

任隽, 彭建兵, 王夫运等. 渭河盆地及邻区地壳深部结构特征研究. 地球物理学报, 2012, 55(9): 2939-2947, doi:10. 6038/j. issn. 0001-5733. 2012. 09. 013.

Ren J, Peng J B, Wang F Y, et al. The research of deep structural features of Weihe basin and adjacent areas. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(9): 2939-2947, doi:10. 6038/j. issn. 0001-5733. 2012. 09. 013.

渭河盆地及邻区地壳深部结构特征研究

任 隽^{1,2}, 彭建兵¹, 王夫运³, 刘 晨², 冯希杰², 戴王强²

1 长安大学地质工程与测绘工程学院, 西安 710064

2 陕西省地震局, 西安 710068

3 中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002

摘 要 利用穿越区域南段为秦岭褶皱带山区, 中段为渭河断陷盆地, 北段为鄂尔多斯地台南缘的宽角反射/折射地震测深剖面所获得的资料对该区地壳结构进行研究. 结果表明: 该区地壳呈明显的分层、分区结构; 上下地壳的分界是由壳内反射波较为连续可靠的 P2 以及 P3 所确定的. 鄂尔多斯地台是本区 M 界面最深的地区, 地壳厚度大, 达 42 km 左右, 结构相对简单, 结晶基底浅. 秦岭褶皱带的地壳厚度约 37~38 km, 结晶基底浅, 甚至出露. 渭河断陷盆地莫霍界面相对两侧明显且不对称的上隆, 地壳结构复杂; 而莫霍界面相对鄂尔多斯地块突变隆起和上地幔高速物质侵入于下地壳, 是该区发生中强地震的深部构造背景.

关键词 渭河断陷带, 地壳结构, 秦岭褶皱系, 鄂尔多斯地台

doi:10. 6038/j. issn. 0001-5733. 2012. 09. 013

中图分类号 P315

收稿日期 2011-08-15, 2012-08-20 收修定稿

The research of deep structural features of Weihe basin and adjacent areas

REN Jun^{1,2}, PENG Jian-Bing¹, WANG Fu-Yun³, LIU Chen², FENG Xi-Jie², DAI Wang-Qiang²

1 School of Geological Engineering and Geomatics, Chang'an University, Xi'an 710064, China

2 Earthquake Administration of Shaanxi Province, Xi'an 710068, China

3 Geophysical Prospecting Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China

Abstract The crustal structure was investigated with Deep Seismic Sounding (DSS) data obtained from wide angle reflection/refraction profiles crossing the region; its southern section is Qin-ling fold zone, the middle is Weihe rift basin, and the northern section is the southern margin of the Ordos platform. The results showed that the crust has obviously layered and laterally varying structures; the boundary between upper and lower crust is reliably determined by the relatively continuous reflection wave, P2 and P3 in the crust. The M interface of Ordos platform is the deepest in the region; the crustal thickness is up to 42 km or so and the crustal structure is relatively simple with shallow crystalline basement. The crustal thickness of Qinling Fold Belt is about 37~38 km, with shallow or even exposed crystalline basement. The Moho interface under Weihe fault basin is significantly and asymmetrically uplifted relative to both sides, and the crustal structure is complex; the abrupt Moho uplift relative to the Ordos block and the intrusion of high-speed material of the upper mantle into the lower crust are the deep tectonic background of occurrence of strong earthquakes in the area.

Keywords Weihe fault depression belt, Crust structure, Qinling fold belt, Ordos block

基金项目 国家发展与改革委员会发改投资“城市活断层试验探测”项目(20041138)、陕西省地震局基金项目(200501)与国家自然科学基金(40534021)共同资助.

作者简介 任隽,男,1971年生,2012年长安大学毕业,博士,主要从事地球物理、地震工程和地质工程等方面的研究工作. E-mail: hi8341@sina.com

1 引言

作为环鄂尔多斯地槽系重要组成的汾渭裂谷系是我国华北地区著名的裂谷^[1-2],是在中生代不同方向褶皱隆起背景下,新生代晚期形成的一种扭转滑动地块,而渭河断陷盆地位于鄂尔多斯块体南缘、秦岭褶皱系以北,处在两个大地构造单元的结合部位,由渭河、运城、灵宝三个断陷盆地和其它一些凸起或小型断块山地组成,总体走向近东西;其东北部与山西断陷带为邻并共同组成汾渭裂谷系,西端与青藏高原东北边界弧形断裂束相接,地质构造及盆地演化极其复杂,一直以来被国际、国内地学界所重视,并有广泛深入的研究.渭河断陷带为半断陷型箕状盆地,第四系厚度总体南深北浅、向南倾伏^[3],是我国华北地区第四纪下陷幅度和堆积厚度最大地区之一,也是新地质时期垂直差异运动和历史上地震十分强烈的地区^[4].

由于渭河断陷带特殊的地质构造和地震活动特点^[5-7],从20世纪60年代开始,原地质部第三普查勘探大队等单位在渭河盆地内进行了大量的地球物理勘探和钻探工作.1982年国家地震局组织实施了一条门源—平凉—渭南共7炮、长968.9 km、NNW向的地震折射实验剖面^[8-9].但总体而言,渭河盆地与相邻的大地构造单元尤其是作为复杂造山带的秦

岭褶皱系的地下深部结构、介质性质和参数、构造演化和深部孕震环境以及与中强地震的关系等研究的程度不高而且也缺少相应的研究工作^[10-12].

