

种波动。水面上被石头打中的那一点叫波源，因为所有的波纹都似乎从那一点“发源的”应该注意每一条波纹都不是固定在水面上，而是不断变化，不断运动，任何固定的画面，都不能真正代表运动过程。

不难看出，当波纹从源向外传播时，湖水并不会从波源向四周流动，如果水面上漂浮着一片小树叶，我们将会看到，当小树叶受到“波及”时，它并不向湖岸运动，而是看来似乎是一上一下振动，实际上每个水面的质点都是就地近似地做圆周运动。

当石头刚刚掉下去时，水面上被石头打中的那一部分就开始下陷，后来在表面张力等的作用下，那一部分水面不开始上升，这样被打中的一部分水面就首先开始振动起来而形成波源。但是水面是一个整体，它的各个部分是互相联系，一部分，一经振动，势必牵动周围的其它部分也随后振动起来，这些被牵动的振动，就通过水面上各个相邻的联系，而由近及远地传播开去，在这个例子中，振动是沿着水面传播的，这种传播振动的物质叫媒质或介质，一般所说的波或波动就是振动在周围介质中的传播，振动在介质中传播是需要时间的，当波源开始振动一段时间后，远处的介质才开始振动，这就是说振动是以一定的速度在介质中传播的，这个速度叫做该介质的波速，波速的大小取决于介质的性质或状态，也决定于波动的本身的某些特征，必须指出波的传播速度和各部分介质本身的振动速度，就像水波的传播速度和水面质点的振动速度是完全不同的两个概念，在地震勘探中，了解各种地层中地震波的传播速度是十分重要的，这个问题以后要详细讲，而地面质点的振动速度则反映在地震波的波形，经过微分以后的数值上，一般是不研究的。

总结：基本特点： 每个质点在波传播过程中只绕其平衡位置振动并不传播到其它地方。

波在传播过程中，质点的振动是有先有后的，也就是波是以有限的速度在介质中传播的，波的传播速度，取决于介质的速度，质点振动的速度不等于波速。

波是受近振动的传播，其频率决定于振源而与介质无关。

人们通过各种生产活动和科学实验，发现了越来越多的自然的现象和水波的

状态)。

当在岩层中用炸药“爆炸”激发地震波时，在炸药包附近爆炸所产生的强大压力大大超过了岩石的极限强度，岩石遭到破坏，形成一个破球圈炸出空洞。

随着离开震源距离的增大，压力减小，但仍超过岩石的弹性限度，发生塑性变形，在塑性带以外压力降到弹性限度以内，又因为炸药爆炸的产生的是一个延续时间很短的作用力，根据弹性理论，这一区域的岩石发生的弹性形变，地震勘探，通常都在远离震源外进行接收，因此除震源附近以外的绝大部分地区，岩石都可以近似地当中作理想弹性体或完全弹性体来研究，所以地震波实质上是一种岩层中传播的弹性波。

二、波的特征

1、波前、波尾、波面

设想在某一时刻在开始阶段中激发起波源的振动，过了一段到 t_0' 时刻 ($t_0' > t_0$) 波源的振动可能就停止了，通过了一段时间到了 t_0 时刻已传播了一段距离，这时介质中分成了几个区域如图，在离波源最近的波中，波已经传播了过去，介质的振动已经停止，在其次一个区域 V_1 中介质的运动正在进行，在更远的一个区域 V_2 中，波还没有传到介质的振动还没开始，在 V_1 和 V_2 的分界面 S 上，介质中的各点刚刚开始振动，这一曲面 S 叫做波在 t_1 时刻的波前，在 V_0 和 V_1 的分界面 S' 上介质中的各点刚刚停止了振动，这一曲面 S' 叫做波在 t_1 时刻的波尾，必须指出，波是不断前进的，从波前和波尾这两个曲面随着不断进推进，所以不指明哪一时刻来谈波前和波尾是没有确切意义的。

波前：某一时刻刚刚开始振动的质点所在的曲面叫波前。

波尾：某一时刻刚刚停止振动的质点所在的曲面叫波尾。

波面：波前和波尾之间同一时刻的质点振动的面即波前之内质点振动同步的各点所组成的面。

射线（波线）：波的传播方向称为射线。

我们引入射线概念，只是为为研究问题方便，但必须记住并不是真正的存在射线，在均匀介质中（ V 一定）认为地震波从直线形式向外传播，射线垂直于波

我们把反映一个质点在振动过程中的位移随时间变化的曲线称为振动曲线。
振动的最大位移 (A_1 、 A_2 、 A_3) 视振幅, 将两个相邻极大或极小值之间间隔周期的倒数称为视频率 $f^* = \frac{1}{T^*}$

在地震勘探中, 每个检波器所记录的, 便是那个检波器所在质点地面的振动。它是一条振动曲线, 习惯上称为振动图。

对于一个波来说, 彼此相距不远的各个质点振动其形成变化不会很大, 只有到达时刻早晚的差别, 对于不同的波, 其质点的振动形状是彼此不同的, 为了反映各点振动之间的关系, 把在同一时刻各质点的位移画在同一个图上如我们沿着某一直线研究问题, 选定一个时刻 t_1 , 质点的位置用横坐标 z 表示, 用 $u(x)$ 代表某时刻各质点离开平衡位置的位移, 这样的一条曲线波在时刻 t_1 沿 z 方向的波形它反映了波在一个特定时刻沿着一个特定方向的形象, 在地震勘探中, 沿着测线方向的波形曲线叫波剖面。

波剖面上具有极大正位移的点 → 波峰
波剖面上具有极大负位移的点 → 波谷 } 两个相邻的“波峰”或“波谷”
之间的距离等于波长。

3、能流密度:

地震波的传播实质上能量的传播

根据一般波动理可知, 波介质中传手软时的能量等于动和位能之和

可表示为: E
 $E = E_r + E_p$
 E 密度 A^2 振幅 f^2 散率 w 体积 (波通过介质的)

我们把包含在单位体积内能量 能量密度 $\Sigma = \frac{E}{W} \alpha \rho A^2 f^2$

能量密度正比于振幅平方, 我们感兴趣的并不是弹性的总能量, 而是单位时间内通过单位面积能量, 称它为波的流密度或波的强度: 因为实际地震勘探是在波前

$$\text{又Q } \frac{I_1}{I_2} = \left(\frac{A_1}{A_2}\right)^2 \quad \therefore \frac{A_2}{A_1} \propto \frac{r_1}{r_2} = \frac{Vt_1}{Vt_2} \quad \text{即 } A \propto \frac{1}{t}$$

即把这种地震波在传播时，随着传播距离增大，波的振幅逐渐减弱，这种现象叫波前扩散（波的发散）即波的振幅与波的传播距离成反比，球面扩散。

4、波的频谱分析

频谱是动力学的一个重要特征，分析问题的一个重要工具，它是利用付立叶变换对振动信号进行分析和处理得到的，关于频谱分析的原理及计算过程，在《地震勘探信号分析》课将详细介绍，这里着重说明它们的概念和主要特征。

动力学：研究地震波在运动状态中的能量，波形与频谱等特征及其变化规律。

动力学特征：地震波的振幅、频率、相位、振动状态及衰减程度等。

地震波动力学特征及其变化规律与地下的地层结构，岩石性质及流体性质之间存在的联系，因此利用地震波的动力学特征及其变化规律来研究地下的地层，岩性及油气显示有一定的实际意义。

实际的地震记录，既含有与地下构造形态有关的运动时间信息，又含有与地层岩性和流体性质有关的动力学信息，利用波的时间信息只能推测地下有利于油气聚集的构造形态，而利用波的动力学信息可推测地下的地层圈团，直接测定地下的油气藏。

地震波的频谱同地层岩性结构有一定的关系，长期以来，反射波的频谱已经是我们进行波的对比追踪的重要依据，近年来，在利用频谱进行岩性解释方面已出现了一些新的方法和很多成功的例子。

