

文章编号: 0253-3782(2004)S0-0031-11

张渤构造带中东段二维 P 波速度结构 ——安新一香河—宽城剖面^{*}

王夫运¹⁾ 张先康¹⁾ 陈 颢²⁾ 李 丽²⁾
陈棋福²⁾ 赵金仁¹⁾ 张建狮¹⁾ 刘宝峰¹⁾

1) 中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心

2) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

摘要 为了获取首都圈地区(38.5°N~41.0°N, 114.0°E~120.0°E)三维地壳精细结构,在该地区实施了 6 次人工爆破,进行三维深地震测深.利用纵测线安新三台、安次旧州、三河新集、遵化平安城 4 炮的人工爆破资料,研究张渤带中东段的二维速度结构.华北平原和燕山褶断带的深部分界位置大体在宝坻断裂一带,深部结构构造表现为宽约数十千米的一个异常带.分界处的壳幔结构为:结晶基底明显凹陷;壳幔边界之上为强正速度梯度层,厚约 3~4 km,可能是上地幔物质上涌到地壳底部的结果;壳内界面和莫霍边界上隆,并可能存在错断.华北盆地地壳薄,壳内存在低速体和局部结构异常;燕山褶断带地壳厚,壳内分层明显,速度分布均匀.两构造单元结构存在明显差异.

关键词 二维 P 波速度结构 人工爆破 首都圈地区 张渤构造带 壳幔过渡带

中图分类号: P313.2 **文献标识码:** A

引言

首都圈地区(38.5°N~41.0°N, 114.0°E~120.0°E)是我国政治、经济和文化的中心,历史上曾多次遭受强烈地震袭击.其中张家口—渤海构造带(以下简称张渤构造带)是一条重要的活动构造带.在 1481 年至 1981 年的 500 年间,首都圈地区发生的 18 次 6 级以上地震,有 11 次均发生在该带上.华北地区 1992~2001 年 GPS 观测发现,燕山相对于华北北部保持 2~3 mm/a 的左旋运动(杨国华,韩月萍,2002).现代构造活动和地震活动强烈的张渤构造带的地壳深部结构和构造背景、深浅构造关系及其活动性等问题的研究,为越来越多的研究者所关注(孙武城,等,1988;张先康,等,1996,1998;张成科,等,2002;赵金仁,等,1999;何建坤,等,1998;刘和甫,2001).

为查明首都圈地区地壳的精细结构和活动构造以及强烈地震发生的深部构造背景,在该地区实施了三维地震宽角反射/折射实验,于 2002 年 4 月 24 日和 25 日凌晨在怀来大黄庄、遵化平安城、丰南尖子沽、三河新集、安次旧州、安新三台等地实施了 6 次人工地震爆破.本研究利用纵测线安新三台、安次旧州、三河新集、遵化平安城 4 炮的宽角反射/折射

^{*} 基础研究重大项目前期研究专项“利用密集数字化地震台网研究首都圈地区地壳精细结构和活动构造”(2001CCA02100)、国家自然科学基金“首都圈地区的活动构造、地质灾害和成灾机理的研究”项目(40234038)联合资助.中国地震局地球物理勘探中心论著 0311.

2003-05-22 收到初稿,2004-02-18 收到修改稿,2004-04-12 决定采用.

资料，用二维正演拟合方法获得了该剖面的二维地壳精细速度结构和构造图象，讨论了张渤构造带及其两侧的地壳结构的特征，并与以往测深结果进行了对比。

在首都圈及相邻地区，中国地震局地球物理勘探中心在 1976~1984 年共完成 8 条宽角反射/折射剖面 and 两条地震深反射剖面。其中方位和位置最接近的两条宽角反射/折射剖面是石家庄—喀喇沁旗和安国—永清—遵化剖面，与其垂直的两条是乐厅—张家口和柏各庄—丰南—丰宁剖面。张先康等(1996)利用这些资料对张渤构造带进行了详细的研究。结果表明：① 张渤构造带宽约数十千米，壳内界面及莫霍面均发生明显变形，上地壳内有明显低速体存在，电磁测深结果也显示张渤构造带是一条活动强烈的岩石圈构造带；② 张渤构造带不是一条平直的线性构造带，其西南地区上部地壳与下部地壳之间是相对解耦的；③ 张渤构造带延伸至上地幔顶部。

1 地质概况和测线位置

测线横跨华北盆地凹陷带和燕山隆起带两个构造单元。测线依次穿过的次级构造单元自南向北有：保定凹陷、容县凸起、固安凹陷、京津凹陷、燕山隆起南部。盆地内沉积有中新世地层，不同的次级构造单元沉积厚度差异显著。过宝坻断裂测线进入燕山隆起。在覆盖区，100~200 m 深即见震旦系地层；在山区，可见出露的震旦系地层(国家地震局《深部物探成果》编写组，1986)。

安新一香河—宽城深地震测深剖面南起河北省安新县寨里村乡，北至河北省平泉县党坝乡，全长 320 km。纵测线共布置了 4 个炮点，分别位于安新县三台、安次区旧州、三河县新集、遵化县平安城(图 1)。

