

基于叠前地震道集的 FVO 分析方法

何兵红*^① 吴国忱^① 郭念民^②

(^①中国石油大学(华东)地球科学与技术学院,山东青岛 266555; ^②中国石油天然气股份有限公司塔里木油田分公司勘探开发研究院,新疆库尔勒 841000)

何兵红,吴国忱,郭念民.基于叠前地震道集的 FVO 分析方法.石油地球物理勘探,2013,48(1):94~102

摘要 本文首先讨论了地层吸收和薄层滤波对地震波频率的影响,分析表明地层吸收和薄层时间厚度的变化都会引起中心频率向低频方向移动。然后从叠前地震资料出发,采用 S 变换时频分析法提出了 FVO 相对梯度属性的概念,推导了地震波在吸收介质中中心频率与炮检距的近似关系式;通过分析不同吸收分布模型可知,所有吸收模型的中心频率随着炮检距增大向低频方向移动;最后建立四种理论模型,基于单程波动方程数值模拟的方法得到相应的叠前 CMP 道集,利用频率随炮检距的变化关系提取 FVO 梯度属性。数值算例分析结果表明了该法能有效区分较厚的吸收介质与薄互层介质。

关键词 FVO 叠前道集 地层吸收 薄互层 梯度

中图分类号:P631 **文献标识码**:A

1 引言

地震数据中含有大量的储层地质信息,地震储层预测技术已经成为人们认识和检测油气藏的重要手段。地震属性技术的研究促进了储层预测技术的发展。当地震波在地层中传播时,由于几何扩散,散射、地层固有衰减及在界面上的透射和反射的影响,地震波发生能量衰减,主要表现为地震波振幅、频率和相位等地震波动力学特征的变化。叠前地震道集中含有更为丰富的岩性、物性及流体信息,人们基于叠前地震道集的 AVO 振幅属性做了大量研究,这也使得 AVO 分析技术在石油勘探开发领域得到了广泛应用。当储层中含有流体时表现出不同的地震频率响应特征,有利于应用地震波的频率属性进行储层预测^[1]。

地层吸收导致地震波能量衰减,一方面表现为振幅减弱,相位延迟,另一方面表现为地震波高频成分衰减远远大于低频成分的衰减,在频谱图上表现为频率峰值向低频方向移动。Zhang 等^[2]针对吸收衰减介质推导了地震子波的峰值频率随传播时间和地层品质因子 Q 之间的关系;Shen 等^[3]针对叠前

地震道集研究地震波的吸收衰减与传播路径的关系,并应用于裂缝发育方向预测;Carlos^[4]通过数值模拟,分析了吸收衰减介质中地面地震资料峰值频率随炮检距的变化;Varghese^[5]推导了井间地震中峰值频率随炮检距的变换关系;地球沉积层可看作是“地层滤波器”^[6],其中薄层滤波作用成为研究的重点;Sun 等^[7]讨论了几种薄层组合的反射系数谱特征,推导了峰值频率与薄层时间厚度和反射系数谱之间的关系,进而估算薄层厚度;Sheng^[8]提出地层吸收与薄层调谐作用是产生局部低频的两个原因,薄层调谐作用的影响甚至会大于地层吸收对频率的影响,但是文中并没有提出相应的解决方法。

本文基于叠前地震道集采用 S 变换时频分析方法,采纳 AVO 梯度截距属性分析思想,提出了地震波 FVO^[9](Frequency Verses Offset)梯度截距属性分析方法,推导了地震波在吸收介质中中心频率与炮检距的近似关系式,解决了在叠后地震资料中地层吸收和薄层滤波作用无法区分的问题。