2005年由中央投资,陕西省地震局在该地区组织相关单位实施完成了横跨秦岭造山带、渭河断陷盆地和鄂尔多斯块体南缘三个一级构造单元的地震宽角反射/折射测线,测线位置见图1.基于此,利用该剖面获得的地震测深资料对渭河断陷、鄂尔多斯南缘及秦岭断块的地壳深部结构特征进行了研究,揭示了该区壳幔结构的非均匀性以及和邻区结构的差异特征.这些成果的取得,对于认识大陆裂谷乃至华北克拉通的形成与演化均具有重要的意义,且对于认识汾渭裂谷地区的中浅震发震构造及孕震环境研究也有重要的参考价值.

2 地震测深剖面位置和记录特征

地震宽角反射/折射测线西北端起自旬邑县底庙乡北(东经107°52′59.6″,北纬35°11′01.3″,桩号440 km),往南经旬邑、淳化、口镇、泾阳、灞桥、蓝田、商洛、丹凤、商南、终于河南省西峡县西坪乡(东经111°00′00.0″,北纬35°34′22.2″,桩号80 km),全长约360 km,测线方位角约53°,观测系统见图2.

从图1可以看出,测线近垂直于华山山前断裂、临潼—长安断裂、渭河断裂、乾县—富平断裂、口

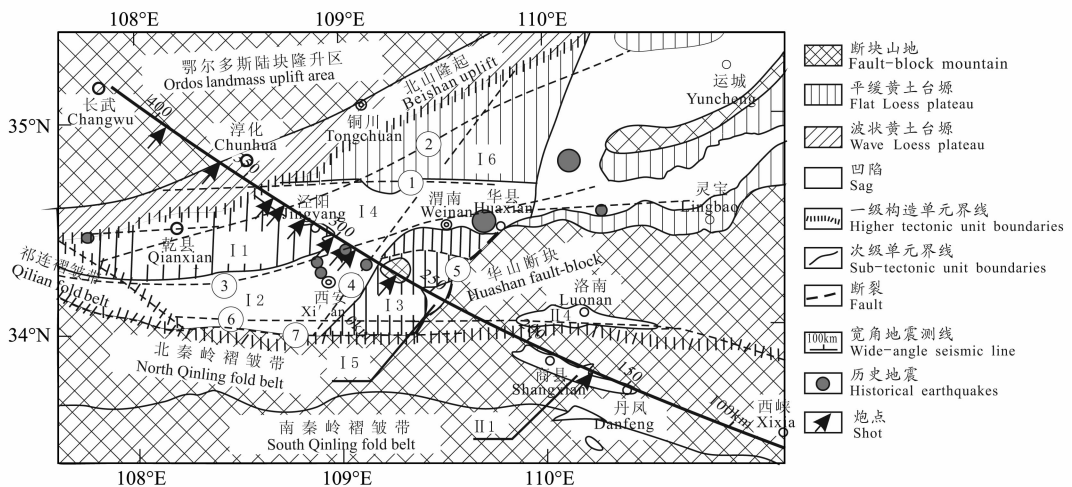


图1 宽角反射/折射剖面位置和研究区构造区域划分示意图

I1: 咸阳凸起; I2: 西安凹陷; I3: 骊山隆起; I4: 固始凹陷; I5: 灞河凹陷; I6: 蒲城凸起; III: 商丹盆地; 1: 口镇—关山断裂;
2: 乾县—富平断裂; 3: 渭河断裂; 4: 临潼—长安断裂; 5: 华山西缘断裂; 6: 铁炉子断裂; 7: 秦岭北缘断裂

Fig. 1 The location of the wide-angle reflection/refraction profiling and tectonic zoning in research area

I1: Xianyang convex; I2: Xi'an sag; I3: Lishan uplift; I4: Gushi sag; I5: Bahe sag; I6: Pucheng convex; III: Shang-Dan basin; 1: Kouzhen-Guanshan fault; 2: Qianxian-Fuping fault; 3: Weihe fault; 4: Lintong-Chang'an fault; 5: West merge of Huashan fault; 6: Tieluzi fault; 7: North merge of Qinling fault

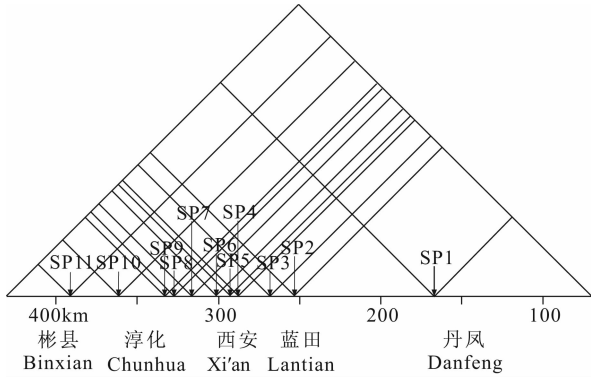


图 2 丹凤—西安—彬县地震测深剖面观测系统
 Fig. 2 The observation system of Danfeng-Xi'an-Binxian seismic profile

镇—关山断裂等主要断裂构造线,较有利于对断裂构造向深部延伸实际产状的探测.测线穿越区域南段为秦岭褶皱带山区,中段为渭河断陷盆地,北段为鄂尔多斯地台南缘.测线东南段的 80~248 km 桩号区段处在秦岭山脉之中,海拔高度一般为 800~1700 m,地形起伏变化较大;除商县—丹凤—高南—西峡一带山间盆地为新生代冲洪沉积覆盖外,其余均为基岩出露;地下水位很浅.

