

地震成像新方法

王 勇 等著



石油工业出版社
PETROLEUM INDUSTRY PRESS

地震成像新方法

王 勇 等著

石油工业出版社

内 容 提 要

本书讨论了近年来地震数据处理中有关成像方面的几种新方法。包括光学叠加成像、有限差分—有限元方法逆时偏移、横向各向同性介质的相移法偏移和空间频率域有限差分偏移、高斯射线束偏移在各向异性介质中的应用、共散射点成像(P波和转换波)和复杂地区地震资料成像问题。图件丰富,叙述清楚,方法推导详细,理论与实际结合。

本书可供地震资料处理人员、石油地球物理勘探专业教师和学生及研究人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

地震成像新方法/王勇等著.
北京:石油工业出版社,2005.1
ISBN 7-5021-4937-6

- I. 地…
- II. 王…
- III. 地震勘探—成像—研究
- IV. P631.4

中国版本图书馆CIP数据核字(2004)第135119号

出版发行:石油工业出版社

(北京安定门外安华里2区1号 100011)

网 址:www.petropub.cn

总 机:(010)64262233 发行部:(010)64210392

经 销:全国新华书店

排 版:北京乘设伟业科技排版中心排版

印 刷:北京晨旭印刷厂印刷

2005年1月第1版 2005年1月第1次印刷

787×1092毫米 开本:1/16 印张:6.25

字数:160千字 印数:1—1000册

书号:ISBN 7-5021-4937-6/TE·3465

定价:28.00元

(如出现印装质量问题,我社发行部负责调换)

版权所有,翻印必究

前 言

地震成像技术(包括叠加成像和偏移成像)是地震资料数字处理中的关键技术和难题之一。几十年来,国内外不少地球物理学家致力于相关方面的研究,并不断有新的方法出现,为地震成像技术的发展做出了有益的贡献。

众所周知,地震反射波的动校正和叠加理论是基于均匀介质模型提出的。随着对地震资料处理精度要求的提高和处理技术水平的发展,人们势必要对原来的假设与实际问题做进一步逼近,对原有的方法做进一步的改进。同样,在地震偏移理论和方法的发展中,也贯穿着对偏移算法精度的改进和选择合适的偏移方法来适应实际地质模型,使反射波场更好地归位。

不言而喻,层状地质模型较均匀介质模型更接近于地下实际地质模型的情况。随着对地层结构的深入研究,我们认识到大多数沉积地层表现为横向各向同性或更复杂的各向异性特征。因此,也就很容易地使我们想到,至少应在层状介质模型的假设条件下考虑动校正和叠加方法;并在偏移算法中考虑地下速度各向异性的影响。

近10年来,笔者对地震成像方面的新方法及有关文献给予了一定的关注和学习研究,工作中得到石油大学(北京)董敏煜、李承楚教授和清华大学(北京)杨慧珠教授的指导和关怀。可以说,对书中所述的成像方法基本都进行了验算,并在实际中得到了一定的应用,本书算是一个总结,以期达到与同仁交流和抛砖引玉的目的。尽管如此,仍可能存在对某些方法理解不深和数学推导不严谨的情况。本书第1章、第2章、第4章、第5章、第7章、第8章、第9章由王勇执笔,第3章由董渊、王勇执笔,第6章由季芳、王勇和董渊共同执笔完成。

感谢石油大学(北京)资源与信息学院刘洋副教授在百忙之中审阅了全书,并提出许多宝贵意见,感谢吴开臣同学重新整理了全书的公式,感谢石油工业出版社相关同志的辛勤工作。由于笔者水平有限,编写时间仓促,如有缺点和错误,敬请读者批评指正。

目 录

1 绪论	(1)
1.1 地震叠加技术	(1)
1.2 地震偏移技术	(4)
1.3 各向异性介质中的地震波场偏移方法	(5)
1.4 共散射点成像方法	(8)
2 光学叠加成像	(9)
2.1 动校正(NMO)计算公式	(9)
2.2 描述动校对方程的一般形式	(10)
2.3 几何光学与地震反射波成像	(11)
2.4 时移 NMO 双曲线方程	(13)
2.5 地震反射资料的光学成像	(15)
2.6 光学成像的实施措施	(18)
2.7 理论模型计算和实际资料处理及效果分析	(18)
3 有限元—有限差分法逆时偏移	(23)
3.1 有限元—有限差分法逆时偏移原理	(24)
3.2 计算实例	(27)
3.3 算法分析	(31)
4 横向各向同性介质中的相移法偏移	(33)
4.1 非垂直对称轴 TI 介质的弹性张量	(33)
4.2 各向异性介质中的频散方程	(36)
4.3 TI 介质中的偏移向下延拓算子	(37)
4.4 数值计算	(39)
5 横向各向同性介质中的空间频率域有限差分法偏移	(42)
5.1 二维波场延拓方程	(42)
5.2 差分方程	(44)
5.3 空间频散的压制措施	(44)
5.4 横向各向同性介质频率空间域($\omega-x$)偏移的理论	(46)
5.5 三维一步法波场延拓方程	(47)
5.6 理论模型计算	(48)
5.7 实际资料处理效果和分析	(52)
6 横向各向异性介质高斯束偏移	(54)
6.1 各向同性介质高斯束偏移	(55)
6.2 横向各向异性介质高斯束偏移	(57)
6.3 模型计算及分析	(61)
7 共散射点成像	(66)