2 频率响应特征分析

地震信号频率特征分析首先要将时间域信号

* 山东省青岛市中国石油大学(华东)地球科学与技术学院工科楼 C 座 315, 266555. Email:hbh9517@163.com

本文于 2011 年 12 月 15 日收到,最终修改稿于 2012 年 10 月 26 日收到。

本项目受国家“973”项目(2013CB228604)及中央高校基本科研业务费专项基金(11CX04001A)资助。

转换到频率域。时频分析技术的发展为研究地震波的局部特征分析提供了有利的工具^[10]。小波变换的出现解决了短时窗傅里叶变换(STFT)窗口宽度不可调的问题^[11]。S变换则是居于小波变换和短时傅里叶变换之间的一种时频分析方法^[12],与短时傅里叶变换相比,S变换的 Gauss 窗函数的宽度可随频率调节;与小波变换相比,S变换直接与频率对应,在地震资料的时频分析中已得到广泛应用^[13,14]。

岩性、地层厚度、局部构造以及流体充填等因素通过影响地震波在介质中的传播和在界面上的反射、透射来改变地震资料特征^[8]。这些因素一方面影响地震波的传播过程,另一方面也影响反射系数序列数值大小和排列。本研究主要从由于流体充填导致的地层强吸收和地层厚度变化引起的薄互层滤波两个方面讨论地震波在传播过程中的频率响应特征。

2.1 地层吸收作用

地层的吸收作用主要表现在两个方面,即地震波传播能量的衰减及对界面反射系数的影响。

(1)地震波能量的衰减 地层的吸收衰减强度通常用地层的品质因子 Q 来衡量,储层中含有流体时通常表现为强吸收低 Q 特征,即地震波传播能量衰减严重。图 1a、图 1b 分别为地震波在完全弹性介质(Q 值无穷大)和在强吸收介质(低 Q 值)中的时频分析图,对比图 1 可以看出,经过强吸收介质之后地震波能量明显减弱,主频向低频方向移动。

(2)对界面反射系数的影响 地震波传播相速度的改变不仅影响传播过程中地震波动力学特征,还会引起界面两侧波阻抗的变化,导致反射系数随频率变化。以强吸收介质为核心,按照波阻抗与上下围岩的关系有多种分布方式。本文抽取三种典型分布模式:高阻抗—低阻抗—高阻抗模型(HLH 模型,又称低阻抗模型)、低阻抗—高阻抗—低阻抗模型(LHL 模型,又称高阻抗模型)、中阻抗—高阻抗—中阻抗模型(MHM 模型,又称弱反射高阻抗模型),其示意图如图 2 所示,其中箭头所指地层为强吸收介质。低阻抗模型与高阻抗模型均为强反射,中—高—中模型为弱反射。

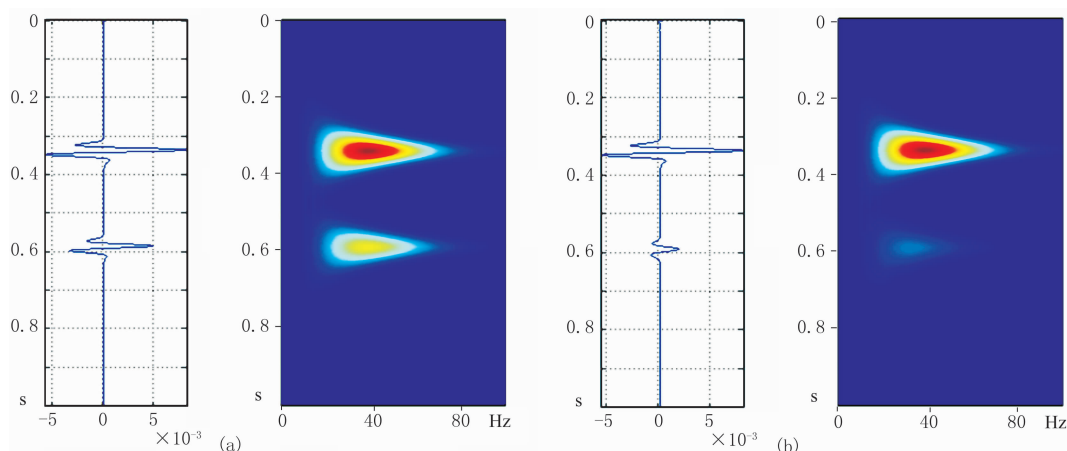


图 1 地层吸收对地震波传播影响的时频分析
(a)弹性介质($Q=\infty$); (b)强吸收介质(低 Q 值)