本研究对剖面获得的 11 炮爆破观测资料进行了处理和研究,识别对比来自不同深度,不同属性的 P 波主要地震波组的震相有:Pg、P1、P2、P3、Pm、Pn,共 6 组. Pg 波是上地壳顶部基底折射波(首波);

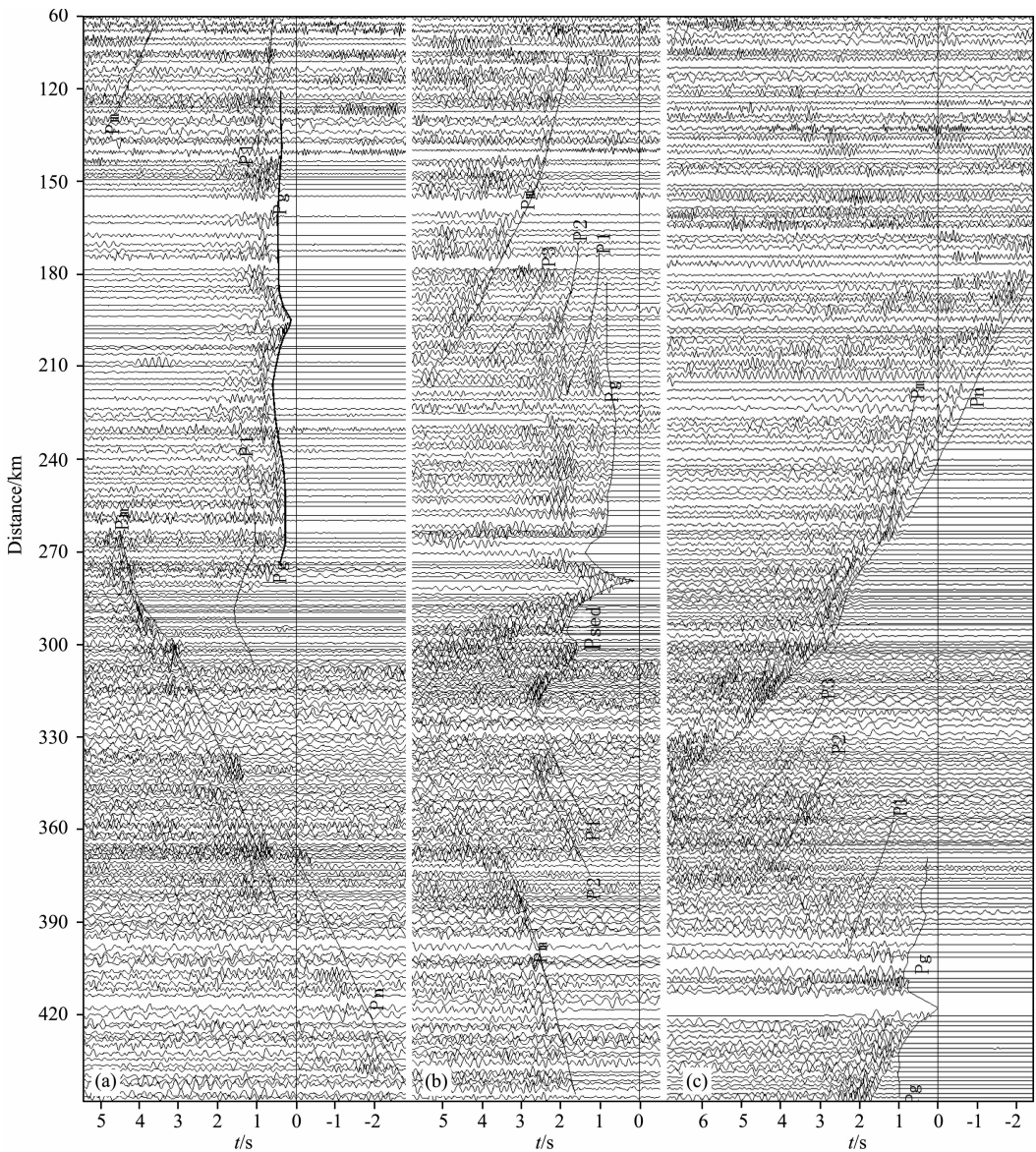


图 3 研究区典型记录截面图

(a) 丹凤 167.8 km 炮; (b) 蓝田 253.1 炮 km; (c) 旬邑 391.7 km 炮.

Fig. 3 Typical record sections in the studied area

(a) SP 167.8 km of Danfeng profile; (b) SP 253.1 km of Lantian profile; (c) SP 391.7 km of Xunyi profile.

由于该区基底埋藏深度普遍较浅,大约在距炮点 5~8 km 之后,该震相作为清晰可靠的初至波被观测记录. 由于地质条件、地理环境的影响和各种人为干扰, Pg 波一般可追踪至炮点距离为 40~90 km, 部分炮的观测记录在距炮点 100 km 仍可辨认. Pg 波在各炮记录截面上的折合时间最小为 0.2 s 左右,最大达 2.5 s 左右,在剖面中段西安市周围及以西区段的 350~380 km 桩号折合时间滞后,280~320 km 桩号尤为明显. 剖面 230 km 桩号以东区段折合时间超前,180 km 桩号以东表现得更为明显,其视速度一般在 5.75~6.20 km/s 之间变化,但在不同的观测地段上也有明显的变化;图 3 为丹凤炮、蓝田炮和淳化炮的单炮记录. 在图 3a 中,初至波 Pg 折合走时延迟 0.5 s,炮检距大于 20 km 后,视速度大于 6 km/s,反映出秦岭山区基底埋深浅,P 波速度高的特征;图 3b 中,初至波 Pg 折合走时延迟在 2 s 左右,进入秦岭山区或鄂尔多斯地台后,延迟减小,表明渭河盆地基底埋深深;图 3c 中,左支初至波 Pg 折合走时延迟在 0.5 s 左右,是典型的鄂尔多斯地台走时特征,表明鄂尔多斯地台有一较稳定的中生代盖层,右支 Pg 折合走时在 20 km 后,受渭河盆地沉积影响,迅速滞后. P1, P2, P3 波分别来自壳内不同深度界面的反射波. 其中 P1 波是在基底折射波 Pg 之后识别对比出的一组较为明显的反射波,其追踪区间一般在 40~120 km(炮检距)之间,该波组较为连续,其振幅变化较大. P2 波其特征与 P1 波震相基本类似,因其出现在续至区,有些区段波组的连续性较差,在局部地段显示出较强的振幅,在图 3c 中距炮点 40~70 km 有较明显的显现;P3 波只在 9 炮记录截面上部分段对比识别了该震相,一般在距炮点 60 km 以远可以对比识别. P1 波组是鄂尔多斯、渭河盆地和秦岭造山带所共有的震相,P2 和 P3 波组是渭河盆地所特有,表明渭河盆地的分层有其特殊的原因.

