

晋中南地区地壳结构的初步研究

中国科学院地球物理研究所*

摘 要

本文是对陕西长安、山西代县和太谷等地工业爆破的资料采用时间项法研究晋中南地壳结构的初步成果。文中首先结合长安爆破观测资料的总结,对时间项方法作一介绍,为使用太谷等缺乏起爆时刻的爆破资料,对时间项方法作了一些改进,使对于那些未有起爆时刻的爆破资料亦能用于确定时间项。使用上述爆破和各台记录的初动到时获得了晋中南地区的界面速度为 7.95 ± 0.04 公里/秒,求得了41个点的时间项,取莫霍面以上介质的平均速度 $v_0 = 6.4$ 公里/秒反演求得了各点的莫霍界面深度,并对所得的结果结合晋中南地区的地震活动性及部分地震震源机制结果进行了初步的分析和讨论。

一、引 言

晋中南地区是我国地震比较频繁的地区之一,历史上曾发生过许多破坏性的强震,如1303年洪洞—赵城的8级地震,1695年临汾—襄汾的8级地震等。近几年小地震的仪器观测资料表明,该区小地震的震源深度一般为10—30公里,即是发生在地壳中的浅震。为了分析这个地区地震发生的物理过程,迫切需要研究晋中南地区的地壳结构。

工业爆破的爆破地点、起爆时刻是可以精确测定的。因此,利用工业爆破所激发的弹性波来研究地壳结构、地震波速变化和地震区应力场的变化,越来越被重视,成为国内外研究地壳结构的一种重要手段。

在运用爆破资料分析地壳结构时,近年来对所谓的时间项方法^[1]越来越重视。它特别适合于分析处理爆破点和观测点不规则分布情况下取得的大量观测资料。国外的地震观测中,曾经多次成功地应用了这个方法^[2-6]。

本文结合陕西长安爆破观测资料的总结,对时间项方法作一介绍,综合有关晋中南地区的各次爆破观测资料,应用时间项法进行处理。为了利用过去未能准确测定起爆时刻的工业爆破,对时间项方法作了一些改进,给出了晋中南地区地壳结构的初步研究结果。

二、各次爆破的情况和地震观测系统

陕西长安、山西代县和太谷等爆破主要情况见表1。

* 执笔人: 陈颢、陈运泰。

表 1 长安、代县和太谷等爆破情况

编 号	爆 破 地 点	起 爆 时 刻 (北京时间)	总 炸 药 量 (吨)	备 注
01	陕 西 长 安	1973 年 5 月 10 日 12-00-04.52	1600	第一炮 600 吨, 第二炮 1000 吨.
02	山 西 代 县	1972 年 10 月 29 日 11-59-56.74	433	第一炮 185 吨, 第二炮 248 吨.
03	山 西 太 谷	1973 年 3 月 10 日 11-59-58.0	110	一炮, 起爆时刻是据观测资料推算的.

起爆时刻用炸药包炸断导线产生脉冲信号的方法测定, 用纸速 100 毫米/秒的 SC-1 型 8 线示波器记录, 同时记录中央人民广播电台时号、石英钟分号、秒号和 65.3 周信号, 以保证起爆时刻的测量精度小于 0.01 秒。

爆破观测仪器为通常记录区域性地震的短周期地震仪, 其典型频率特性见图 1。因为

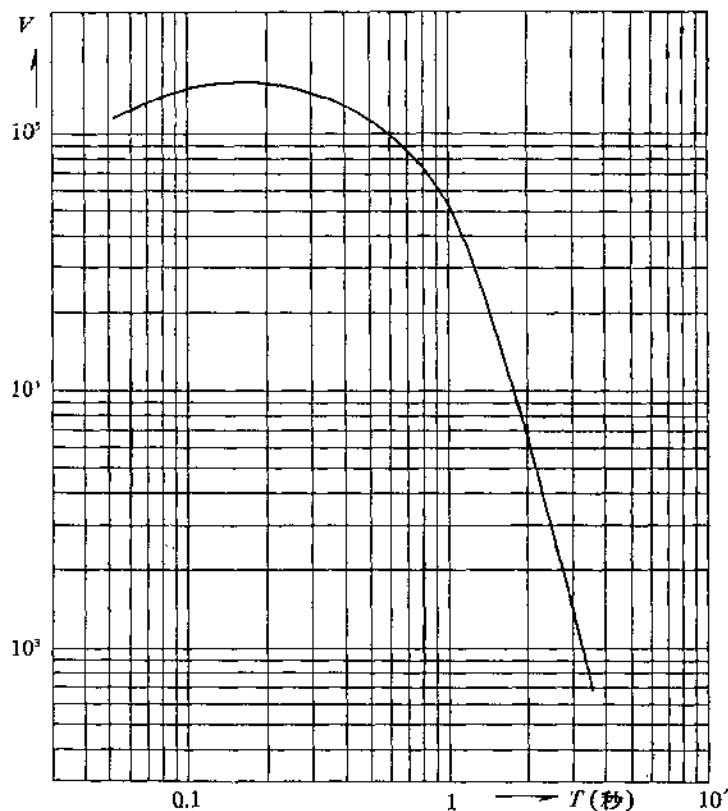


图 1 仪器频率特性

多数爆破是分段两次爆破, 两炮相隔 2—4 秒, 初至波以后的震相发生叠加, 给震相追踪和对比带来困难。所以在分析中, 主要是利用初至波的到时。仪器动力学特性没有进行严格标定。

