

# 遥测海底沉积层速度结构的一种 新方法——射线参数法\*

道克敏

(中国科学院海洋研究所,青岛)

**提要** 本文提出的“射线参数法”,可由多道地震记录谱直接估算层速度或层速度线性梯度值。与现今广泛使用的基于 DIX 公式的叠加速度谱和近几年发展的  $\tau$ - $p$  图谱相比较,该法可用于广角反射和(或)折射资料,而且信噪比很高。

射线参数法系依据 Bullen 的时距曲线参数方程,通过对射线参数  $p$  的微商式作迭代,实现了用计算机作自动反演,并用此法对大西洋中脊侧翼 IPOD 396 钻孔附近一沉积池的反射资料进行了估算,得出了沉积层速度线性梯度值为  $1.9s^{-1}$ ,相应基底反射的相似度值高达 0.38。

由人工地震勘探,在海(地)面观测获得的地震反射和(或)折射资料,可以用来估算海(地)底沉积层的声速结构。归纳起来,主要使用两种方法。一种为 DIX 法,它基于 DIX 两项式的近似公式,另一种为  $\tau$ - $p$  法,它基于精确的时距曲线参数方程式。

DIX 法首先求得叠加速度谱,再进一步算得层速度。该法讯噪比高,对于处理小角度地震反射资料有较好的效果,但随着反射角度的增大,其方程式的近似性就越来越差,致使最终算得的层速度值误差很大,难以修正。

$\tau$ - $p$  法系首先将地震资料由时空域变换到  $\tau$ - $p$  域,即截距时间-射线参数域,而后再进一步用各种办法反演求得层速度。 $\tau$ - $p$  法依据精确的变换公式,不但可处理广角反射资料,还可处理折射资料,但其不足之处是:对小角度反射资料作变换时,所获得的  $\tau$ - $p$  图谱讯噪比往往很低,以致难以进一步求层速度。

总之, DIX 法求层速度讯噪比高,但有时结果很不准确;而  $\tau$ - $p$  法依据精确公式,但有时讯噪比很低而得不到所求结果。此外,它们都是通过中间图谱,分两步求得层速度的。能否找到一种方法,既准确、讯噪比又高,既能处理反射资料、又能处理折射资料,而且一步即可直接求得层速度甚至层速度线性梯度图谱呢?作者提出的射线参数法正是解决这些问题的。

本文讨论的是水平分层均匀介质。在分析比较了 DIX 法与  $\tau$ - $p$  法后,作者提出:依据以射线参数  $p$  表达的时距曲线参数方程式  $T(p)$ - $x(p)$ ,利用  $\frac{dx}{dp}$  的式子实现迭代,从

\* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1170号。

本文是在美国伍兹霍尔海洋研究所研究工作的继续。在探索新方法的过程中,曾与 M. Purdy 教授作过多次有益的讨论,特此致谢。

收稿日期: 1985年3月11日。

而可用计算机在时空域中自动跟踪地震同相轴,直接提取速度讯息,其结果精确而且讯噪比高。这一新方法可称为射线参数法 (The ray parameter method), 简称  $p$  法。

### 一、DIX 法

对于水平分层均匀介质,忽略界面的折射效应,其地震反射走时曲线即满足 Dix 提出的两项式<sup>[7]</sup>

$$T_n^2 = T_{0,n}^2 + (x/V_{s,n})^2 \tag{1}$$

其中,  $T_{0,n}$ ——第  $n$  界面的双程垂直反射走时;  $x$ ——炮检距;  $T_n$ ——在  $x$  处检测的第  $n$  界面双程反射走时;  $V_{s,n}$ ——到第  $n$  界面的所有上覆地层的平均速度。

最早由 Taner 等提出<sup>[12]</sup>,至今仍广泛使用于石油地震勘探的“叠加速度谱”,正是依据这一公式在计算机上获得的。其大体步骤如下: 为了求得  $T_{0,n}$  和  $V_{s,n}$ , 对时空域的多道地震资料以不同的时间  $T_0$  和叠加速度  $V_s$  为参数, 沿着公式 (1) 所规定的双曲线追踪, 叠加 (Stacking) 相应的振幅值。当  $T_0 = T_{0,n}$ ,  $V_s = V_{s,n}$ , 叠加的将正是第  $n$  界面反射同相轴的资料, 结果应有极大值。用这样的方法, 可获得相应各反射界面的  $T_{0,i}$  与  $V_{s,i}$ , 显示成图即为叠加速度谱(图1)。

Dix 表明, 在小角度反射的情况, 平均速度  $V_{s,n}$  与方均根速度  $V_{rms,n}$  之差别可以忽略, 因而可用以下求层速度  $V_n$  的公式