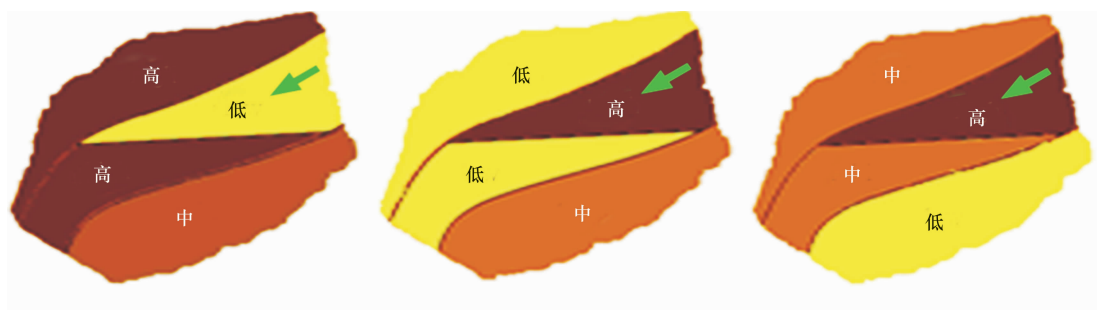


图 2 不同吸收分布模型示意图
(a)HLH 模型; (b)LHL 模型; (c)MHM 模型

Aki 等^[15]的研究表明,地层中有气体时地震波传播会发生频散现象,相应地也存在多种形式频散关系方程,用以描述地震波传播速度和频率之间的关系。其中与地层吸收相关的经典的关系方程是 Futterman^[16]提出的频散关系表达式

$$\frac{v(\omega)}{v(\omega_c)} = 1 + \frac{1}{\pi Q} \ln\left(\frac{\omega}{\omega_c}\right) \quad \omega < \omega_c \quad (1)$$

式中: $v(\omega)$ 为相速度; ω_c 为参考频率。本文首先采用图 3 所示的低阻抗模型和高阻抗模型,研究地层吸收衰减对强反射界面反射系数的影响。由图 4a~图 4d 可以看出,吸收衰减介质中频散现象严重,影响了界面两侧不同频率的阻抗值,反射系数表现为频率的函数。对于低阻抗模型,反射系数绝对值随着频率的增大而减小(图 4a、图 4c);对于高阻抗模型,反射系数绝对值随着频率的增大而增大(图 4b、图 4d);而界面两侧波阻抗差越小,地层吸收的影响越明显。通过对比只考虑界面反射时地震反射波频谱可知,对于低阻抗吸收介质模型反射波主频向低频方向移动(图 4e),高阻抗吸收介质模型反射波主频向高频方向移动(图 4f)。

对于高阻抗强吸收模型,当界面两侧波阻抗差较小时,表现为弱反射(即:MHM 模型),反射系数由于地层吸收会产生极性反转现象。图 5a 的速度

模型中第一层与第三层速度皆为 3450m/s, Q 值为 500,第二层速度为 3500m/s, Q 值为 30。对于无衰减介质,顶界面反射系数为正且与频率无关。吸收衰减介质中发生速度频散,频率越低,速度降低越剧烈,甚至小于上覆地层的速度,导致低频时反射系数为负;随着频率的升高,速度频散减弱,反射系数由负变正(图 5b)。在该模型中低频反射系数绝对值远大于高频,反射波主频向低频方向移动(图 5c)。对于吸收地层底界面可得到相同结论。

