

综合利用地质雷达和瞬态瑞利波法进行地表静校正

王东才

(石油地球物理勘探局物资装备事业部租赁中心,河北涿州 072751)

摘要

王东才.综合利用地质雷达和瞬态瑞利波法进行地表静校正.物探装备,2001,11(2):84~88

地质雷达是勘查浅层目标行之有效的方法,但在解决地表静校正问题时对地下折射界面与地层速度有特殊的条件要求,使它在复杂地区的应用受到了限制。而瑞利面波的频散特性能较好地解决地表层速度。只要综合应用这两种方法的技术长处,并掌握地质雷达工作的关键——灵活、准确地使用雷达天线,解决复杂地表静校正正是大有希望的。

主题词 地震勘探 地表静校正 地质雷达 瑞利波法

随着勘探区域逐渐向山前带及山地的延伸,复杂地区的静校正问题显得越来越突出。本文着力介绍地质雷达和瞬态瑞利波法的基本原理以及它们各自解决特殊地质目标的技术长处,以论述综合使用这些方法在表层静校正研究上的可行性。旨在采用低成本的非地震勘探方法,在复杂地表地区勘探的表层静校正技术上有所突破。

地质雷达

地质雷达(GPR)与探空通讯雷达技术相似。它是依靠不同频率的天线,向地下发射具有一定中心频率的高频宽带电磁波,并由天线接收来自地下界面的反射波,由微机控制数据采集,存盘形成 GPR 记录。经过专用软件处理后的 GPR 剖面与地震反射剖面不仅具有相似外观,而且具有相似的数据空间,因此电磁波传播理论与弹性波传播理论有许多类似的地方,两者遵循同一形式的波动方程,只是波动方程中变量所代表的物理意义不同。用地质雷达研究地质特征,只有在特征物的导电率和介电常数存在足够大的差别时,产生不同的反射系数,才能在 GPR 记录上被识别。地震反射系数的大小与岩石的岩性、孔隙率变化或液体饱和度的变化等有关。而这些又都会引起导电率和介电常数的变化。因此 GPR 与地震勘探反射波法的要求是一致的。下面分别从反射系数和波的传播两方面加以论述。

反射系数

1. GPR 反射系数

物质的阻抗值 Z 取决于介电常数,如(1)式:

$$Z = \frac{\sqrt{j\omega\delta}}{\sqrt{\delta + j\omega\epsilon}} \quad (1)$$

式中: Z 为阻抗值, $j = \sqrt{-1}$, $\omega = 2\pi f$, δ 为磁化率, ϵ 为物质的介电常数, δ 为导电率。在低损耗介质中,导电率对于高频是可以忽略不计的,因此式(1)可简化为:

$$Z = \sqrt{\frac{k}{\epsilon}} \quad (2)$$

界面阻抗的变化,可用反射系数来表示以确定信号多少被反射,多少被折射。当电磁波(EM)入射到低损耗界面时,反射系数表达为

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3)$$

式中 Z_1 、 Z_2 代表界面上、下的阻抗值。

2. 地震反射法

地震反射法推导出的反射系数可用下式表示

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (4)$$

式中: ρ 、 v 分别代表第一层与第二层介质的密度和速度。可见 GPR 与地震反射法的反射系数是相对应的。

波的传播

GPR 是通过一个领结状的偶极面天线向地下

发射电磁波,经地下目标体反射与接收天线接收到反射波,从而达到探测地下目标体的目的。一个周期(T)为 $20\mu\text{s}$ (可变)的脉冲在发射机上产生一个幅度为 100V 、宽度为几个纳秒的电脉冲,作用在天线上构成天线波源。天线以时变电磁场的形式向地下发射电磁波。天线的功率、频率等参数随天线的类型不同而不同。根据波的合成原理,任何脉冲电磁波都可以分成不同频率的正弦电磁波。因此正弦电磁波的传播特征是地质雷达的理论基础。这样它的很多方面与地震反射法弹性波的理论公式一样,就使 GPR 记录完全可象地震反射法那样进行解释。

