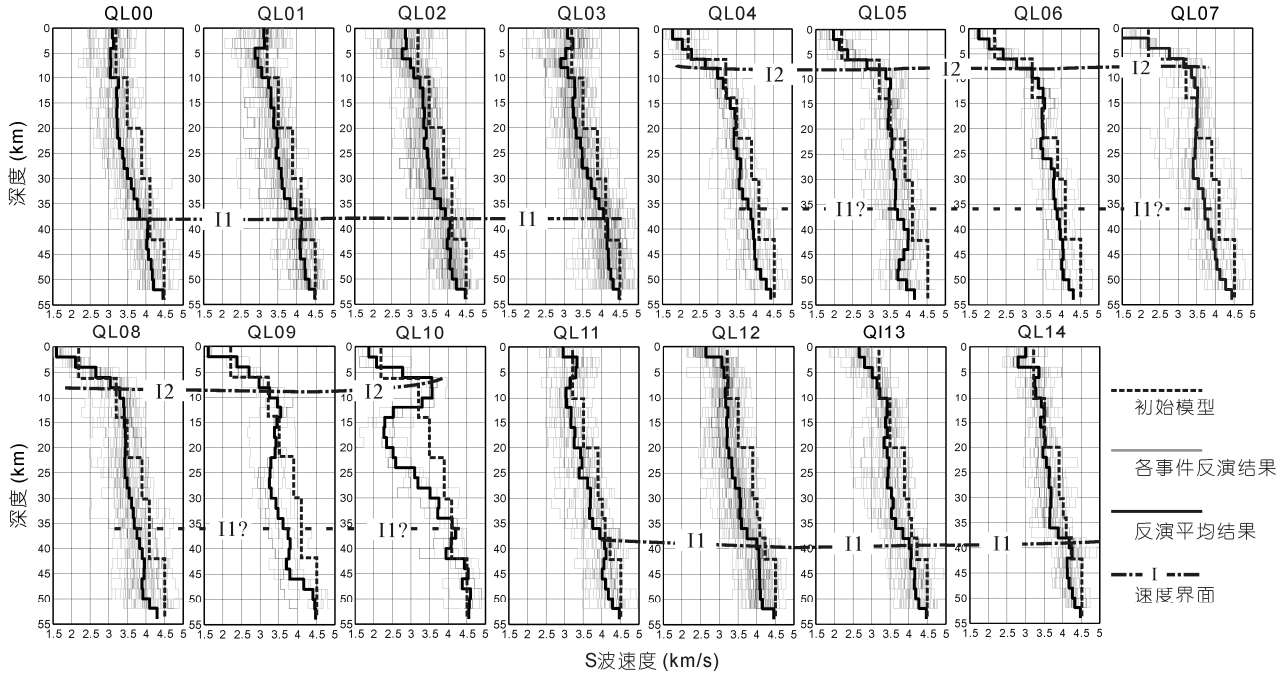


图 5　各台站 S 波速度结构反演结果图

界面 I1 代表 Moho; I2 代表渭河地堑的结晶基底面

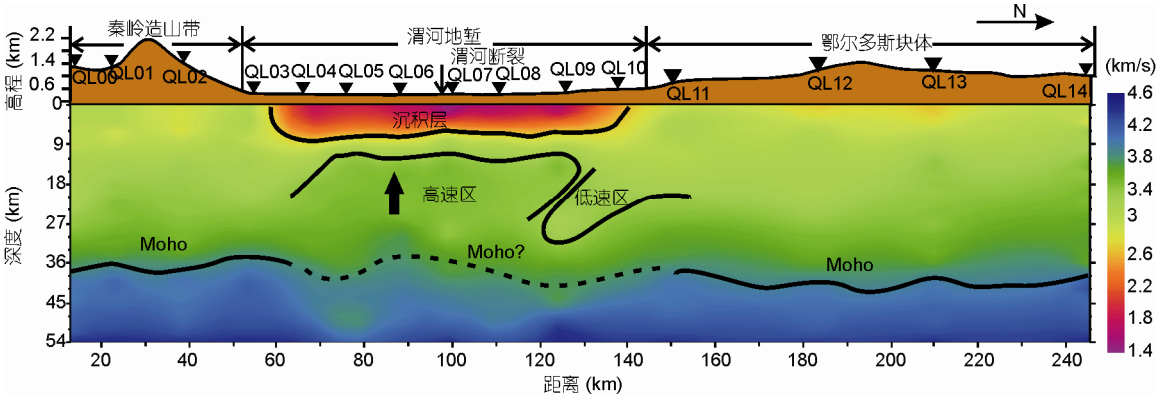


图 6　S 波速度结构图

通过插值之后获得的沿测线 AB 下方的 S 波二维速度结构, 上部为地形起伏. 黑色三角为台站相对测线的投影位置

震波速度相对较低, 通过 S 波反演得到的最大沉积厚度超过 6 km, 与人工地震观测结果比较吻合(冯希杰等, 2008; 师亚芹等, 2008). 由于该沉积层的存在, 结晶基底面上生成的多次波干扰了 Moho 转换震相的到时和能量, 因此直接利用震相分析的方法无法获得准确的地壳厚度及泊松比信息(图 3(c)). 而鄂尔多斯块体上覆的盆地发育于中生代, 其平均地震波速度与结晶基底相差较小, 因此其 Moho 转换震相清楚, H-κ 扫描叠加结果可靠(图 3(b)).