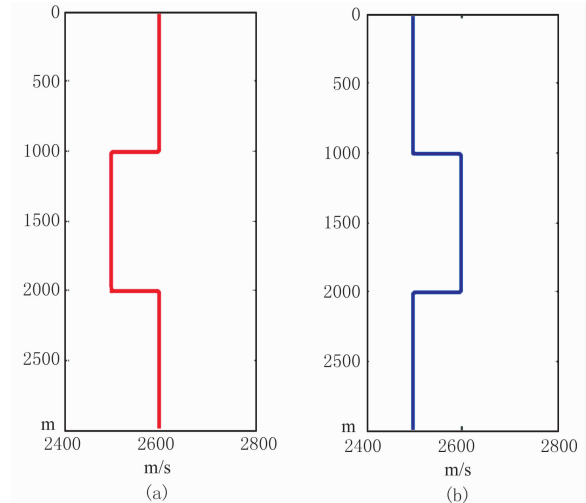


图 3 速度模型
(a)低阻抗模型; (b)高阻抗模型

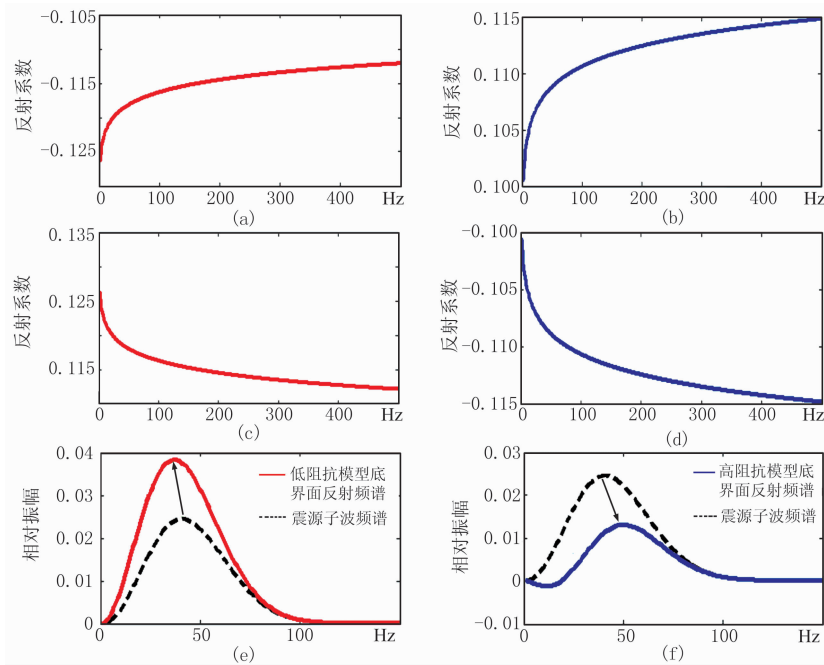


图 4 地层吸收对反射系数的影响

(a)低阻抗模型顶界面反射系数; (b)高阻抗模型顶界面反射系数; (c)低阻抗模型底界面反射系数; (d)高阻抗模型底界面反射系数; (e)低阻抗模型底界面反射波频谱及子波频谱; (f)高阻抗模型底界面反射波频谱及子波频谱

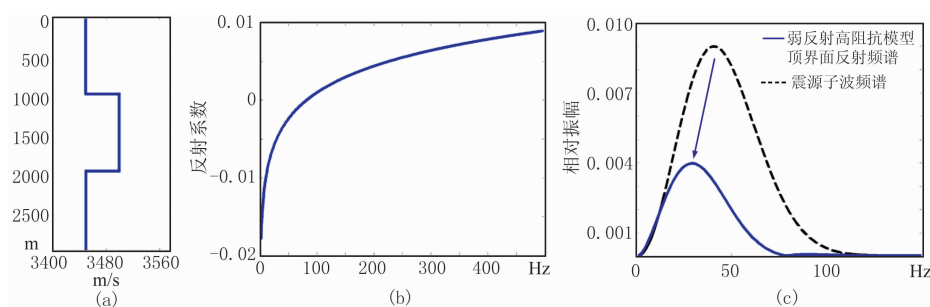


图 5 弱反射高阻抗强吸收模型反射特征

(a)速度模型; (b)顶界面反射系数; (c)顶界面反射波频谱及震源子波频谱

2.2 薄层滤波作用

地震记录是震源子波与反射系数褶积的结果,在频率域表现为震源子波频谱与反射系数频谱的乘积。反射系数频谱亦相当于滤波系统,地震记录是震源子波经过反射系数滤波之后的输出,可以通过研究反射系数频谱的变化,研究地震记录频谱变化特征。反射系数频谱一方面受反射系数大小的影响,另一方面受反射系数序列在时间轴上的排列的影响,前者与界面两侧的阻抗差相关,后者与地层厚度有关。对于单一界面,界面两侧的阻抗差只影响