7.1	共散射点成像的基本原理	(66)
7.2	共散射点成像与其它叠前偏移方法的等效性	(67)
7.3	起伏地形情况下的共散射点成像方法	(69)
7.4	理论模型计算和实际资料处理	(70)
8	转换波共散射点成像	(74)
8.1	等效偏移距与共散射点时距方程	(74)
8.2	转换波共散射点成像公式	(76)
8.3	数值计算和实际资料处理	(76)
9	复杂地区地震资料成像问题	
	——以苏北盆地地震资料的处理为例	(79)
9.1	苏北盆地的地震地质特点	(79)
9.2	苏北盆地的地震资料处理	(86)
	参考文献	(91)

1 绪 论

在地震勘探中,我们常把反褶积、叠加和偏移称为地震资料数据处理中的3大技术,在过去的30多年里,很多专家学者为发展这些技术做出了有益的贡献。随着处理技术的发展和资料复杂程度的增加,地震资料处理的难点也随之发生转移。这些难点主要是:静校正问题(沙漠、山地地区)、噪声压制问题(干扰波严重和低信噪比资料地区)和地震成像问题(复杂构造地区)。由此可见,地震成像技术(包括叠加成像和偏移成像)是地震资料数字处理中的关键技术之一。

自多次覆盖技术问世以来,地震反射波的动校正和叠加处理一直为人们所关注。不断有人对它提出改进方法,诸如,提高速度分析的精度、改善动校正和叠加的保真度和应用倾角时差校正(DMO)达到提高地震剖面质量的目的。但是,这些工作一般都是建立在CMP道集上地震反射波时距曲线是双曲线(共中心点在地面上的投影点为原点)的假设条件下讨论的。因此,对于复杂构造地区地下介质速度横向变化剧烈情况下,如逆推覆构造地区,CMP道集上的反射波时距曲线不满足共原点双曲线时,如何获得好的地震反射资料的叠加剖面,仍然是地震资料数字处理中的难题之一。

地震波场偏移是地震资料数字处理中的重要内容,它与地震勘探的最终目的密切相关。地震波场偏移的目的是使反射波回返到产生它的地下位置上去。这包含着两种内容,其一是确定反射点的空间位置;其二是恢复其波形和振幅特性^[1]。因此,在反射地震学中,对于地震波场偏移方法的研究是十分重要的。

1.1 地震叠加技术

用多次覆盖技术采集的地震资料,对于空间上某一位置(从浅层到深层)形成多次反射,将来自地下同一反射点的反射波叠加起来,对于提高地震时间剖面的信噪比具有明显的效果,这就是多次覆盖技术的特点或优点。在进行叠加之前,要进行速度分析和动校正。速度分析、动校正和叠加均要求在共反射点道集上进行,当假设地下介质为均匀水平层状介质时,共中心点道集即为共反射点道集。基于这一假设,我们可以容易地推导出计算动校正量的公式。

设地下某一深度为 z ,上覆介质速度为 v 的水平界面,其中心点 M 自激自收来自 R 点的反射波时间为 t_0 ,对 O_1 激发 D_1 接收(相距 x 、中点在 M)的反射时间 t 作动校正,就是要把 t 校正为相当于 M 点自激自收的时间 t_0 ,使两个子波对齐。见图1.1.1。

那么,对于 D_1 接收到的反射波时间 t 可表示成

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4z^2} \quad (1.1.1)$$

我们称上式以点 M 为原点, t 随 x 变化的方程为时距曲线方程。可以看出, t 和 x 所描述的方程式是双曲线方程。

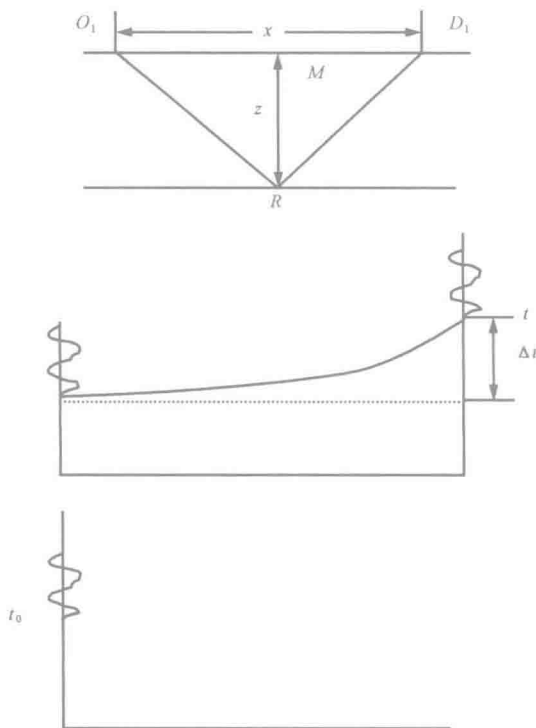


图 1.1.1 动校正示意图

于具有一定的信噪比和较高覆盖次数的地震资料取得了明显的处理效果。另外,对于大炮检距的地震资料,应用高阶(一般取四阶)动校正也具有一定的效果。

共反射面元(Common Reflection Surface, CRS)叠加的概念来源于 de Bazelaire (1986), Bazelaire and Thore (1987), Gelchinsky (1988), Keydar et al. (1990) and Berkovitch et al. (1994) 的思想。王华忠、徐蔚亚和马在田^[3]等人曾对此方法做过深入的研究,并对江苏下扬子探区地震资料和胜利油田某探区的地震资料进行了实际处理,取得了一定的效果。目前,该方法仍然处在更深入的研究之中,且在生产中得到了初步应用,下面简要介绍 CRS 的实现方法。