泊松比能很好的反映岩石的矿物组成, 低泊松比到高泊松比代表岩石从长英质到镁铁质的转变(Christensen 等, 1975; 嵇少丞等, 2009), 并且新生沉积物的泊松比一般大于地壳岩石(Zheng 等, 2005). 本研究的鄂尔多斯平均泊松比值为 0.265, 唐有彩等(2010)研究跨山西地堑的测线时鄂尔多斯内部台站 LW7 的泊松比值也为 0.265, Pan 等(2011)利用遍布在

鄂尔多斯台站得到的平均泊松比为 0.261. 这些结果都表明, 鄂尔多斯块体浅部的古老沉积层以及加厚的下地壳镁铁质组分共同导致偏高的泊松比(Pan 等, 2011; Tian 等, 2011). 而秦岭造山带泊松比相对鄂尔多斯较低, 反应了长英质组分的增加, 这与秦岭地区古生代以来强烈的造山运动和岩浆活动导致的上地壳加厚(张国伟等, 1996)有关. 本研究测线的泊松比结果可以和 Tian 等(2011)跨鄂尔多斯和阴山的测线进行类比. 计算的接收函数结果表明秦岭的 Moho 转换震相清晰, 同时存在能量相对较小的壳内震相, 而鄂尔多斯块体的接收函数波形简单(图 2), 说明鄂尔多斯块体相对秦岭造山带而言为一稳定块体, 壳内构造变形活动少.

鄂尔多斯块体的地壳相对较厚, 表现为稳定的克拉通块体, Tian 等(2011)利用位于鄂尔多斯中部台站得到的地壳厚度为 41 km, 本文研究结果接近 40 km, 两者结果基本一致. Pan 等(2011)的接收函数研究结果认为渭河地堑的平均地壳厚度约 30 km, 任隽等(2012)的宽角反射/折射地震测深剖面得到的 Moho 面深度为 33 km, 且相对于南北两侧, Moho 面出现上拱. 而本文的接收函数研究结果表明渭河地堑 Moho 面震相复杂, 出现强能量的多次波(图 2), 通过 S 波反演得到的地壳与地幔的速度界面特征也不明显(图 5, 6), 这些都与渭河地堑浅部约 6 km 厚的松散沉积层的转换震相干扰了 Moho 面转换波有关, 但是这并不说明渭河地堑下方不存在 Moho 界面. 渭河地堑中下地壳存在高速区(图 6), 丁韫玉等(2000)的 S 波层析成像结果也表明该高速区的存在, 该速度异常区属于老的华北克拉通基底残余或是由于渭河断裂系统导致地幔物质上涌所致有待进一步研究. 研究区的地震活跃区位于渭河断裂及其以北(QL07~QL11 对应位置)(图 1(c)), S 波速度结构表明该区域下方存在高速低速结合带, 而高速与低速结合带被认为和地震活动关系密切(Zhao 等, 2011a, 2011b).

致谢　感谢各位匿名审稿人提出的宝贵建议, 感谢王攀、黄韬在数据和程序方面给予的帮助.