表 2 各观测点距爆破点距离和初至波走时

编 号	台 名	震 中 距 离 (公里)			初 至 波 走 时 (秒)		
		爆 破 01	爆 破 02	爆 破 03	爆 破 01	爆 破 02	爆 破 03
11	西 安	3.4			0.6		
12	临 潼	45.6			8.3		
13	华 县	92.8			16.5		
14	华 阴	99.8			18.1		
15	永 济	154.2			25.8		
16	王 官 峪	184.0			29.4		
17	夏 县	243.7	474.9	297.3	36.6	67.1	43.5
18	稷 山	267.8			40.2		
19	绛 县	293.7	418.7	240.6	43.0	60.0	36.3
20	临 汾	318.6	373.0	203.3	46.6	54.0	31.5
21	沁 水	349.3	387.5	204.2	50.8	56.4	32.4
22	洪 洞	353.3			51.2		
23	霍 县	394.1	299.3	127.6	56.5	45.0	19.9
24	介 休	437.0	251.7	88.3	61.9	39.4	16.2
25	汾 阳	442.2			62.9		
26	离 石				62.6		
27	长 治	457.6	316.6		(64.0)	47.9	
28	太 谷	499.0	197.3	26.6	69.7	32.8	
29	晋 祠	518.2	167.8	50.1	71.4	27.6	8.2
30	孟 家 井	546.8	141.8		74.6	22.9	
31	昔 阳	585.1	170.8	75.0	79.2	28.3	11.3
32	东 冶	638.0			86.2		
33	代 县	670.3	20.1	179.7	90.9	3.1	28.2
34	原 平		46.8			7.8	
35	忻 县		85.8			14.5	
36	阳 曲		120.7			19.9	
37	祁 县		209.4			34.2	
38	平 遥		235.1			36.9	
39	灵 石		278.0			42.4	
40	蒲 县		352.8	196.3		51.8	30.2
41	石 门		450.6			63.9	

时间服务采用自动对时, 直接将中央人民广播电台时号打在记录上, 个别台站在观测时增加了秒号。尽管采取了这些措施, 由于纸速慢 (120—180 毫米/分), 时间服务精度约为 0.2—0.4 秒。

参加晋中南地区工业爆破观测的, 一共 31 个台, 大致构成了一条北北东向的测线 (图 2)。各观测点与爆破点的距离及初至波走时如表 2 所示。其中太谷爆破的起爆时刻没有测定, 先以 12-00-00 作为起爆时刻的近似值, 然后通过时间项法确定修正值, 从而求出起爆时刻。

若以 λ, φ 和 λ', φ' 分别表示爆破点和观测点的经度和纬度, 则震中距 Δ (公里) 的计算公式为^[7]

$$\Delta \approx 111.199 \left[(\varphi - \varphi')^2 + (\lambda - \lambda')^2 \cos^2 \frac{1}{2} (\varphi + \varphi') \right]$$

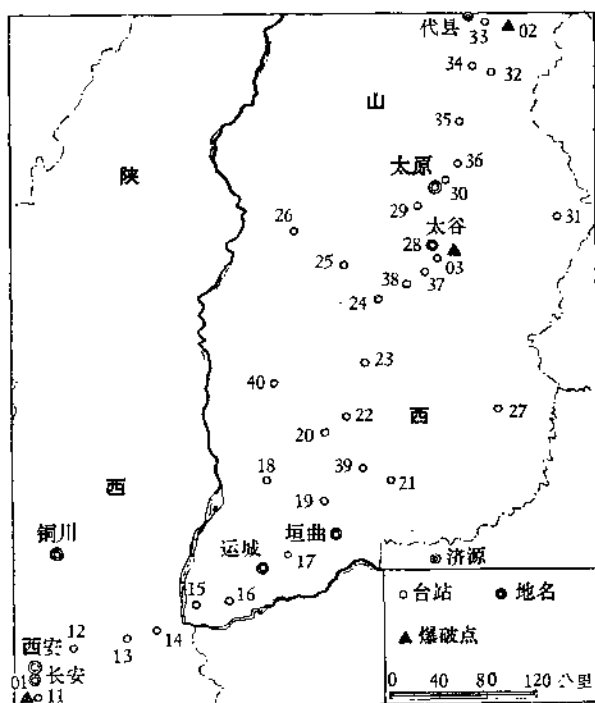


图 2 爆破点和观测点

三、研究地壳结构的时间项方法

用时距曲线法研究地壳结构通常假定: 地壳内的界面是平面, 界面速度是均匀各向同性的。当界面存在起伏时, 这种方法只能给出一定范围内界面深度的变化趋势, 不能给出具体的起伏情况。另外, 时距曲线法要求爆破点与接收点成规则分布, 即通常说的剖面。在大范围人工地震观测工作中, 因受地形等多种因素影响, 这点是很难实现的。

针对这些问题, 1957 年晒德格 (Scheidegger) 等人提出了时间项法。这个方法不要求爆破点与接收点成规则分布 (如直线分布或弧形分布), 并可以利用多次爆破的资料, 因而特别适合于大量爆破资料的分析处理。从 1963 年起, 这个方法的应用日益广泛。最近, 考虑到上地幔的波速随深度变化和上地幔物质的各向异性, 这个方法有了许多改进^[8-12]。