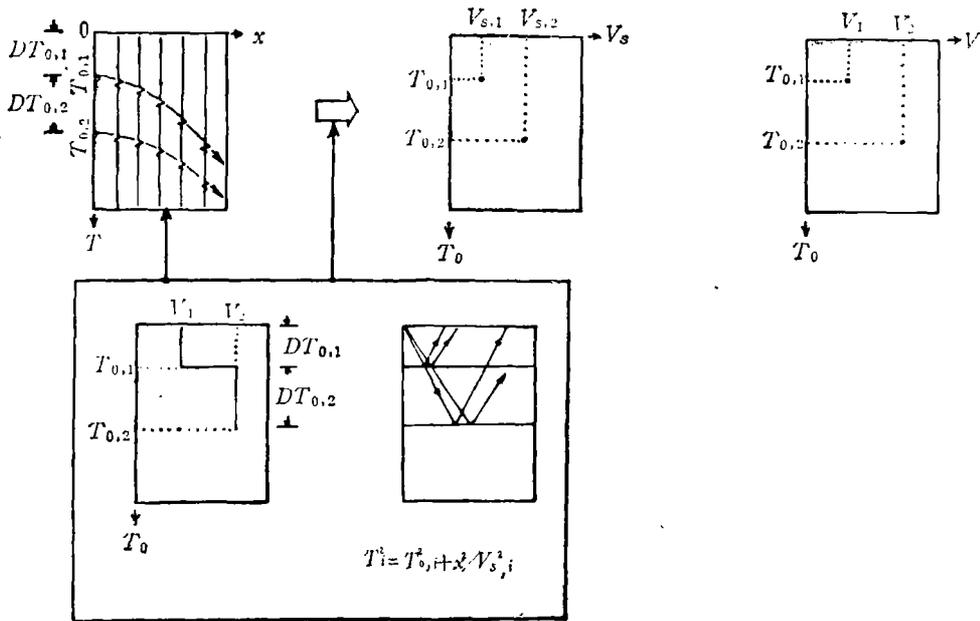


图1 DIX 法求层速度的步骤、所用速度模型和射线路径  
在由方均根速度求层速度的步骤中,有关公式为

$$V_{rms,i} = V_{s,i}$$

$$V_i^2 = \frac{V_{rms,i}^2 T_{0,i} - V_{rms,i-1}^2 T_{0,i-1}}{T_{0,i} - T_{0,i-1}}$$

$$V_n^2 = \frac{V_{rms,n}^2 T_{0,n} - V_{rms,n-1}^2 T_{0,n-1}}{T_{0,n} - T_{0,n-1}} \quad (2)$$

由此式显然可见,任一层的层速度值可以独立地求取,亦即误差不会由浅入深地传递。

在小角度反射情况(通常指炮检距与所测反射界面深度的比值小于1),DIX 方程式(1)足够近似地反映了时空域中反射同相轴的分布轨迹,因而叠加速度谱中极大值明显,即讯噪比高;并且叠加速度值又可近似地等于方均根速度值。这样,用式(2)最终算得的层速度值应是比较接近真实的。

Al-Chalabi<sup>[1]</sup> 对改进 DIX 法曾作过不少努力,使之能用于大角度反射资料,但都没有抛弃 DIX 的近似公式,且修正的过程繁杂,其结果往往不能令人满意。与这类修正法截然不同是  $\tau$ - $p$  法,它所依据的公式本身就是精确的。

## 二、 $\tau$ - $p$ 法

考虑均匀介质中平面波传播,可将其旅行时按慢度  $u$  的水平分量  $p$  和垂直分量  $q$  在空间分解<sup>[6]</sup>,对于水平分层并在界面上遵从斯奈尔定律的条件即可导出

$$T_n = \tau_n + px \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \tau_n &= \sum_{i=1}^n D\tau_i \\ &= \sum_{i=1}^n D\tau_{0,i} (1 - p^2 V_i^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (4)$$

式中,  $x$ ——炮检距;  $V_i$ ——第  $i$  层的层速度;  $p$ ——射线参数;  $p = u_i \sin \alpha_i$ ,  $u_i$  为第  $i$  层速度的倒数(慢度),  $\alpha_i$  为第  $i$  层中射线与垂线的夹角;  $T_n$ ——第  $n$  界面的双程反射走时;  $\tau_n$ —— $T_n(x)$  以  $p$  为斜率( $p = -\frac{dT_n}{dx}$ )的切线在时间轴上的截距;  $D\tau_i$ —— $D\tau_i = \tau_i(p) - \tau_{i-1}(p)$ ,  $\tau_0(p) = 0$ ;  $D\tau_{0,i}$ ——在水平分层时  $D\tau_{0,i} = DT_{0,i}$ , 是以垂直双程反射时间差值度量的层厚度,  $D\tau_{0,i} = DT_{0,i} = T_{0,i} - T_{0,i-1}$ ,  $T_{0,0} = 0$ 。

式(3)将地震资料精确地变换到  $\tau$ - $p$  域,式(4)则意味着在  $\tau$ - $p$  域中包含了层速度分布的讯息  $DT_{0,i}-V_i$ 。

各种  $\tau$ - $p$  法求层速度都首先按式(3)将地震资料由  $T$ - $x$  域变换到  $\tau$ - $p$  域,其大体步骤如下:以  $\tau, p'$  为参数,沿式(3)所规定的直线在时空域中扫描地震资料,叠加相应的振幅值。当  $\tau = \tau_n, p' = p$ , 该直线与  $T_n$ - $x$  时距曲线相切,即包括了切点附近同相轴的资料,因而叠加结果应有极大值。如此扫描搜索,在时空域中相应于  $T_n$ - $x$  近似双曲线状分布的同相轴即被逐点(或逐小段)地变换到  $\tau$ - $p$  域中,形成近似椭圆线状分布的同相轴。在  $\tau$ - $p$  域中,各反射同相轴的交汇处,正是临界折射同相轴的聚合点,整幅图象层次清楚,物理意义明确,便于解释(见图2)。

Stoffa<sup>[11]</sup>, Clayton<sup>[3]</sup>, Culter<sup>[4]</sup> 等作者采用不同方法将  $\tau$ - $p$  域的地震资料反演得层速度值,但所依据的公式都可归结为式(4),所处理的地震资料则多半是临界折射或(和)广角反射的部分。