界面反射系数谱值整体大小,相当于整个频带内频率成分的幅度乘以一个常系数,不影响局部频率值特征变化。

为了研究储层时间厚度变化对频率的影响,本文以低阻抗储层为例设计了两组模型,第一组模型 11(实线)和模型 12(虚线)中储层厚度大于地震波波长(图 6a)。第二组模型 21(实线)和模型 22(虚线)中储层厚度小于四分之一地震波波长(图 7a)。两组模型中第一层和第三层速度都为 3000m/s,模型 11,模型 12,模型 21和模型 22中第二层速度分

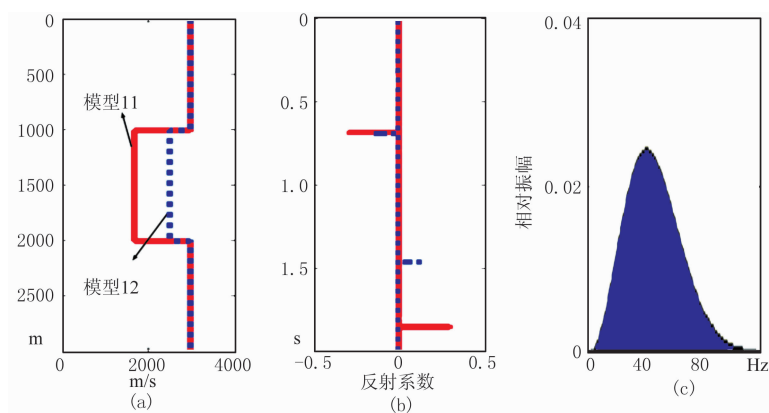


图 6 第一组模型及震源子波频谱

(a)速度; (b)反射系数; (c)震源子波频谱

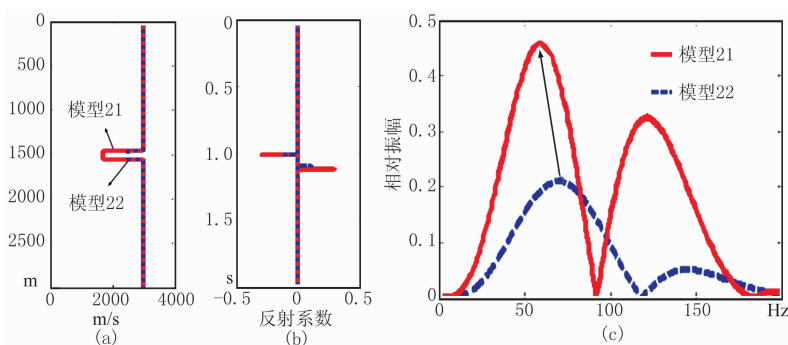


图 7 薄层(第二组模型)对反射系数频谱的影响

(a)速度模型; (b)反射系数; (c)反射系数频谱

别为 1700m/s, 2500m/s, 1700m/s, 2500m/s。图 6b 与图 7b 分别为对应的时间域的反射系数序列。我们采用 40Hz 的雷克子波作为震源子波, 其频谱如图 6c 所示。

图 8 为第一组模型反射系数频谱, 图 7c 为第二组模型反射系数频谱。由图可见, 薄层模型反射系数频谱(图 7c)为周期性和多极值。改变地层速度及储层时间厚度, 界面两侧阻抗值改变, 反射系数幅度随之改变。对于厚地层(厚度大于地震波波长)改变储层的时间厚度仅改变反射系数频谱中周期的个数和幅度的大小, 在地震频带研究范围内我们研究的是其包络特征。储层时间厚度的改变没有改变包络的整体形态和极值的位置(图 8), 地震记录的频率特征不改变。对于薄层(厚度小于四分之一地震波波长)我们所研究的地震频带位于第一个主周期范围内, 随储层厚度增加反射系数频谱的主频向低频方向移动(图 7c), 相当于通过一个低通滤波器。对于高阻抗模型也得到相同的结论。