Pm 波是来自 Moho 界面的反射波震相;该波组连续,振幅能量强(但变化大),大部分炮的记录截面上能连续追踪对比,该波组在距炮点 100.0 km 前后以明显的强振幅出现,在图 3(a, b, c)中均有显现;Pn 波震相是来自上地幔顶部的折射波或莫霍界面的首波;受地震波激发能量和观测干扰背景的制约,该震相仅在两端大能量激发点的观测记录截面上看到,在图 3a 与图 3c 中,约 160 km 炮检距后,可以连续对比识别,成为初至波.

其中 Pg、Pm 波组是研究区内反射能量较强,震相清晰可靠且能够连续追踪的优势波组. 地壳中间

层的 P1、P2、P3 震相在一些区段反映了不同的地质构造单元地壳结构的局部区域性特征,震相在部分地段不连续且反射能量偏弱,但是在另一些地段显示出较强的振幅和好的连续性.

3 资料处理方法与壳幔结构模型的建立

深地震宽角反射/折射资料的解释是在震相分析的基础上进行的,分为一维解释和二维解释^[13]. 常规的一维解释方法有利用反射波、折射波走时资料的“ T^2-X^2 方法”、“PLUCH 反演方法^[14]和其它有关计算方法以求取地壳深部各层的平均速度、平均深度、单点反射深度和视速度等,由此建立剖面的一维地壳结构模型. 二维地壳结构模型的建立是在获得的一维地壳模型的基础上,利用这些结果和有关参数建立二维壳幔初始模型,再利用 Cerveny 等^[15]提出的射线追踪和理论地震图计算方法对各炮实际观测资料进行识别对比以及反射、折射震相的正演拟合,构建沿剖面的二维地壳结构模型并进行非均匀介质中动力学射线追踪、走时拟合和理论地震图的计算,同时经过反复调整模型和处理计算,最终使理论走时、各波组的振幅等特征与实测资料的记录特征达到最佳的拟合(图 4 给出了灞桥炮的正演结果).

剖面上各炮 Pg 波超前与滞后、视速度的变化和波组能量的强弱变化以及追踪距离的远近反映了沿剖面基底的起伏变化、构造特征和介质性质的差异,同时也与断裂构造的存在有关. 其视速度在秦岭褶皱带山区显示了较高的值,为 6.30 km/s,其他地区为 5.75~6.20 km/s.

通过对 11 炮观测数据的分析验算,最终得到了本剖面的壳幔二维速度结构和界面形态.

4 壳幔速度结构与构造特征

根据地壳划分的普遍认识^[16-23]和本次工作剖面的反射波组震相识别结果,将本区地壳划分为上、中、下三层地壳. 图 5 给出了本剖面的二维地壳速度结构,以反射波组 P1 确定的 C1 界面以上为上地壳,P2 确定的 C2 界面和 C1 界面之间的部分为中地壳,C2 界面、P3 波组反映的 C3 界面和 Pm 波组揭示的 M 界面之间的地层为下地壳.