为简单起见, 这里不详述时间项法的细节, 只介绍基本的方法, 并针对利用没有准确测定起爆时刻的爆破资料的问题, 作了一些改进。

(一) 侧面波走时方程的时间项近似

设地壳是由厚度为 H 的均匀层组成的 (图 3)。地震纵波在该层速度为 v , 上地幔顶部地震纵波的速度为 V 。若在地面上 i 点爆破、 j 点接收, 则侧面波的走时方程是:

$$t_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{V} + H_i \frac{\sqrt{V^2 - v^2}}{Vv} + H_j \frac{\sqrt{V^2 - v^2}}{Vv}. \quad (3-1)$$

其中, t_{ij} 是侧面波的走时, Δ_{ij} 是震中距, H_i 和 H_j 分别是 i 点和 j 点的地壳厚度(在地壳厚度为 H 的均匀层假设下, 显然有 $H_i = H_j = H$). (3-1) 式可以写成:

$$t_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{V} + a_i + a_j, \quad (3-2)$$

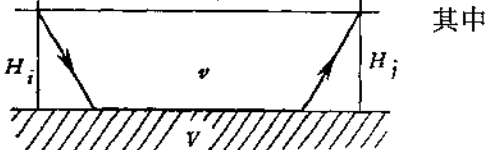


图 3

$$a_i = H_i \frac{\sqrt{V^2 - v^2}}{Vv},$$

$$a_j = H_j \frac{\sqrt{V^2 - v^2}}{Vv}.$$

a_i 、 a_j 的量纲是[时间], 分别表示地震波以 $\frac{Vv}{\sqrt{V^2 - v^2}}$ 的速度由地壳顶面传播到地壳底面的

的时间, 我们分别称 a_i 和 a_j 为 i 点和 j 点的时间项。

倘若地壳界面有起伏; 地壳介质是不均匀的, 地震纵波在地壳内的传播速度 v 仅是深度 z 的函数: $v = v(z)$; 上地幔顶部是均匀各向同性的, 纵波速度为 V . 那么在这种情况下, 图 4 所表示的 i 点爆破 j 点接收的侧面波走时方程可以近似地表示为:

$$t_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{V} + a_i + a_j, \quad (3-3)$$

这个方程就叫做时间项方程, a_i 和 a_j 分别叫做爆破点和观测点的时间项:

$$a_K = \int_0^{H_K} \frac{\sqrt{V^2 - v^2(z)}}{Vv(z)} dz, \quad (K = i, j) \quad (3-4)$$

图 4

H_K 是爆破点或接收点至莫霍界面的距离。从 (3-4) 式看出, 各点的时间项是 $v(z)$ 和 H_K 的函数, 求出各点时间项后, 通过反演即可求出界面深度 H_K . 因此, 求地壳结构的问题在这里就转化为求各点的时间项、速度深度函数 $v(z)$ 和反演各点界面深度的问题。

若有 n 个爆破点, 有 m 个台站都接收到爆破产生的侧面波, 这样, 共有 $N = n + m$ 个点, 有 nm 个如 (3-3) 所示的方程。未知数中除各点时间项外, 还有界面速度 V , 一共有 $N + 1$ 个。显然, 当方程数目 nm 比未知数数目 $N + 1$ 大得多时, 可以用最小二乘法求出各点时间项和界面速度 V , 使得求出的理论走时最符合观测走时。最后, 通过适当的反演, 就可以求得地壳的结构。

(二) 时间项方程的解

设 T_{ij} 是观测走时, 那么观测走时与理论走时 t_{ij} 之差(残差) R_{ij} 为:

$$R_{ij} = T_{ij} - t_{ij}, \quad (3-5)$$

即

$$R_{ij} = T_{ij} - \frac{\Delta_{ij}}{V} - a_i - a_j. \quad (3-6)$$

假定所有观测台站的观测精度一样, 可以认为 R_{ij} 是具有均值为 0、标准偏差为 σ 的正态随机变量: $R \sim N[0, \sigma]$.

设通过观测, 得到 K 个如 (3-6) 式所示的方程, 组成一个方程组, 其中含有 $N+1$ 个未知数. 为把这个方程组表示得更简洁, 引入记号 r_{ij} : 若第 j 点接收到第 i 点爆破产生的侧面波, 则 $r_{ij} = 1$; 否则, $r_{ij} = 0$. 我们可以将 K 个方程排列成:

$$\begin{cases} R_1 = T_1 - \frac{\Delta_1}{V} - \sum_{l=1}^N a_{1l} P_{1l}, \\ R_2 = T_2 - \frac{\Delta_2}{V} - \sum_{l=1}^N a_{2l} P_{2l}, \\ \dots \dots \dots \dots \dots \\ R_s = T_s - \frac{\Delta_s}{V} - \sum_{l=1}^N a_{sl} P_{sl}, \\ \dots \dots \dots \dots \dots \\ R_K = T_K - \frac{\Delta_K}{V} - \sum_{l=1}^N a_{Kl} P_{Kl}. \end{cases} \quad (3-7)$$

在第 s 个方程中:

$$\begin{cases} R_s = R_{ij}, \\ \Delta_s = \Delta_{ij}, \\ T_s = T_{ij}, \\ s = \sum_{\alpha=1}^i \sum_{\beta=1}^j r_{\alpha\beta}, \quad (r_{ij} \neq 0) \\ P_{sl} = 1, \quad \text{若 } l = i, j, \\ P_{sl} = 0, \quad \text{若 } l \neq i, j. \end{cases} \quad (3-8)$$