参考文献

丁韫玉, 狄秀玲, 袁志祥, 等. 2000. 渭河断陷地壳三维 S 波速度结构和 V_p/V_s 分布图像. 地球物理学报, 43: 194–202
范俊喜, 马瑾, 甘卫军. 2003. 鄂尔多斯地块运动的整体性与不同边界活动的交替性. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 119–128
冯希杰, 李晓妮, 任隽, 等. 2008. 渭河断裂深、中、浅和近地表显示. 地震地质, 30: 264–272
嵇少丞, 王茜, 杨文采. 2009. 华北克拉通泊松比与地壳厚度的关系及其大地构造意义. 地质学报, 83: 324–330
李多, 周仕勇, 陈永顺, 等. 2012. 鄂尔多斯地区上地幔岩石圈三维速度结构面波反演研究. 地球物理学报, 55: 1613–1623
李延兴, 张静华, 郭良迁, 等. 2005. 鄂尔多斯的逆时针旋转与动力学. 大地测量与地球动力学, 25: 50–56
刘春, 崇加军, 倪四道, 等. 2009. 利用远震接收函数反演陕西地震台站下方的地壳厚度. 地震地质, 31: 313–320
欧阳建平, 张本仁. 1996. 北秦岭微古陆形成与演化的地球化学证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 26: 42–48
任隽, 彭建兵, 王夫运, 等. 2012. 渭河盆地及邻区地壳深部结构特征研究. 地球物理学报, 55: 2939–2947
师亚芹, 冯希杰, 戴王强, 等. 2008. 渭河断裂西安段的展布及其结构特征. 地震学报, 30: 634–647
唐有彩, 冯永革, 陈永顺, 等. 2010. 山西断陷带地壳结构的接收函数研究. 地球物理学报, 53: 2102–2109
吴庆举, 田小波, 张乃铃, 等. 2003. 计算台站接收函数的最大熵谱反褶积方法. 地震学报, 25: 382–389
张成立, 王涛, 王晓霞. 2008. 秦岭造山带早中生代花岗岩成因及其构造环境. 高校地质学报, 14: 304–316
张国伟, 孟庆任, 于在平, 等. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 26: 193–200
张复新, 杜孝华, 王伟涛, 等. 2004. 秦岭造山带及邻区中生代地质演化与成矿作用响应. 地质科学, 39: 486–495
张少泉, 武利均, 郭建明, 等. 1985. 中国西部地区门源-平凉-渭南地震测深剖面资料的分析解释. 地球物理学报, 29: 460–472
张岳桥, 廖昌珍. 2003. 晚中生代-新生代构造体制转换与鄂尔多斯盆地改造. 中国地质, 33: 28–40
Ammon C J, Randall G E, Zandt G. 1990. On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions. J Geophys Res, 95: 15303–15318. doi: 10.1029/JB095iB10p15303
Ammon C J. 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. Bull Seism Soc Am, 81: 2504–2510
Christensen N I, Fountain D M. 1975. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. Geol Soc Am Bull, 86: 227–236
Eagar K C, Fouch M J, James D E, et al. 2011. Crustal structure beneath the High Lava Plains of eastern Oregon and surrounding regions from receiver function analysis. J Geophys Res, 116: B02313, doi: 10.1029/2010jb007795

Huang Z C, Xu M, Wang L S, et al. 2008. Shear wave splitting in the southern margin of the Ordos Block, north China. Geophys Res Lett, 35: L19301, doi: 10.1029/2008gl035188

Kennett B L N. 1983. Seismic Wave Propagation in Atratified Media. New York: Cambridge University Press

Langston C A. 1977a. The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter. Bull Seism Soc Am, 67: 1029–1050

Langston C A. 1977b. Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. Bull Seism Soc Am, 67: 713–724

Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. J Geophys Res, 84: 4749–4762, doi: 10.1029/JB084iB09p04749

Langston C A, Hammer J K. 2001. The vertical component P-wave receiver function. Bull Seism Soc Am, 91: 1805–1819

Mohsen A, Asch G, Mechie J, et al. 2011. Crustal structure of the Dead Sea Basin (DSB) from a receiver function analysis. Geophys J Int, 184: 463–476, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04853.x

Owens T J, Zandt G, Taylor S R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the cumberland plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. J Geophys Res, 89: 7783–7795, doi: 10.1029/JB089iB09p07783

Pan S, Niu F. 2011. Large contrasts in crustal structure and composition between the Ordos Plateau and the NE Tibetan Plateau from receiver function analysis. Earth Planet Sci Lett, 303: 291–298, doi: 10.1016/j.epsl.2011.01.007

Randall G E. 1989. Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions. Geophys J Int, 99: 469–481

Sodoudi F, Yuan X, Kind R, et al. 2009. Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies. Geophys J Int, 177: 733–742, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04115.x

Tian X, Teng J, Zhang H, et al. 2011. Structure of crust and upper mantle beneath the Ordos Block and the Yinshan Mountains revealed by receiver function analysis. Phys Earth Planet Inter, 184: 186–193, doi: 10.1016/j.pepi.2010.11.007

Tian Y, Zhao D, Sun R, et al. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton. Phys Earth Planet Inter, 172: 169–182

Zhang Y Q, Vergely P, Mercier J. 1995. Active faulting in and along the Qinling Range (China) inferred from SPOT imagery analysis and extrusion tectonics of south China. Tectonophysics, 243: 69–95

Zhao D, Huang Z C, Umino N, et al. 2011a. Structural heterogeneity in the megathrust zone and mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (M_w9.0). Geophys Res Lett, 38: L17308, doi: 10.1029/2011gl048408

Zhao D, Yu S, Ohtani E. 2011b. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics. J Asian Earth Sci, 40: 689–709, doi: 10.1016/j.jseaes.2010.11.013

Zhao L, Zheng T. 2005. Seismic structure of the Bohai Bay Basin, northern China: Implications for basin evolution. Earth Planet Sci Lett, 231: 9–22, doi: 10.1016/j.epsl.2004.12.028

Zheng T, Zhao L, Chen L. 2005. A detailed receiver function image of the sedimentary structure in the Bohai Bay Basin. Phys Earth Planet Inter, 152: 129–143, doi: 10.1016/j.pepi.2005.06.011

Zhu L, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. J Geophys Res, 105: 2969–2980, doi: 10.1029/1999jb900322