

天水—礼县地区地壳速度结构*

李清河 闵祥仪 郭建康 魏德晴 侯晓钰

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

1984—1985年,利用厂坝铅锌矿工业爆破,在天水—礼县地区布设测线进行了大范围的地震测深工作。对该地区的地壳速度结构的研究结果表明,该地区沉积层平均厚度为2.5km,速度为4.0km/s(P波);地壳平均厚度为43.68km,平均速度为6.20km/s;徽县—礼县地壳速度剖面可分为5层,其中在24—29km深处有一低速层,基底深度变化较大,在礼县地壳浅部发现一断层。对天水—礼县地区还进行了P波、S波联合反演,获得了该区P波与S波速度结构,其地壳范围内的平均波速比为1.73。

为了开展天水—礼县地区的地震波透视研究,首先必须研究该地区深部地壳结构。1984—1985年,我们利用厂坝铅锌矿区的两次爆破,布设测线进行了地震测深工作。根据观测结果并结合炮点周围台站对这两次爆破的记录,对天水—礼县地区的地壳结构进行了研究。本文介绍了主要研究结果并对研究结果进行了较细致的解释。

一、资料及仪器

测线及炮点位置见图1,爆破参数见表1。炮点处岩性为石英片麻岩、结晶灰岩等^[1]。炮点东面为徽成盆地,向西为西礼盆地。对两次爆破我们布设了徽县—礼县测线进行了地震测深观测。共使用20套仪器,平均点距为4km。1985年观测时加密了测点,平均点距为3.5km。我们还利用了1986年8609工程成县炮Ⅳ测线部分测点观测资料。这样,测线长度可达125km。8609工程炮点、测线平面分布亦在图1中标出。对于1985年12月30日厂坝500吨大爆破,许多台站均有记录,在解释天水地区地壳结构时,我们也利用了这些记录资料。台站位置见图1,表2列出了这些台站的有关参数。

观测中均使用MCD-2型调制器、DJ-1型拾振器,以模拟磁带记录方式记录。传输台站使用DD-1型和768型拾振器、768型放大器,在兰州传输中心分别以滚筒和模拟磁带两种方式记录。两种仪器在爆炸地震波频段内为线性放大。

*本文是地震科学基金资助课题“天水—礼县地区地震波透视研究”中的一部分。

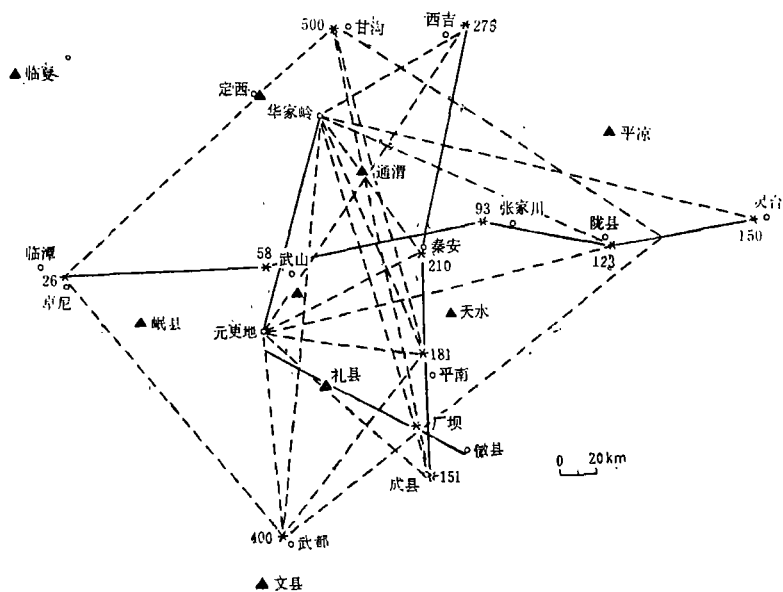


图1 徽县—礼县剖面、8609工程炮点、测线位置及遥测台网分布示意图

* 炮点； — 纵测线； --- 非纵测线； ▲ 遥测台站

Fig. 1 Distribution of Huixian—Lixian profile, explosive points of 8609 project, measuring lines and telemetry stations