4.1 上地壳结构

该层是指自地表向下至 C1 界面之间的地壳构

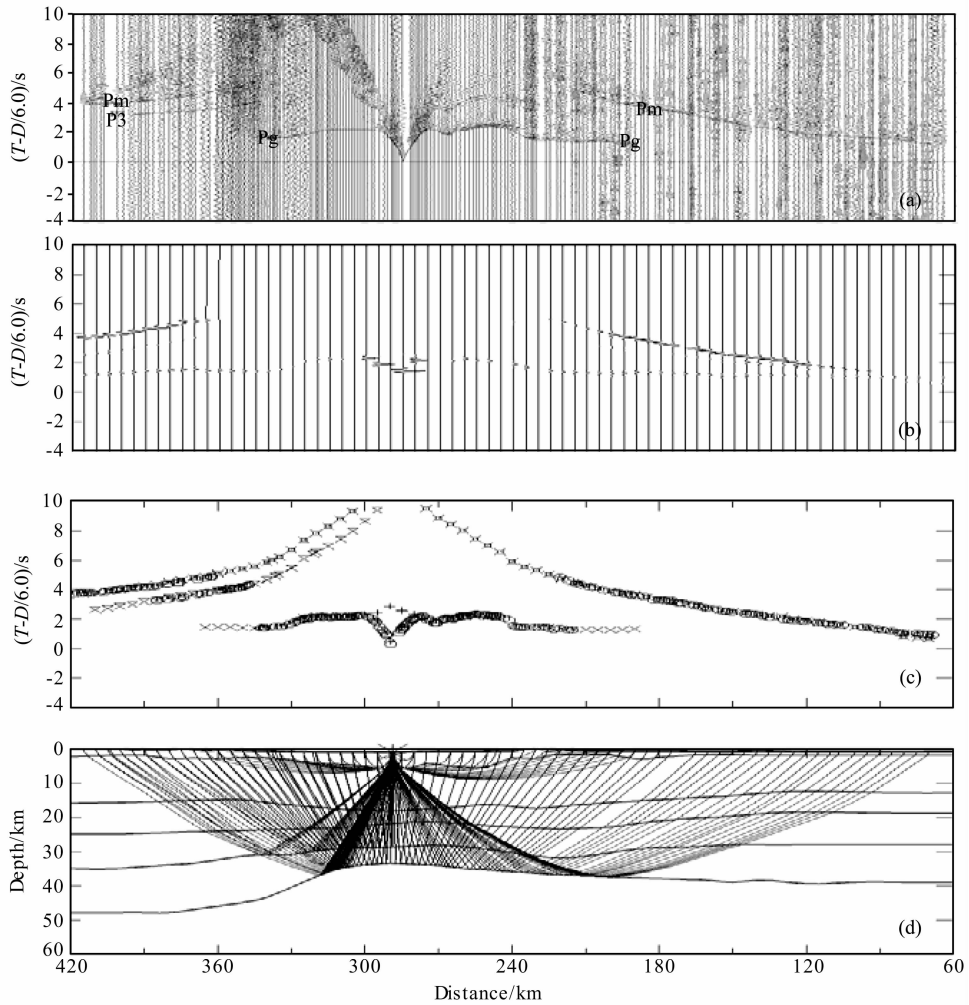


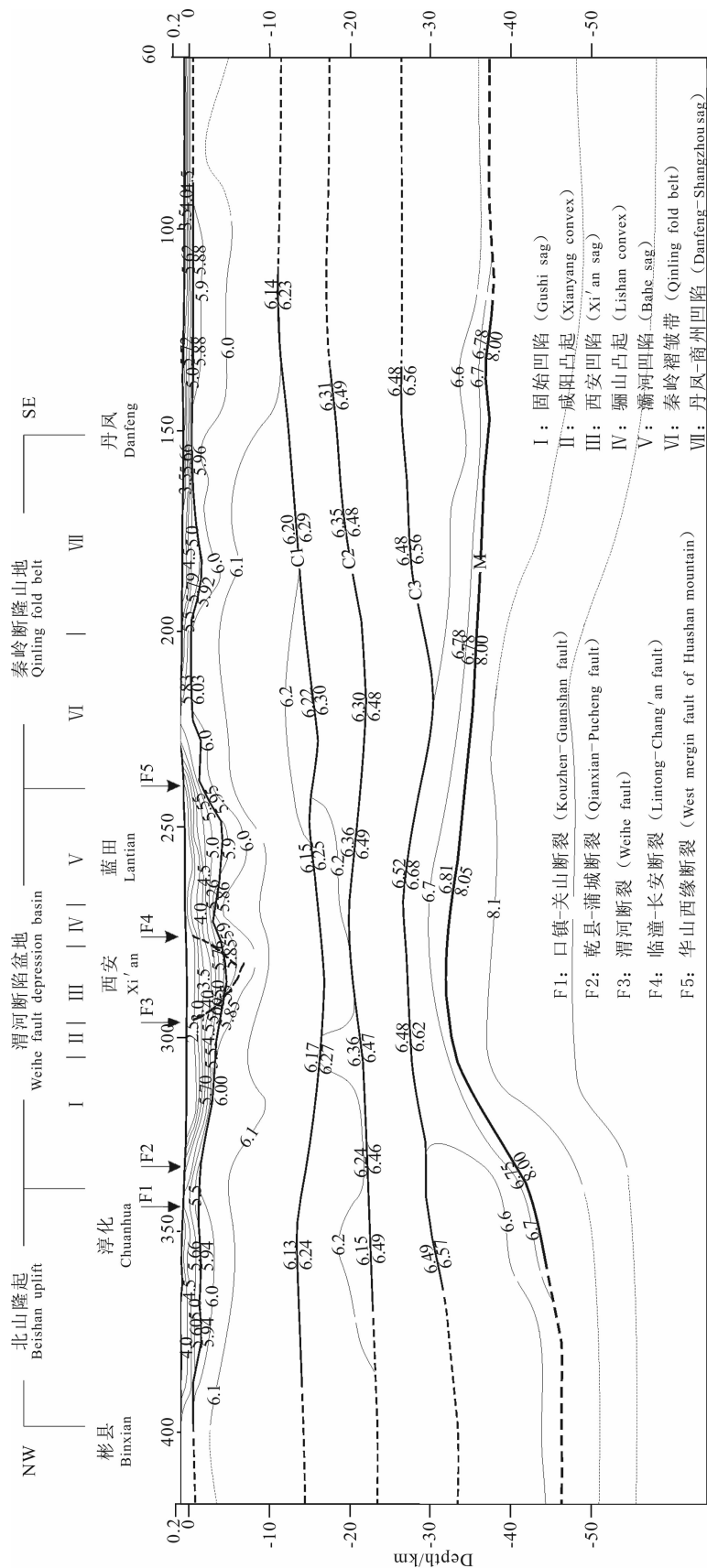
图 4 288.7 km(灞桥炮)实测地震记录截面(a)、理论地震图(b)、走时拟合(c)、射线追踪图(d)

Fig. 4 Record sections(a), synthetic seismogram(b), travel time fitting(c) and ray tracing(d) for SP 288.7 km of Baqiao

造层位,它是由基底折射波 Pg 和壳内反射波 P1 波组信息所显现的上地壳结构.因此,可将整个剖面下部的上地壳细分为两个亚层结构.在这里需要补充指出:在剖面穿过的渭河盆地地区,因有巨厚的沉积盖层堆积,该段有较清晰的 P_{sed} 震相(图 3b 炮点左侧近炮点段,视速度小于 5 km/s)出现.因此,在该区域可进一步的将第一亚层细分为上下两个子亚层.