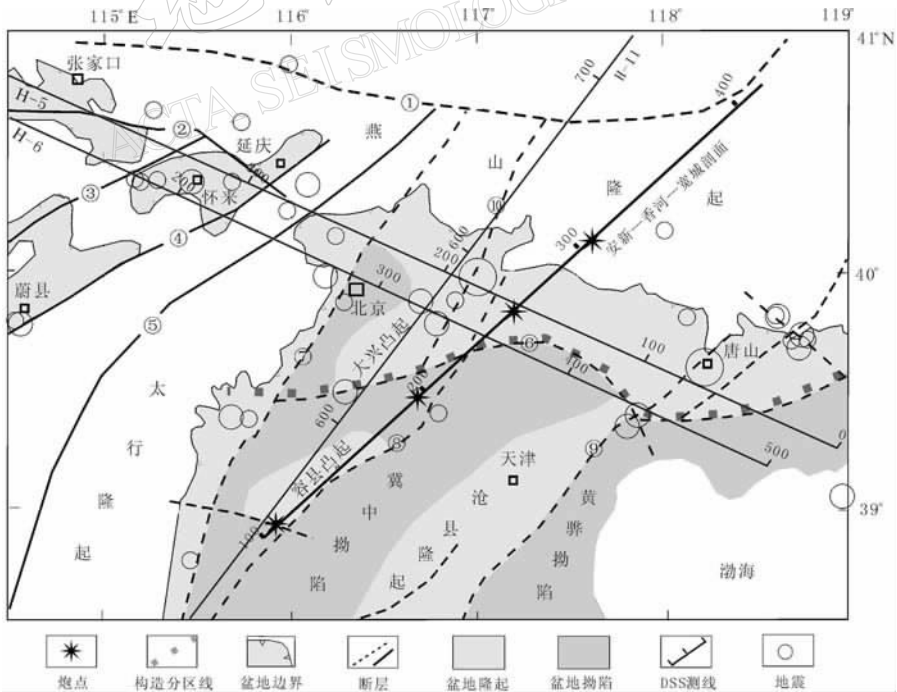


图 1 研究区地质构造和测线位置

- ① 张家口—北票断裂；② 怀安—宣化断裂；③ 下花园断裂；④ 怀安—蔚县断裂；⑤ 紫荆关断裂；
⑥ 宝坻断裂；⑦ 太行山山前断裂；⑧ 河西务—牛东断裂；⑨ 沧东断裂；⑩ 夏垫断裂

沿纵测线共布设 100 余台深地震测深专用便携式数字地震仪,观测点距 1~3 km,使用三分量 2 Hz 检波器接收,记录长度 3 分钟.炮间距 50~80 km,最长排列 300 km.炸药量 1 200~2 200 kg.观测采用相遇追逐观测系统(图 2).从观测系统看,相遇炮的记录可保证 Pg 波组和壳内反射震相能够互换,相邻炮 PmP 波组能够部分覆盖.为了获得好的观测记录,爆破观测一般在凌晨 1~4 时进行.本次实验共获得了 87% 的有效记录.

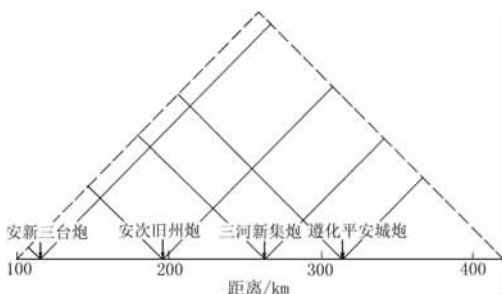


图 2 纵测线观测系统

2 记录截面震相特征

图 3~图 6 分别是安新炮、安次炮、三河炮和遵化炮的 P 波记录截面、合成记录、走时拟合及射线追踪图.

1) 面波特征.以三河炮为界,安新炮、安次炮南北支、三河炮南支的记录截面上能看到非常清晰的面波波组,表明低速的沉积盖层有一定的厚度;三河炮北支、遵化炮南北支的记录截面上看不到面波波组,表明三河—遵化一带低速的沉积盖层较薄.

2) Pg 波组特征. Pg 波组是来自地壳表层迴折波或结晶基底顶面的首波,其走时曲线的形态和斜率反映了沉积层和结晶基底的速度结构.

三河炮以南的初至波 Pg 在近炮检距有较大的延迟时间和较低的视速度, Pg 波追踪距离小于 90 km,波组能量较弱,波形变化大,走时曲线呈上凸形态,视速度低.表明三河炮以南区域的沉积盖层较厚,基底顶部速度低.三河炮以北, Pg 波组追踪距离可达 110 km,波组能量较强,波形变化不大,视速度高(大于 6 km/s),波至延迟时间小,走时曲线近似为直线.表明三河炮以北的区域沉积盖层薄,基底速度高.