表 1

厂坝爆破的有关参数

起 爆 时 间	炮 点 位 置	炸 药 量
1984. 7. 2	$\phi 33^{\circ}56'.81$ $\lambda 105^{\circ}41'.40$ Z1520	1820 kg
1985. 8. 10	$\phi 33^{\circ}56'.73$ $\lambda 105^{\circ}42'.50$ Z1420	19287 kg

表 2

陇南、天水传输台网有关参数

台 名	台 站 坐 标			炮检距(km)
	ϕ	λ	Z(m)	
礼县	$34^{\circ}10'48''$	$105^{\circ}09'31''$	1513	56.35
天水	$34^{\circ}29'02''$	$105^{\circ}54'14''$	783	62.80
武山	$34^{\circ}11'13''$	$105^{\circ}22'54''$	1685	99.05
通渭	$35^{\circ}11'13''$	$105^{\circ}16'18''$	1900	143.04
文县	$32^{\circ}56'52''$	$104^{\circ}47'45''$	980	145.45
岷县	$34^{\circ}25'49''$	$104^{\circ}01'24''$	2325	162.42
定西	$35^{\circ}33'07''$	$104^{\circ}35'20''$	1531	205.35
平凉	$35^{\circ}27'43''$	$106^{\circ}40'04''$	1478	191.49

二、震相分析

图2为徽县—礼县测线记录截面图。由图可见：

(1) 初至Pg波可清晰地追踪至85km，在7—30km范围内，Pg波视周期为0.05—

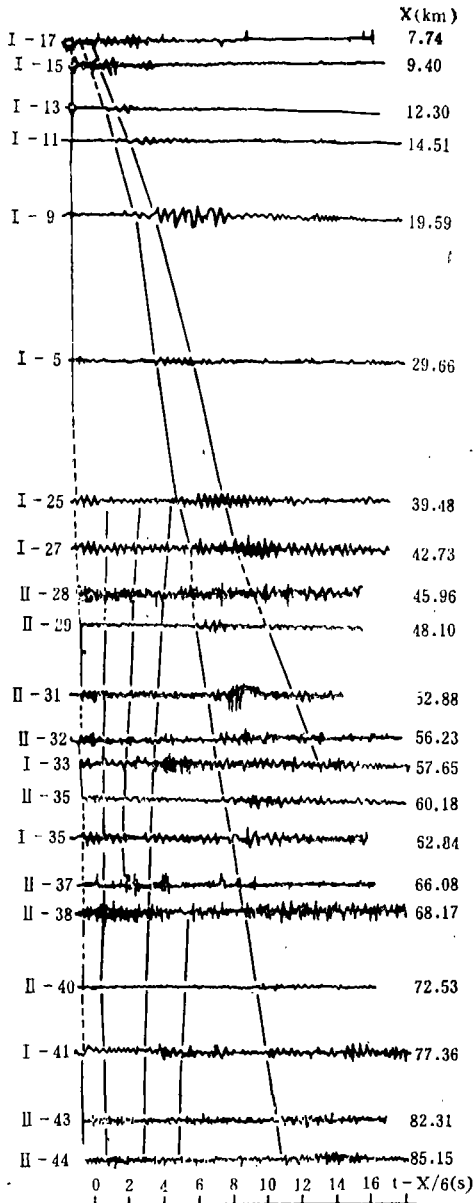


图2 徽县—礼县测线记录截面图

Fig. 2 Record sections of Huixian-Lixian measuring line

0.08秒, 视速度为5.56km/s; 30—48km的视周期为0.08秒, 视速度为5.48km/s; 在60—70km的视周期为0.16—0.32秒, 视速度减少到5 km/s; 70km以远视速度增大到6.2km/s。这显示了各测段间沉积层厚度差异颇大。对于Pg波属性的认识, 目前分歧较大〔2〕、〔1〕。我们认为 P_g 波可能是古老变质岩或结晶基底顶部的首波或弱梯度回折波, 本研究中按首波处理。

(2) P_g^* 波在39km以远才能追踪。其视周期一般为0.2秒至0.4秒, 视速度一般为4.70km/s, 其周期与振幅与Pg波组相近。在58km处该波能量较强, 经判定与正反演计算, P_g^* 波为上地壳某层的反射波。