（1）频谱

我们知道谐振动是最简单的振动，一个谐振动的特征可用三个参数表示：即它的振幅、频率和初相位。

$$x(t) = A \sin(2\pi f_o t + \varphi)$$

两个谐振动可以合成一个复杂的振动，改变这两个谐振动中任何一个参数，

谱。

其中包括： $\begin{cases} \text{振幅谱：横坐标频率，纵坐标振幅。} \\ \text{相位谱：横坐标频率，纵坐标相位。} \end{cases}$

每一个频率分量都具有固定的振幅和起始相位。我们对组成信号的各个单频分量利用频率和振幅的关系作图得振幅谱。

利用频率和相位的关系作图即得相位谱。

为了能更精确地对复杂振动进行分解，必须找出组成一个复杂振动的各个谐振动分量的振幅、初相位，解决这个问题的数学工具，就是付立叶级数和付立叶变换合称付立叶分析，按照付立叶分析的理论满足一定的条件任一周期函数，都可以展成付立叶级数也就是展成许多谐振动函数的和。

最简单的波是谐波

$$x(t) = A \sin(2\pi f_o t + \varphi)$$

$$x(t) = A e^{2(2\pi f_o t + \varphi)}$$

$$\begin{cases} a_n = \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t) \cos 2\pi n f_o t dt \\ b_n = \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t) \sin 2\pi n f_o t dt \end{cases}$$

任一周期函数 $x(t)$ 的富氏级数

$$A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \quad |a_n| = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}$$

$$x(t) = \sum_{n=0}^{\infty} A_n \sin(2\pi n f_o t + \varphi_n)$$

$$= \sum_{n=0}^{\infty} [a_n \cos 2\pi n f_o t + b_n \sin 2\pi n f_o t] \quad \text{最常见的是复数形式}$$

ϕ_n : 离散相位谱, 由 $x(t)$ 求 C_n 这个过程就称为在有限区间上对 $x(t)$ 作频谱分析。

那么对非周期函数即连续信号即是富氏积分：把无限区间上的波分解为许多谐波的迭加

$$\begin{cases} x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} Z(f) e^{i2\pi ft} df \\ z(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) e^{-i2\pi ft} dt \end{cases} \quad \begin{matrix} x(t) & Z(f) \\ \text{信号} & \text{频谱} \end{matrix}$$

有了富氏变换就可以作频谱分析

(2) 频谱的表示方法

获得一个地震信号的频谱的方法很多：主要有知道信号的具体形式 $x(t)$ 用付氏变换方式可计算它的频谱了 (FFT)

现在有了数字电子计算机计算地震讯号的频谱就更方便了，一般的方法是对一道地震记录从浅到深的各个反射波组连续进行频谱分析，因为预先不知道反射波出现的时间，一般采用沿一个滑动时窗计算整个一道记录各段的频谱，时窗长度应与一个有效波组一致，深浅层可取不同数值（用富氏变换公式可求得一系列）用时窗计算出的频谱（信号中讲了有散采样，最后又恢复或连续信号）。书上图 2-3-2 给出了一个实际地震道，用富氏变换公式沿上述方法沿一系统时窗计算出的频谱。图左边是 1.0~1.13，1.3~1.45，2.3~2.45 三个时窗的波形，右边是分别计算出的频谱。

对一个波形经过频谱分析，得到了它的频谱（一般批振幅谱，因为相位谱较难求取一般不考虑了）振幅谱的一个值只反映了信号中一个频率分量，事实上地震信号是一个连续信号，它具有连续谱，主要用频谱的主频和频带宽度两个参数描述它。

频谱曲线极大值所对应的频率 f_0 是频谱的主频，这个频率也就是一般说的地震波的视频率。

即在组成地震信号的无限多个频率分量中作用最显著的还是那些与视频率相

地震波的传播规律

1、反射定律

入射角=反射角

入射线和法线和反射线在同一平面内

在地震勘探中，把入射线，过入射点的界面法线、反射线三者所决定的平面称为射线平面，它总是垂直界面的（这个概念对地震资料的构造解释十分有用）。

（1）当在地面（界面水平）上 O 点激发，沿测线 OZ 接收，又设地下的反射界面是水平的，这时射线平面既垂直界面也垂直地面。

（2）如果界面倾斜时，a 当地震测线垂直界面走向时，射线平面既垂直地面也垂直界面。

b 当地震测线不垂直界面走向时，则射线成平面，只垂直界面不垂直地面。

2、透射定律（斯奈尔定律）

实验得出：
$$\frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

如果还有不同波型（短波和横波）的反射和透射 senu 定律可扩展成：

$$\frac{\sin\alpha}{V_{p_1}} = \frac{\sin\beta}{V_{s_1}} = \frac{\sin\alpha_2}{V_{p_2}} = \frac{\sin\beta^2}{V_{s_1}} = P$$

由此引出斯奈尔定律，n 层介质

$$\frac{\sin\theta_1}{V_1} = \frac{\sin\theta_2}{V_2} = L = \frac{\sin\theta_n}{V_n} = P \quad (\text{参数})(\text{射线参数})$$

是射线与所成的的角射线与 P 值相对应，不同的射线有不同的 P 值或者不同的值，P 值的改变和角的改变是相对应的。

此透射定律只确定了透射线的方向，而没有涉及到透射线的强度，从而它也是向何地震学的一条定律。

间为最长的条件是 $st=0$

一次反射波等于从震源出发的直达波。

4、惠更斯原理：

惠更斯原理是用波前的概念来处理问题的，我们知道波是振动在介质中的传播，这种传播是通过介质中相邻部分之间的相互作用进行的，对于波到达较晚的那部分来说，波到达较早的那些部分起着信号来源的作用，也就是说已知 t_1 时刻的波前，下一时刻波前在哪些人们总结出了惠更斯原理：

波前面的各点可以看成虚震源向外发射球面波，下一时刻的波前是这些球面波的包络面（利用惠更斯原理求新波前）

可用惠更斯原理证明反射定律（学生自己证明）

四、与地震勘探有关的各种地震波

在地震勘探中用炸药激发时，一声炮响之后会产生各种各样的地震波：（先讲几种简单的）

（1）反射波 $\theta_1 = \theta'_1$

产生反射波的条件：

当入射波垂直入射界面的产生

反射波的条件为：（不存在转换波）

$\rho_1 V_1 \neq \rho_2 V_2$ $\rho V \neq Z \Rightarrow$ 波阻抗，不同的波阻抗是区分不同介质的根据，

非垂直入射时条件也近似如此。

$$A_{\text{反}} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} A_{\lambda}$$

反射波的强度（振幅）决定于波阻抗差与入射波的强度波阻抗的差值越大，反射波越强。

透过波： $\frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} = \frac{V_1}{V_2}$ 当 $\theta_2=90^\circ$ 时产生滑行波则

$$\sin\theta_1 = \frac{V_1}{V_2} \quad (V_2 > V_1)$$

滑行波（过渡波）：

产生滑波的条件：介质之间的波速 V_2 大于介质的波速 V_1 ，

$$\text{入射角 } \theta_1 = \theta_c = \arcsin \frac{V_1}{V_2}$$

折射波：透射波在第二种介质中沿界滑行，其沿界面滑行的速度为 V_2 ，这种现象叫全反射，我们把开始出现“全反射”时的入射角叫临界角，即当入射角 = 临界角时产生滑行波。

由于滑行波沿界面滑行引起另外的效应，由于介质 1 与介质 2 是密接的，滑行波传播过程中，反过来影响第一种介质，并在第一种介质中激发新的波，这种由滑行波引起的波在地震勘探中叫折射波。（首波）（即透射波的能量都集中在界面附近，能不断向上转化给首波，形成折射波的能量）