3) 壳内反射震相.从记录截面上还可以识别出 3 组壳内反射波组: P_1 , P_2 和 P_3 .安新炮、安次炮的两支及三河炮南支的记录截面显示出 P_1 , P_2 波组能量较强,波组出现的距离及走时曲线的形态由于受浅层沉积厚度差异的影响变化较大;遵化炮南支和三河炮北支的记录截面上虽然可以识别出 P_1 , P_2 震相,但能量明显较弱; P_1 震相只具有局部意义,在所有的记录截面上,遵化炮北支的记录截面上难以识别明显的 P_1 , P_2 震相.这说明以三河炮为界,华北盆地和燕山造山带地壳结构存在较大的差别.在莫霍临界反射 PmP 震相之前约 0.5 s 左右,炮检距 140 km 之后,出现一组能量较弱、但清晰可辨的震相 P_3 ,通常称之为莫霍反射波的前驱波.该波组在新安炮、安次炮北支、三河炮南北支和遵化炮南支的记录截面中均能识别.

4) 莫霍临界反射震相和壳幔过渡带震相.莫霍临界反射震相 PmP 是所有记录截面上最显著的震相.在本剖面上它开始出现的距离大多在 70~80 km 的范围内.仅遵化炮北支的记录截面 PmP 震相出现较早,在 60 km 的距离上.造成这种现象原因有:第一莫霍界面上下速度跳跃大,第二是地壳的速度高,无沉积层或沉积层薄.走时曲线的形态受浅层影响较大. P_3 震相是来自壳幔过渡带的波.它出现在 PmP 震相之前,在炮检距 100 km 之后清晰可辨.其能量弱,频率高,在反映燕山之下结构的遵化炮北支的记录截面上没有看

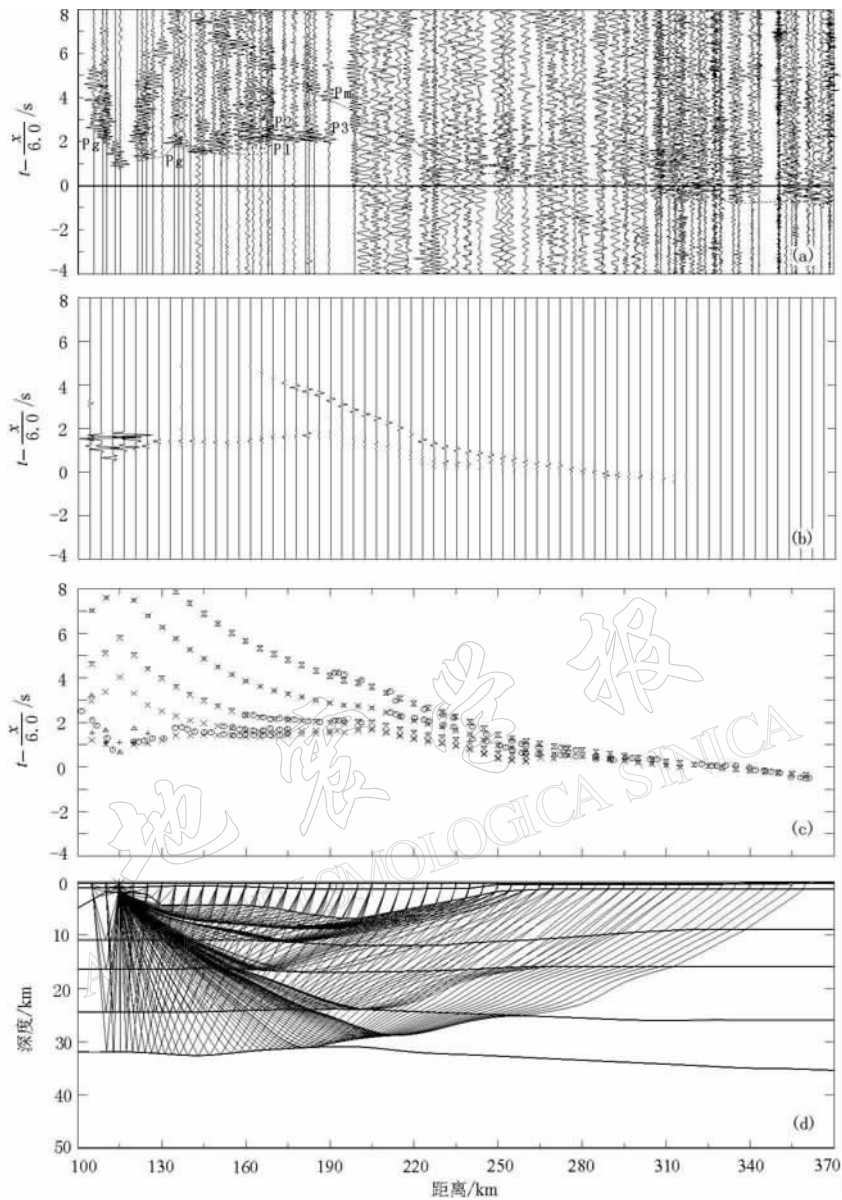


图 3 安新炮观测和理论拟合对比图

(a) 记录截面；(b) 合成记录；(c) 走时拟合；(d) 射线追踪

到这个震相(也可能是排列长度不够).

5) 上地幔首波震相. 上地幔首波震相 P_n , 是来自上地幔顶部的首波. 它视速度高, 走时曲线接近为一条直线, 炮检距大于 150 km 后成为初至. 由于该震相能量较弱, 加之本次实验的地区人文噪声较大, 仅在安次炮北支和三河炮北支的记录上识别出了该震相.