将 (3-7) 式用矩阵形式写出, 即得:

$$\mathbf{R} = \mathbf{T} - \mathbf{PA} \quad (3-9)$$

其中

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} R_1 \\ R_2 \\ \vdots \\ R_s \\ \vdots \\ R_K \end{bmatrix}, \quad \mathbf{T} = \begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ \vdots \\ T_s \\ \vdots \\ T_K \end{bmatrix}, \quad \mathbf{A} = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_i \\ \vdots \\ a_N \\ a_{N+1} \end{bmatrix}, \quad (3-10)$$

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & P_{1N} & P_{1, N+1} \\ P_{21} & P_{22} & \dots & P_{2N} & P_{2, N+1} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{K1} & P_{K2} & \dots & P_{KN} & P_{K, N+1} \end{bmatrix} \quad (3-11)$$

$$P_{s, N+1} \equiv \Delta_s, \quad (3-12)$$

$$a_{N+1} \equiv \frac{1}{V}. \quad (3-13)$$

以 I 表示各组观测残差的平方和:

$$I = \sum_{i=1}^K R_i^2 \quad (3-14)$$

由最小二乘法可知,当

$$\frac{dI}{d\mathbf{A}} = 0 \quad (3-15)$$

时,残差平方和为最小. 由 (3-15) 得:

$$\mathbf{P}^T \mathbf{T} - \mathbf{P}^T \mathbf{P} \mathbf{A} = 0 \quad (3-16)$$

(3-16) 式即是最小二乘法的正则方程,其中 $\mathbf{P}^T$ 是矩阵 $\mathbf{P}$ 的转置:

$$\mathbf{P}^T = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{21} & \cdots & P_{K1} \\ P_{12} & P_{22} & \cdots & P_{K2} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ P_{1N} & P_{2N} & \cdots & P_{KN} \\ P_{1, N+1} & P_{2, N+1} & \cdots & P_{K, N+1} \end{bmatrix}. \quad (3-17)$$

如果 $\mathbf{P}^T \mathbf{P}$ 是满秩矩阵,那么由 (3-16) 式可以求得 $\mathbf{A}$ 的唯一解:

$$\mathbf{A} = \mathbf{Q} \mathbf{P}^T \mathbf{T} \quad (3-18)$$

这里, $\mathbf{Q}$ 是 $\mathbf{P}^T \mathbf{P}$ 的逆矩阵,即:

$$\mathbf{Q}^{-1} = \mathbf{P}^T \mathbf{P}. \quad (3-19)$$

利用误差理论的方法^[13], 可以对上面求出的各个时间项 a_i 的误差进行估计. 若用 a_i 表示第 i 个时间项的估计值, 则 a_i 的真值落在 $[a_i - \sigma_{ai}, a_i + \sigma_{ai}]$ 区间中的概率为 68%, σ_{ai} 叫做第 i 个时间项 a_i 的标准偏差:

$$\sigma_{ai} = \sqrt{Q_{ii}} \sigma_T \quad (3-20)$$

其中: Q_{ii} 是矩阵 $\mathbf{Q}$ 的第 i 个主对角线元素.

$$\sigma_T = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^K R_i^2}{K - (N + 1)}} \text{ 是观测走时的标准偏差.}$$

求解正则方程 (3-12) 是比较繁复的, 当观测资料不太多时, 利用三角矩阵可以用普通台式计算机求解; 当资料比较多时, 利用电子计算机求解正则方程比较方便.

(三) 时间项方程的解的唯一性

时间项方程 (3-3) 或 (3-16) 的解不一定是唯一的, 若 $a_i (i = 1, 2, \cdots, n)$ 是爆破点时间项, $a_j (j = n + 1, n + 2, \cdots, n + m)$ 是接收点的时间项, 那么 $a_i + \alpha$ 和 $a_i - \alpha$ (α 是任意常数) 也是方程 (3-3) 或 (3-16) 的解答. 换言之, 在爆破点和接收点无一重合的情况下, 时间项方程的解答不是唯一的, 矩阵 $\mathbf{P}^T \mathbf{P}$ 不是满秩矩阵.

如果在上述 $n + m$ 个点中, 至少有一个点, 比如说第 r 个点, 曾经是爆破点, 又作过接收点, 为分析方便起见, 可以把它看作两个点: 作为爆破点, 其时间项 a_r 加上一个常数 α 仍是时间项方程的解; 作为接收点, 其时间项 a_r 减去一个常数 α 仍是时间项方程的解. 因

为 $a_r + \alpha$ 和 $a_r - \alpha$ 实际上是同一个地点的时间项, 因此有:

$$a_r + \alpha = a_r - \alpha$$

从而有 $\alpha = 0$ 。即当爆破点和接收点至少有一个重合时, 解答是唯一的, $\mathbf{P}^T \mathbf{P}$ 是满秩矩阵。

在晋中南地区地壳结构的研究中, 代县地震台与代县爆破点相隔 20 公里, 太谷地震台与太谷爆破点相隔 26 公里, 可以近似地认为两者的时间项是一样的。这样便能唯一地确定各点的时间项。

(四) 由时间项反演界面深度

由 (3-4) 式:

$$a_K = \int_0^{H_K} \frac{\sqrt{V^2 - v^2(z)}}{V v(z)} dz = \int_0^{H_K} \sqrt{\frac{1}{v^2(z)} - \frac{1}{V^2}} dz, \quad (3-21)$$