1.1.1 自动 CMP 道集叠加中的时差校正

共反射点道集的时距关系

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \alpha}{v_0} \frac{h^2}{R_{\text{NIR}}} = t_0^2 + \frac{2t_0 h^2}{v_0} q \quad (1.1.3)$$

式中, $q = \frac{\cos^2 \alpha}{R_{\text{NIR}}}$; v_0 是地面观测点附近介质速度; h 是半炮检距; R_{NIR} 是共中点观测情况下 NIP

由(1.1.1)式可得校正量 Δt 为

$$\Delta t = \sqrt{\left(\frac{x}{v}\right)^2 + t_0^2} - t_0 \quad (1.1.2)$$

其中 $t_0 = \frac{2z}{v}$

(1.1.2)式即是多年来为石油工业界广泛采用的计算动校正量的基本公式,同一反射点道集的各道按此公式计算相应的动校正量。这种基于地下均匀水平地层假设的动校正处理称为正常时差校正(Normal moveout, NMO)。

根据以上所述,可以得出地震记录转换成地震叠加剖面的过程,如图 1.1.2 所示。

当地下介质不满足均匀水平地层时,动校正将产生误差,导致叠加剖面质量下降。为了使叠加剖面逼近零炮检距,1988年蔡希玲和俞寿朋^[2]提出了振幅保真和抗动校拉伸的零炮检距多项式拟合方法,对

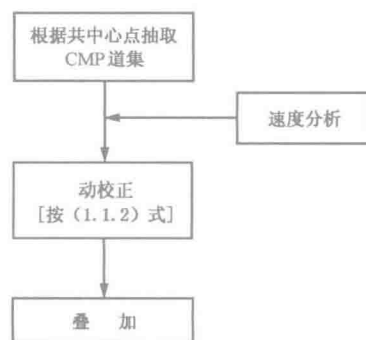


图 1.1.2 地震记录转换成地震剖面的过程

波(Normal Incident - Point)波前曲率半径; α 是中心射线的出射角。

与常规动校正公式相比, $q = \frac{2v_0}{t_0 v_{\text{NMO}}^2}$,利用这个定义容易确定 q 的变化范围。动校时差为 $\Delta t = t(h) - t_0$ 。

1.1.2 共反射面元(CRS)叠加中的时差校正

共反射面元(CRS)的时距关系

$$t^2(x_m, h) = \left[t_0 + \frac{2\sin\alpha}{v_0}(x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2\alpha}{v_0} \frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} \quad (1.1.4)$$

式中, x_m 是中点坐标; x_0 是观测点坐标; R_N 是共中点观测情况N波(Normal)波前曲率半径。

CRS 叠加方法的优点:

共反射面元(CRS)叠加是一种与宏观速度模型无关的成像方法,它仅依赖近地表速度。共反射面元叠加可以提供三种波场属性剖面,它们分别是零偏移距射线的出射角剖面(α),Normal波的波前曲率剖面(R_N)和Normal - Incident - Point波的波前曲率剖面(R_{NIP})。利用这三个波场属性剖面可以恢复出宏观速度模型,进而对零偏移距 Z_0 剖面进行叠后时间偏移或叠后深度偏移。

与常规的偏移到零偏移距方法(MZO)及克希霍夫积分法叠前深度偏移相比,共反射面元(CRS)叠加由于可以改变共反射面元的方向及几何形态(曲率半径),因此可以达到使多次覆盖观测(数据)最佳照明地下反射界面的目的,从而实现最佳叠加或成像。而NMO + DMO方法和克希霍夫积分法叠前深度偏移都没有充分地利用多次覆盖数据提供的信息。

在共反射面元CRS叠加的实现过程中,需要进一步解决以下问题:

(1)特低信噪比情况或在没有同相轴的地方,扫描出的参数 q 原则上可以取任意值,然而 q 的大小决定(1.1.3)式的旅行时关系。如果 q 值选择不合适,计算出的旅行时与由(1.1.4)式经速度分析后由确定的叠加速度算出的旅行时相差较大。而显然后者算出的旅行时更合理。三个属性参数寻优过程中,同样会遇到这样的问题。因此,在无同相轴分布的地方,什么是合适的属性参数的问题还没完全解决,而这严重影响叠加效果。

(2)共反射面元叠加范围的确定仍存在问题。因为在无同相轴的地方,三个属性参数原则上是无意义的,可以任意取值。然而任意取值的三个属性参数会使计算出的共反射面元(CRS)叠加范围出现异常。