第一亚层:由地表至基底折射波 Pg 所反映的界面之间的层位.该界面的形态、界面埋深、速度客观地反映了西安地区结晶基底起伏形态和物性特征.沿剖面基底顶面起伏明显,深度基本上在 0.7~6.0 km 之间变化,分别在西安两侧的 200.0~220.0 km 和 340.0 km 桩号西北基底顶面明显呈现隆起形态,埋深为 1.1~1.7 km,速度在 5.95~6.05 km/s.剖面中段西安两侧的 245.0~300.0 km 桩号下方基底界面明显下凹埋深为 6.0 km 左右,速度在 5.85~5.95 km/s.基底顶面之上的盖层速

度结构基本上是由一个强速度梯度层所组成.由近地表的 2.50~4.50 km/s 左右变化到基底顶面之上的 5.55~5.80 km/s.其中,P_{sed} 反射波组有可能反映了渭河盆地内沉积盖层中古近系与新近系的分界面.以此界面,可以将盆地分为上下两个子亚层.从速度结构图可以看出基底顶面横向起伏比较明显,地表附近的速度在剖面上覆盖层较厚的地区偏低,剖面中段西安附近的浅部地层速度较低,速度结构上表现较为明显,显然是受沉积盖层的影响所致.该层基底界面与速度等值线的起伏变化可能反映了地质构造条件的复杂程度或者可以视为断裂构造带存在的一种标志.第二亚层是由基底顶面向下至由 P1 震相所确定的 C1 界面之间的层位.经过震相的对比识别,发现 P1 震相是跟随 Pg 波震相之后出现的第一组能量时强时弱的反射波组,能够被连续的对比追踪.因此,可认为 C1 是上地壳底部的一个反射界面.在对 11 炮的实测到时处理计算后,得到了单



图例 6.5) 地震界面与速度值(km/s) C₀ 速度等值线(km/s) — 推断界面 -C- 壳内界面 -M- 莫霍界面
 Legend: Seismic interface & velocity (km/s); Velocity contour; Deduced interface; Crust interface; Moho interface

图5 宽角反射/折射剖面二维地壳速度结构图
 Fig.5 The map of 2-D crustal velocity structure of wide-angle reflection/refraction profile

点反射深度结果,较好地反映了C1界面的基本形态和深度范围,二维地壳结构所给出的C1界面的形态起伏较为明显,其深度变化范围为11.5~17.0 km.在剖面200~320.0 km桩号,即蓝田—西安附近明显下凹,埋深为13.0 km左右;180 km桩号东南、320 km桩号西北界面有上倾趋势.该层的地震波速度为5.80~6.22 km/s,其速度梯度由上到下逐渐变弱,C1界面的速度跳跃为6.13~6.20 km/s至6.23~6.30 km/s,跳跃差在0.08~0.10 km/s之间.经计算,该层平均速度在5.35~6.23 km/s之间.

4.2 中地壳结构

该层指C1与C2界面之间的层位.它是由壳内反射波P1和P2所确定的,C2界面与C1界面相比沿剖面起伏变化较小,在剖面上11炮的观测记录中得到了6炮8支C2界面的信息,与C1界面相比C2界面起伏变化基本一致,其埋深变化为18.0~22.5 km.从速度结构上看该层为一弱的速度梯度层,由上至下速度变化为6.25~6.36 km/s,C2界面速度由6.32 km/s左右跳跃至6.46 km/s左右,跳跃差为0.13 km/s左右.该层厚度为3.5~8.5 km,埋深为19.0~22.0 km.经计算,该层平均速度为6.25~6.36 km/s.这一界面深度及形态与由P2波到时求得的单点反射深度及形态是基本一致.

4.3 下地壳结构

下地壳由反射波组P2确定的C2界面之下至由Moho界面产生的反射波组Pm所确定的M界面之间的层位.该层可分为两个亚层:第一亚层为C2界面和C3界面之间部分,剖面上11炮观测记录中的5炮6个分支获得的C3界面反射波信息计算得到该层的厚度为10.0~13.0 km,由一组正的弱速度梯度层组成,速度由C2界面下部的6.46 km/s变化为C3界面上部的6.52 km/s左右,C3界面的速度跳跃差为0.06 km/s,C3界面起伏变化基本与C2界面一致,其埋深在220.0 km桩号下凹、在240.0~300.0 km桩号上隆.180.0 km桩号东南界面有变浅趋势,而300.0 km桩号西北则有加深趋势;第二亚层是C3界面和M界面之间地层,由剖面观测记录中的11炮18个分支获得的M界面反射波信息计算得到的该层.

5 结果与讨论

5.1 主要结论

(1)彬县—西安—丹凤地震宽角反射/折射剖面

P波速度结构构造图像揭示出地壳上地幔结构构造具有分区特征.鄂尔多斯地台地壳厚度大,达42 km左右,地壳结构相对简单,结晶基底浅.秦岭褶皱带地壳厚度约37~38 km,地壳结构简单,结晶基底浅,甚至出露.渭河断陷盆地莫霍界面相对两侧明显上隆,和鄂尔多斯地台比,上隆幅度大约10 km左右,呈突变形态,和秦岭褶皱带比,上隆幅度约4~5 km左右,呈渐变形态;结晶基底剧烈下陷,幅度最大达7 km,中、上地壳为低速结构,低速带延伸20余公里,下地壳为高速结构;

(2)渭河断陷盆地深部构造在宽角剖面上呈镜像关系^[24],上地幔隆起中心和基底凹陷中心在位置上基本对应;

(3)渭河断陷盆地存在发生中强及其以上地震的深部构造条件;莫霍界面相对鄂尔多斯地块突隆起和上地幔高速物质侵入于下地壳(除此应没有其它物源),是该区中强及其以上地震发生的深部构造背景之一^[25].盆地内部的渭河断裂带和长安—临潼断裂带延伸深、规模大,其作为大的构造块体的边界断裂和盆地内次级构造单元边界,很可能是中、强地震的重要孕震构造^[26].深部速度结构也显示,控制渭河断陷中心的发震断裂的震源位置在深度为6~22 km的范围.