形成折射波的条件： $V_2 > V_1$ $\sin\theta_c = \frac{V_1}{V_2}$

对于多层介质只有当下伏地层速度大于上伏地层的所有各层速度时才能产生折射波。

在实际的地层剖面中只有某些地层能满足形成折射波这个条件，因此“折射层”的数目要比“反射层”的数目少得多。

直达波：从震源直接沿测线传播的波，没有遇到分界面。

2、按传播机制划分（质点振动方向）

纵波：质点振动方向与传播方向一致。

横波：质点振动方向与传播方向垂直。

炸药爆炸以猛烈的膨胀作用为主，因此主要造成岩石的膨胀和压缩这种形变

体波：在弹性分界面上形成的反射波、折射波，从三维空间来说，它们随着时间的增加，向整个弹性空间的介质内传播，统称为体波，意指它存在整个弹性空间。

面波：相对分布在界面附近的高度称为 Reweigh 面波 \Rightarrow 地震干扰波。面波传播时，通过方向的铅直面内沿椭圆轨迹例转运动，椭圆轨道的长轴是垂直的，差不多大于 水平轴的一倍半。可认为这种运动是由相位彼此相差 90° 的纵横两种振动合成的表面介质和覆盖层之间一种 Love 在课节二个均匀的性质层之间，还存在类似瑞雷面波（stoneley）史东尼面波。

瑞雪面波能量差不多只集中在大约 1 个 λ_R 的范围内。

特点： 能量集中在介质弹性分界面附近。

能量随 \sqrt{r} （波的传播半径）而衰减，较体波衰减慢。

$V_R = 0.9553 V_S$ 比横波低。

是面极化振动

具有波散现象。

指波在介质中的传播速度是频率之函数，即速度随频率面波。

面波传播时，通过传播方向的铅直面内沿椭圆轨迹倒转运动，椭圆轨道的长轴是垂直的，差不多大于水平轴的一倍半。

可认为这种运动是由相位彼此相差 90° 的纵两种振动合成的。

质点沿与波传播方向成反方向的椭圆轨道运动。

在无限均匀介质中，只产生纵波和横波，纵波和横波可以在介质的整个立体空间中传播，所以合称为体波。

地表面是岩石和空气接触的分界面（称为自由表面），在地下有许多不同岩层的分界面，这时除了纵波与横波外，还会产生一些表面或不同弹性的介质分界面有关的特殊波，这种类型的波只在自由表面或不同弹性的介质分界面附近观测，

CE, ($Vt = \frac{\overline{EC}}{V_1}$), 从而 $\overline{BE} = \overline{EC}$ 。根据惠更斯原理, 波所传到的任何点都可以

看成子波源。可以假设:

(1) 当波前传到 DE (时刻 $t_1 + t$) 时, 分界面上的 A 点开始发出子波, 这时从 A

发出的子波前已扩大成半径为 $r_1 = v_1 t = v_1 \frac{\overline{BE}}{V_1} = \overline{BE}$ 半球面。

(2) 当波前传到 CG 时, A 点发出的波前半径 $r_2 = 2r_1 = 2\overline{BE} = \overline{EC}$ 的半球面。

(3) 从 D 点发出的子波前扩大成半径为 $r_1 = \overline{BE}$ 的半球面。

通过 C 点处两个球面的公切面就得到和这一时刻 ($t_1 + 2t$) 相对应的反射波的波

前, 从而直角三角形 ABC 和直角三角形 AB'C 有一个公共边 AC, 此外 $\overline{AB'} = \overline{BC}$

两个三角形全等, 因而 $\angle B'AC = \angle BCA$, 两个角相等时它们的等角也相等, 从而 $\angle i = \angle i'$

面波的频散特点已被利用于工程勘探, 因为瑞雷面波向地下传播的范围约等于一个波长入 R 的深度, 所以在地表测量得到的瑞雷波速度被认为是 1/2 波长深度内的介质的平面速度, 故用可改变振动频率的震源激发瑞雷面波, 即改变瑞雷的波长入 R, 每次激发用不同的频率, 频率由高到低, 探测的深度则由浅变深, 在地面两个因交接收点数量检波器, 测定瑞雷所在接收点间的传播时间和频率, 即可计算平均速度 V_R 和深度 h, 分析所测量的结果, 可进行速度分层, 经换算后便得到各分层的横波速度参数。

地震波 V 随 f 变化很小, 影响不大, 但面波较大, 可利用面波的频散特点进行工程勘探。

传播在介质的表面, 振动方向不是纵向也不是横向, 而是回旋式的, 天然地

第二节 反射地震波运动学

一、时距曲线的基本概念

1、时距曲线与时距曲面

地震波的运动学：是研究地震波波前的空间位置与其传播时间的关系，是应用地震勘探查明地下地质构造的基本原理之一，咱们首先来说一下什么是时距曲线？以及它在地震勘探中有什么用途？

(1) 时距曲线

在地面激发地震波以后，如果地下介质结构不同，地震波的传播特点就会不一样，即使在相同的介质结构下的类型不同（反射波、直达波、折射波等）传播特点也会不同，这时为了说明不同类型的波在各种介质结构情况下传播的特点就引用了“时距曲线”的概念。

在生产实践中，地震波的激发和接收工作是在地面上进行的，通常爆炸点和接收点位于同一条直线上，而接收点在直线上是按等间隔分布的。地震波从爆炸点出发，经界面返回地面接收点，在接收点上记录下的是连续的振动曲线，显然波到达地面接收点的时间应以波前的到达时刻为依据，反映在振动曲线上，应该是振动开始的一点，即以振动的初至时刻作为波到达检波器的标志，但实际上这个时刻在记录上很难准确确定，更常用的办法是以振动图上某个明显的极大值（相位）的时间作为波的到达时间，如下达波的时距关系

在地震波运动过程中，随着接收点离爆炸点的距离增长，波的传播路径增大，相应地波的传播时间也增大，即 x （炮检距）越大，地震波旅行时间越大，即旅行时间 t 是测成长度 x 的函数。

a 定义：地震波旅行时间与接收点坐标之间的关系曲线，即 t 与 x 之间的关系曲线（强调的是接收点的坐标）

界面线深度 $h=1/2vt_0$ 。 t_0 （自激自收的垂直反射时间）（后面要讲将 t 作动校正后可得 t_0 ），根据时距曲线得出的方程叫时距曲线方程。

时距曲线 { 纵时距曲线：炮点、接收点在同一条直线上

正演问题：给定地下界面的产状要素和速度参数等条件的求得时间场叫地震的运动学的正演。

反演问题：根据地震勘探工作获得的时间场来求取地下界面的几何形态叫反演。

(2) 时距曲面

如果在一点激发，而同时在一个面上的许多点进行接收，就可以记录下某一个波到达观测面上的各点的时间，若观测面是平面，在直角坐标系中此面上每一点的位置可用它的坐标 (x, y) 表示，这样，波的到达时间 t 就是观测点坐标 (x, y) 的多元函数 $t = f(x, y)$ ，显然，函数 $t = f(x, y)$ 的图形是一个曲面，称为时距曲面，函数 $t = f(x, y)$ 称为时距曲面方程。不难想到，直达波的时距曲面是一个顶点位于激发点的倒置的圆锥面，从以上叙述中还可以看到时距曲面和时距曲线之间有如下关系：

如果已知时距曲面，就可以确定沿此观测面上任一条测线的时距曲线，因为它是包含测线并平行于 t 轴的面（测线是直线时就是平面，与时距曲面的交线）反之，在观测面上沿许多条测线进行观测后，根据所得的许多条时距曲线，也可以得出时距曲面。

(3) 时间场和视速度

a、时间场：前面已讨论过，沿一条测线观测时，可用时距曲线来表示观测结果和反映波的传播特点，在一个面上观测时，则要引用时距曲面的概念，那么，如果是在波传播的介质范围内的许多点上进行观测，这时要此用时间场的概念。