1. 波动方程

在源距 r , 以单一频率振动的波的场值时间 t 可以用下列数学形式表示:

$$P = |P| e^{-j\omega(t-r/v)} \quad (5)$$

式中 v 为电磁波传播速度。

2. 波的时间场与射线方向波动传播有一个过程。与地震理论相同,波动的传播可看成波前沿传播方向推进。波前的传播时间可看成空间位置的函数,即 $t = (x, y, z)$ 。波在传播过程中符合惠更斯-费涅尔原理。根据电磁理论,电偶极子元天线在真空远区($f \gg \lambda/2\pi$)时,辐射场能源密度在一个周期内的平均值为:

$$\bar{S} = \frac{\omega^4 \rho_0^2}{32\pi^2 \epsilon_0 c^3 r^2} \sin^2 \theta \quad (6)$$

式中: ω 为发射频率, $\rho_0 = I_0 L$, L 为偶极子电流强度, ϵ_0 为真空介电常数, c 为光速, r 为距离, θ 为辐射角度。

上式表明,电偶极子元天线的能流密度与 ω^4 和 ρ_0^2 成正比,与 r^2 成反比,与 $(\sin\theta)^2$ 成正比。同时可以看出,元天线辐射场在空间分布是不均匀的。当 $\theta = 0$ 或 $\theta = \pi$ 时,即矢径方向与元天线平行时辐射场强度等于零。当 $\theta = \pi/2$ 或 $\theta = 3\pi/2$ 时,即矢径方向与元天线垂直时,辐射强度最大。SIR-10 型地质雷达系统天线的信号辐射是一个 $60^\circ \sim 90^\circ$ 的椭圆形锥体。而实际上地质雷达发射波为球面波,根据 SIR-10 型地质雷达天线的设计特点(即纵向 90° 辐射,横向 60° 辐射),这样地质雷达波在向地下传播时不仅存在着能量的衰减,而且还存在着能量的扩散。SIR-10 型地质雷达系统的接收与发射天线被安装在同一天线壳内(除高功率的天线外),其入射角很小,这就限制了 GPR 的勘探深度,在使用

大功率和低频天线时要特别注意发射与接收天线之间的距离。

地质雷达工作的关键在于天线。必须对天线的特性和特征有深刻的了解。波动方程是雷达系统与目标物之间的基本关系,由于目标物的入射、反射信号在地下是不规则和散射形式,因此地质雷达发射的信号属散射形。这样要使散射信号有效,目标物至少要大于发射信号的 $1/3$ 波长。 $\lambda = 2\pi/\beta$ (β 为相位移常数)。由于 ω 与 f 的关系中可以得到波长 $\lambda = v/f$ 或 $\lambda = T \cdot v$ (T 为周期, v 为电磁波速度)。在微波和射频勘探中,不同目标物的区别首先是反射信号强度的差别。它用以下方程表示:

$$P_r = (P_t G_t) \frac{e^{-a(R_t + R_r)}}{4\pi^2 R_t^2 R_r^2} A_r d_r \quad (7)$$

式中: P_r 为接收功率, P_t 为发射功率, G_t 为发射天线增益, A_r 为接收天线有效面积, R_t 为发射天线到目标体的距离, R_r 为接收天线到目标体的距离, d_r 为雷达散射面积, a 为衰减常数(rad/m)。

式(7)说明目标物反射信号的强弱与天线的发射、接收等各种参数的关系。因此在天线的设计上必须注意以下四方面因素:

- (1) 天线阻抗应与大地表面阻抗相匹配;
- (2) 频率特征;
- (3) 发射和接收波的方向性;
- (4) 灵敏度和阻尼振荡。

地质雷达天线是厂家设计好的不可改变的整体部件。但对于使用者来说,勘测不同目标物时可选用不同天线,要特别注意天线与大地的耦合。这对于数据处理的理解有许多含意,大地成为天线的一部分,耦合好坏将引起发射波形变化。在地震资料处理中,零相位和最小相位是地震处理的基础。那么在地质雷达资料处理中能否保证零和最小相移就取决天线与大地耦合的好坏。天线与大地耦合的好坏除引起发射波形相移外,还限制了穿透深度,引起脉冲波长和宽度的变化。脉冲宽度的变化将引起记录中的干涉。更重要的是,当天线与大地耦合不好时会引起天线的阻尼振荡。阻尼振荡与层状介质产生的多次反射是本质不同的现象。阻尼振荡是天线的产物,是发射波从天线的一端反射到另一端所产生,表现为大地耦合与天线固有波长的函数,这在 GPR 记录上要特别注意。地质雷达尽管在使用上还有许多问题有待于进一步研究,但它在浅层目标