(3) P_g^* 波也在39km以远才能接收到, 在67km以上已不易辨清了。其视周期一般为0.24—0.32秒, 视速度约为7.40km/s。此波组比 P_g^* 波弱。经正反演计算, P_g^* 波为上地壳内 P_g^* 层位下面某层的反射波。

(4) P_g^* 波在39—85km范围内可追踪到, 其视周期一般为0.24—0.4秒, 视速度在8.3km/s左右。这一波组较 P_g^* 、 P_g^* 波为强, 在77km处其振幅最大。在距炮点57—104km范围内的各点均记录到这组波。经正反演计算, 该波为中地壳中某低速层底面的反射波。

(5) 由于剖面较短, 观测记录中 P_m 波的可追踪的起始点不太清楚。我们参考了武山地震台(遥测台网)的资料和8609工程的151°炮、400°炮的观测资料, 发现 P_m 波约在70km处开始出现。其视速度一般为8.30km/s左右, 而视周期则为0.4秒以上。

该波为莫霍界面的强反射波。

(6) 本剖面中 S_g 波很发育, 虽然是垂直向仪器的记录, 但 S_g 波与 P_g 波相对应出现, 自近炮点一直可追踪到85km处, 其周期明显大于P波, 约为0.2—0.48秒, 视速度约为3.48km/s—3.70km/s。

(7) 在传输台网的记录资料与8609工程记录中可以发现 S_m 波。这是来自莫霍面的反射S波, 其视周期一般为0.4—0.8秒。与 P_m 波一样, S_m 波亦为莫霍面附近几个速度界面上的一组反射波。

1) 张利, 利用追逐走时差值曲线研究波的性质与运动学特征, 1987。

三、解释方法及P、S波联合反演

1. 解释方法

(1) 高程校正

高程校正一般按下式进行:

$$\delta t_a = \Delta h \left(\frac{1}{V_1 \cos i_0} - \frac{\operatorname{tg} i_0}{V_2} \right) \quad (1)$$

式中 δt_a 为时间校正量, Δh 为测点与参考平面的高差, V_1 为 Δh 所在处沉积层速度, V_2 为层下基底界面速度, i_0 为出射角。

(2) 浅层折射解释

我们借鉴骆循等的方法²⁾编写了适用本研究区的计算程序, 设相邻接收点炮检距、走时和法线深度分别为 x_{i+1} 、 x_i ; t_{i+1} 、 t_i ; h_{i+1} 、 h_i , 距离差、走时差及深度差分别为 Δx_i 、 Δt_i 和 Δh_i , 则

$$\Delta t_i = \frac{1}{V_2} \left(\sqrt{\Delta x_i^2 - \Delta h_i^2} - \Delta h_i \operatorname{tg} \alpha \right) + \frac{\Delta h_i}{V_1 \cos \alpha} \quad (2)$$

式中 V_1 、 V_2 分别为上覆层速度和界面速度, α 为出射角。经整理变换, 可求得

$$\Delta h_i = \frac{V_1}{V_2} \left(\sqrt{V_2^2 - V_1^2} - \sqrt{\Delta x_i^2 - V_1^2 \Delta t_i^2} \right) \quad (3)$$

这样若知道前一点深度 h_{i-1} , 便可由

$$h_i = h_{i-1} + \Delta h_i$$

递推出 h_i 的深度来。

求解初始深度 h_0 是递推合理与否的关键。我们采取正反演结合的办法求取 h_0 。因处理过程较复杂, 在此不再赘述。由于界面起伏, 上述递推求得的深度并非是与 x_i 对应的实际深度, 还须由下式偏移:

$$h_i' = h_i \left[\sqrt{1 - \left(\frac{\Delta h_i}{\Delta x_i} \right)^2} - \frac{\Delta h_i}{\Delta x_i} \operatorname{tg} \alpha \right]; \quad (4)$$

$$x_i' = x_i - h_i \left[\operatorname{tg} \alpha \sqrt{1 - \left(\frac{\Delta h_i}{\Delta x_i} \right)^2} + \frac{\Delta h_i}{\Delta x_i} \right] \quad (5)$$