6) 多次波震相. 在安次炮北支的记录上(图 4a), 炮检距 150~210 km 范围内, P_mP 震相之后约 3.5 s 之后, 与 P_mP 震相平行出现一组明显的震相. 根据到时计算, 该震相可能是炮点附近垂直入射波从凹陷基底反射回到地表再反射向下入射到莫霍面, 又在莫霍面

临界反射形成的震相.

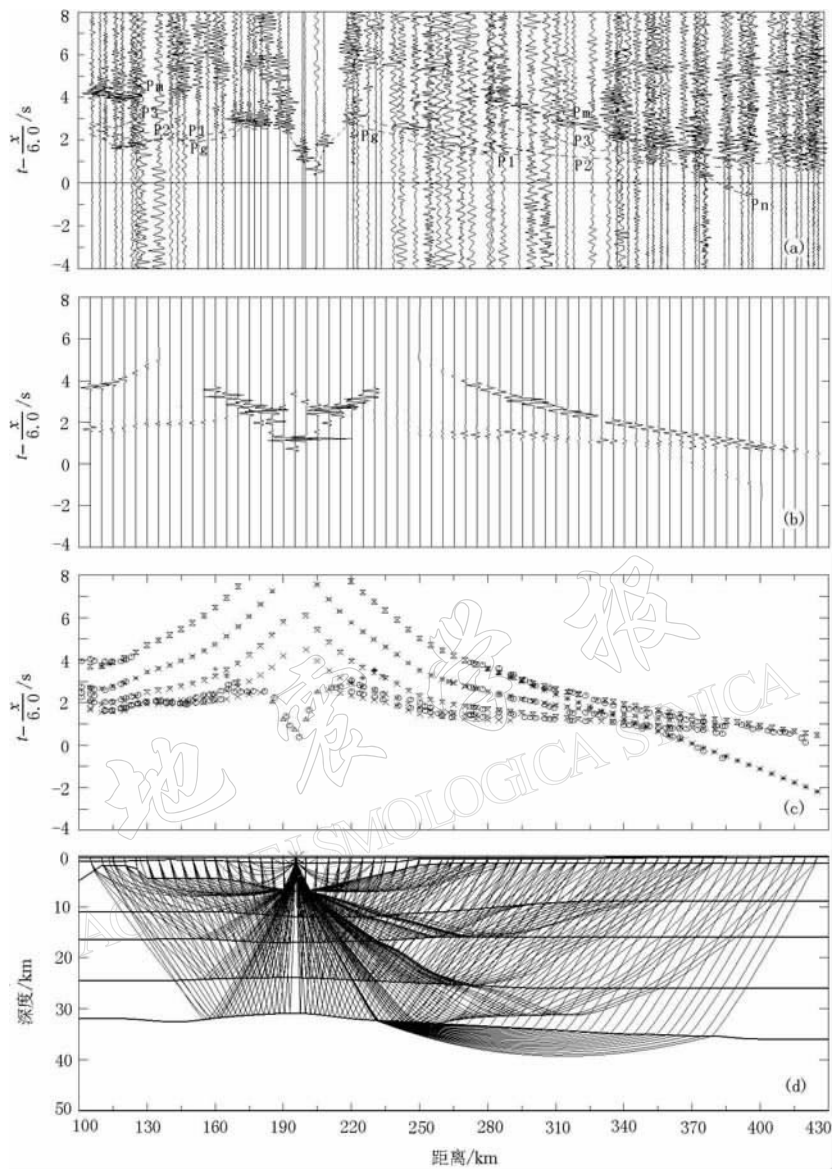


图 4 安次炮观测和理论拟合对比图

(a) 记录截面；(b) 合成记录；(c) 走时拟合；(d) 射线追踪

3 剖面的二维速度结构

二维速度模型的建立主要是基于走时数据的解释. 在各记录截面震相分析的基础上, 拾取相应波组的走时数据. 其解释按如下流程进行: 一维走时拟合: ① 用 t^2-x^2 法, 求取各反射震相相应的反射界面的深度和上覆地层的平均速度, 用 WH 法和 P_g 震相走时反演沉积盖层和结晶基底的一维速度结构; ② 一维走时试错法拟合. 在 t^2-x^2 法和 WH 法求得结果的基础上, 设计一维初始模型, 通过所有波组走时的反复试错拟合, 确定每一个记