体特征的查找中,仍为其它物探方法所不能代替的。只要在使用过程中对以下参数,如天线与大地的耦合、天线的选用和移动距、时窗开启的适度、资料处

理软件的应用和移植等问题给予足够的重视和了解,那么地质雷达在表层地质特征的研究上仍有很大的作为。

表1 SIR-10型地质雷达所配天线参数表

	A	B	C	D	E	F
天线中心频率(MHz)	80	100	120	300	500	900
阻抗(Ω)	240	240	240	240	240	240
脉冲幅度(V)	100	70	100	70	100	50
有效脉冲功率(W)	41.7	20.4	41.7	20.4	41.7	10.4
平均脉冲功率(W)	25	10.2	16.7	9.1	4.2	0.57
辐射脉冲功率(W)	14.6	5.1	12.5	5.1	8.3	2.1
辐射平均功率(mW)	8.75	2.55	4.18	0.78	0.84	0.11
脉冲宽度(ns)	13	10	8	3	2	1.1
屏蔽	×	√	×	√	√	√

瑞利面波

在地震勘探中,面波与浅层折射波一起被称为地滚波。在天然地震研究中,常常利用面波的波散特性测量地球低速壳层的厚度。在工程勘查中也常常利用面波的波散特性来求取表层的速度。面波包含瑞利波和拉夫波。拉夫波是一种SH波。我们主要讨论瑞利波。大家知道瑞利波沿地面传播,当瑞利波通过时,质点运动的轨迹是椭圆。这个椭圆位于波传播方向的铅垂面内。在椭圆的上部,质点向后运动,即与传播方向相反。在椭圆下部质点向前运动,即与传播方向一致。这种运动形式表明,质点运动是由相位差 90° 的纵向与横向两个运动分量组成,其横向运动方向在垂直方向恰好与反射纵波的质点运动方向一致。这样在纵波勘探中,瑞利波就成为主要的干扰面波,因此在地震勘探中常用组合检波的方法加以消除。瑞利波的振幅随深度增加而呈指数衰减,但在水平方向衰减很慢,其振幅与传播距离的平方根成反比。瑞利波的速度比体波小,在同一介质中它是横波速度的 $9/10$ 。在泊松比 μ 为 0.25 时,瑞利波的速度 $v=0.9194v_s$ 。速度比 v_R/v_s , v_R/v_p 以及 v_s/v_p 在给出的泊松比关系曲线上查出。在非均匀介质中,瑞利波发生波散现象。这是

因为瑞利波中不同的频率成分获得了不同的速度。由于在地表,层速度的变化和频率的变化随深度增加较为明显,而长波长的低频成分,可以在较深部传播,所以速度较高。而在低降速层内有明显界面时,高、低成分的速度截然不同。且视速度高的频率较低,视速度低的频率较高。而对于具有相同视速度的一个面波同相轴而言,由于在传播过程中,低频成分不断进入较深部的高速层中,所以随传播距离的增加,面波的视周期减少。

在表层的工程勘查中,正是利用了瑞利波的这些特点即面波最基本的频散,不同频率的面波具有不同的传播速度。这样对表层的分层,层速度的取得等给予了利用。根据瑞利面波的位移方程可知,在不同泊松比的介质中,瑞利波的水平 and 垂直振幅主要能量均大部分集中在 $\lambda_R < 1$ 的深度内,也就是说,瑞利面波的穿透深度最大为一个波长。这就在瞬态瑞利波法中限制了它的勘探深度。

由瑞利波方程,用牛顿迭代法可求出不同介质的泊松比和瑞利波速度与横速度之比(v_R/v_s)的关系。由试验得知,随着泊松比 μ 的增加,面波速度与横波速度的对应关系变化不大。一般坚硬、致密介质的 μ 值约为 0.25 ,而结构疏松的近地表的 μ 值约为 0.45 ,实际计算常采用下式:

$$v_s = \frac{1 + \mu}{0.87 + 1.121\mu} v_R \quad (8)$$

而纵波与横波的关系可表示为

$$v_P = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}} \times v_S \quad (9)$$