(3)对于共反射面元(CRS)叠加,多元函数的最优化出现局部极值是难以避免的,而局部极值可能对应不合理的叠加结果。如何尽量提供准确的初始属性参数,使寻优结果达到全局极值仍有待探索。

(4)多次波的消除本质上是与局部极值问题联系在一起的。但是消除多次波需要借助于其它手段。

20世纪90年代初开始,国外有学者^[4,5](E. Bazelaire, P. D. Thore et al.)通过研究多层介质的动校正公式,探讨用光学成像的原理对地震资料叠加成像。我们对此方法做专门的讨论^[6],并应用于低信噪比地震资料的叠加成像,取得了明显的效果。

1.2 地震偏移技术^[1,7]

20 世纪 70 年代初,斯坦福大学的 J. F. Claerbout 教授把波动方程数值解法应用到地震波场偏移中,实现了有限差分法 15° 波动方程偏移。为地震偏移技术的发展做出了重要贡献。

在早期的文献中,地球物理学家习惯于根据偏移所用的理论基础,把地震偏移分成两大类:(1)以几何地震学和绕射理论为基础的射线偏移方法;(2)以波动方程数值解为基础的波动方程偏移方法。但是,随着对偏移理论的研究和偏移方法的发展,这种分类已不能确切表达偏移方法的特点。因为射线偏移方法可以归结到克希霍夫积分偏移方法中,它以波动方程的积分解的形式为基础,仅在波场传播的旅行时计算上使用了射线跟踪的方法。因此,当今的地震偏移方法都是以地震波动理论为基础的,体现了地震波动力学的特点。那么,我们可以根据对于波动方程的求解方法和所处理的资料类型和偏移过程中是否考虑了波的折射效应等,对现行的地震波场偏移方法分类如下:

- (1)按处理的资料类型可分为叠后偏移和叠前偏移;
- (2)按偏移过程是否考虑波的折射效应及输出剖面的类型可分为时间偏移和深度偏移;
- (3)按求解波动方程的数学方法可分为有限差分法偏移;克希霍夫积分法偏移;频域法偏移;有限元法偏移等。

除了上述偏移方法之外,还有一些组合性的和混合性的方法,并在生产中得到广泛应用。如常速频率波数 + 有限差分偏移、有限差分偏移 + 相移法偏移和空间频率域有限差分法偏移。由于这些方法各有特色,在具有不同地质特点的地区和针对不同的地震资料的特点,它们都得到了不同程度的应用。因此,概括当今偏移方法的应用特点是多种偏移方法相互并存。

20 世纪 90 年代初开始,叠前深度偏移技术应用于地震资料数字处理中,内容包括二维叠前深度偏移和三维深度叠前偏移。实现的原理都是基于克希霍夫积分法求解波动方程。实现过程由两大部分组成:(1)深度域的速度模型建立;(2)射线旅行时的计算。其运算量较大,尤其是三维资料的叠前深度偏移处理。由于这是一种基于地下地质模型的处理技术,使得地震资料处理和地震资料解释一体化,通过对所处理的地质模型的不认识,提高对地下速度横向变化剧烈地区的地震偏移精度。尤其对盐丘构造的成像,效果比较明显。因而,这项技术引起了人们的重视,成为当今地震资料数字处理中的热门研究课题。但是,对于陆上勘探所遇到的众多的复杂构造地区,如逆推覆带和中深层内幕构造,叠前深度偏移技术同样不能取得满意的处理效果。因此,对于现行的叠前偏移技术,仍需要解决如下几个方面的问题:

- (1)如何准确建立复杂地质构造的速度模型;
- (2)提高复杂地质构造的旅行时计算的精度;
- (3)提高叠前深度偏移对于各种观测系统的适应能力;
- (4)提高用于叠前深度偏移处理的地震资料信噪比的方法研究;
- (5)进一步提高叠前深度偏移处理的可操作性。

总之,过去的 20 多年里,地震偏移方法有了长足的发展。但是,在实际地震资料数字处理中,如何提高对于复杂地质构造地区的资料的偏移质量仍然是我们所面临的难题。

在反射地震学中,对于地震波场偏移方法的研究是十分重要的。现行的地震偏移方法及算法的讨论是建立在地下介质是弹性各向同性的假设条件下的。可是,无论是理论上^[8](Levin, 1979; Postma, 1995),还是实际地震数据的分析^[9](White et al., 1983; Banik, 1984;

Crampin et al., 1984; Thomsen, 1986; Ball, 1993) 中都证实:许多地层是各向异性(Anisotropy)的。实际上,由于通过快速结晶沉积模式形成的地层表现为横向各向同性(Transversely isotropic media, 简称 TI)或更复杂的各向异性介质。因此,讨论在各向异性情况下的偏移方法具有重要的理论意义和实际价值^[10]。

一般来讲,除了地震叠加资料的质量因素影响之外,影响地震偏移的准确性有两大因素;其一是采用的偏移算法和精度;其二是使用的偏移参数(包括速度场、空间和时间采样间隔、延拓步长和地震波的频率)。即偏移效果的好坏取决于这两方面的因素,其中第二个因素与地下介质的各向异性密切相关。因此,偏移方程的实现应当体现地下介质各向异性的情况。