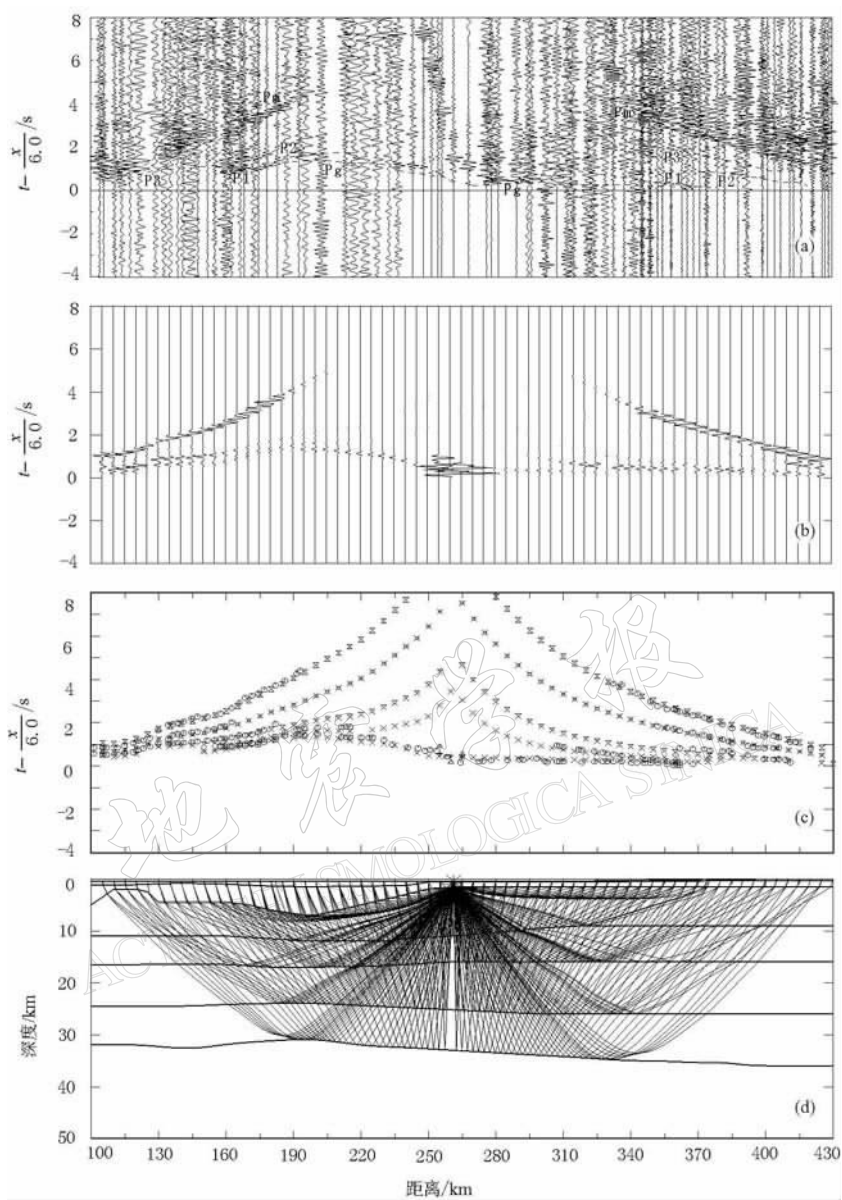


图 5 三河炮观测和理论拟合对比图

(a) 记录截面；(b) 合成记录；(c) 走时拟合；(d) 射线追踪

录截面对应的速度深度函数. 地震走时的二维拟合: ① 用有限差分走时层析成像方法对初至震相 Pg 走时反演, 取得地壳上部的二维速度结构; ② 对部分初至走时用时间项方法求取结晶基底顶面的起伏形态; ③ 根据上述两步的结果, 建立初始二维速度模型. 用复杂介质中二维射线追踪方法, 对地震记录截面中所有震相作走时拟合和射线追踪, 反复修改初始地壳速度模型, 直至得到满意拟合为止. 从图 3~图 6 可以看出, 走时和振幅的拟合还是令人满意的. 图 7 显示出, 沿剖面地壳上地幔无论纵向还是横向都表现出强烈不均匀的分层结构, 上下地壳的分界以 C₂ 界面为标志.