设有一个地震波在介质内传播，如果在介质中任一点 $M(x, y, z)$ 进行观测，则可以确定波前到达这一点的的时间 t ，波前传播的时间 t 可以看成观测点坐标的函数，即 $t = g(x, y, z)$ ，在波传播的介质范围内，若已知上述函数关系，那么只要知道介质内任一点的坐标 (x, y, z) ，就可以确定波前到达这一点的的时间 t ，因而也就确定了一个标量场 $t(x, y, z)$ ，在地震勘探中把这个标量场叫做时间场，即波至时间的空间分布被定义为时间场，将确定这个场的函数 $t(x, y, z)$ 叫做时间函数，反过来如果给出一定的时间值 t_i ，则可以找出由空间具有相同 t_i 值的点所组成的波面（等时间），

$$t = \frac{r}{v} = \frac{1}{v}(x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

由该方程可见，直达波等时面是中心在震源 O，半径 $r=vt$ 的同心球点，显然这种情况下射线与半径重合。

当在地面观测 ($z=0$) 而震源 O 位于 $(0,0,d)$ 处时，利用方程 (1) 求取时距曲面方程，得：

$$t = \frac{1}{V}(x_2^2 + y_2^2 + d_2^2)^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{V}(r'^2 + d^2)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

其中 r' 是在地面上测点至震源投影 O' 的距离。

如果在平面 G 的直线 L 上进行观测，测线的位置由 $y=b$ 给定则由方程 (2) 可行时距曲线方程为：

$$t = \frac{1}{v}(x^2 + y^2 + d^2)^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{v}(x^2 + d'^2)^{\frac{1}{2}} \quad \text{其中 } d' = (b^2 + d^2)^{\frac{1}{2}} \text{ 是震源到测线的距}$$

离，该时距曲线是以 t 轴为对称的双曲线，双曲线的极小点位于震源右侧线的投影点 O'' 处。

时距曲线沿测线变化率的倒数即为视速度，其沿测线的变化曲线，当震源位

于地面附近 ($d=0$) 时 (2) 式变成 $t = \frac{1}{v}(x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}} = \frac{r'}{v}$

其时距曲面为圆锥，而纵时距曲线 ($b=d=0$) 由方程： $t = \pm x/v$ 来描述，它们是从

坐标原点出发的两根直线段，这种情况下非纵时距曲线方程为： $t = \frac{1}{v}(x^2 + b^2)^{\frac{1}{2}}$ ，

它是对称双曲线。

速度，而位于地面或测线上的观测者则变为波前似乎沿着观测面或测线以某个速度 v^* 运动，该速度称为视速度。

我们通常讲的波速，是沿着波的传播方向来考虑问题的，如果不是沿着波的传播方向而是沿着别的方向来确定波速，把它称为视速度，在地震勘探中往往是沿波线方向观测波的传播。如下图所示：

某一时刻波前为 AA' ，经过 T 时刻后，波前传到 BB' ，因此 $A'B' = AB = V \cdot T$ ，但沿着直线 AB' 方向来看，在 T 秒内波从点传到 B' 点则 AB' 方向上的速度为视速度：

$$V^* = \frac{AB'}{T} = \frac{A'B'}{T \sin \theta} = \frac{V \cdot T}{T \sin \theta} = \frac{V}{\sin \theta} \quad (\text{即波传播的射线与测}$$

线结线之间的夹角。 $V^* \geq V$ ，当射线 $-ds/dt$ 直于测线时 $\sin \theta = 1$ ， V^* 为最大，这是因为波同时到达相邻观测点，当测线与射线方向一致时 $V^* = V$)

2、地层介结构模型及有关速度

在地震勘探中针对客观存在的形形色色的复杂的地层剖面，根据对问题研究的深入程度和成果精度的要求等因素，建立了许多种地层介质结构模型主要有：

均匀介质（假设反射界面 R 以上的介质是均匀的）：即地震波传播速度是一个常数 V ，界面可以是水平的或倾斜的。

层状介质（假设地层剖面是层状结构的）：在每一层内速度是均匀的，但各层的速度是不相同的，这些分界面可以是倾斜的，也可以水平的（分别称为倾斜或水平层状介质）[在稳定沉积，构造运动不太剧烈的盆地中，地层常成水平层状。（在沉积盆地地区把地层剖面看成是层状介质是比较合理的）]。

连续介质：认为在界面上介质 I 与介质 II 的速度是不相等的有突变，但介质 I 内部的波速不是一个常数而是连续变化的。 $V(z) = V_0(1 + \beta z)$

$$V(z) = V_0(1 + \beta z)^{\frac{1}{2}}$$

$$V(z) = V_0(1 + \beta z)^{\frac{1}{3}}$$

$$t_o = \frac{2h}{V} \quad (\text{垂直反射时间, 自激自收时间})$$

(2) 一个倾斜界面共炮点反射波时距曲线

如图：地面上的一条测线，地下有一条倾斜界面，O 点放炮，O 点处界面结浅深度为 h，界面倾角为 φ ，O 点为坐标原点。讨论：界面上倾方向与 X 轴正方向一致情况下反射波时距曲线首先作虚震源 O*，根据虚震源原理

$$t = \frac{OA + AS}{V} = \frac{O^*S}{V}$$

过 O* 作测线 OX 的垂线 O*M，设 OM=Xm OS=X

$$O^*S = (2h \cos \varphi)^2 + (x - 2h \sin \varphi)^2$$

$$= O^*M^2 + MS^2 \quad O^*M^2 = 2h \cos \varphi \quad MS = X - Xm \quad Xm = 2h \sin \varphi$$

$$\text{又Q } Xm = 2h \sin \varphi \quad \therefore t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4hx \sin \varphi + 4h^2}$$

同学们自己求一下：界面上倾方向与测线正方向相反的时距曲线方程

$$t = \frac{O^*S}{V} \quad OS=X$$

$$OM=Xm = -2h \sin \varphi$$

$$O^*S^2 = O^*M^2 + MS^2 = (4h^2 - Xm^2) + MS^2$$

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4hx \sin \varphi + 4h^2}$$

由时距曲线方程可以看出 t_o 与 x、h、 φ 、v 存在明确的内在关系，原则上讲如果通过观测得到了一个界面的反射波时距曲线，就有可能利用时距曲线方程给出的关系，求出界面的深度 h，倾角 φ 以及波速 v，这就是利用反射波法研究地下

$$\frac{t^2}{(\frac{2h \cos \varphi}{V})^2} - \frac{(x - 2h \sin \varphi)^2}{(2h \cos \varphi)^2} = 1$$



$$\left. \begin{aligned} X_{\min} &= 2h \sin \varphi \\ t_{\min} &= \frac{2h \cos \varphi}{V} \end{aligned} \right\} \text{极小点, 同理 } t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4hx \sin \varphi + 4h^2} \Rightarrow \text{双曲线}$$

$$\text{极小点在} \begin{cases} X_{\min} = -2h \sin \varphi \\ t_{\min} = \frac{2h}{V} \cos \varphi \end{cases} \Rightarrow \begin{aligned} \sin \varphi &= -\frac{X_m}{2h} \\ \cos \varphi &= \frac{t_{\min}}{t_o} \end{aligned}$$

由此可见，根据倾斜界面反射波时距曲线的特点，可以确定界面的倾角和倾向，采用纵波线时，声波、面波、折射波等时距曲线不是双曲线，这可以作为一种区分反射波和上述几种波的根据。

(3) 时距曲线特点和正常时差，倾角时差

a、特点：用视速度来讨论曲线的形态及变化，对于水平界面情况下：

$$V^* = \frac{V}{\sin \theta} \quad \text{波的传播方向与地面法线之间的夹角}$$

另一种求法：令 $A'B' = X \quad t_2 - t_1 = t$

$$V^* = \lim_{V_t \rightarrow 0} \frac{V_x}{V_t} = \frac{1}{\frac{dt}{dx}} = \frac{\sqrt{x^2 + 4h^2}}{x} = V \sqrt{1 + \left(\frac{2h}{x}\right)^2}$$