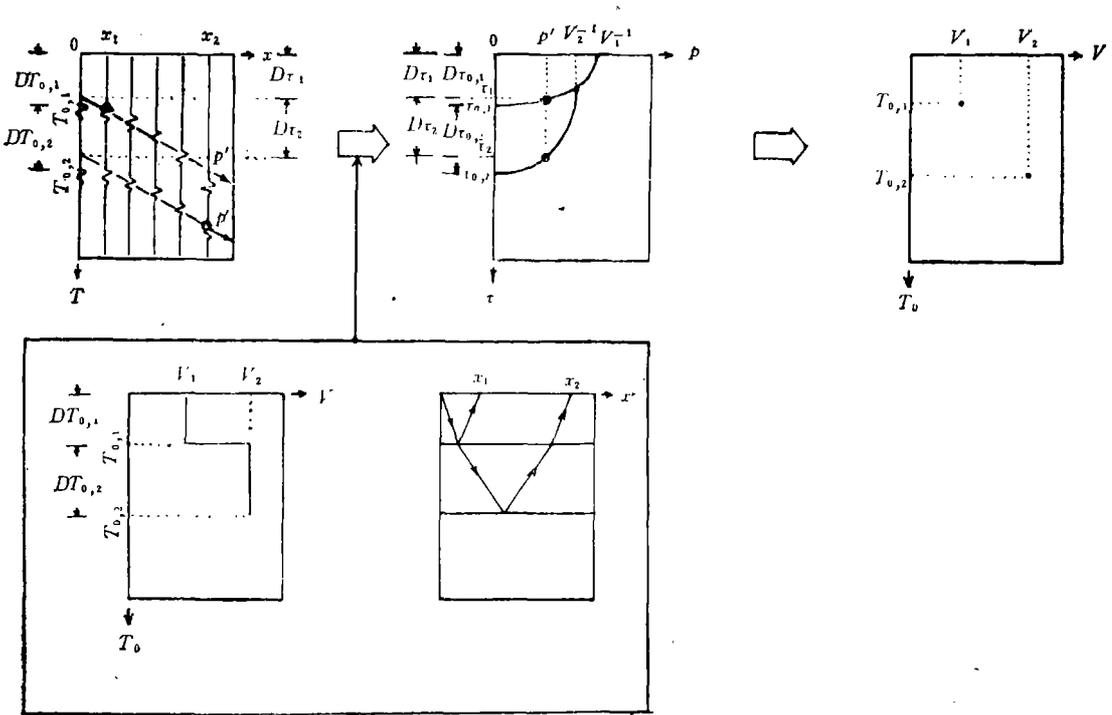


图2  $\tau$ - $p$  法求层速度的步骤、所用速度模型和射线路径

有关公式为:  $T_n = \tau_n + px$ ,  $x = -\frac{\partial \tau_n}{\partial p}$ ;  $T_{n,i} = \tau_{0,i}$ ;

$$\begin{aligned} \tau_n &= \sum_{i=1}^n D\tau_i = \sum_{i=1}^n (\tau_i(p) - \tau_{i-1}(p)) \\ &= \sum_{i=1}^n D\tau_{0,i}(1 - p^2V_i^2)^{1/2}. \end{aligned}$$

式(4)是一个逐层叠加的式子,只能由浅入深地逐层求取层速度值,其各层的表达式都可写成

$$(D\tau_i/D\tau_{0,i})^2 + (pV_i)^2 = 1 \tag{4'}$$

这是  $D\tau_i$ - $p$  域的一个标准椭圆方程式。逐层追踪  $D\tau_i$ - $p$  域中由式(4')所规定的椭圆轨迹,叠加  $\tau_i$ - $p$  域中相应同相轴的资料,结果应有极大值,从而逐层求得层速度。Schulzy 后来就是这样作的<sup>[10]</sup>。

$\tau$ - $p$  法求层速度,对临界折射资料特别有效,讯噪比较好,这是因为其同相轴在时空域中分布近于直线。但对于小角度反射,甚至广角反射,变换到  $\tau$ - $p$  域后的地震资料讯噪比往往很低<sup>[9]</sup>,以致难以进一步利用来求层速度。作者下面引入的一种直接求层速度分布的新方法——射线参数法,不但保留了  $\tau$ - $p$  法的许多优点,而且图谱的讯噪比很高。

### 三、射线参数法求层速度( $pV$ 法)

首先,射线参数法要像 DIX 法那样在时空域中尽可能追迹并叠加地震同相轴的

资料,而不是象  $\tau$ - $p$  法那样在时空域中沿直线扫描并叠加多半不是同相轴的资料。其次,为实现沿同相轴的追踪,射线参数法要像  $\tau$ - $p$  法那样依据一种精确的时距曲线参数表达式,而不是象 DIX 法那样依据一个二项式近似公式,因此用射线参数法叠加的结果,可包含更多的同相轴资料,其讯噪比应比 DIX 法的更高。第三,射线参数法的时距曲线参数表达式在时空域中即包含了层速度的讯息,它既不象 DIX 法二项式包含的只是多层平均速度(或叠加速度)的讯息,也不象  $\tau$ - $p$  法那样将速度讯息包含在  $\tau$ - $p$  域中;因此,射线参数法真正实现了将地震资料由时空域到速度分布的一步直接反演,既不需先获得叠加速度谱,也不必先变换到  $\tau$ - $p$  图。