5.2 讨论

(1)GPS观测证实了不同块体存在的相对运动^[27-29],而处于不同板块结合部的盆地其下部热物质及高密度、高速体也应存在流动和交换,如果各块体间存在闭锁段的应力的积累,则易于在块体的边界断裂上发生破裂而多次复发地震^[30].渭河盆地的形成演化与秦岭褶皱带和鄂尔多斯块体的拼合与发展有着直接的关系^[3,5],而作为规模较大的陆内裂谷必然会引起地幔热物质主动或被动的上涌^[1-2].渭河盆地历史上发生过多次强震,其中1556年发生的8 $\frac{1}{4}$ 级华县大地震造成了83万人死亡^[31].这些都说明渭河断陷作为大的块体边缘结合部存在强震发生的构造背景;

(2)由于渭河断陷盆地基底结构比较复杂,单从其速度结构上难以划分鄂尔多斯地块和秦岭褶皱带的详细边界.但是从整个地壳结构构造上来看,两大构造单元的分界线还是比较明显的.钻井资料表明,渭河断裂两侧基底结构不同,精细速度结构显示渭河断裂向下延伸到中地壳,因此渭河断裂可能是两大构造单元在中、上地壳的接触带;而下地壳中则难以区分两者的边界,但从渭河盆地地下地壳速度结构

和两侧速度结构的上凸形态看,应是从莫霍界面的陡变带穿过.而下地壳和莫霍界面在岩石圈和陆壳构造演化的改造过程中,形成的西安坳陷下方的上隆形态,是否为大陆动力构造演化的最新活动所影响^[32-33]?此问题的回答,应在鄂尔多斯地台与秦岭微板块的结合部位,结合更高分辨率的深反射和其它地球物理资料作进一步研究和探讨.

致 谢 两位审稿专家提出的问题和修改建议提高了本文的质量,在此致以诚挚的感谢!

参考文献(References)

- [1] Mats V D. The structure and development of the Baikal rift depression. *Earth Science Review*, 1993, 34(2): 81-118.
- [2] 杨巍然, 孙继源, Mats V D 等. 大陆裂谷对比. 武汉: 中国地质大学出版社, 1995.
Yang W R, Sun J Y, Mats V D, et al. Comparison for Continental Rifts (in Chinese). Wuhan: China University of Geosciences Press, 1995.
- [3] 国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1988: 114-136.
The Research Group on Active Fault System around Ordos Massif, State Seismological Bureau. Active Fault System around Ordos Massif (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 1988: 114-136.
- [4] 韩恒悦, 张毅, 袁志祥. 渭河断陷盆地的形成演化及断块运动. *地震研究*, 2002, 25(4): 363-368.
Han H Y, Zhang Y, Yuan Z X. The evolution of Weihe down-faulted basin and the movement of the fault blocks. *Journal of Seismological Research* (in Chinese), 2002, 25(4): 363-368.
- [5] 张国伟, 张本仁, 袁学诚等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001.
Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C, et al. Qin-Ling Orogenic Belt and Continental Dynamics (in Chinese). Beijing: Science Press, 2001.
- [6] 严阵. 渭河谷地第四纪旋转大断裂. *第四纪研究*, 1965, 4(2): 117-118.
Yan Z. Quaternary big rotatory fault in Weihe valley. *Quaternaria Sinica* (in Chinese), 1965, 4(2): 117-118.
- [7] 李永善. 西安地裂及渭河盆地活断层研究. 北京: 地震出版社, 1992: 152-168.
Li Y S. Research on Ground Fissures in Xi'an Region and Active Faults in Weihe Basin (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 1992: 152-168.
- [8] 张少泉, 武利均, 郭建明等. 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*, 1985, 28(5): 460-472.
Zhang S Q, Wu L J, Guo J M, et al. An interpretation of the dss data on Menyuan-Pingling-Weinan profile in west China. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)* (in Chinese), 1985, 28(5): 460-472.
- [9] 丁韞玉, 狄秀玲, 袁志祥等. 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*, 2000, 43(2): 194-202.
Ding Y Y, Di X L, Yuan Z X, et al. Three-dimensional shear wave velocity structure and distribution image of V_P/V_S beneath the Weihe fault depression. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)* (in Chinese), 2000, 43(2): 194-202.
- [10] 彭建兵, 张骏, 苏生瑞等. 渭河盆地活动断裂与地质灾害. 西安: 西北大学出版社, 1992.
Peng J B, Zhang J, Su S R, et al. Active Fault and Geological Disaster of Weihe Basin (in Chinese). Xi'an: Northwest University Press, 1992.
- [11] 冯希杰. 渭河断裂古水断层剖面. *地震地质*, 2000, 22(2): 209-230.
Feng X J. Gushui fault profile on the Weihe fault. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2000, 22(2): 209-230.
- [12] 邓起东. 城市活动断裂探测和地震危险性评价问题. *地震地质*, 2002, 24(2): 601-605.
Deng Q D. Exploration and seismic hazard assessment of active faults in urban areas. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2002, 24(2): 601-605.
- [13] 渥伊尔马兹著. 地震数据处理. 黄旭德, 袁明德译. 北京: 石油工业出版社, 1994.
Yilmaz O. Seismic Data Processing (in Chinese), Translated by Huang X D, Yuan M D, Trans. Beijing: Petroleum Industry Press, 1994.
- [14] Micheal B, Hirn A. Velocity-depth estimation from wide angle seismic reflection arrivals. *Annals de Geophysique*, 1980, 36(1): 107-118.
- [15] Cerveny V, Psencik I. SEIS83-numerical modeling of seismic wavefield in 2-D laterally varying layered structures by the ray method. // Engdahl E R ed. Documentation of Earthquake Algorithm. Boulder Colo Rep; World Data Center for Solid Earth Geophysical, SE-35, 1984: 36-40.
- [16] Zeng R S, Ding Z F, Wu Q J. The crustal structure from Himalaya to Qilian and its implication to the continental collision process. *Chinese J. Geophys.*, 1998, 41(1): 49-60.
- [17] Sandmeier K J and Wenzel F. Synthetic seismograms for a complex crustal model. *Geophysics Research Letters*, 1986, 13(1): 22-25.
- [18] 滕吉文, 熊绍柏, 尹周勋等. 喜马拉雅山北部地区的地壳结构模型和速度分布特征. *地球物理学报*, 1983, 26(6): 525-540.
Teng J W, Xiong S B, Yin Z X, et al. Structure of the crust and upper mantle pattern and velocity distributional characteristics at Northern Region of the Himalayan Mountains. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)* (in Chinese), 1983, 26(6): 525-540.