由上式可知在很多计算 v_S 的过程中,近似地将 $v_R = v_S$ 。根据上式可换算出 v_P 的值。这样就可以将瑞利波所得界面深度和相应的纵波速度换算出来。 v_S 是工程勘查中衡量地层的标准, v_P 是地震勘探中表层低速带的情况,所以 v_S 、 v_P 都能为我所用。

瑞利波的采集需注意以下参数的选择:

1. 激发频率

目前我们所用的激发方式多为瞬态方式。它所产生的面波频率范围和穿透深度在理论上是大约频率瑞利波的一个波长。但考虑到能量衰减等因素的影响,一般认为其探测深度 h 是面波相波长的一半,即

$$h = 0.5\lambda_R = 0.5 v_R/f \quad (10)$$

由此可得到激发频率为:

$$f = 0.5 v_R/h = v_R/2h \quad (11)$$

从上式可以看出:当低速层厚度较小时,要求具有较高的激发频率。反之随着深度的增加,要求有较低的激发频率。如果用可控频率进行稳态激发更为理想。

2. 瑞利波点距 Δx 的选择

求取准确面波的关键是频散曲线的计算,也就是相位差 Δx 的计算。为了保证相邻道所接收信号的相移为同一频率成分的相位差 $\Delta\varphi$,要求 Δx 小于一个面波波长。一般设定 $\Delta x < \lambda_R/2$ 。

3. 采样间隔 Δt 的选取

根据采样定理,采样间隔应满足: $\Delta t \leq \frac{1}{2}f$ 。采样间隔越小,即频率间隔 Δf 越大,也就是说频率域的分辨率越低。由上面分析可知,一般勘探深度是面波波长的一半,那么面波频率 f 以等间隔 Δf 变化时,低频段 f 对应的 λ_R 数值相差很大。而高频段 f 对应的 λ_R 数值则相差很小,这就直接导致了面波勘探中 $v_R - \lambda_R$ 曲线频散点分布不均匀现象。高频段点很密,低频段点稀少,很不利于较深层资料的处理和解释。这就需要在数据采集时,根据不同深度的目的层,确定采样率。对于浅层,采用较大的采样率;而对于深层,增加频散曲线上低频段的频点数,提高深层的勘探分辨率。