近年来,多波多分量勘探(P波、SV波和SH波)已逐渐应用到油气勘探中。由于常规的P波偏移方法不能适应于多波资料的偏移成像,因而需要研究各向异性介质中地震波的传播机制和特点及波场偏移方法。另外,在地下介质是各向异性的假设条件下,目前所用的针对P波地震资料的数字处理方法(包括速度分析、动校正、DMO和偏移)也应有所发展,才能取得好的处理效果。

在1995年美国SEG年会上,提出了一种新的地震资料处理观点:基于各向异性的地震资料数字处理方法,且已在实际地震资料的处理中见到效果。Alkhalifah和Larner(1994)与Larner和Cohen(1995)^[11,12,13]对因地层的各向异性(横向各向同性介质)产生的偏移误差做了专门的研究,指出:当忽略了地层的横向各向同性时,对于陡倾角反射界面的偏移将产生较大的误差。如果用各向同性的偏移算法去偏移在TI介质上采集的数据,将导致水平界面的错动和陡构造的畸变。

因此,为了提高复杂地质构造区的地震波场偏移的准确性和精度,满足油气田勘探的需要,开展各向异性介质地震波场偏移方法研究是十分必要的。

1.3 各向异性介质中的地震波场偏移方法

1.3.1 椭圆各向异性介质(Elliptically anisotropic media)中的地震偏移

1.3.1.1 偏移方程

所谓椭圆各向异性是横向各向同性(TI)的一种特殊情况,其各向异性参数 $\delta = \varepsilon$ 。从点源发出P波在这种介质中以椭圆的波前面向前传播。1989年Verwest发表了第一篇有关各向异性偏移的文章^[14]。Verwest讨论了在椭圆各向异性介质中的SH波和P波偏移方法,其P波波前被近似为是椭圆,即:把P波的相速度表示为

$$\rho V_p^2(\theta) = A \sin^2 \theta + C \cos^2 \theta \quad (1.3.1)$$

式中, A 和 C 是介质的弹性常数; ρ 是密度; V_p 是P波相速度; θ 是P波相角。

在椭圆各向异性情况下,弹性波传播的频散方程是

$$\frac{\omega^2}{v^2} = a^2 k_x^2 + k_z^2 \quad (1.3.2)$$

式中, $v_x = av$ 是水平方向的速度; $v_z = v$ 是垂直方向的速度; a 是它们的比率; k_x 、 k_z 分别是水平、垂直波数; ω 是圆频率。那么,采用Muir展开式(Claerbout 1985),从方程(1.3.2)可得到45°近似的偏移方程

$$k_x = \frac{\omega}{v} \times \frac{1 - c_1 a^2 \frac{v^2 k_x^2}{\omega^2}}{1 - c_2 a^2 \frac{v^2 k_x^2}{\omega^2}} \quad (1.3.3)$$

式中, $c_1 = 3/4, c_2 = 1/4$ 。由(1.3.3)式得到椭圆各向异性情况下的 45° 偏移旁轴近似方程为

$$-\omega^2 \frac{\partial P}{\partial x} - c_2 v_M^2 \frac{\partial^3 P}{\partial x^3} + i \frac{\omega^3}{v_M} P + i \omega c_1 v_M \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = 0 \quad (1.3.4)$$

式中, $v_M = av = v_x$ 为水平速度。

用方程(1.3.4)实现椭圆各向异性介质中的偏移计算仅需要一种速度场——水平速度场。通过对模型数据的数值计算,结果表明:对于椭圆各向异性介质的深度偏移,不能达到深度域偏移的目的,还需要经过深时和时深两步转换,才能得到真深度剖面。

1.3.1.2 拟 P 波、拟 SV 波的概念

二维 TI 介质中波的传播方程为

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel}) \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + (\lambda_{\perp} + v) \frac{\partial^2 \omega}{\partial z \partial x} \quad (1.3.5)$$

$$\rho \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} = (\lambda_{\perp} + v) \frac{\partial^2 u}{\partial z \partial x} + v \frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2} + (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel}) \frac{\partial^2 \omega}{\partial z^2} \quad (1.3.6)$$

式中, u 和 ω 是水平和垂直位移; λ 和 μ 是 Lamé 系数; \parallel 和 \perp 表示相应的应力平行和垂直于各向同性的平面, v 是第五个弹性参数。对于垂直传播的 P 波和 SV 波,其速度为

$$C_{\perp}^P = \sqrt{\frac{\lambda_{\perp} + 2\mu_{\parallel}}{\rho}} \quad (1.3.7)$$

$$C_{\perp}^{SV} = \sqrt{\frac{v}{\rho}}$$

对于水平传播的 P 波和 SV 波,其速度为

$$C_{\parallel}^P = \sqrt{\frac{\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel}}{\rho}} \quad (1.3.8)$$

$$C_{\parallel}^{SV} = \sqrt{\frac{v}{\rho}}$$

由此可见,在 TI 介质中, P 波和 SV 波的运动是耦合在一起的。但是,这两种不同类型的波的传播现象都能被观测到。分别称为 qP 波和 qSV 波。

1.3.1.3 偏移水平速度确定方法

1994 年 Phadke 探讨了如何求取水平速度的方法^[15],认为:对于与垂直方向成一定夹角的范围内(30° 以内),拟 P 波的频散关系能被近似成椭圆。那么,可以通过比较椭圆方程和 P 波的频散方程来确定水平速度。