求层速度的射线参数法称为  $pV$  法 (The ray parameter-velocity method), 其所用的时距曲线参数表达式为<sup>[2]</sup>

$$x = \sum_{i=1}^n DT_{0,i} p V_i^2 / (1 - p^2 V_i^2)^{1/2} \tag{5}$$

$$T_n = \sum_{i=1}^n DT_{0,i} / (1 - p^2 V_i^2)^{1/2} \tag{6}$$

式中各量的定义同前。应该指出的是,对水平分层均匀介质、边界上满足斯奈尔定律的情形,可独立导出这两个式子而不必借助于式(3)和(4);相反,在把式(3)看成是  $T(x)$  的切线方程式后,由式(5)和(6)可导出式(4)。

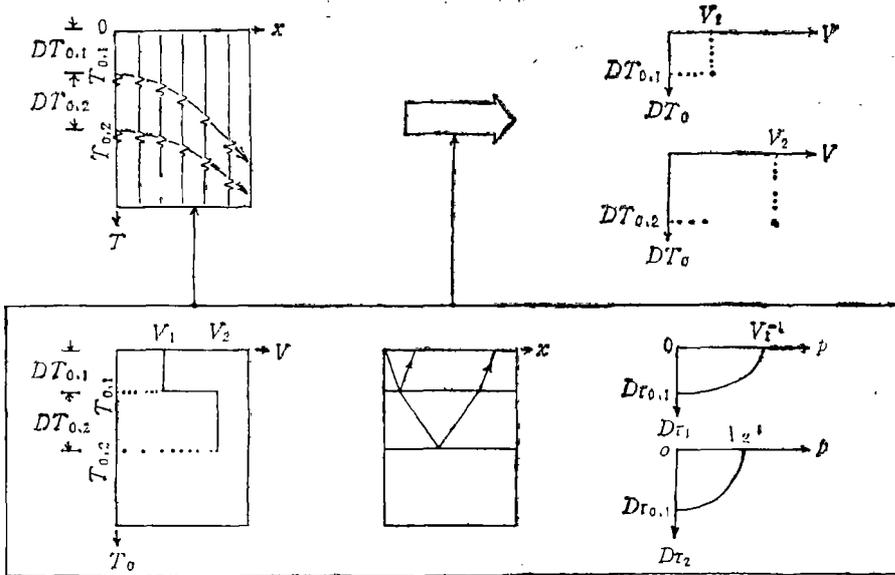


图 3 射线参数法求层速度 ( $pV$  法) 的步骤、所用速度模型、射线路径

有关公式为:  $x = \sum_{i=1}^n DT_{0,i} p V_i^2 / (1 - p^2 V_i^2)^{1/2}$ ;

$$T_n = \sum_{i=1}^n DT_{0,i} / (1 - p^2 V_i^2)^{1/2}$$

$$(D\tau_i / D\tau_{0,i})^2 + p^2 V_i^2 = 1.$$

式(5),(6)清楚地表明,时空域上分布的同相轴  $T_n-x$  所包含的速度讯息  $DT_{0,i}-V_i$ , 由射线参数  $p$  即可确定。这意味着,不必通过  $\tau-p$  域,只要抓住  $p$  即可由地震原始资料直接求取层速度。

为了找到各个检测点  $x$  所相应的  $p$ ,要用到  $\frac{dx}{dp}$  的表达式做叠代,容易导出

$$\frac{dx}{dp} = \sum_{i=1}^n DT_{0,i} V_i^2 (1 - p^2 V_i^2)^{-3/2} \quad (7)$$

通过此式使计算机自动追踪同相轴得以实现。

$pV$  法求层速度的大体步骤如下(见图3):

(1) 试验一对  $DT_0, V$  值。

(2) 对一个接收点  $x$  试验一个  $p'$  值,由式(5)算出  $x'$ ,它与真值  $x$  的绝对误差  $\Delta x = |x - x'|$  应不大于预定值  $\delta$ ; 否则,利用式(7)修正  $p'$ ,再算新值  $x'$ ,直到  $\Delta x \leq \delta$  为止。此时  $x = x', p = p'$ 。

(3) 由式(6)求得  $T'_n$ 。

(4) 在接收点  $x$  获得的地震记录谱上,读出相应于时刻  $T'_n$  的振幅值  $A(x, T'_n)$ 。

(5) 对不同炮检距  $x$  的所有地震记录谱重复步骤2—4,并将所有相应的振幅值叠加起来,或计算相似度值(semblance)。

(6) 以足够多的试验对  $DT_0, V$  值重复步骤1—5。当  $DT_0 = DT_{0,i}, V = V_i$  时,  $T'_n = T_n$  叠加的就全都是同相轴的资料,应有极大值,可绘于  $DT_i-V_i$  图上。

(7) 由浅入深地重复步骤1—6即可求得各层的层速度与层厚度值。

#### 四、射线参数法求层速度梯度( $pG$ 法)

考虑水平分层均匀介质,不仅在分层界面而且在地层内部也满足斯奈尔定律,传播声速随深度线性增加

$$V_i(z_i) = V(0) + G_i z_i \quad (8)$$

式中,  $z_i$ ——由第  $i$  层顶面算起的深度值;  $G_i$ ——第  $i$  层声速的垂直线性梯度值;  $V_i(z_i)$ ——第  $i$  层在  $z_i$  深度处的速度值。

该层厚度为

$$h_i = V_i(0) [\exp(G_i DT_{0,i}/2) - 1] / G_i \quad (9)$$

式中  $DT_{0,i}$  仍为垂直往返之双程旅行时间。

求层速度梯度的射线参数法可称为  $pG$  法 (The ray parameter-gradient of velocity method), 仍用射线参数  $p$  表达时距曲线,

$$\Delta x_i = \frac{2}{G_i p} [(1 - p^2 V_i^2(z_i))^{1/2}]_{z_i, \max}^0 \quad (10)$$

$$\Delta T_i = \frac{2p}{G_i} [\cosh^{-1}(1/pV_i(z_i))]_{z_i, \max}^0 \quad (11)$$