最后以 h_i' 、 x_i' 构制折射界面。

(3) 反射波解释

对于粗模型的构制, 以 x^2-t^2 法为基础, 经过反复的正反演, 首先获取初始模型。其次, 可用公式^[8]

$$V^2 = \frac{\sum V_i^2 \Delta t_i}{\sum \Delta t_i} \quad (5)$$

求得层速度。式中 V_i 为各层速度, Δt_i 为该层垂直走时, V 为由相应反射震相求得的上层平均速度。在此基础上可利用约束反演方法, 使用广义逆矩阵进行奇异值分解^{[3]、[4]}。用这种方法求得的阻尼最小二乘求解地壳模型, 在一维条件下是较为精确的。

2) 骆循、朱介寿, 折射波时距曲线的递推法解释, 1985。

3) 朱介寿, 地震波走时反演理论及方法, 1984。

2. P、S波联合反演

目前人们仅对P、S波单独反演,这样容易失去一些约束因素。对P、S波进行联合反演可以减少不确定性。这里的P、S波是指通过同一地层的、性质相对应的两种波型,如 P_s-S_s 、 P_M-S_M 、 P_A-S_A 等。设

$$\begin{aligned}\vec{A}_p &= (x_1, y_1, z_1, t_{p1}) ; \\ \vec{A}_s &= (x_1, y_1, z_1, t_{s1}) .\end{aligned}$$

式中 $\vec{A}_p$ 、 $\vec{A}_s$ 为矢量空间, x_1, y_1, z_1 为测点坐标, t_{p1}, t_{s1} 分别为P、S波走时。先对P、S波单独进行反演,可获得 h_p 和 V_p 、 h_s 和 V_s 。令

$$\Delta h = |h_p - h_s| , \quad (6)$$

实际上就是求 Δh 极值的最优化问题。可以人为地给定深度的允许误差 δ 。无约束时,通常 $\Delta h > \delta$, P、S波联合反演的约束条件为(7)式,令 r 为波速比,则

$$t_s = r t_p . \quad (7)$$

不同类型的波、不同地层中的波速比亦不同。我们取

$$A \leq r \leq B . \quad (8)$$

式中A、B为对应不同波、不同地层的可能区间。可以按下列步骤联合反演:

令 $T_p = t_s / r$, $T_s = r t_p$, 并先设 $r = A$, 则

$$\sigma_1 = \frac{1}{n} \sum (T_{p1} - t_{p1})^2 , \quad (9)$$

$$\sigma_2 = \frac{1}{n} \sum (T_{s1} - t_{s1})^2 . \quad (10)$$

$$\text{令} \quad \Delta \sigma = |\sigma_1 - \sigma_2| \text{ 及 } \varepsilon = K \delta , \quad (11)$$

式中 ε 为规定方差。

若 $\Delta \sigma > \varepsilon$, 则按取向原则, 满足最优化的优势取向方向。考虑对 t_p 、 t_s 的复查与 σ_1 及 σ_2 有关, 在复查震相时将重点复查S波, 尤其是垂直向记录中S波往往由于仪器特性和质点振动方向的原因而不突出, 更需仔细辨认。

在A、B之间的迭代过程为: 先从A开始搜索, 即从A向B移动, 再从B向A反向。为此定义:

$$\vec{A}\{^k\} = \sum_{j=1}^n d_j \xi\{^k\} \quad (1 \leq l \leq n) . \quad (12)$$

d_j 是在 $\xi\{^k\}$ 方向的所有成功移动的代数和。方向 $\xi\{^k\}$ ($j = 1, 2, \dots, n$)由下式给出:

$$\xi\{^{k+1}\} = \frac{\vec{D}\{^k\}}{|\vec{D}\{^k\}|} \quad (j = 1, 2, \dots, n) . \quad (13)$$

$$\text{主要方向} \quad \xi_1\{^{k+1}\} = \frac{\vec{D}\{^k\}}{|\vec{D}\{^k\}|} = \frac{\vec{A}\{^k\}}{|\vec{A}\{^k\}|} . \quad (14)$$

$$\begin{aligned}\text{各个分量为} \quad m\{^k\} &= \frac{D\{^k\}}{\sqrt{\sum_{j=1}^n D\{^k\} D\{^k\}}} = \frac{A\{^k\}}{\sqrt{\sum_{j=1}^n A\{^k\} A\{^k\}}} \\ &\quad (i = 1, 2, \dots, n) .\end{aligned} \quad (15)$$