$Q \quad h = \frac{1}{2} V t_o$ t_o 是自激自收时间,但不能各点都自激自收由于炮检距 x

的存在则在第 N 个检波器接收时需要时间为:

$$t = t_o + t \quad t: \text{正常时差 (界面水平情况下,}$$

反射波旅行时间为自激自收时间之差) 为了使反射波时距曲线反映地下界面的形态, 人们采用动校正的办法。

动校正: 将离炮点不同炮检距的检波点记录的反射波时间校正到炮检距中点处的自激自收时间, 这个过程叫动校正。

$$\text{校正量} \quad t = t - t_o$$

目的: 去掉炮检距 x 时旅行时间的影响, 使动校正后的时距曲线形态能反映地下界面的真实产状。

办法: 将旅行时间减去正常时差 ($t - t$)

C、动校正量的计算

$$\begin{aligned} (1) \text{ 水平界面情况} \quad V t = t - t_o &= \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4h^2} - t_o \\ &= \frac{2h}{V} \sqrt{1 + \frac{x^2}{4h^2}} - t_o = t_o \sqrt{1 + \left(\frac{x}{V t_o}\right)^2} - t_o = t_o \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{V t_o}\right)^2} - 1 \right] \end{aligned}$$

当 $x = 2h$ 时 (一般成立) 二项式展开

$$\begin{aligned} \text{上式} &= t_o \left[1 + \frac{1}{2} \frac{x^2}{V^2 t_o^2} + \frac{3}{8} \frac{x^4}{V^4 t_o^4} + \frac{5}{16} + L - 1 \right] \text{略去高效项} \\ &= \frac{x^2}{2V^2 t_o} \quad (\text{水平界面动校正量}) \text{正常时差} \end{aligned}$$

因此对同一个反射波各岛的 x 值不同动校正量也不同, 炮检距 x 值越大, 则动校正量也越大。

此外, 地层剖面上存在着许多反射界面, 也就是说在同一道集 (几个不同检

$$\forall t_{\varphi} = t - t_{om} = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4hox \sin \varphi + 4ho^2} - \frac{2h_1}{V}$$

$$h_1 = ho + \frac{x}{2} \sin \varphi \quad \text{将 } ho = h_1 - \frac{x}{2} \sin \varphi \quad \text{代入上式得}$$

$$\begin{aligned} \forall t_{\varphi} &= \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4(h_1 - \frac{1}{2}x \sin \varphi)^2 + 4(h_1 - \frac{1}{2}x \sin \varphi)x \sin \varphi} - \frac{2h_1}{V} \\ &= \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4h_1^2 - 4h_1x \sin \varphi + x^2 \sin^2 \varphi + 4h_1x \sin \varphi - 2x^2 \sin^2 \varphi} - \frac{2h_1}{V} \\ &= \frac{1}{V} \sqrt{4h_1^2 + x^2 \sin^2 \varphi} - \frac{2h_1}{V} = \frac{2h_1}{V} \sqrt{1 + (\frac{x \cos \varphi}{2h_1})^2} - \frac{2h_1}{V} \quad \text{当} \end{aligned}$$

$$x \cos \varphi = 2h_1 \text{ 时}$$

d、倾角时差

水平界面，在 O 点激发，在 S 点接收， $t_{oRs} > t_o$ ，

这是因为 S 点的炮检距不为 0，存在正常时差，但如果 $\overline{OS} = \overline{OS'} = X$ ，则 $t_{oRs} = t_{oR's'}$ ，

水平界面，炮检距不为 0，但炮点两边两个接收点的炮检距相等时，波的旅行时仍相等。

界面倾斜，倾角为 φ ，测线与界面倾向一致，这时虽然还保持 $\overline{OS} = \overline{OS'} = X$ ，但 $t_{oRs} \neq t_{oR's'}$ ，它们之差就为倾角时差，因为这是由于界面存在倾角引起的，也可以说是由激发点两侧对称位置观测到的来自同一界面的反射波的时差——倾角时差。

因为倾角时差由倾角引起，所以如果测出了界面的倾角时差，则有可能利用它来结算界面倾角，而了解界面倾角是了解地下构造的重要内容。

对 S 点同理可得 $t_s \approx \frac{x}{V} \sqrt{x^2 + 4h^2} - 4hx \sin \varphi$

$$B \approx \frac{x^2 - 4hx \sin \varphi}{8h^2} \quad [\text{注意 } t_o \text{ 是 O 点处的自激自收时间}]$$

把震源两边等距的两次测点的波传播时间相减得

$$\text{倾角时差 } t_d: V t_d = t_s - t_{s'} \approx \frac{t_o x \sin \varphi}{h} = \frac{2x \sin \varphi}{V} \quad \text{当在 O 点两边炮检距为 X 的}$$

两点上测出倾角时差 t_d 后, 就可用下式结算界面倾角 $\sin \varphi = \frac{V t_d \cdot V}{2x}$, 应当注

意: 用 S' 点与 S 点的反射波旅行时相减时, 因为它们的炮检距 X 相同, 所以相减后, 正常时差抵消了, t_o 也抵消了, 剩下的就是这两点之间的倾角时差。

[若用 O 点的 t_o 与 t_s 相减, 所得的时差并不是 t_d 的一半, 因为在 O 点观测 $X=0$, 没有正常时差, 相减的结果既含有 S 点正常时差, 也含有 S 点与 O 点之间倾角时差, t_s 包括 t_o , 正常时差, 倾角时差。]

$$\text{用二项式展开略去高次项} \quad V t_\varphi = t_{om} \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x \cos \varphi}{2h_1} \right)^2 \right] - t_{om} = \frac{1}{2} \frac{x^2 \cos^2 \varphi}{V^2 t_{om}}$$

$$\text{当 } \varphi \text{ 较小时 } \cos \varphi \approx 1 \quad t_{om} \approx t_o \quad t_{\text{倾}} = t_{\text{平}}$$

在实际生产中对倾斜界面的时距曲线进行动校正时, 由于预先不知道界面的

倾角, 所以仍用水平界面的动校正量 $V t \approx \frac{x^2}{2V^2 t_o}$, 对倾斜界面的时距曲线进行动

校正, 这是倾斜界面带来的误差, 但对于倾斜界面共炮点反射波时距曲线动校正

质，使问题简单化了，这时前面讲的关于一个分界面的讨论就可以应用了。同理也可以把 R_3 界面以上的三层介质用共有某种速度的假想均匀介质来代替，以此类推……层状介质问题就转化为均匀介质问题了。

下面我们讨论，水平层状介质情况下各个界面的反射波时距曲线，还是不是双曲线，如果不是，在什么条件下可以近似地把它看成双曲线，把层状介质问题转化为均匀介质问题时，假想均匀介质的速度应怎样取？下面的三层水平介质为例具体说明一下。

设有三层水平层状介质在测线上的 O 点激发，在 S 点接收，由于 R_2 界面上部有两层介质不能用虚震源原理来推导时距曲线方程，只能用时距曲线的定义来推导：

O 点放炮，产生地震波向下传播，遇到 R_1 界面发生透射，透射波遇到 R_2 界面产生反射，反射波遇到 R_1 界面又透射回到地面 S 点接收，设入射角为 α ，透射角为 β ，下面我们推导一下，波以入射角 α 入射时， t 与 x 之间的具体公式：

波从 O 点出发透过界面 R_1 其传播方向必然满足透射定律

即：
$$\frac{\sin \alpha}{V_1} = \frac{\sin \beta}{V_2} = P$$
，然后入射波在 R_2 点反射，由于界面是水平的，反射路径