椭圆各向异性介质中的偏移方程可以表示成

$$C_H^2 \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + C_V^2 \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (1.3.9)$$

式中, C_H 和 C_V 分别是介质的水平速度和垂直速度; $P(x, z, t)$ 是标量波场; x, z 和 t 分别是空间和时间坐标。那么,从方程(1.3.9)得到在椭圆各向异性介质中波传播的频散方程为

$$\frac{k_x C_V}{\omega} = \sqrt{1 - \frac{k_x^2 C_H^2}{\omega^2}} \quad (1.3.10)$$

式中, k_x 和 k_z 是水平波数和垂直波数; ω 是频率。

45°近似方程的频散关系为

$$\frac{k_z C_V}{\omega} = \frac{3k_x^2 - \frac{4\omega^2}{C_H^2}}{k_x^2 - \frac{4\omega^2}{C_H^2}} \quad (1.3.11)$$

比较波动方程和频散关系式(1.3.10)与45°近似方程的频散关系式(1.3.11),可以得到水平速度与垂直速度的比率系数 a 。

由上可以看出,这种方法的不足在于椭圆各向异性介质的假设与实际地层所表现的各向异性有相当的差异。事实上,也未见这种方法在实际地震资料处理中的应用实例。

1.3.2 使用显型波场外推算子的 TI 介质 2D 深度偏移方法

在各向同性介质的假设下,为了适应地下介质速度横向变化的情况,引入了一种理想的波场延拓方法——空间频率域地震偏移方法,其波场外推方程为

$$P(\omega, x, z + \Delta z) = \sum_{l=0}^L w_l [P(\omega, x + l\Delta x, z) + P(\omega, x - l\Delta x, z)] \quad (1.3.12)$$

式中, w_l 是 $\omega/v(x_n, z)$ 的函数,称为显型外推算子或防假频滤波器; Δx 和 Δz 是水平和垂直步长; l 是滤波因子步长; L 是滤波因子长度。

1995年, Uzcategui 提出^[16]: 在 VTI 介质 (Transversely isotropic media with a vertical axis) 中, 空间频率 (ω, x) 域的显型外推算子可以从弹性平面波传播的运动方程得到。对于某个单一的频率 ω , 滤波器 $W(k_x, \omega)$ 近似于(1.3.13)式, 即

$$D[k_x(\theta), \omega] = \exp\left\{i \frac{\Delta x}{\Delta z} \left[\left(\frac{\omega \Delta x}{V_p(\theta)} \right)^2 - k_x^2(\theta) \right]^{1/2}\right\} \quad (1.3.13)$$

式中, $D[k_x(\theta), \omega]$ 是对于 VTI 介质的波场显型外推算子; Δz 和 Δx 是垂直方向和水平方向的采样间隔; $V_p(\theta)$ 和 $k_x(\theta)$ 是 qP 波 (对于 qSV 波同样适合) 在相角 θ 的相速度和水平波数, 并存在关系式

$$\frac{k_x(\theta)}{\Delta x} = \frac{\omega \sin \theta}{V_p(\theta)} \quad (1.3.14)$$

那么, 将(1.3.13)式代入(1.3.12)式得到 VTI 介质中的波场外推方程。用该方法处理的 Venezuela 东部某地区的二维地震偏移剖面与各向同性的偏移方法处理的剖面比较, 取得了三个方面的成果:

(1) 应用各向异性偏移解决了 Venezuela 东部地区某油田二维资料深度偏移剖面存在的闭合差问题。

(2) 各向异性偏移的剖面较各向同性偏移的结果与测井资料吻合较好。

(3) 各向异性偏移较大程度地提高了对于断层和中深层的成像质量。

综合近 10 年来国内外有关各向异性介质中的波场偏移方面的文献, 可以看出: 在近 2 年里, 发展较快, 由从最初讨论 SH 波到 P 波和 SV 波, 实用的偏移算法日趋增多, 如: 相移法、FK 法、有限差分法、空间频率法, 并见到了实际资料的处理效果。国内外对于各向异性介质中的波场偏移方法的研究, 迄今有 10 余年的历史, 尚有许多需要解决的问题:

(1) 地下介质各向异性参数的提取及应用;

- (2) 非垂直对称轴 TI 介质的波场偏移方法研究;
- (3) 各向异性介质中波动方程偏移算法精度的研究;
- (4) 各向异性介质中的三维波动方程偏移方法的研究;
- (5) 各向异性介质中的波场偏移方法中的偏移速度的研究;
- (6) 基于各向异性介质的叠前深度偏移方法的研究。

1997 年,王勇和董敏煜^[17]针对横向各向同性介质,研究了各向异性介质中的地震波场偏移方法。提出了两种波动方程偏移方法:各向异性介质中的相移偏移方法和各向异性介质中的频率空间域偏移方法。同时,研究了求取各向异性介质中弹性常数(速度参数)的方法。在此基础上,研究了基于各向异性介质的二维波动方程时间偏移和深度偏移方法及三维波动方程一步法时间偏移和深度偏移方法,应用于实际资料处理,取得了一定的效果。