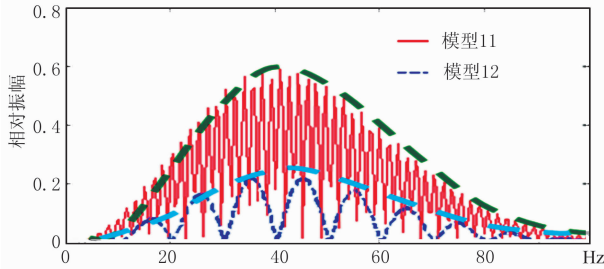


图 8 厚层(第一组模型)对反射系数频谱的影响

3 FVO 属性分析方法原理

地层吸收和薄层调谐作用都会导致地震反射波主频向低频方向移动, 为了克服利用地震波的频率属性进行储层检测的多解性问题, 本文提出了基于叠前地震道集的频率属性分析方法——FVO 属性分析。

Quan 等^[17]推导了衰减介质中接收到的反射子波和震源子波的关系为

$$f_R = f_S - \sigma_S^2 \int_{\text{ray}} \alpha_0 dl \quad (2a)$$

式中: α_0 为有效吸收系数; f_S 为源点子波 $S(f)$ 的质心频率; σ_S^2 为源点子波的方差; f_R 为接收点子波 $R(f)$ 的质心频率。

假设 α_0 在目的层中为常数, 则

$$f_R = f_S - \sigma_S^2 \alpha_0 L \quad (2b)$$

式中 L 为地震波在目的层中传播的路径长度。考虑单一反射层的情况, 假设炮检距为 $2x$, 零炮检距双程旅行时为 t_0 , 则

$$L = \sqrt{x^2 + (t_0 v_{\text{rms}})^2}$$

将上式代入式(2b), 则有

$$f_R = f_S - \sigma_S^2 \alpha_0 \sqrt{x^2 + (t_0 v_{\text{rms}})^2} \quad (3)$$

式中 v_{rms} 为均方根速度。

(1) 对于小炮检距排列, 当满足 $x \ll t_0 v_{\text{rms}}$ 时, 则有

$$\begin{aligned} f_R &= f_S - \sigma_S^2 \alpha_0 t_0 v_{\text{rms}} \sqrt{1 + \frac{x^2}{(t_0 v_{\text{rms}})^2}} \\ &\approx f_S - \sigma_S^2 \alpha_0 t_0 v_{\text{rms}} - 0.5 \sigma_S^2 \alpha_0 \frac{x^2}{t_0 v_{\text{rms}}} \end{aligned} \quad (4)$$

在 $x \ll t_0 v_{\text{rms}}$ 的条件下, $\sigma_S^2 \alpha_0 t_0 v_{\text{rms}} \approx C$ (近似为常数), 故式(3)又可以写为

$$f_R = P + Gx^2 \quad (5a)$$

$$P = f_S - C \quad (5b)$$

$$G = \frac{-0.5 \sigma_S^2 \alpha_0}{t_0 v_{\text{rms}}} \quad (5c)$$

(2) 对于大炮检距排列, 满足 $x \gg t_0 v_{\text{rms}}$ 时, 则

$$\begin{aligned} f_R &= f_S - \sigma_S^2 \alpha_0 x \sqrt{1 + \frac{(t_0 v_{\text{rms}})^2}{x^2}} \\ &\approx f_S - \sigma_S^2 \alpha_0 x - 0.5 \sigma_S^2 \alpha_0 \frac{(t_0 v_{\text{rms}})^2}{x} \end{aligned} \quad (6)$$

在 $x \gg t_0 v_{\text{rms}}$ 的条件下

$$0.5 \sigma_S^2 \alpha_0 \frac{(t_0 v_{\text{rms}})^2}{x} \approx C \quad (7)$$

近似为常数。因此式(6)可以写为如下形式

$$f_R = P + Gx \quad (8a)$$

$$P = f_S - C \quad (8b)$$

$$G = -\sigma_S^2 \alpha_0 \quad (8c)$$

式(5b)和式(8b)中 P 为 FVO 截距属性, 其物理意义为零炮检距中心频率值, 当介质为强吸收介质时, $C > 0, P < f_S$ 。式(5c)和式(8c)中 G 为 FVO 梯度属性, 储层为强吸收介质时, $G < 0$ 。