这里的  $\Delta x_i$  和  $\Delta T_i$  分别为射线在第  $i$  层中传播的相对水平距离和旅行时间。

为了叠代求取适合各离散点  $x$  之  $p$  值,需要下式

$$\frac{d(\Delta x_i)}{dp} = \frac{-2}{G_i p^2} [(1 - p^2 V_i^2(z_i))^{-1/2}]_{z_i, \max}^0 \quad (12)$$

以便计算机实现自动追踪。

此外,还要注意两点:(1)在界面处速度值可以是连续的  $V_i(0) = V_{i-1}(h_{i-1})$ , 也可以不连续;(2)射线在第  $i$  层底界面处反射的必要条件是  $p < [V_i(0) \exp(G_i DT_{0,i}/2)]^{-1}$ , 此时  $z_{i, \max} = h_i$ ; 否则,射线在到达底界面之前会折返,此时有  $p V_i(z_{i, \max}) = 1$ 。但不论那种情况,射线的路径均为圆轨迹线的一部分<sup>[8]</sup>。

$pG$  法求层速度梯度的过程如下(参见图 4):

1. 设已知  $V_i, h_i (i = 1, \dots, n - 1)$ , 在确定了  $V_n(0)$  之后, 试验一对  $DT_0, G$  值。

2. 对  $x$  点要找到一个合适的  $p$  值, 使由式(10)算出的  $\Delta x_n$  满足  $x = \sum_{i=1}^n \Delta x_i$ 。在寻找  $p$  的叠代过程中, 要用到式(12)。

3. 由式(11)求得  $\Delta T'_n$  值, 并算得  $T'_n = \sum_{i=1}^n \Delta T'_i$ 。

4. 读出相应的振幅值  $A(x, T'_n)$ 。

5. 对所有接收点  $x$  重复步骤 2—4, 并将这些振幅值叠加起来或计算相似度。

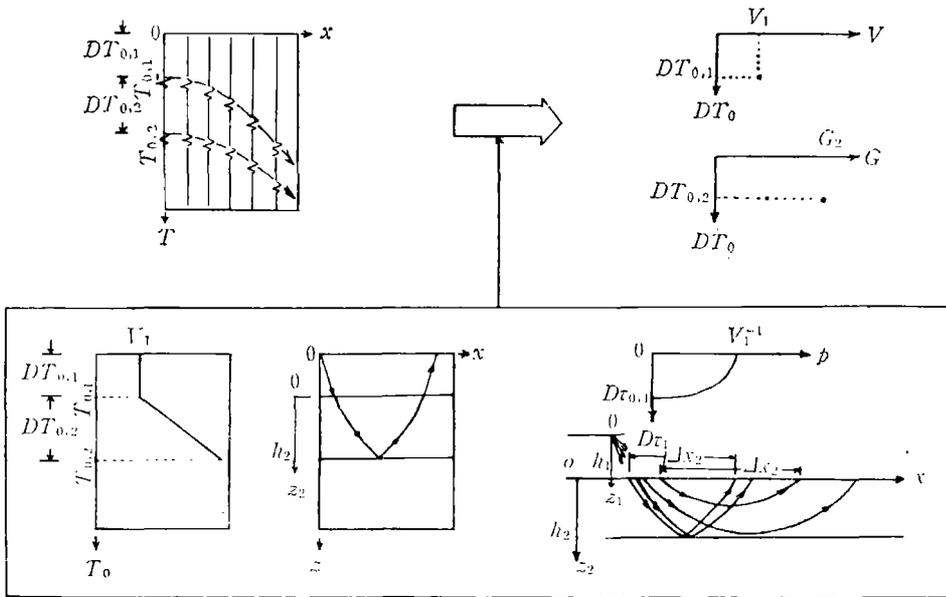


图 4 射线法求层速度梯度( $pG$ 法)的步骤、所用速度模型和射线路径

有关公式为:  $\Delta x_2(p) = \frac{2}{G_2 p} [(1 - p^2 V_2^2(z_2))^{1/2}]_{z_2, \max}^0$

$$\Delta T_2(p) = \frac{2p}{G} [\cosh^{-1}(1/p V_2(z_2))]_{z_2, \max}^0$$

$$\begin{cases} z_{2, \max} = h_2, & \text{当 } p < [V_2 \exp(G_2 DT_{0,2}/2)]^{-1} \\ p V_2(z_{2, \max}) = 1, & \text{当 } p \geq [V_2 \exp(G_2 DT_{0,2}/2)]^{-1}. \end{cases}$$

6. 试验足够多的  $DT_0, G$ , 重复步骤 2—5。当  $DT_0 = DT_{0,n}, G = G_n$ , 且  $V_n(0)$  定得合适时,  $T'_n = T_n = \sum_{i=1}^n \Delta T_i$ , 叠加的就正是同相轴上的资料, 结果应有极大值, 并可绘于  $DT_i-G$  图上。

7. 如有必要, 还应试验  $V_n(0)$  值。

8. 逐层由浅入深地重复步骤 1—6, 即可求得各层的层速度梯度值与层厚度值。

图 4 以一个两层模型说明射线参数法求层速度梯度 ( $pG$  法) 的步骤、所用速度模型、射线路径和有关公式。这里假定了第一层为均匀介质, 第二层速度的垂直线性梯度值不为零, 且其速度值在顶面处连续, 即  $V_2(0) = V_1$ 。