1.4 共散射点成像方法

众所周知,在地震数据处理中,许多方法(如速度分析和自动剩余静校正以及偏移)对于地震资料的信噪比有一定依赖性。但是,对于低信噪比地震资料,由于数据的信噪比低,往往使得速度分析和剩余静校正等处理方法难以见到效果,从而影响到偏移处理的效果。因此,如果把偏移处理与速度分析、剩余静校正和提高信噪比等处理结合在一起,可能为提高低信噪比地震资料的偏移质量提供一种手段。

Bancroft 和 Geiger 等人^[18]提出了等效偏移距偏移方法(Equivalent Offset Migration),或称共散射点成像(Common Scatter Point Imaging, CSPI),有关的技术被成功应用于地震转换波资料和地表起伏变化剧烈地区地震资料的偏移处理。进一步研究表明,共散射点成像方法不仅适用于上述地震资料的偏移处理,而且用于低信噪比的地震资料偏移处理具有明显的优越性。另外,为进一步改善共散射点成像的地震剖面质量,在成像方程中可以借用克希霍夫积分偏移压制假频和增加高频成分的措施。

共散射点成像的基本原理是依据地震波旅行时的双平方根方程,采用叠前克希霍夫积分偏移原理,将地震道按产生的散射点,在给定的偏移距范围内抽道集,称为共散射点道集。形成共散射点道集的过程等效于叠前偏移的过程。然后,对已形成的道集进行速度分析、动校正、叠加,得到地震偏移剖面。再根据偏移剖面的好坏,可以重复上述过程,直至满意为止。共散射点道集成像既不同于 CMP 叠加,又不同于常规的叠前偏移处理方法。它与 CMP 叠加的区别在于共散射点等价于共反射点,而不是共中心点;与一般叠前偏移处理方法的区别在于所形成的共散射点道集具有很高的信噪比,有利于速度分析和其他地震数据处理方法的应用。现行的叠前深度偏移方法处理低信噪比地震资料,效果欠佳的一个重要原因是由于信噪比太低,速度分析方法失效,不能建立准确的速度模型。因此,对于低信噪比地震资料的处理,应用共散射点成像方法具有一定的优越性。

转换波共散射点成像方法与 P 波共散射点成像方法的区别在于地震双程旅行时方程不同。因此,在旅行时计算时,不仅需要 P 波速度,而且需要 S 波速度。

2 光学叠加成像

地震反射波的动校正和叠加处理是地震资料数字处理中的关键技术之一。为此,自多次覆盖技术问世以来,不断有人对它提出改进方法。诸如,提高速度分析的精度、改善动校正和叠加的保真度,达到提高地震剖面质量的目的。但是,这些工作一般都是建立在 CMP 道集上,地震反射波时距曲线是双曲线(共中心点在地面上的投影点为原点)的假设条件下讨论的。因此,对于复杂构造地区地下介质速度横向变化剧烈情况下,如逆推覆构造地区,CMP 道集上的反射波时距曲线不满足共原点双曲线时,如何获得好的地震反射资料的叠加剖面,仍然是地震资料数字处理中的难题之一。

2.1 动校正(NMO)计算公式

由于地下地层往往是层状的和倾斜的,与均匀水平地层的假设相矛盾。为了避免同时讨论这两种情况的复杂性,本节通过分别讨论均匀倾斜地层和水平层状地层情况下的动校正计算公式,研究它们与正常时差校正计算公式(1.1.2)式的差别。

2.1.1 均匀倾斜地层情况

已知倾斜界面共中心点时距曲线方程为

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{4z_0^2 + x^2 \cos^2 \psi} \quad (2.1.1)$$

式中, ψ 是倾斜界面的倾角; z_0 是共中心点的法线深度; x 是炮检距; v 是地层速度; t 是旅行时。

令 $t_{OM} = \frac{2z_0}{v}$, 代入(2.1.1)式有

$$t = t_{OM} \sqrt{1 + \left(\frac{x \cos \psi}{vt_{OM}} \right)^2} \quad (2.1.2)$$

得动校正计算公式为

$$\Delta t = t - t_{OM} = t_{OM} \sqrt{1 + \left(\frac{x \cos \psi}{vt_{OM}} \right)^2} - t_{OM} \quad (2.1.3)$$

对比(1.1.2)式与(2.1.3)式可见,当地下反射界面倾斜时,用(1.1.2)式计算的动校正量对反射波进行校正将随着倾角的不同,产生不同的误差。即当地下反射界面倾斜时,正常时差校正并不能将同一 CMP 道集的反射同相轴校平。

2.1.2 水平层状地层情况

对于水平层状介质情况下的反射波时距曲线,可用参数方程来描述(Slotnick, 1959)^[19], 即

$$t(p) = 2 \sum_{k=1}^N \frac{\Delta z_k v_k}{\sqrt{1 - (pv_k)^2}} \quad (2.1.4a)$$

$$x(p) = 2p \sum_{k=1}^N \frac{\Delta z_k v_k}{\sqrt{1 - (pv_k)^2}} \quad (2.1.4b)$$