图 9 为主频为 40Hz, 中心频率为 41.7Hz 的雷克子波在有效吸收系数 α_0 , 零炮检距双程旅行时为 50ms 的介质中传播时, 中心频率的 FVO 属性。其中蓝色实线是采用式(3)精确公式计算结果, 红色虚线是采用式(5)和式(8)分段近似计算的结果, 两者基本吻合。从图中可以看出, FVO 截距 $P < 41.7\text{Hz}$,

梯度 $G < 0$ 。通过理论分析可知,利用 FVO 的梯度属性进行储层检测是可行的。

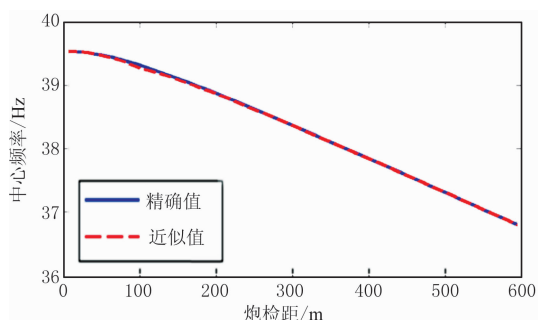


图 9 衰减介质中心频率精确值与近似值误差分析

4 数值算例分析

4.1 吸收介质模型 FVO 分析

当地震波垂直入射和反射时,吸收介质两侧波阻抗的差异会导致界面反射波既有可能向低频方向移动,也有可能向高频方向移动。本文针对吸收介质三种分布模型,从叠前 CMP 道集的角度分析

其地震频率变化特征。

表 1 为图 2 所示三种模型所对应的速度参数,该模型为三层(两界面)地层模型,从浅到深各层所对应的 Q 值分别为 500、30、500,对应厚度分别为 400m、500m、1100m。本文采用基于衰减介质的单程波动方程数值模拟^[17,18]得到对应的 CMP 道集(图 10)。震源子波为 40Hz 雷克子波,最小炮检距为 100m,最大炮检距为 900m。对于 MHM 模型,若假设介质为完全弹性介质,计算其顶界面反射系数为正,底界面反射系数为负;当假设介质为吸收介质时,其反射系数值如图 5b 所示,对应的 CMP 道集中顶界面反射表现为负极性,底界面反射表现为正极性特征(图 10c)。

为了区分传播过程中频率的变化与反射系数对

表 1 速度模型参数 (m/s)

	HLH	LHL	MHM
第一层速度	4000	3200	3450
第二层速度	3500	3500	3500
第三层速度	4000	3200	3450

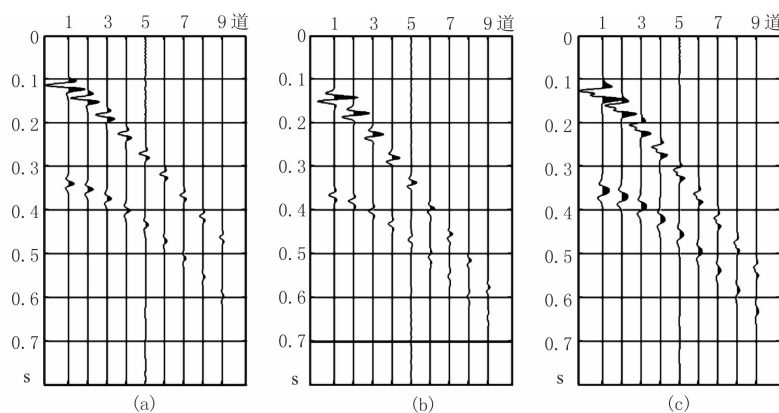


图 10 强吸收模型合成 CMP 道集

(a)HLH 模型; (b)LHL 模型; (c)MHM 模型

频率的影响,不考虑界面反射系数影响时中心频率随炮检距的变化关系如图 11 所示。最小炮检距条件下不考虑界面反射系数影响时中心频率值为 35.9Hz。图 12~图 14 为三种模型存在界面反射系数及吸收影响时在不同炮检距时的中心频率值。在最小炮检距条件下地震波在吸收介质中的传播接近于垂直入射和反射,经过吸收层的衰减作用和界面的反射作用地震波频率分别为 35.6Hz、36.8Hz、22.9Hz。通过对图 12 和图 13 的分析可知,在 HLH 模型中由于吸收对反射系数的影响而使得频