## 五、一个实例

作为实例, 我们曾对一人工地震测线的广角反射资料, 用上述各种方法作速度分析, 结果是: 射线参数法获得了高分辨率的速度分布资料, 证实了新方法的效能<sup>[5]</sup>。本文是这项研究工作的继续, 是从方法上所作的进一步总结。

为了说明射线参数法处理实际地震资料的效果, 让我们展示几幅取自该实例的图谱, 并作些说明。

测线位于  $22^{\circ}57'N, 43^{\circ}31'W$  附近, IPOD 396 等几个钻孔及其他地球物理资料表明, 该处海底有一个位于大西洋中脊侧翼的沉积池, 水深 4.5km 的海底沉积了厚 200—300m 的沉积层, 覆盖在 11—16MY 古老的玄武岩基底上。沉积池的范围很小, 东西宽约 2km, 南北长约 10km, 两侧海底基岩陡峭出露。

为进行速度分析, 我们处理了一个由海水层、沉积层和基底组成的水平分层模型, 把海水层和基底当作均匀各向同性介质为等速层; 但把沉积层或当作等速层 ( $pV$  法), 或当作具有垂直线性梯度的变速层 ( $pG$  法)。还假定在海底边界处速度是连续的。这个模型可参照图 3 和图 4。

图 5, 6 分别是该测线的位置图和所获得的地震记录, 图 7, 8 分别是用  $pV$  法和  $pG$  法

分析得的沉积层的速度谱。资料处理采用了 Stoffa 等建议的技术<sup>[11]</sup>, 对相似度函数作低通滤波并通过一门限, 再与叠加值相乘后显示为速度谱。

在速度谱图 7 和图 8 上, 事件  $a$  为海底反射讯号的尾部残留, 事件  $c$  为海底侧反射的反映, 事件  $b$  为相应基底反射, 由它们可清楚地读出层速度值 (图 7) 或层速度线性梯度值

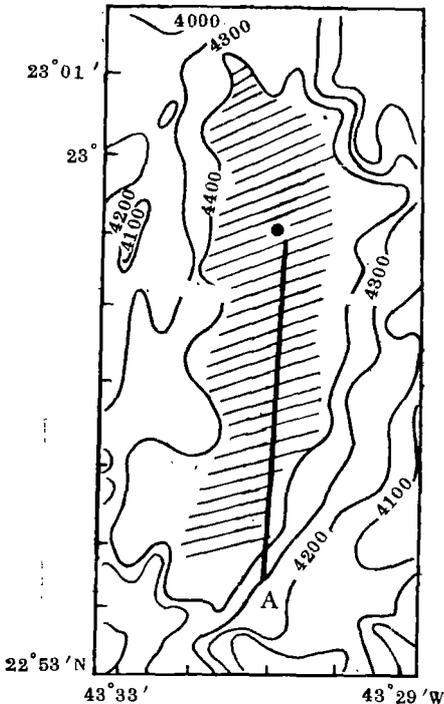


图 5 测线位置图

斜线阴影区表示沉积池的大致范围; 实线 A 为测线位置; 圆点为 IPOD 396 钻孔位置。

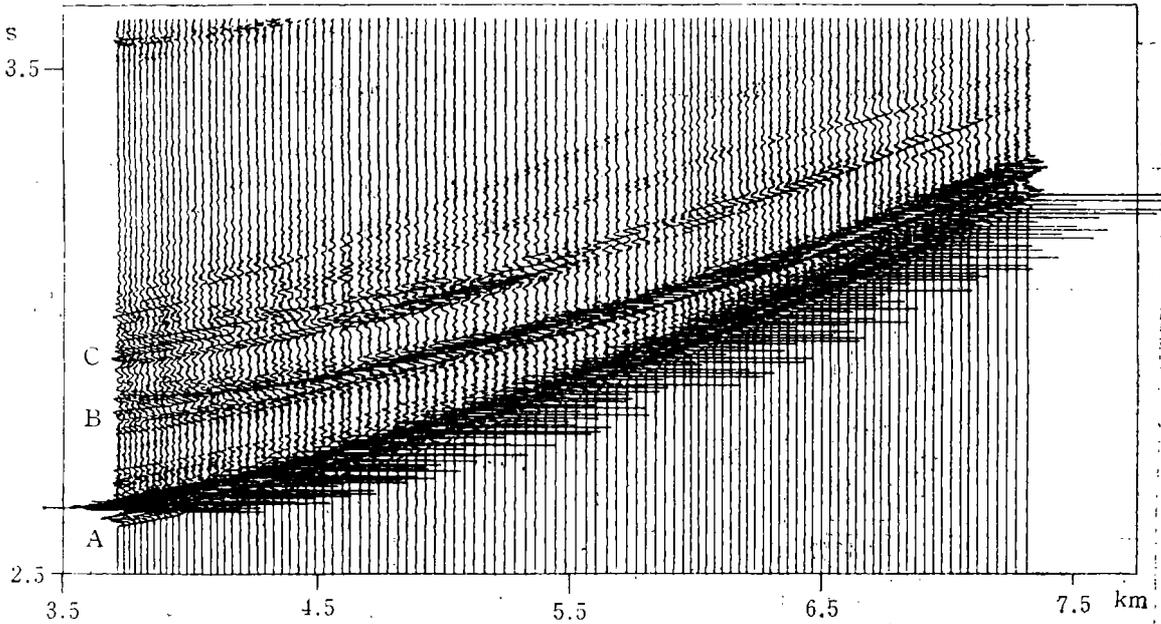


图6 在图5测线A处所获得的地震记录剖面

以  $1.32L (80\text{in}^3)^{1/3}$  的水枪作为震源,用数字海底水听器 (DOBH)接收;磁带回放显示记录时,其时间纵坐标的变换采用  $3\text{km/s}$  的值;未使用滤波器。