一直进行到 $\sum d_i^2 < \epsilon$ 为止。

初步确定了速度以后,便可以通过走时的正演来修改模型。由于正演的模型很多,公式很复杂,在此不再赘述。

四、解释结果及分析

1. 徽县—礼县剖面

(1) 基底的反演

剖面上 P_s 波视速度各段不同(见图3),在70km至85km范围内可达6.20km/s,而盆地地段则较低,为5km/s左右,这反映了沉积层厚度不同。取沉积层内波速为4.0km/s,我们用递推法反演求得 P_s 波界面,如图4所示。

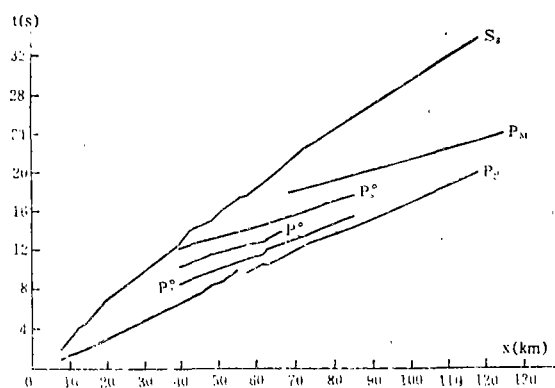


图3 综合时距曲线

Fig. 3 Comprehensive travelttime curves

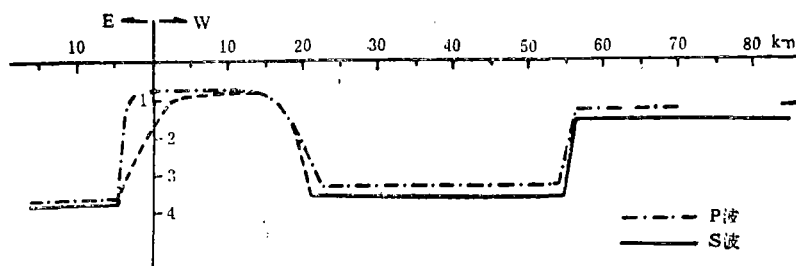


图4 徽县—礼县剖面基底形态

Fig. 4 Form of basement in Huixian—Lixian measuring line

由图4可见,由炮点向东沉积层厚度为0.5km至1km,实际上,测点所在处出露为下古生界岩石。由炮点向西20km至55km沉积层厚度为3.5km至4.0km,在这一范围内是西礼盆地,其中第四系、第三系沉积较厚。从礼县县城向西北基底变薄,此段地表亦显露下古生界岩石。在距炮点55km处的西侧,在1984年与1985年两次观测中均发现此处浅部有一条断层存在,断层两侧的波速变化很大,这从时距曲线(图3)也可以清晰地看出,但是,尚难判断断层的走向、倾角等。

对该剖面进行P波和S波联合反演结果表明，沉积层速度 $V_p=3.9\text{km/s}$ ， $V_s=2.12\text{km/s}$ ，波速比为1.84；基岩界面速度 $V_p=6\text{km/s}$ ， $V_s=3.45\text{km/s}$ ，波速比为1.74，界面形态与单独用P波反演结果很接近（图4）。

我们用公式

$$\frac{K}{\rho} = V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2, \left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = 2(1 - \sigma) / (1 - 2\sigma) \tag{16}$$

（式中K为体积模量， ρ 为介质密度， σ 为泊松比）求得此剖面沉积层的弹性参数 $\frac{K}{\rho}=9.22$ ， $\sigma=0.29$ ；基岩界面 $\frac{K}{\rho}=20.13$ ， $\sigma=0.253$ 。

（2）中间层的反演

经对 P_2^0 、 P_3^0 、 P_6^0 波初步反演，可得到如表3所示的结果。

表 3

震 相	反 射 面 深 度	上 覆 层 平 均 速 度
P_2^0	14.39km	5.76km/s
P_3^0	23.96km	5.98km/s
P_6^0	29.17km	5.82km/s