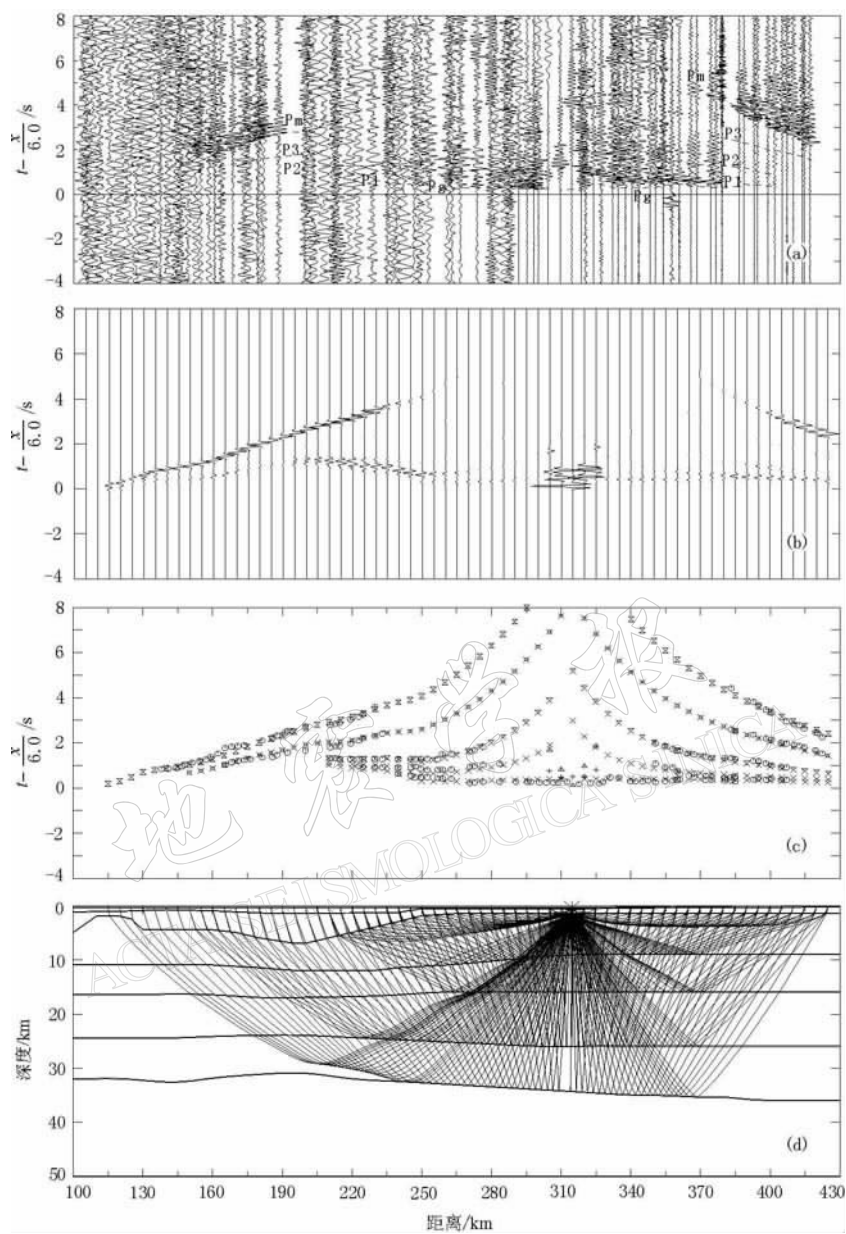


图 6 遵化炮观测和理论拟合对比图

(a) 记录截面；(b) 合成记录；(c) 走时拟合；(d) 射线追踪

3.1 上地壳

上地壳可分为 3 层结构(图 7). 在平原区,表层为新生代的松散的沉积,速度分布在 2.0~3.0 km/s,厚度一般在 2~3.5 km,在安次附近最大深度达 6 km 之多;在香河以北地区,表层速度在 3.0~4.5 km/s 之间,厚度 100~300 m. 第二层为古生界沉积和结晶基底变质岩系,速度从 4.5~5.6 km/s,厚度 2~3 km,速度梯度较大. 第三层速度在 5.9~6.2 km/s 之间,厚度约 4~9 km,速度梯度不大. 上部地壳的底界为 C₁. 以桩号 300 km 为界,埋深其南段从北侧的 13 km 往南逐渐抬升至 10 km,其北段很快抬升到 9 km 左右.

第四层是 C_1 界面与 C_2 界面之间所夹的层, 顶面速度 $6.30\sim 6.31$ km/s, 底面速度 $6.30\sim 6.33$ km/s, 近乎一均匀层. 层厚度在香河附近最薄为 4 km, 最厚在遵化以北约 10 km. C_2 界面南段到 240 km 桩号, 埋深在 17 km 左右, 起伏不大. 240~280 km 桩号之间为隆起, 隆起幅度约 3 km. 往北逐渐加深到 19 km. C_2 界面是地壳内的一个重要界面, 可能是地壳由脆性向韧性过渡的标志性界面(张先康等, 1996).