记录上标记A为海底反射;B为基底反射;C为海底侧反射。

表1 图7,8数据处理的参数和结果

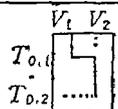
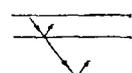
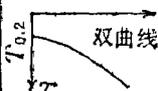
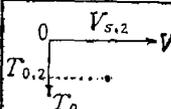
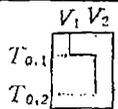
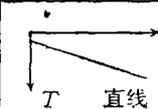
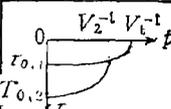
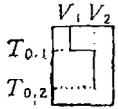
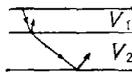
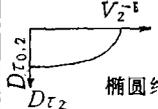
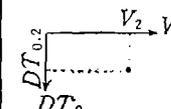
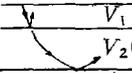
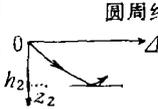
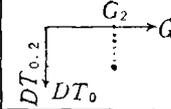
方 法	双程垂直 反射走时 (s)	平均速度 (km/s)	速度梯度 ( $s^{-1}$ )	相似度 最大值 (max)	检测门限	层厚度 (m)	层 速 度 (km/s)	
							顶面处	底面处
<i>pV</i> 法	0.30	1.81	0	0.26	0.15	272	1.81	1.81
<i>pG</i> 法	0.30	—	1.9	0.38	0.25	262	1.51	2.27

(图8),有关数据见表1。

由图7,8明显可见,射线法的速度谱讯噪比很好,这由表1中基底反射相似度最大值很高而得到证实。该值对 *pV* 法已高达0.26,而 *pG* 法的更高达0.38,这说明射线法在时空域中追踪的路径可非常接近同相轴的分布,还说明沉积层具有速度梯度的假设比平均速度的假设更接近于真实情况。作为对比,用 *DIX* 法作叠加速度谱时,其相似度最大值仅为0.12。

1)  $\text{lin}^3 = 1.63871 \times 10^{-3} \text{m}^3$ .

表2 各种求层速度(梯度)方法

	1. 速度模型	2. 射线路径	3. 遵从斯奈尔定律? 在界面, 在层内	4. 追踪途径	5. 叠加(或相关)的显示图谱
DIX法			不, 不		
$\tau$ - $\rho$ 法			是, 不		
$\rho V$ 法			是, 不		
$\rho G$ 法			是, 是		

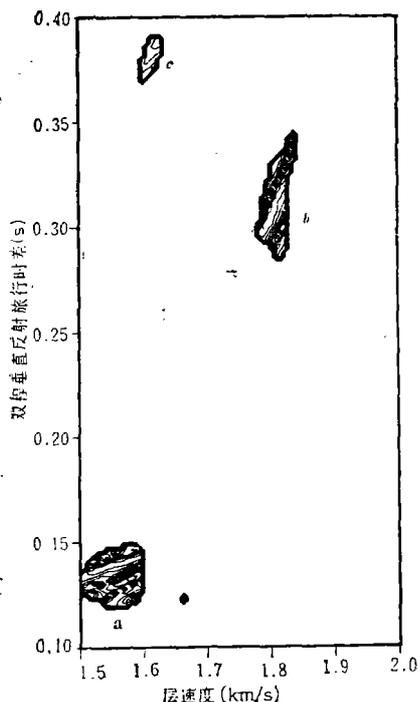


图7 用射线参数法( $\rho V$ 法)从图6地震记录直接获取的海底沉积层层速度值

时间坐标值是从海底算起的双程垂直反射时间差(s), 速度坐标轴表示层速度值(km/s).

a. 为海底反射信号的残留尾部; b. 为基底

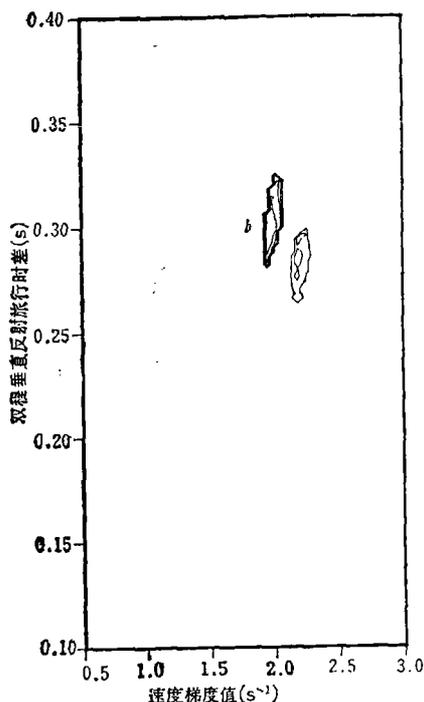


图8 用射线参数法( $\rho G$ 法)从图6地震记录直接获取的海底沉积层层速度线性梯度值

时间坐标值是从海底算起的双程垂直反射时间差(s), 横坐标表示速度梯度值( $s^{-1}$ ).