将被积函数在某一速度 v_0 近傍进行泰勒展开, 并取前二项:

$$a_K \approx \int_0^{H_K} \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{v_0^2} - \frac{1}{V^2}}} \left(\frac{2}{v_0^2} - \frac{1}{V^2} - \frac{v(z)}{v_0^3} \right) dz. \quad (3-22)$$

令 v_0 等于和该时间项相应的界面以上介质的平均速度, 即:

$$v_0 = \frac{\int_0^{H_K} v(z) dz}{\int_0^{H_K} dz} = \frac{1}{H_K} \int_0^{H_K} v(z) dz, \quad (3-23)$$

那末

$$a_K \approx \sqrt{\frac{1}{v_0^2} - \frac{1}{V^2}} H_K, \quad (3-24)$$

于是

$$H_K \approx \frac{v_0 V}{\sqrt{v_0^2 - V^2}} a_K. \quad (3-25)$$

根据晋南地区反射波资料, 本文取 $v_0 = 6.4$ 公里/秒。

(五) 没有测定起爆时刻的爆破资料的利用

晋中南地区有一些爆破, 其爆破点位置、炸药吨位很适合于用来研究地壳结构, 但由于种种原因, 缺少起爆时刻的准确资料, 在其他地区也有类似情况。爆破点的位置在爆破后通过调查与补测, 总是可以精确测定, 而起爆时刻在事后却无法补测, 这就提出了未能测定起爆时刻的爆破资料的利用问题。显然, 解决这个问题可以使有用的爆破数目增加许多, 为研究地壳结构的工作带来一些便利。

这里, 把没有测定起爆时刻的爆破零时作为一个待定的参数, 加以确定, 方法如下:

设有一次爆破, 其起爆时刻未测定, 把这次爆破记为第 l 次爆破, 先大致假定一个起爆时刻, 相对于这个假定的起爆时刻求出各台站记录到的侧面波走时 t_{li} , 设起爆时刻的改正值为 t_l^0 , 则与第 l 次爆破有关的侧面波走时方程是:

$$t_{li} - t_l^0 = \frac{\Delta_{li}}{V} + a_l + a_i,$$

或者写成

$$t_{il} = \frac{\Delta_{il}}{V} + a_l + a_i + t_i^0 \quad (3-26)$$

将 (3-26) 式与 (3-3) 式相比, 发现只要将 (3-5) — (3-16) 诸式中的矩阵 $\mathbf{P}$ 、 $\mathbf{A}$ 定义为:

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & \cdots & P_{1N} & P_{1, N+1} & P_{1, N+2} \\ P_{21} & P_{22} & \cdots & P_{2N} & P_{2, N+1} & P_{2, N+2} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ P_{K1} & P_{K2} & \cdots & P_{KN} & P_{K, N+1} & P_{K, N+2} \end{bmatrix} \quad (3-27)$$

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_N \\ a_{N+1} \\ a_{N+2} \end{bmatrix} \quad (3-28)$$

其中, $a_{N+1} = \frac{1}{V}$, $a_{N+2} = t_i^0$, 当第 s 次观测与第 l 次爆破有关时, $P_{s, N+2} = 1$, 否则 $P_{s, N+2} = 0$ 那末, 前几节导出的结果就完全适用于这种情况。应当指出, 用这种方法求出来的起爆时刻的精度是和观测系统的时间服务精度相当的。

四、观测资料和分析结果

(一) 观测资料

时间项法主要是利用各次爆破的侧面波资料。由于使用的爆破多半是分段秒差爆破, 两次爆破的震相在初至波后发生叠加, 致使初至波以后震相辨别有一定困难。因此我们仅限于对初至波进行分析, 其余工作留待今后继续进行。为分析初至波, 我们借助于时距曲线。图 2 表明, 各次爆破点和观测点基本上分布在通过晋南和代县的一条北北东的条带上, 在这一条带上, 表 1 列出的几次爆破时距曲线如图 5 所示。由图 5 可以看出, 当爆破点至观测点距离 $\Delta \geq 200$ 公里时, 各初至波走时与 Δ 呈线性关系, 视速度约为 8 公里/秒。这与其他地区莫霍界面侧面波的视速度相近, 因此可以初步确定: 在 $\Delta \geq 200$ 公里的初至波是 P_n 。

(二) 分析结果

利用长安、代县、太谷等爆破资料, 用上面叙述的方法, 计算了界面速度、太谷爆破的起爆时刻以及各点时间项和各点式下面的莫霍界面深度。界面速度为 7.95 公里/秒, 标准偏差为 0.04 公里/秒。太谷爆破起爆时刻为 $11-59-58.0 \pm 0.2$ 。表 3 的第二、三行给出了各点时间项 a_i 及相应的标准偏差, 第四、五行给出取 $v_0 = 6.4$ 公里/秒时由 (3-21) 式反演的莫霍界面深度 H_i 及相应的标准偏差 σ_{H_i} 。

表 3 中未注明标准偏差的数据系仅有一次观测的结果, 其精度完全由该次观测精度所确定, 显然, 这些结果不及多次观测得到的结果可靠, 但仍列于表 3 中, 仅供参考。在积累更多的爆破观测资料后, 可以对这些点的时间项作进一步的计算。