由表3可见， P_2^0 波反射面为一低速层底面， P_3^0 波反射面为低速层顶面，从地面向下至23.96km深度，速度递增，而从23.96km至29.17km速度梯度为负值。

（3）莫霍面的反演

徽县—礼县剖面 P_M 波较短，但参考天水测深剖面151°炮点的Ⅳ测线某些点的资料和遥测台站资料，可以求出莫霍面深度为44.73km，速度为6.29km/s。

（4）细模型的调整

用（5）式可以求出各层层速度，并给出初始模型，再以这些初始模型为基础，用奇异值分解、广义逆矩阵反演求得细模型。程序中迭代了12次，最后标准差为0.0067，两者的对比见表4，图5、图6为射线追踪图。

表 4 徽县—礼县剖面速度结构表

初 始 模 型			最 终 模 型		
埋深	层厚	速度	埋深	层厚	速度
2.5	2.5	4.0	2.51	2.51	4.03
14.39	11.89	6.19	14.24	11.73	6.23
23.96	9.57	6.32	23.67	9.43	6.42
29.17	5.21	5.14	28.86	5.19	5.49
44.73	15.56	7.27	44.38	15.52	7.09

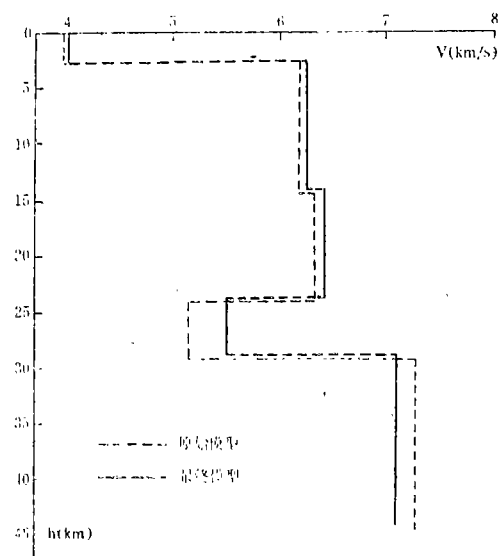


图5 徽县—礼县剖面速度结构（图中实线为最终模型，虚线为初始模型）

Fig. 5 Velocity structure in Huixian—Lixian measuring line

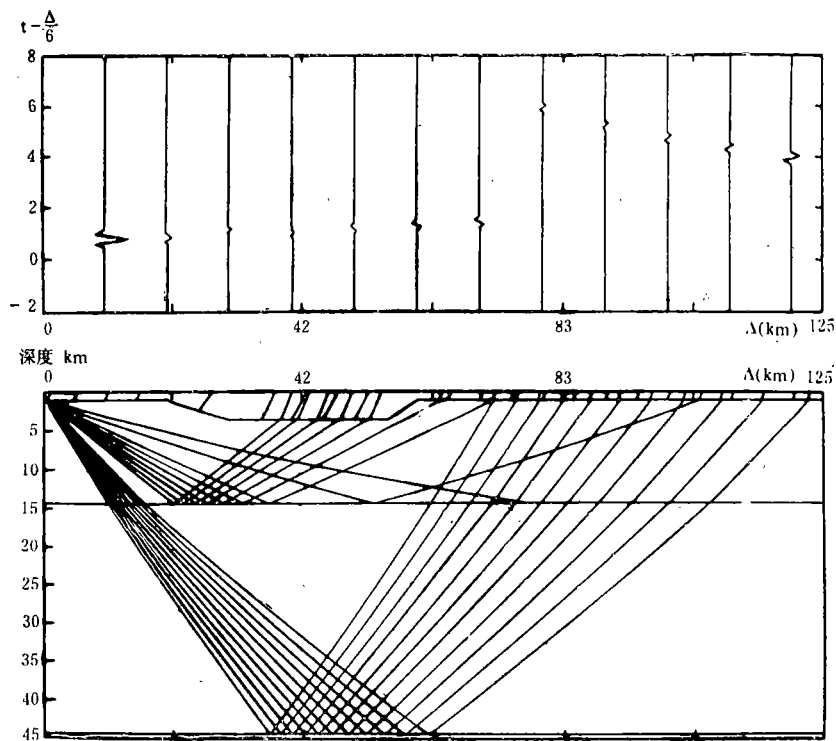


图6 射线追踪图

Fig. 6 Sketch of ray tracing

2. 天水—礼县地区大范围一维解释结果

利用武山、通渭、文县、岷县、平凉、定西、临夏各台对1985年12月30日厂坝500吨大

爆破的记录及一些台站对8609工程的成县炮和武都炮的记录资料,计算得这一范围内地壳内P波平均速度为 6.20km/s ,平均深度为 43.68km ;S波平均速度为 3.58km/s ,平均深度为 43.54km 。于是,可求出该范围内地壳平均波速比为 $r=1.732$,P、S波的深度差为 0.14km 。

3. 武都炮纵测线解释结果

武都炮测线Ⅳ为纵测线,对其观测记录的解释结果表明,宕昌—石桥—舒家坝—线P波速度较低,仅为 6.15km/s ,深度也较浅,为 43.33km 。

五、小 结

本文利用厂坝两次工业爆破布设测线进行了地震测深观测,通过对观测资料的解释,同时参考、利用了天水地区部分地震测深资料和较大范围内的台站对厂坝500吨大爆破的观测记录,获得了天水—礼县地区较为细致的地壳结构,其地壳平均波速比 $r=1.73$ 。徽县—礼县剖面地壳模型可分为五层,从 $24\text{—}29\text{km}$ 有一低速层,浅部基底界面起伏较大,在礼县地壳浅部发现有一条断层。本文还进行了P、S波联合反演,给出了相应的介质弹性参数。本文的研究结果与后来对8609工程解释的结果基本相同^{4)、5)}。这些研究结果为进行地震波透视研究奠定了基础。

在工作中,中国有色金属总公司白银有色金属公司厂坝铅锌矿提供了爆破和地质、地形等资料,兰州地震研究所通讯站提供了通讯服务。范兵做了大量的数据处理和图件绘制工作,在此一并表示感谢。

(本文1988年9月19日收到)

参 考 文 献