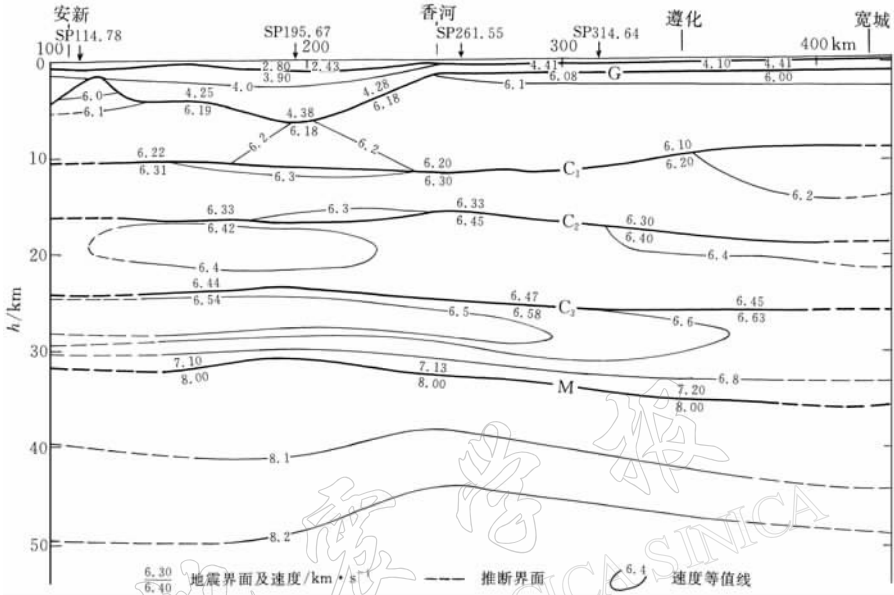


图 7 安新一香河—宽城深地震测深剖面二维壳幔速度结构

3.2 下地壳

下地壳由两层组成: 上层是由 C_2 界面与 C_3 界面所夹的层组成. 厚度 7~9 km, 速度变化范围在 6.4~6.5 km/s. 三河炮下方及其以北速度略高, 无论是横向还是纵向速度梯度都不大. 下层从速度梯度上可细分为两层: 上层厚度 5~6 km 左右, 纵向上速度从 6.54 km/s 变化到 6.60 km/s, 横向速度从剖面南部的 6.5 km/s 左右逐渐变化到北部的 6.6 km/s, 速度梯度不大; 下层为一强速度梯度层, 在厚度 3~4 km 的层内, 纵向速度从 6.6 km/s 增加到 7.2 km/s, 横向变化不大. 这个 3~4 km 的强纵向速度梯度层, 与莫霍反射震相 P_mP 的前驱震相 P_3 有关.

3.3 莫霍面构造和上地幔顶部速度

沿剖面莫霍界面最显著的特征是 200 km 桩号附近的隆起和从南往北逐渐地加深. 局部隆起幅度约 3~4 km, 莫霍界面埋深最浅处约 31 km. 在燕山褶断带之下莫霍面加深到 35~36 km. 上地幔顶部的速度为 8.00 km/s, 直接由安次炮北支记录界面的 Pn 波组计算的视速度为 7.30 km/s, 此结果表明莫霍界面向北下倾, 使得视速度值变小; 三河炮北支记录界面的 Pn 波组计算的视速度为 7.78 km/s, 略小于射线追踪的 Pn 波速度 8.00 km/s. 说明莫霍界面向北下倾逐渐变缓.

3.4 与已有测深结果的对比

安国—永清—遵化剖面揭示出在固安凹陷之下莫霍界面上隆, 埋深约 31 km 左右, 沿

剖面向北, 莫霍面埋深逐渐加大; 在地表宝坻断裂之下, 莫霍面出现了错断(国家地震局《深部物探成果》编写组, 1986)。岳华峰和宋占隆(1988)得到石家庄—喀喇沁旗测深剖面结果如下: 华北盆地内沉积盖层厚, 最深达 3 km, 地表速度在 2 km/s 左右; 燕山褶断带沉积盖层薄, 几米至数十米, 地表速度 3.6~4.2 km/s。华北盆地内地壳结构简单, 由 5 个正速度梯度层组成, 无壳内反射界面; 燕山褶断带地壳分两层, 康拉德界面清晰可辨, 上地壳普遍存在低速层, 下地壳存在局部低速体。沿剖面莫霍面起伏不大, 埋深在 32.5~34.5 km 之间。两构造单元地壳结构有较大的差异。

本次探测识别出了多组壳内反射界面, 得到了较为详细的地壳分层结构。华北盆地与燕山褶断带的边界以宝坻断裂为界, 华北盆地内地壳厚度小, 壳内分层不十分明显, 壳内存在局部低速体; 燕山褶断带地壳厚度大, 壳内分层明显, 壳内无低速体; 在华北盆地与燕山褶断带的边界附近, 地壳底部存在一 3~4 km 厚的强正速度梯度层。

三河-平谷大震区的地震深反射探测揭示出 1~2 s 厚度的壳幔过渡带(张先康等, 2002), 与本次观测到的 P_3 震相对应。反演表明, 该过渡层为一厚度 3~4 km 的强正速度梯度层。

4 讨论和结论

安新—香河—宽城深地震测深剖面以 NE 走向横穿张渤构造带中东段, 揭示了这一重要地震活动带的地壳结构。此剖面揭示出地壳上地幔结构构造有如下特征:

以宝坻断裂为界, 华北盆地地壳厚度小, 为 30~32 km; 地壳平均速度偏低, 约为 6.1~6.2 km/s; 上下地壳分层厚度也小, 层间速度变化较大, 存在局部低速体; 下地壳和上地幔上隆, 隆起幅度约 3~4 km。燕山褶断带地壳厚度大, 为 35~36 km/s; 地壳平均速度为 6.2~6.3 km/s, 上下地壳分层厚度大且相对均匀, 层间速度变化不大, 无低速体; 下地壳内界面和莫霍面平坦。沿剖面地壳结构的变化主要表现在结晶基底顶面和莫霍面的起伏。上地幔顶部 P_n 波速度为 8.0 km/s, 横向变化不大。这一地壳速度结构揭示出华北盆地与燕山隆起带相互耦合的深部特征。GPS 测量表明, 华北裂陷盆地与燕山褶断带之间存在以左旋为主兼具压性的现代构造运动(张培震等, 2001)。显示宝坻断裂一带地壳结构的变化与这一运动有着密切的联系。

在安次炮至三河炮之间, 显著的下地壳底部 3~4 km 厚的强速度梯度层是该剖面速度结构的又一特征。该层的速度较高, 为 6.8~7.2 km/s。这种结构现象很可能是在陆内伸展盆山耦合部位, 镁铁质幔源物质侵入位于地壳底部的结果(刘和甫, 2001)。从平原向山区过渡地段厚度为 3~4 km 的壳幔过渡带的存在, 以及极不稳定的壳内反射震相。这一结构特征表明现今正在活动的张渤构造带具有明显的深部动力学背景。