与入射路

径应是对称的，所以接收点 S 到激发点 O 的距离 x 可以表示成：

$$\begin{cases} x = 2(h_1 \tan \alpha + h_2 \tan \beta) \\ t = 2\left(\frac{h_1}{V_1 \cos \alpha} + \frac{h_2}{V_2 \cos \beta}\right) \end{cases}$$

根据这两个公式 取 α_1 [α_1 为第一条射线，得出一组 (t_1, x_1)]
 α_2 [α_2 为第一条射线，得出一组 (t_2, x_2)]

取不同的 α 值就可得出一系列 (t, x) 值，根据这些值用描点法就可以得到 R_2 界面的反射波时距曲线[我们还可以把方程改变一下：

时距曲线。那么三层介质的时距曲线什么形状呢？是否还是双曲线呢？

为了说明问题，我们用一条曲线来和它比较，在比较之前，首先引用把层状介质转化为均匀介质时所用到的一个重要概念“平均速度”。

三层水平介质时三层介质 R_2 界面以上两层的总厚度 $h=h_1+h_2$ ，那么地震波在

这两层中的垂直旅行时间 $t=t_1+t_2=\frac{h_1}{V_1}+\frac{h_2}{V_2}$ ，那么这两层的平均速度

$$V_{av}=\frac{h_1+h_2}{t_1+t_2} \text{ 对于 } n \text{ 层水平层状介质}$$

$$V_{av}=\frac{h_1+h_2+\dots+h_m-1}{t_1+t_2+\dots+t_n-1}=\frac{\frac{n-1}{2}h_i}{\frac{n-1}{2}\frac{h_i}{V_i}}$$

平均速度：地震波垂直入射到某个界面所走的总路程与总时间之比。

引用平均速度是对介质结构的一种简化，对于三层水平层状介质已知 h_1 、 v_1 、 h_2 、 v_2 可以计算出 R_2 界面以上的平均速度 V_{av} ，这样就可以把 R_2 界面以上的层状介质看成是速度

V_{av} ，的均匀介质，那么 R_2 界面上的反射波时距曲线方程

$$t=\frac{1}{V_{av,\alpha}}\sqrt{x^2+4h_o^2} \quad h_o=h_1+h_2 \quad \text{我们知道它是}$$

一条双曲线，根据上面对假想均匀介质的波速（平均速度）的定义，可以得出两条时距曲线的 t_0 是相等的，即它们在 $(x=0, t=t_0)$ 点重合，那么其它部分又如何呢？假设介质参数是 $h_1=500$ 米， $h_2=700$ 米， $v_1=1000$ 米/秒， $v_2=1500$ 米/秒，给出一系列 x 值按

的时距曲线之上。

(2) 当炮检距 x 较小时, 两曲线相差较小;

当炮检距 x 较大时, 两曲线相差较大;

当 $x=0$ 时, 两曲线重合。

这个结论说明: 在炮检距不大的情况下, 多层介质的反射波时距曲线可以近似看成双曲线, 这样我们引入平均速度的办法, 就可以把三层介质问题转化为均匀介质问题, 并可以把三层介质的时距曲线近似看成双曲线, 对于几层水平层状介质的时距曲线参数方程:

$$\begin{cases} x = 2 \frac{n-1}{2} \frac{V_i P}{\sqrt{1-P^2 V_i^2}} \\ t = 2 \frac{n-1}{2} \frac{h_i}{V_i \sqrt{1-P^2 V_i^2}} \end{cases} \quad \text{总之在高爆炸点较近的观测地段上, 我们可以}$$

用近似的均匀介质代替不均匀介质, 用研究一个界面反射波时距曲线与界面的关系, 依次来研究多界面中各个界面反射波时距曲线与界面的关系, 使问题简单化。

上面讨论的是层状介质是实际介质的一种近似, 不秒地区, 特别是沉积旋回比较明显的地区往往是由许多薄层组成的, 这样正如前面所讲把这种地质模型概括成连续介质物理模型, 可能更具有实际意义, 在连续介质中, 波在其中的传播速度是渐变的, 波速是空间的连续函数, 研究这种情况下波的运动学特点, 可以从层状介质的情况进一步导出。

四、连续介质情况下共炮点反射波时距曲线

(1) 连续介质中波的射线和等时线方程

在二维空间 (x, z) 坐标系统内, 可以把连续介质看成是无限多个具有很薄厚度 (z) 的水平层, 每层的速度为 v_0, v_1, v_2, \dots , 在这些层的厚度无限减小的极限状态下, 每层介质模型便过渡到连续介质的物理模型此时速度是深度的函数 $V=V(z)$, 如果地震波的任一条射线在各薄层中的入射角为 $\theta_0, \theta_1, \theta_2, \dots$ 的话,

$$\left\{ \begin{aligned} ds &= \frac{dz}{\cos \alpha(z)} \end{aligned} \right.$$

$$\text{由 } \frac{\sin \alpha(z)}{V(z)} = P \Rightarrow \begin{cases} \sin \alpha(z) = PV(z) \\ \cos \alpha(z) = \sqrt{1 - P^2 V^2(z)} \end{cases} \quad dx = \frac{PV(z)}{\sqrt{1 - P^2 V^2(z)}} dz \quad \text{则有}$$

$$x = \int_0^z \frac{PV(z)}{\sqrt{1 - P^2 V^2(z)}} dz \quad \text{射线上各点的坐标应满足的函数关系 } x=f(z, p)$$

射线上各点的射线方程 <1>

x~z 平面内

当已知具体的 $V(z)$ 时, 给定一个 P 值, 就可算出这条射线的具体方程, 进一步也就可以确定射线的形状。

$$Q \quad dt = \frac{ds}{V(z)} = \frac{dz}{V(z) \cos \alpha(z)} = \frac{dz}{V(z) \sqrt{1 - P^2 V^2(z)}}$$

$$Q \quad t = \int_0^z \frac{dz}{V(z) \sqrt{1 - P^2 V^2(z)}} \quad \text{L L} \quad <2> \quad \text{等时线是一族以时间 } t \text{ 为参数的曲线,}$$

等时线方

程在 x-z 平面内就是以 t 为参数的等时线应满足的关系。

联立解<1>、<2>方程式消去 P , 就得到地震波在连续介质中传播的射线和导时线方程式 (波前面方程), 此时应注意, V 不是常数是深度 Z 的函数。

上面得出的是在 $V=V(z)$ 时, 地震波的射线和等时线的一般表达式, 从这些公式还不能看出射线和等时线的具体形状, 只有把速度随深度变化的具体规律即 $V=V_0+Kz=V_0(1+ \quad z)$ 式中 V_0 表示 $Z=0$ 时的波传播速度, K 是常数, 表示速度随深度线性变化的变化率, 也是波速曲线的斜率, 它一般在 0.3~1.3/s 之间, 大庆一般 $=0.000146$ (不同探区 V_0 , 值会不同) $=k/V_0$, 将 $V=V_0(1+ \quad z)$ 代入<1>

由于 $P = \frac{\sin \alpha(z)}{V(z)} = \frac{\sin \alpha(z)}{V_0(1 + \beta z)}$ 为了更清楚地看出射线的几何形状 $z=0$ 时,

将 $P_{v0} = \sin \alpha$ 代入<3>式进行适当的变换,使它变为标准形式的曲线方程。

$$(x - \frac{1}{\beta} \operatorname{ctg} \alpha_0)^2 + [z - (-\frac{1}{\beta})]^2 = [\frac{1}{\beta} \operatorname{csc} \alpha_0]^2 \quad \dots \dots <5>$$

即在 $V = V_0(1 + \beta z)$ 的条件下,地震波的射线轨迹是一个圆弧圆心 $(\frac{1}{\beta \operatorname{tg} \alpha_0}, -\frac{1}{\beta})$,

圆心半径 $r = \frac{1}{\beta \sin \alpha}$, 当参数 P 改变时, 圆心直线 $z = -\frac{1}{\beta}$ 移动它的等时线轨迹可