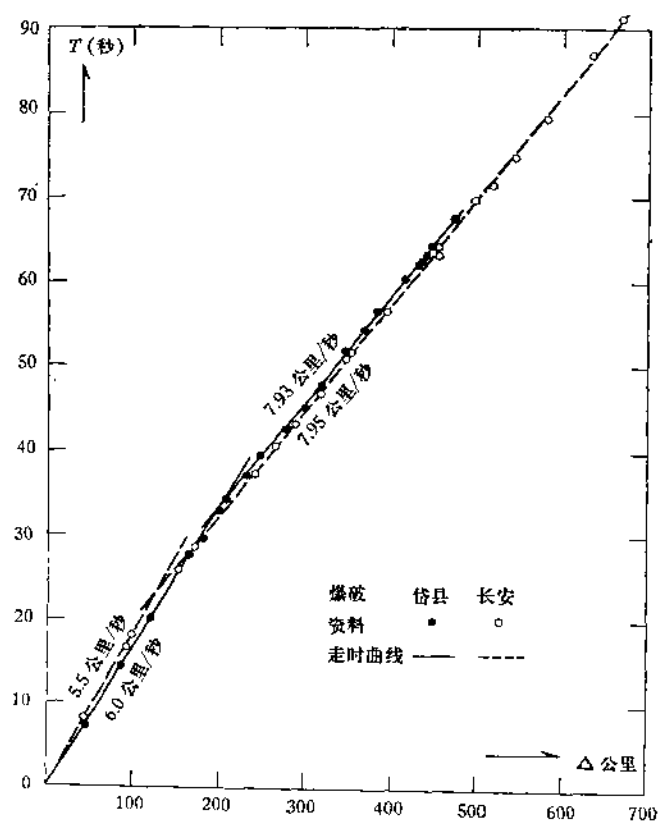


图5 走时曲线

表3 各点时间项及其莫霍界面深度

编号	台 名	时间项(秒)		莫霍界面深度(公里)		编号	台 名	时间项(秒)		莫霍界面深度(公里)	
		a_i	σ_{a_i}	H_i	σ_{H_i}			a_i	σ_{a_i}	H_i	σ_{H_i}
01	长 安	2.4	0.3	27	3	24	介 休	4.1	0.3	45	3
02	代 县	3.5	0.2	38	2	25	汾 阳	4.5		47	
03	太 谷	4.2	0.3	46	3	26	离 石	4.0		44	
15	永 济	3.9		42		27	长 治	4.0		43	
16	王 官 峪	3.6		39		29	晋 祠	3.3		36	
17	夏 县	3.4	0.3	37	3	30	孟 家 井	2.9		32	
18	稷 山	3.8		42		31	昔 阳	2.7		29	
19	绛 县	3.5	0.2	38	2	37	祁 县	4.2		46	
20	临 汾	3.6	0.2	39	2	38	平 遥	3.7		40	
21	沁 水	4.0	0.2	44	2	39	灵 石	3.7		41	
22	洪 洞	4.0		44		40	蒲 县	3.6	0.3	39	3
23	霍 县	3.9	0.3	43	3	41	石 门	3.4		37	

图 6 表示各点的残差, 它们大都在 0.2 秒以内, 其分布也无明显的趋势, 考虑到残差的大小和时间服务的精度大体一样, 这说明所采取的地壳模型基本上是适合观测资料精度的。在目前这种观测精度情况下, 暂时不必建立使残差更小的这个地区的细致的地壳模型。

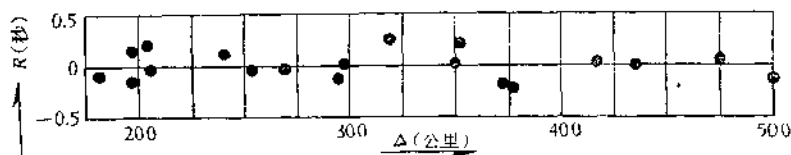


图 6 残差分布

五、结果讨论

山西及其邻近地区新生代以来大面积隆起上升^[4], 在隆起区轴部, 发育着一系列的断陷盆地, 它们从新生代初期开始形成, 到第三纪成型, 至今仍在强烈活动。这一系列北北东向的雁行式排列的断陷盆地是主要的破坏性地震活动区, 几乎全部 6 级以上地震都发生在断陷盆地中。晋中南地区的断陷盆地, 分布在北北东向的条状地带中, 东侧以霍山大断裂为界, 西侧以交城—罗云山断裂为界。在这新生代的断陷带中, 存在着一些横向断裂—隆起带 (它们仅限制在断陷带内, 带外则不复存在)。把断陷带从北到南分割成太原盆地, 临汾盆地和运城盆地。这三个盆地是晋中南地区的主要地震活动区, 尤其是临汾盆地, 是地震强度大、频度高的地区之一。

为了分析晋中南断陷盆地的地壳结构特征, 将各点的时间项画在晋中南地区的地质构造图 (图 7) 上, 以便与地质构造对比。同时, 将断陷盆地内各点时间项与莫霍界面深度画在图 8 上。图 8 中, 横坐标代表距长安爆破点的距离, 图的上半部表示从永济开始沿着运城—临汾—太原三个盆地这条稍微有点弯曲的北北东向路程上的平均海拔高程, 在图的这一部分上, 三个盆地清楚可见。图下半部的黑点代表沿上述路线上盆地内各有关地点的时间项, 圆圈代表该地点的莫霍界面深度, 竖杠的半长度分别表示它们的标准偏差。图 8 表明, 沿隆起区轴线方向来看, 在运城盆地北部和临汾盆地附近, 地壳的莫霍界面存在着“上拱”现象, 表明该地区地壳厚度较其他地区为薄。同时, 从图 7 看到, 断陷带东西两侧时间项一般较盆地内各点时间项为大, 即东西两侧地壳较断陷带内为厚。因此可以推测: 在运城盆地北部和临汾盆地附近, 地壳莫霍界面可能存在一个“上拱”的条状地带, 与地面上的北北东向的断陷盆地相对应。