式中, x 是炮检距; $p = \frac{dt}{dx}$ 是射线参数; Δz_k 是某一层地层的厚度, v_k 是某一层地层的速度; N 是地层层数。

设

$$u_j = \frac{\sum_{k=1}^N \Delta \tau_k v_k^j}{\sum_{k=1}^N \Delta \tau_k} \quad (2.1.5a)$$

则

$$u_2 = v_{\text{rms}}^2 = \frac{\sum_{k=1}^N \Delta \tau_k v_k^2}{\sum_{k=1}^N \Delta \tau_k} \quad (2.1.5b)$$

其中, $\Delta \tau_k$ 是某一层的双程旅行时。

对(2.1.4a)式和(2.1.4b)式分别做级数展开,得

$$t = t_0 \sum_{j=0}^{\infty} a_j u_2 p^{2j} \quad (2.1.6a)$$

$$x = t_0 \sum_{j=0}^{\infty} a_j u_{2(j+1)} p^{2j+1} \quad (2.1.6b)$$

其中

$$a_j = \begin{cases} 1, & j = 0 \\ \frac{(2j-1)!!}{2^j j!}, & j > 0 \end{cases}$$

整理(2.1.6a)式和(2.1.6b)式(取六阶近似)可以得到如下水平层状地层的时距曲线方程为

$$t = t_0 + \frac{1}{2t_0 u_2} x^2 - \frac{u_4^2}{8t_0^3 u_2^4} x^4 + \left[\frac{u_4^2}{8t_0^5 u_2^7} - \frac{u_6}{16t_0^5 u_2^6} \right] x^6 \quad (2.1.7)$$

从(2.1.7)式可得到水平层状地层的动校正量计算公式。显然,由(2.1.7)式得到的计算公式与正常时差校正计算公式也是有明显差别的。

总之,实际地震勘探所获得的 CMP 道集上的反射波时距曲线往往并不满足双曲线方程。可见,水平层状介质模型是更接近地层实际情况的简单模型。

2.2 描述动校正方程的一般形式

为了得到能够较精确地描述与地下实际地层情况较符合的时距方程,20年来有不少学者进行了大量的研究,取得了许多宝贵的成果。1969年 Taner 和 Koehler 给出了水平层状介质模型的动校正方程^[20],即

$$t^2 = C_1 + C_2 x^2 + C_3 x^4 + C_4 x^6 \quad (2.2.1)$$

其中

$$\begin{aligned}
 C_1 &= t_0^2 \\
 C_2 &= \frac{1}{u_2} \\
 C_3 &= \frac{u_2^2 - u_4}{4t_0^2 u_2^4} \\
 C_4 &= \frac{2u_4^2 - u_2 u_6 - u_2^2 u_4}{t_0^2 u_2^7}
 \end{aligned}$$

从(2.2.1)式可以看出,反射时间 t 与炮检距的关系并非是单纯的双曲线关系,反射时间的平方可以表达成炮检距的偶次幂的级数形式。

1978年, Malovichko 导出了具有时移的双曲线 NMO 方程^[21]为

$$t = \tau_s + \sqrt{\tau_0^2 + \frac{x^2}{v^2}} \quad (2.2.2)$$

其中

$$\begin{aligned}
 \tau_0 &= \frac{\tau_0}{s} \\
 \tau &= \tau_0(s - l) \\
 v^2 &= sv_{rms}^2 \\
 s &= \frac{u_4}{u_2^2}
 \end{aligned}$$

(2.2.2)式的物理意义:方程(2.2.2)描述的是一双曲线方程,关于 x 轴对称,且渐近线的交点在 $x=0, t=\tau_0$ 处。相当于在水平层状介质中,将炮检线逐层向下移动,那么移动到某一层的上界面上,接收到对应于界面所产生的反射波时距曲线的形态仍然满足双曲线方程。这一结果对于寻求水平层状地层中的动校正计算公式具有重要的意义。

通过上述讨论,我们可以得出 NMO 方程应同时满足的三个性质:

- (1) 互换性(Reciprocity)。反射时间关于炮检距对称。即时间是炮检距的偶函数。
- (2) 有限慢度(Finite slowness)。即 $\frac{dt}{dx} \neq 0$, 或视速度不等于 0。
- (3) 常速限制(The limitation of velocity)即

$$\lim_{v \rightarrow \text{常速}} t = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}}$$

上述对于 NMO 方程的三个性质将在第 2 章的讨论中得以应用。

2.3 几何光学与地震反射波成像

光学既是物理学中古老的一门基础学科,又是当前科学领域中最活跃的研究内容之一。它的不少规律和理论来自于生产实践和长期系统的科学实验,同时又不断地应用于其它学科的研究中。光学大概可分为几何光学、波动光学和现代光学。这些贯穿着光学理论的发展,从宏观到微观,从形象到抽象的过程。它们的理论和方法被不断地应用到地震勘探中来,就是一个典型的例证,如光的反射折射定律、惠更斯原理和光的衍射理论及光的偏振理论。结合本节的内容,我们仅讨论几何光学的有关问题。