与已有的深地震探测结果相比, 本次探测确认了华北平原和燕山褶断带的深部接触边界。在边界处, 莫霍面可能被错断; 华北盆地与燕山褶断带地壳结构存在明显差异。安次炮和三河炮明显的 P_3 震相可能是壳幔过渡带的反映, 在华北盆地和燕山褶断带的边界, 存在明显的强正速度梯度类型的壳幔过渡带, 厚度约 3~4 km。可能是地幔镁铁质物质侵入到地壳底部的结果。

在首都圈数字地震台网中心、北京市地震局、中国地震局地球物理研究所、河北省地

震局、天津市地震局台网中心的大力协助下,人工爆破任务得以圆满完成,特此表示感谢.在野外工作的实施和资料的处理过程中,得到了中国地震局科技发展司吴建春副司长、监测预报司吴书贵副司长的大力帮助,在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 国家地震局《深部物探成果》编写组. 1986. 中国地壳上地幔地球物理探测成果[M]. 北京: 地震出版社, 20~137
- 何建坤, 刘福田, 刘建华, 等. 1998. 华北东部中生代盆地构造特征与大陆动力学过程[A]. 见: 陈颙等主编. 寸丹集——庆贺刘光鼎院士工作 50 周年学术论文集[C]. 北京: 科学出版社, 618~632
- 刘和甫. 2001. 盆地-山岭耦合体系与地球动力学机制[J]. 地球科学, 26(6): 581~596
- 孙武城, 祝治平, 张利, 等. 1988. 对华北地壳上地幔的探测与研究[A]. 见: 国家地震局科技监测司编. 中国大陆深部构造的研究与进展[C]. 北京: 地质出版社, 19~37
- 岳华峰, 宋战隆. 1988. 从石家庄—喀喇沁旗人工地震测深结果看燕山山区与华北平原区地壳深部结构的差异[A]. 见: 国家地震局科技监测司编. 中国大陆深部构造的研究与进展[C]. 北京: 地质出版社, 216~226
- 杨国华, 韩月萍. 2002. 华北地壳运动新特征[J]. 大地测量与地球动力学, 22(3): 28~33
- 张成科, 张先康, 赵金仁, 等. 2002. 渤海湾及其邻区壳幔速度结构研究与综述[J]. 地震学报, 24(4): 428~435
- 张培震, 王琪, Freymueller J T. 2001. 中国大陆现今地壳运动和构造变形——速度场和活动地块[J]. 中国科学, D 辑, 31(7): 529~536
- 张先康, 祝治平, 张成科, 等. 1998. 张家口—渤海地震带及其两侧地壳上地幔构造与速度结构研究[A]. 见: 活动断裂研究编委会和中国地震局科技发展司编. 活动断裂研究(6)[C]. 北京: 地震出版社, 1~16
- 张先康, 王椿镛, 刘国栋, 等. 1996. 延庆—怀来地区地壳细结构——利用深地震反射剖面[J]. 地球物理学报, 39(3): 356~364
- 张先康, 赵金仁, 刘国华, 等. 2002. 三河—平谷 8.0 级大震区震源细结构的深地震反射探测研究[J]. 中国地震, 18(4): 326~336
- 赵金仁, 张先康, 张成科, 等. 1999. 香河—北京—涿鹿及其相邻地区壳幔构造与速度结构特征[J]. 地震地质, 21(1): 29~36

2-D P-WAVE VELOCITY STRUCTURE IN THE MIDEAST SEGMENT OF ZHANGJIAKOU-BOHAI TECTONIC ZONE: ANXIN-XIANGHE-KUANCHENG DSS PROFILE

Wang Fuyun¹⁾ Zhang Xiankang¹⁾ Chen Yong²⁾ Li Li²⁾ Chen Qifu²⁾
Zhao Jinren¹⁾ Zhang Jianshi¹⁾ Liu Baofeng¹⁾

1) *Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China*

2) *Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China*

Abstract: In order to get the 3-D fine velocity structure in the Capital-circle area of China, 6 explosions, ranging from 1800 to 2500 kg, were conducted and recorded by an array of 240 seismographs. A reflection/refraction survey was carried out along the profile extending from Anxin county, Hebei Province northeastward to Yanshan Mountains, crossing the Zhangjiakou-Bohai tectonic zone. The 2-D velocity structure of P wave was imaging along the profile. The results show that abnormality exists in the deep structure of the Zhangjiakou-Bohai tectonic zone; the basement is significantly depressed, the interfaces and Moho are uplifted, and a strong velocity gradient layer is existed above the Moho that may be dislocated by deep fault. The crust of Huabei basin is thin and low velocity body exists in the crust. The Yanshan Mountains' crust is thick, the layers in the crust are quite clear and the velocity in the layer is homogeneous. Huabei basin differs from Yanshan Mountains in structure.

Key words: 2-D P-wave velocity structure; artificial explosion; Capital-circle area of China; Zhangjiakou-Bohai tectonic zone; crust-mantle transition zone