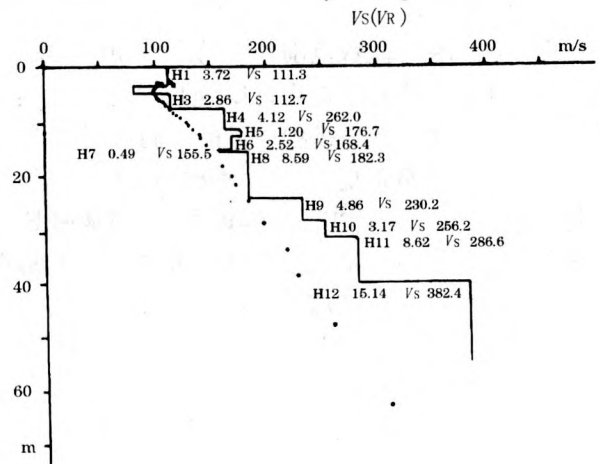


图 1 频散曲线

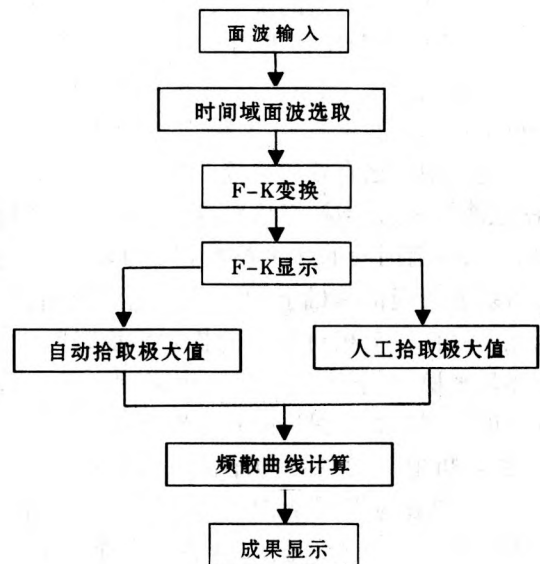


图 2 F-K 谱法计算流程图

面波资料处理方法有两种:互谱法和 F-K 法。现在大多数采用 F-K 法。互谱法是将时间域信号转变成频率域信号,再利用互相关求取各个频率成分所对应的相位差,从而可求取各个频率成分所对应的面波速度。而 F-K 谱法是通过三维傅里叶变换,在频率和波数域同时进行频谱分析。对于一个二维地震信号 $X(x, t)$,可由二维傅里叶变换,求得其频率-波数谱函数 $X(f, t)$:

$$X(f, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} X(x, t) e^{-i2\pi(ft + kx)} dt dx \quad (12)$$

在 F-K 谱图面波的相速度 v_R 、频率 f 、波数 k 之间存在以下关系: $v_R = f/k$ 。据此,将瑞利波资料

经 F-K 变换后可得到 F-K 谱再在 F-K 谱上确定出面波的频率-波数范围,就能算出频散曲线,参见图 1。再由频散曲线得出低降速层厚度和速度,从而可建立起表层地质模型。目前我们使用的瞬态瑞利波仪器软件不管是 SWS 工程勘测与检测系统,还是瑞典生产的 GEOPEN 工程地震仪,都是用 F-K 这种方法显示的。从以上分析不难看出,根据瑞利波的波散特性,在近地表的研究中,对于不同层的层速度利用瑞利波法可直接求出。如果设法采用稳态法激发定会扩大瑞利波法的勘探深度,增大瑞利波法的使用范围。F-K 谱法计算流程见图 2。

用综合法探讨解决复杂地表静校正

随着石油勘探事业的发展,多种新方法、新技术应运而生,为地震勘探技术的不断完善奠定了坚实的基础。长期以来,大量工程技术人员在地震资料的静校正技术方面进行了很多探索,提出了一系列在实际应用中行之有效的静校正技术。如浅层折射法、沙丘曲线法、大炮初至拾取等。但就表层资料的来源而言,目前国内的多种静校正方法基本都是建立在折射波动理论基础上的。该理论的应用,首先要求地下存在一个相对稳定的折射界面,速度的变化应尽量平稳,且下伏地层的速度必须大于上覆地层的速度。同时为了保证能有效地接收到浅层折射波,还要求折射界面的倾角不能太大,这种地质模型,在简单的近地表层结构和平坦地带可以遇到。但在表层结构复杂多变地区,地表起伏剧烈、风化层速度、厚度变化悬殊,因此,山前带、山地地段就很难

满足折射理论的要求。这些复杂地区不存在一个相对稳定的折射面。这样在这些地区,近地表地质特征的研究就显得特别重要。近年来,用地质雷达在山前带和山地中进行一些表层的研究实验,取得了一些效果。但在一些复杂的山地地区,由于地表起伏剧烈,风化层速度和厚度变化悬殊,地质雷达在时窗选择和天线移动等方面由于各种原因没有做更多细致的研究实验,使细微的表层速度变化没有很好的体现出来。但地质雷达具有较高的分辨率,在探测近地表目标体的埋深和地质特征上,它毕竟是一门成熟的技术,这在工程勘查上有许多成功的例子。它应用于地震勘探静校正上还是近一两年的事,因此在研究近地表地层中,对浅、中、深层兼顾及速度的换算等方面都有待进一步研究与探索。

利用瑞利面波的频散特性研究近地表的低层速度,目前在工程勘查上,从硬件到解释软件等方面均已趋于完善。它可以有效地分辨出不同的层速度。这些层速度还可换算成纵波速度。尽管目前瞬态瑞利波法勘测的深度还不够,但它与地质雷达方法相结合,就可取长补短、相互参照、综合利用,对近地表的研究定会取得理想的效果。

参考文献

- 1 牛毓荃,陈俊生,张淑敏等.反射波地震勘探技术.石油工业出版社,1985
- 2 李大心.探地雷达方法与应用.地质出版社,1994

收稿日期:2000-10-15