- [1] 李清河、闵祥仪、李刘玉,厂坝矿区浅层地壳剖面的速度结构,西北地震学报, Vol. 8, No. 2, 1986.
- [2] 梁中华、张四维、滕智猛,林县—平邑DSS剖面Pg波资料解释结果,华北平原南部地区深部地球物理综合探测方法与成果,海洋出版社,1989.
- [3] Dix, C.H., Seismic velocities from surface measurements, Geophysics, Vol. 19, 68—86, 1955.
- [4] 丁蕴玉,用体波走时反演地壳结构,地球物理学报, Vol. 26, No. 1, 1983.

4) 闵祥仪等,灵台—阿松平测线地壳速度结构.

5) 李清河等,成县—西吉测线地壳速度结构.

THE CRUSTAL VELOCITY STRUCTURE IN TIANSHUI—LIXIAN REGION

Li Qinghe, Min Xiangyi, Guo Jiankang, Wei Deqing, Hou Xiaoyu
(*Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB, Gansu, China*)

Abstract

The line has twice laid out to sound the crustal velocity structure in Huixian-Lixian region by means of industrial blasts of Changba Lead-Zinc Mine in 1984 and 1985, especially, the explosion of 500 ton charge on Dec. 30, 1985 supports us to interpret a large scope crustal velocity structure. The parts of DSS data obtained by DSS Cooperation Group, SSB, in 1986 were supplemented.

The velocity structure in Tianshui-Lixian region are following:

1. The average thickness of sedimentary layer is about 2.5km, average velocity is 4km/s (P-wave).
2. The average thickness of crust is 43.6km, average velocity is 6.2km/s.
3. There are five layers from surface to Moho. There is a low-velocity layer in depth 24-29 km. The shape of base is rising and falling. A fault in Lixian was found.
4. The joint inversion of P-wave and S-wave was put forward, and P-wave velocity structure and S-wave velocity structure were obtained. The average velocity ratio of crust is 1.732.