晋中南地区从有仪器观测以来, 记录到的强震不多, 对于其中一些较大的地震, 如 1965 年垣曲 5.5 级地震、1967 年蒲县 5.4 级地震和 1971 年和顺 5.2 级地震, 利用 P 波初动符号资料得到了它们的震源机制, 结果见表 4。

将以上结果画在图 7 中。图中大圆圈表示震源球下半球的球极平面投影, 它附近的小圆圈表示地震震中的位置, 大圆圈内的两条弧线代表 P 波节平面的投影, 黑色箭头表示张应力主轴方向, 白色箭头表示压应力主轴方向。三次地震的张应力主轴大体上都是北

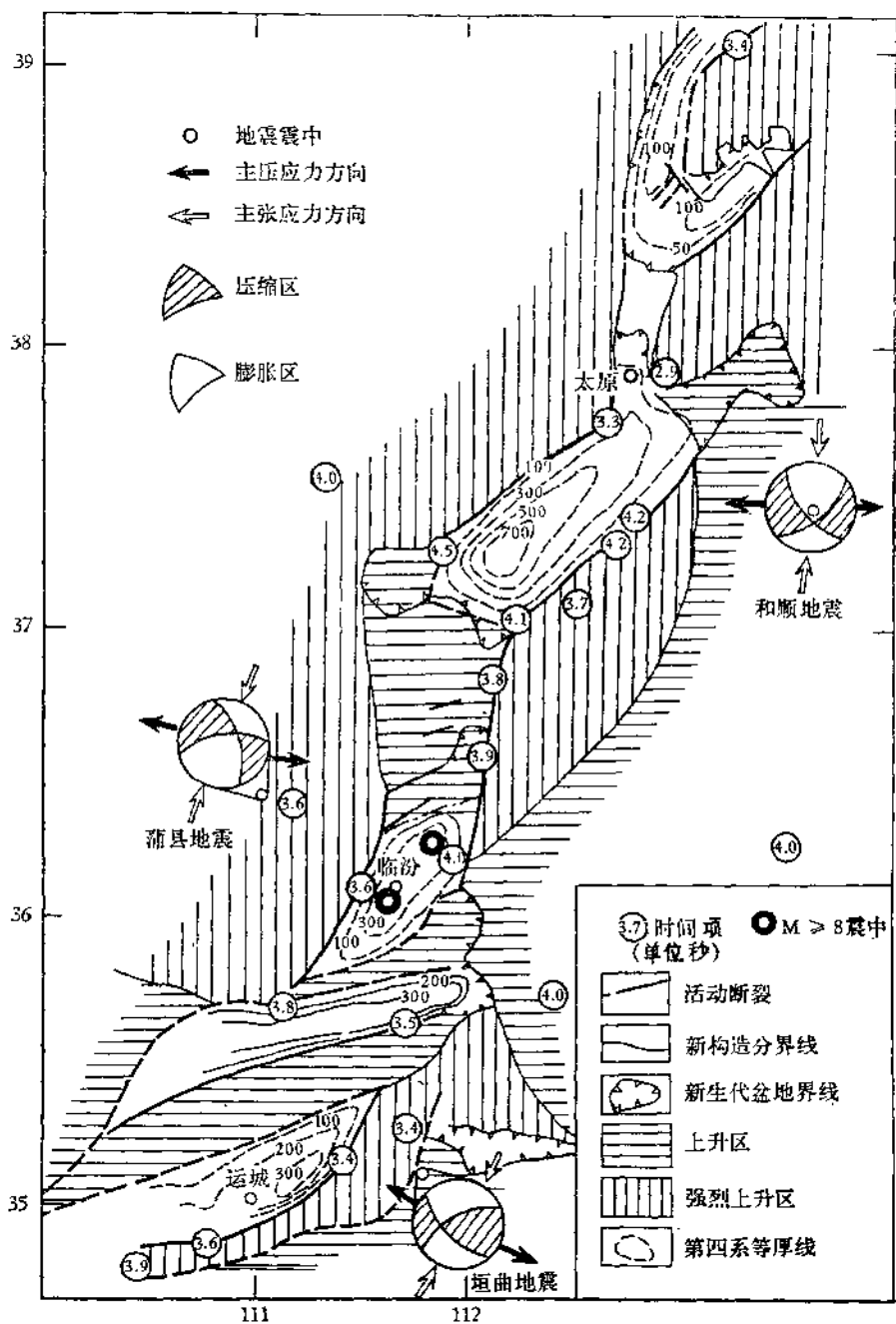


图7 晋中南地区地质构造与各观测点的时间项

西西向的,与断陷带的走向或与莫霍界面的上拱面的轴线相垂直。

从图8还可以看到,历史上地震活动频度高、强度大的临汾盆地恰好处于地壳由薄变厚的地区,或者说是处于莫霍界面由浅变深的变化地区。晋中南地区地壳结构和地震活动的这种联系不是偶然的,它说明地壳厚度的变化,是和在其中发生地震的地壳与上地幔