(a.b.c 注见图7)

## 的比较(以第二层为例)

6. 追踪公式	7. 求层速度的公式	8. 可处理的资料			9. 叠加图谱讯噪比	10. 误差逐层传递?	11. 计算机实现难易程度
		小角度反射	广角反射	折射			
$T_2^2 = T_{0,2}^2 + \frac{x^2}{V_{s,2}^2}$	$V_2^2 = \frac{V_{rms,2}^2 T_{0,2} - V_{rms,1}^2 T_{0,1}}{T_{0,2} - T_{0,1}}$ $V_{rms,i} = V_{s,i}$	可以	误差大	不行	较好	不	较易
$T_2 = \tau_2 + px$	$(D\tau_2/D\tau_{0,2})^2 + (pV_2)^2 = 1$ $D\tau_{0,2} = DT_{0,2}$	可以	可以	可以	差	是	较易
$(D\tau_2/D\tau_{0,2})^2 + (pV_2)^2 = 1$	$x = \sum_{i=1}^2 DT_{0,i} p V_i^2 / (1 - p^2 V_i^2)^{1/2}$ $T_2 = \sum_{i=1}^2 DT_{0,i} / (1 - p^2 V_i^2)^{1/2}$	可以	可以	可以	好	是	较难
圆心: $z = -V_2(0)/G_2$ 半径: $r = 1/G_2 p$	$\Delta x_2 = \frac{2}{G_2 p} [(1 - p^2 V_2^2(z_2))^{1/2}]_{h_2}^0$ $\Delta T_2 = \frac{2p}{G_2} [\cosh^{-1}(1/pV_2(z_2))]_{h_2}^0$	可以	可以	可以	最好	是	较难

## 六、结 语

1. 各种分析方法的关键在于找到一个用计算机现实可行的公式, 以能在时空域中自动追踪同相轴的资料。射线参数法依据时距曲线参数表达式, 抓住射线参数  $p$ , 找到微商  $\frac{dx}{dp}$  的表达式以实现叠代处理, 从而将速度模型通过射线参数  $p$  直接与时空域的同相轴联系起来, 结果既保持了  $\tau$ - $p$  法的优点, 还获得了比 DIX 法速度谱更高的讯噪比。

2. 各种速度分析方法可总结如表 2。对分析海底浅沉积层的地震反射和折射资料来说,  $pG$  法的优点是明显的, 它提供了一种遥测海底沉积层速度梯度值的有效方法。

## 参 考 文 献

- [1] Al-chalabi, M., 1974. An analysis of stacking, RMS, average, and interval velocities over a horizontally layered ground. *Geophys. Prosp.* 22 (4): 458—475.
- [2] Bullen, K. E., 1963. An Introduction to the Theory of Seismology. 3rd ed., Cambridge Univ. Press.
- [3] Clayton, R. and G. McMechan, 1981. Inversion of refraction data by wavefield continuation. *Geophysics* 46 (6): 860.
- [4] Culter, R. T. and P. L. Love, 1980. Elliptical velocity analysis (abstr.). *Geophysics* 46 (b): 540.
- [5] Dao Kemin and G. M. Purdy, 1983. High resolution velocity analysis of watergun wide angle reflection data. Presented at the 1983 AGU Fall Meeting, in San Francisco. *EOS* 64(45): 765.
- [6] Diebold, J. B. and P. L. Stoffa, 1981. The traveltime equation, tau-p mapping, and inversion of common midpoint data. *Geophysics* 46(3): 238—254.

- [7] Dix, C. W., 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics* 20 (1): 68—86.
- [8] Nettleton, L. L., 1940. *Geophysical Prospecting for Oil*. McGraw-Hill, New York. pp. 444.
- [9] Rohr, K., 1983. A Study of the Seismic Structure of Upper Oceanic Crust Using Wide-angle Reflection. Ph. D. thesis: WHOI-83-10, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Mass 02543, U. S. A. pp. 105—123.
- [10] Schultz, P. S., 1982. A method for direct estimation of interval velocities. *Geophysics* 47(12): 1657—1671.
- [11] Stoffa, P. L., P. Buhl, J. B. Diebold et al, 1981. Direct mapping of seismic data to the domain of intercept time and ray parameter: A plane wave decomposition. *Geophysics* 46(3): 255—267.
- [12] Taner, M. T. and F. Koehler, 1969. Velocity spectra-digital derivation and applications of velocity functions. *Geophysics* 34(6): 859—881.

## THE RAY PARAMETER METHOD—A NEW METHOD OF VELOCITY ANALYSIS FOR MARINE SEISMIC DATA\*

Dao Kemin

(Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao)

### ABSTRACT

A new method, the ray parameter method, is presented in this paper to derive velocity- or its linear gradient-depth information, directly from multi-channel seismic data. Compared to the well-known stacking velocity spectrum based on DIX' two term travelttime equation or to the  $\tau$ - $p$  mapping developed lately, the ray parameter method not only can be used for wide angle reflection and/or refraction data but also gives the velocity structure with a high ratio of signal to noise (S/N).

The method is based on Bullen's travelttime parameter equations and the iterative process is carried out by the derivative to ray parameter  $p$ , so the automatic inversion by computer becomes practical. The velocity analysis by the method on the reflection data from a sediment pond on the flanks of the Mid-Atlantic Ridge near IPOD 396 was carried out as an example to show the feasibility and advantage of this method, which produced high resolution information with high S/N. The linear velocity gradient of the sediment stratum was  $1.9s^{-1}$  with a related semblance value for the basement reflection as high as 0.38.

\* Contribution No. 1170 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.  
I am grateful to Dr. Purdy in WHOI for his support of my research studies.