以从<3>、<4>中导出: $x^2 + [z - \frac{1}{\beta} \operatorname{ch}(V_0 \beta t - 1)]^2 = \frac{1}{\beta^2} \operatorname{sh}^2(V_0 \beta t)$ 也是一个圆的

$$\text{方程} [0, \frac{\operatorname{ch}(V_0 \beta t) - 1}{\beta}] \quad R_i = \frac{\operatorname{sh} V_0 \beta t}{\beta} \quad (\text{圆心都在 } z \text{ 轴上})$$

给定 t_i , 就可以确定圆心位置及半径, 这在构造解释中得到广泛应用

(2) 连续介质情况下时距曲线

连续介质情况下, 当速度随深度线性增加时, 地震波的射线是圆弧, 如果在地面上观测, 可以接收到许多波, 其中一种是没有遇到反射界面就反射回观测点, 这种波称为“回折波”。(沿着一条圆弧形的射线, 先向下到达某一深度后又向上拐回到达观测点) 它与均匀介质直达波相似但有区别, 回折波的每条射线都有自

己的最大穿透深度。 $Z_{\max} = \frac{1}{\beta} \operatorname{csc} \alpha_0 - \frac{1}{\beta}$, 即只有在满足射线的最大穿透深度 Z_{\max}

$$t = \frac{1}{Vo\beta} \ln \frac{(1+\beta z)(1+\sqrt{1-P^2Vo^2})}{1+\sqrt{1-P^2Vo^2}(1+Pz)^2} \quad \dots\dots <4>$$

$$x = \frac{1}{\beta} \sqrt{2(1+\beta z)ChVo\beta t - (1+\beta z)^2 - 1} \quad \dots\dots <6> \quad \text{如果把<6>式化为}$$

$t=f(x, z)$ 的形式就得到回折波在 x - z 平面内的等时线方程，它的具体形式是

$$t = \frac{1}{Vo\beta} \operatorname{arcch} \left[1 + \frac{\beta^2(x^2 + z^2)}{2(1+\beta z)} \right] \quad \dots\dots <7>$$

当在地面上 X 轴观测时，把 $Z=0$ 代入<7>式就得到回折波的时距曲线方程

$$t = \frac{1}{Vo\beta} \operatorname{arcch} \left(1 + \frac{\beta^2 x^2}{2} \right) \quad \dots\dots <8>$$

推导反射波时距曲线方程的思想与回折波的类似，我们可以把等时线方程理解为在地面下任一点波的到达时间 Z 与波点坐标 (x, z) 之间的关系。如果地下有一水平界面，深度为 H ，那么把 $Z=H$ 代入等时线方程就可得到在界面上各点波的到达时间 t 与这些点的 X 坐标的关系，水平界面反射波的入射线与反射线是对称的。

当入射角较大时，在连续介质中只产生回折波，当入射角逐渐减小时，总有一条射线的回折深度 $Z_{\max}=H$ ，比 $Z_{\max} > H$ 的回折波在尚未回折前即遇到突变而产生反射，于是，可以说 $Z_{\max}=H$ 的条回折线在地面的出射点 A 限制了回折波和反射波的可接收范围，只有在 OA 段才能观测到这两种波。

连续介质水平界面反射波时距曲线方程可从<7>式导出，鉴于水平界面情况下，入射线与反射射线的对称性，反射波在地面出射点的横坐标是入射波到达反射界面的横坐标值的 2 倍，而反射波的旅行时也是入射波到达反射界面旅行时的 2 倍，因此把<7>式的 X 改为 $X/2$ ， t 改为 $t/2$ ，是令 $Z=H$ 便可得到反射波的时距

$$= \frac{H}{\frac{1}{Vo\beta} [\ln Vo(1 + \beta z)]^H} = \frac{Vo\beta H}{Qu(1 + \beta H)} \quad \text{用 } V_{av} \text{ 代替后}$$

反射波时距曲线方程为 $t = \frac{1}{V_{ow}} \sqrt{Z^2 + 4H^2}$ 经过分析后为在 X 较小条件下，这个时距曲线很接近于双曲线，且极检在 t 轴上，完全可以用于实际资料处理。

对于倾斜界面的动校正量是将 O 点放炮，S 点接收的波旅行时间 t 校正到 OS 中点 M 处的自激自收时间。

$$Vt = t - tom = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4hox \sin \varphi + 4ho^2} - \frac{2h_1}{V} \quad h_1 = ho + \frac{x}{2} \sin \varphi$$

将 $ho = h_1 - \frac{x}{2} \sin \varphi$ 代入上式

$$\begin{aligned} \text{得 } Vt &= \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4(h_1 - \frac{1}{2}x \sin \varphi)^2 + 4(h_1 - \frac{1}{2}x \sin \varphi)x \sin \varphi} - \frac{2h_1}{V} \\ &= \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4h_1^2 - 4h_1x \sin \varphi + x^2 \sin^2 \varphi + 4h_1x \sin \varphi - 2x^2 \sin^2 \varphi} - \frac{2h_1}{V} \\ &= \frac{1}{V} \sqrt{4h_1^2 + x^2 \cos^2 \varphi} - \frac{2h_1}{V} \\ &= \frac{2h_1}{V} \sqrt{1 + (\frac{x \cos \varphi}{2h_1})^2} - \frac{2h_1}{V} \quad \text{当 } x \cos \varphi < 2h_1 \text{ 时} \end{aligned}$$

用二项式展开略去高次项

$$Vt = tom[1 + \frac{1}{2}(\frac{x \cos \varphi}{2h_1})^2] - tom$$

但对于倾斜界面共炮点反射波时距曲线动校正后是一条倾斜直线与倾斜界面的产状相对应。

第三节 地震折射波运动学

一、折射波形成的条件

滑行波沿界面 A B C 传播，A、B、C 三点先后发出球面波，所有球面波的包络面为折射波的波前面。

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} \quad c \text{ 为临界角}$$

$$\text{条件: (1) } V_2 > V_1 \quad (2) \quad c = \arcsin \frac{V_1}{V_2}$$

且必须下覆地层的速度大于所有上覆所有地层的层速度才产生折射波。

二、一个水平界面的折射波的时距曲线

$$t = \frac{OA}{V_o} + \frac{AB}{V_1} + \frac{BS}{V_o}$$

V_1 介质 2 的速度，滑行波以这个速度沿界面滑行
有时叫界面速度 $OA=BS$

$$OA = \frac{h_o}{\cos \theta c} \quad AB = x - 2htg\theta c (tg\theta c = \frac{1}{2} \frac{xm}{h_o})$$

$x_m = 2h \tan \theta_c$, $0 \sim x_m$ 接收不到折射波称为折射波的盲区。时距曲线起点坐标为

$(2h \tan \theta_c, \frac{2h}{V_0 \cos \theta_c})$, 斜率为 $\frac{1}{V_1}$ 。在 $0 \sim x_m$ 之间接收不到折射波, 因为在 $0 \sim x_m$

之间入射角小不产生折射波。

t_{01} 参数非常有用, 它是中点放炮时两侧曲线引伸的交点, 与界面法的深度有关。实际上在波源所在的平面上盲区是一个圆, 半径是 $2h \tan \theta_c$, 界面越深盲区越大, 在 M 点出射的射线既是反射波射线, 也是折射波射线, 因此, 这两条曲线在该点相切。

另外, 折射波只能在盲区以外才能观测到, 这也是与反射波的不同之处, 当折射界面很深时, 盲区会很大, 要在离开激发点足够远处才能接收到折射波, 这给野外工作增加复杂性, 这也是折射波法的缺点之一。

三、水平层状介质的折射波时距曲线以两层为例:

当 $\theta_1 = \arcsin \frac{V_1}{V_2}$ 时在第二个界面产生滑行波 折射波, 第二个界面的

折射波时距曲线 $t = \frac{2OA}{V_0} + \frac{2AD}{V_1} + \frac{DM}{V_2}$

其中 $OA = \frac{h}{\cos \theta_0}$ $AD = \frac{h_1}{\cos \theta_1}$ $DM = X - 2h \tan \theta_0 - 2h_1 \tan \theta_1$

透射定律: $\sin \theta_0 = \frac{V_0}{V_1}$ $\sin \theta_1 = \frac{V_1}{V_2}$ $\frac{\sin \theta_0}{V_0} = \frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{1}{V_2}$

其中
$$t_{o2} = \frac{2h_0 \cos\theta_0}{V_0} + \frac{2h_1 \cos\theta_1}{V_1}$$

起点坐标 $(2h_0 \tan\theta_0 + 2h_1 \tan\theta_1, \frac{2h_0}{V_0 \cos\theta_0} + \frac{2h_1}{V_1 \cos\theta_1})$

斜率 $k_2 = \frac{1}{V_2} \quad k_1 = \frac{1}{V_1} \quad K_2 < K_1$

$$X_{m1} = 2h_0 \tan\theta_0 \quad t_{o1} = \frac{2h_0 \cos\theta_0}{V}$$

$$X_{m2} = 2h_0 \tan\theta_0 + 2h_1 \tan\theta_1 \quad t_{o2} = \frac{2h_0 \cos\theta_0}{V_0} + \frac{2h_1 \cos\theta_1}{V_1}$$

对第一层 $0 \sim X_{m1}$ 是盲区 对第二层 $0 \sim X_{m2}$ 是盲区

推广到 m 层介质折射波的时距曲线方程为
$$t = \frac{x}{V_m} + \frac{m}{2} \frac{2h_i \cos\theta_i}{V_i}$$

关于折射波的形成咱们已是反复讲了，这里再进一步指出，只有当两种介质分界面下部介质分界面下的波速比上露介质的波速大时，在这个分界上才能形成折射线，实际地层剖面中，由很多地层能满足这个条件，因此，“折射层”的数目要比“反射层”数目少得多，且如果剖面中有速度很高的厚层存在，就不能用折射波法研究更深处速度比它低的地层，这种现象称为“屏蔽效应”，但底稳当高速厚层小于地震波长或者其下面角度不整合地层时则不产生屏蔽现象。

四、倾斜界面下折射波的时距曲线

讨论倾斜界面下折射波的时距关系更具有实际意义（一般地层都是倾斜的）

由几何关系可以看出：

$$\begin{aligned}
&= \frac{x \cos \varphi}{V_2} + \frac{h_o + h_d}{V_1 \cos \theta_c} - \frac{h_o + h_d}{V_1} \frac{\sin^2 \theta_c}{\cos \theta_c} \\
&= \frac{x \cos \varphi}{V_2} + \frac{h_o + h_d}{V_1} \cos \theta_c = \frac{x \cos \varphi}{V_2} + \frac{h_o + h_d + x \sin \varphi}{V_1} \cos \theta_c \quad V_2 = \frac{V_1}{\sin \theta_c} \\
&= \frac{x}{V_1} \sin(\theta_c + \varphi) + \frac{2h_o}{V_1} \cos \theta_c \quad \text{这就是地层上倾爆炸, 下倾接收的折射波时距}
\end{aligned}$$

曲线方程写成

$$t_{\text{下}} = \frac{x}{V_1} \sin(\theta_c + \varphi) + \frac{2h_o}{V_1} \cos \theta_c$$

同理可得地层下倾放炮、上倾接收的折射波时距曲线方程

$$t_{\text{上}} = \frac{x}{V_1} \sin(\theta_c - \varphi) + \frac{2h_o}{V_1} \cos \theta_c \quad (\text{自己证明})$$

$$\frac{x \cos \varphi \sin \theta_c}{V_1} + \frac{x \sin \varphi \cos \theta_c}{V_1}$$

只有 $\varphi < 90^\circ - \theta_c$ 时检接收到折射波

$$\text{下倾方向接收时起始坐标: } x'_M = \frac{2h_o \sin \theta_c}{\cos(\theta_c + \varphi)} \quad t'_M = \frac{2h_o \cos \theta_c}{V_1 \cos(\theta_c + \varphi)}$$

前几年垂直地震剖面法得到了较大发展，因为它是在井下接收噪声背景小所以它的信噪比高（信号的能量与噪声的能量之比）主要用于地震波地层层位的确定及研究，并眼附近地层岩性和含油、气情况。

这节讨论几种比较简单地质结构的垂直时距曲线，为以后学习垂直地震剖面法，地震测井垂直打下基础。Vertical Seismic profiling (Vsp)

一、水平层状介质透过波垂直时距曲线

当一个深井穿过层状介质，在地面激发而在井中接收，则从地震源到接收点的透过波相当于直达波，在地面井口激发，沿井轴在井中连续观测，推导在这种情况下透过波，垂直时距曲线方程，即波沿 H 方向的旅行时观测点的 H 坐标的关系由上图很容易写出各段的垂直时距曲线：

$$\text{在 } 0 \sim H_1 \text{ 段} \quad t(H) = \frac{H}{V_1}, \quad \text{直线的斜率} \quad \frac{\partial t}{\partial H} = \frac{1}{V_1}$$

$$\text{在 } 0 \sim H_2 \text{ 段} \quad t(H) = \frac{H_1}{V_1} + \frac{H - H_1}{V_2}, \quad \text{直线的斜率} \quad \frac{1}{V_2}$$

$$\text{在在 } 0 \sim H_3 \text{ 段} \quad t(H) = \frac{H_1}{V_1} + \frac{H_2 - H_1}{V_2} + \frac{H - H_2}{V_3}, \quad \text{直线的斜率} \quad \frac{1}{V_3}$$

最后可导出 n 层介质的垂直时距曲线分式：

$$t(H) = \frac{H_1}{V_1} + \sum_{i=2}^{n-1} \frac{H_i - H_{i-1}}{V_i} + \frac{H - H_{n-1}}{V_n}$$

为了和以前的讨论一致，把地层及坐标系反时针旋转 90°。

特点：其时距曲线是一条折线，折线的折点对应于分界面，每段直线的斜率的倒数就是该层的层速度。

二、均匀介质，激发与井口的距离为 d 的直达波时距曲线。

四、两层介质、倾斜界面，偏移距不为零时，在界面上倾方向激发产生的上行波时距曲线

已知：界面倾角 φ ，在 A 点界面的铅直深度是 H，界面上覆均匀介质的波度为 V，偏移距是 d，在 O 点激发，沿 AD 接收，波从 O R M。

求：它的时距曲线方程

解：利用虚震源，找出寻效路径，

波从 O R M 相当于 O* R M，

$$t = \frac{O^*M}{V} \quad \text{作 } O^*N \text{ 垂直于地面, } AP = O^*M, O^*M=AP, \overline{AP} = \sqrt{NA^2 + PN^2}$$

$$\therefore \overline{AP} = \sqrt{(2L\sin\varphi + d)^2 + (2L\cos\varphi - z)^2}$$

$$\therefore t = \frac{1}{V} \sqrt{(2L\sin\varphi + d)^2 + (2L\cos\varphi - z)^2} \quad \text{是一条双曲线}$$

$$\text{而 } L = H \cos\varphi + d \sin\varphi$$

本章小结

- 1、重点掌握波的基本概念及形成波的条件
- 2、重点理解地震波实质上是一种在岩层中传播的弹性波。
- 3、波前、波尾、波面、射线、波阵面的概念。
- 4、振动曲线和波形曲线的概念及二者的区别。

5、掌握视速度的概念。 $V^* = \frac{V}{\sin\theta} \geq V$

6、重点掌握地震波的传播规律（反射定律、透射定律、费马原理、惠更斯原理）