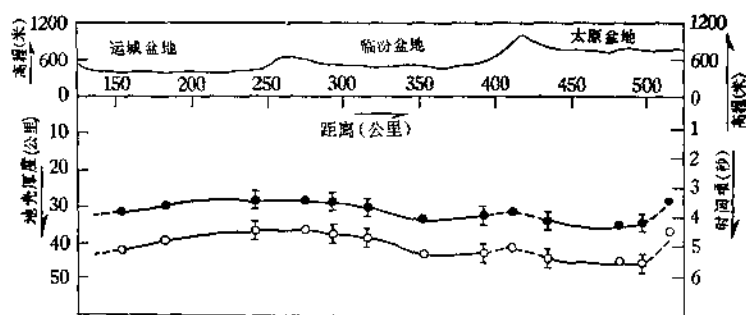


图 8 晋中南断陷盆地轴部的地壳剖面图

表 4 垣曲、蒲县、和顺地震的震源机制

地 震	震 级	节 面 I			节 面 II			压应力主轴方向		张应力主轴方向	
		走向	倾向	倾角	走向	倾向	倾角	方位角	倾角	方位角	倾角
1965 年 1 月 13 日 垣 曲	5.5	337°	西南	65°	247°	北西	78°	20°	13°	114°	23°
1967 年 12 月 18 日 蒲 县	5.4	175°	东	80°	81°5	北	71°	220°5	20°	127°	6°
1971 年 6 月 5 日 和 顺	5.2	142°	西南	85°	231°	东南	85°	7°	7°	276°	1°

的物质运动相联系的。如果在运城盆地和临汾盆地附近,由于构造运动的结果使得地壳发生上拱,那么就可以理解为什么其两侧地区的张应力主轴方向与莫霍界面上拱条带的轴线相垂直;同时,也可以说明为什么地震活动频度高、强度大的临汾盆地的地壳结构具有上述特征。目前这方面的资料还不够丰富,需要进一步做工作。但从利用工业爆破研究地壳结构的初步结果可以看到,这个结果不仅仅向我们描绘了所研究地区地壳结构的基本轮廓,同时也显示了地壳结构与地震活动性、构造运动之间存在着一定的联系。

参 考 文 献

- [1] A. E. Scheidegger and P. L. Willmore, The use of a least square method for the interpretation of data from seismic surveys, *Geophysics*, 22, 1, 9—22, 1957.
- [2] P. L. Willmore and A. M. Bancroft, The time-term approach to refraction seismology, *Geophys. J.*, 3, 4, 419—432, 1960.
- [3] J. S. Steinhart and T. J. Smith (Eds.), The Earth Beneath the Continents—A Volume of Geophysical Studies in Honor of Merle A. Tuve, Geophys. Monograph 10, 664pp. American Geophysical Union, Washington, D. C., 1966.
- [4] M. J. Berry and G. F. West, An interpretation of the first-arrival data of the Lake Superior experiment by the time-term method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 1, 141—171, 1966.
- [5] T. J. Smith, J. S. Steinhart, and L. T. Aldrich, Lake Superior crustal structure, *J. G. E.*, 71, 4, 1141—1172, 1966.
- [6] P. N. S. O'Brien, Lake Superior crustal structure an interpretation of the 1963 seismic experiment, *J. G. E.*, 73, 8, 2669—2689, 1968.
- [7] K. E. Bullen, An Introduction to the Theory of Seismology, 381pp., Cambridge University Press, Cambridge, 1963.

- [8] R. W. Raitt, G. G. Shor, Jr., T. J. G. Francis, and G. B. Morris, Anisotropy of the Pacific upper mantle, *J. G. R.*, **74**, 12, 3095—3109, 1969.
- [9] G. B. Morris, R. W. Raitt and G. G. Shor, Jr., Velocity anisotropy and delay-time maps of the mantle near Hawaii, *J. G. R.*, **74**, 17, 4300—4316, 1969.
- [10] K. G. Barr, Crustal refraction experiment: Yellowknife 1966, *J. G. R.*, **76**, 8, 1929—1947, 1971.
- [11] T. Yoshii, and S. Asano, Time-term analyses of explosion seismic data, *J. Phys. Earth*, **20**, 1, 47—57, 1972.
- [12] S. A. D. Banford, An example of the iterative approach to time-term analysis, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **31**, 4, 365—372, 1973.
- [13] F. A. Graybill, An Introduction to Linear Statistical Models, Vol. 1. McGraw-Hill Book Company, 1961.
- [14] 邓超东等, 山西隆起区断陷地震带地质条件及地震发展趋势概述, *地质科学*, 1973, 1, 37—47.

PRELIMINARY RESULTS OF THE INVESTIGATION OF THE CRUSTAL STRUCTURE OF THE SOUTH-CENTRAL PART OF SHANSI PROVINCE

Institute of Geophysics, Academia Sinica*

Abstract

In this study preliminary results are presented for the investigation of the crustal structure of the South-central part of Shansi Province by use of the time-term method, applied to the material obtained during several industrial explosions carried out in Chang-an, Dai Hsien and Taigu. An adaptation of the method is made for those explosions of which the origin times are not known. The velocity just below the M-discontinuity is found to be 7.95 ± 0.04 km/sec. Assuming an average velocity of 6.4 km/sec. for the crust, the time-terms for 41 locations were obtained, whence the corresponding depths of the M-discontinuity were computed by inversion. The relation between these and the seismicity or mechanism of earthquakes in this area is briefly discussed.

* Reporters: Chen Rung and Chen Yun-tai.