- [19] 王椿镛, 楼海, 吕智勇等. 青藏高原东部地壳上地幔 S 波速度结构—下地壳流的深部环境. *中国科学(D辑)*, 2008, 38(1): 22-32.
Wang C Y, Lou H, Lü Z Y, et al. S wave velocity structure of crust and upper mantle in eastern Qinghai-Tibet plateau: the deep environment of lower crust flow. *Science in China Series D* (in Chinese), 2008, 38(1): 22-32.
- [20] 任隽, 朱元清, 秦浩文. 上海地震台阵标定及结果分析. *西北地震学报*, 2002, 24(4): 325-329.
Ren J, Zhu Y Q, Qin H W. Result analysis and calibration for Shanghai array. *Northwestern Seismological Journal* (in Chinese), 2002, 24(4): 325-329.
- [21] 王夫运, 张先康, 陈棋福等. 北京地区上地壳三维细结构层析成像. *地球物理学报*, 2005, 48(2): 359-366.
Wang F Y, Zhang X K, Chen Q F, et al. Fine tomographic inversion of the upper crust 3-D structure around Beijing. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48(2): 359-366.
- [22] 张先康, 嘉世旭, 赵金仁等. 西秦岭—东昆仑及邻近地区地壳结构—深地震震角反射/折射剖面结果. *地球物理学报*, 2008, 51(2): 439-450.
Zhang X K, Jia S X, Zhao J R, et al. Crustal structures beneath west Qinling-east Kunlun orogen and its adjacent area—results of wide-angle seismic reflection and refraction experiment. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(2): 439-450.
- [23] 张中杰, 秦义龙, 陈赞等. 由宽角反射地震资料重建壳幔反射结构的相似性剖面. *地球物理学报*, 2004, 47(3): 469-474.
Zhang Z J, Qin Y L, Chen Y, et al. Reconstruction of the semblance section for the crust and mantle reflection structure by wide-angle reflection seismic data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, 47(3): 469-474.
- [24] Zhang Z J, Yang L Q, Teng J W, et al. An overview of the earth under China. *Earth-Science Reviews*, 2011, 104: 144-166.
- [25] 邓起东, 陈立春, 冉勇康. 活动构造定量研究与应用. *地学前缘*, 2004, 11(4): 383-392.
Deng Q D, Chen L C, Ran Y K. Quantitative studies and applications of active tectonics. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 2004, 11(4): 383-392.
- [26] 张培震, 邓起东, 张国民等. 中国大陆的强震活动与活动地块. *中国科学(D辑)*, 2003, 33(增刊): 12-20.
Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, et al. Strong earthquake activity and active block in China's mainland. *Science in China Series D* (in Chinese), 2003, 33 (Suppl): 12-20.
- [27] 姚琪, 徐锡伟, 邢会林等. 青藏高原东缘变形机制的讨论: 来自数值模拟结果的限定. *地球物理学报*, 2012, 55(3): 863-875.
Yao Q, Xu X W, Xing H L, et al. Deformation mechanism of the eastern Tibetan plateau: Insights from numerical models. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(3): 863-875.
- [28] Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, 32(9): 809-812.
- [29] Shen Z K, Lü J N, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast border land of the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 2005, 110: B11409.
- [30] Ran Y K, Chen L C, Chen J, et al. Paleoseismic evidence and repeat time of large earthquakes at three sites along the Longmenshan fault zone. *Tectonophysics*, 2010, 491(1-4): 141-153.
- [31] 环文林, 时振梁, 李世勋. 对 1556 年 8¹/₄ 级大地震震中位置和发震构造的新认识. *中国地震*, 2003, 19(1): 20-32.
Huan W L, Shi Z L, Li S X. The new recognizes for epicenter location and seismogenic structure of 1556 M⁸/₄ Large Earthquake. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2003, 19(1): 20-32.
- [32] 王椿镛, 张先康, 吴庆举等. 华北盆地滑脱构造的地震学证据. *地球物理学报*, 1994, 37(5): 613-620.
Wang C Y, Zhang X K, Wu Q J, et al. Seismic evidence of detachment in North China Basin. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)* (in Chinese), 1994, 37(5): 613-620.
- [33] 高锐, 史大年, 李秋生等. 青藏高原东缘碰撞变形的深部过程—深地震探测成果之启示. *中国科学: D 辑*, 2001, 31(S1): 66-71.
Gao R, Shi D N, Li Q S, et al. Deep process of the collision and deformation in northern Tibetan plateau—implications from deep seismic sounding results. *Science in China (Ser D)* (in Chinese), 2001, 31(S1): 66-71.

(本文编辑 汪海英)