率向低频方向移动($35.6\text{Hz} < 35.9\text{Hz}$),而在 LHL 模型中频率向高频方向移动($36.8\text{Hz} > 35.9\text{Hz}$)。因而相同炮检距下 LHL 模型中频率值(图 13)略大于 HLH 模型中频率值(图 12)。但是随着炮检距的增大,地震波在吸收地层中的传播距离增大,频率随炮检距增大而向低频方向移动。

当界面两侧波阻抗差较大时,吸收对反射系数影响很小,甚至可以忽略不计。当界面两侧波阻抗差较小时,吸收对反射系数影响增大。在相同炮检距下虽然在吸收地层中传播距离相同,但在界面上

的反射特征存在明显差异,在相同炮检距下MHM模型的中心频率值远小于LHL模型中中心频率值(如 $22.9\text{Hz} < 36.8\text{Hz}$)。尽管MHM模型中反射波极性发生改变,随着炮检距的增大中心频率依然向低频方向移动。

4.2 吸收模型与薄层模型FVO分析对比

本文建立了如下四种速度模型:吸收模型、非对称低阻抗模型、对称高阻抗模型和非对称高阻抗模型,如图15所示。在图15a中定义地层的品质因子Q值分别为500、500、50、500、500。图16为采用

单程波动方程数值模拟方法形成的CMP道集,由图可见,图16a由于强吸收厚层反射界面振幅变弱;图16b薄层顶、底界面反射系数发生干涉振幅增强;图16c、图16d薄层顶、底界面反射系数一正、一负发生干涉后振幅相互抵消而变弱。图17对应四种模型近炮检距一道地震记录的时频分析结果。从图17中可以看出,对于吸收模型的零炮检距处中心频率(截距)相对于上层介质反射界面的中心频率向低频方向移动。吸收介质下层的反射波主频也表现为低值。而对于其他三种薄层模型,非对称低阻抗

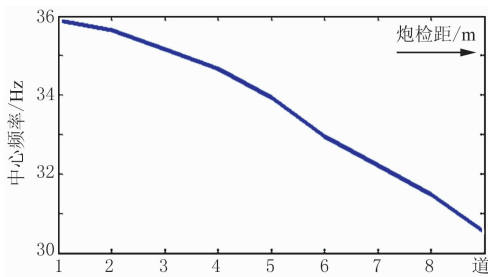


图 11 无反射系数影响时 HLH 模型中心频率与炮检距关系

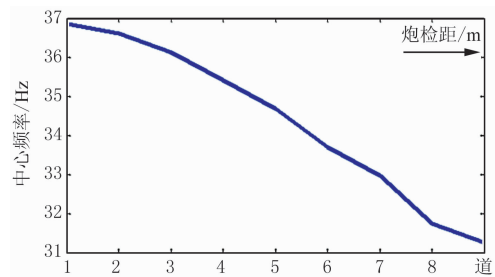


图 13 存在反射系数及吸收影响时 LHL 模型中心频率与炮检距关系

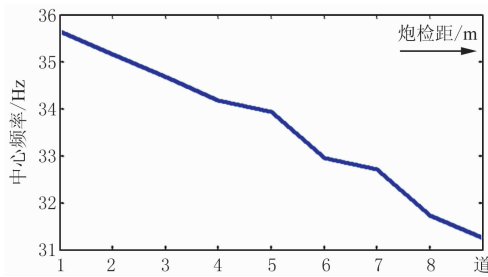


图 12 存在反射系数及吸收影响时 HLH 模型中心频率与炮检距关系

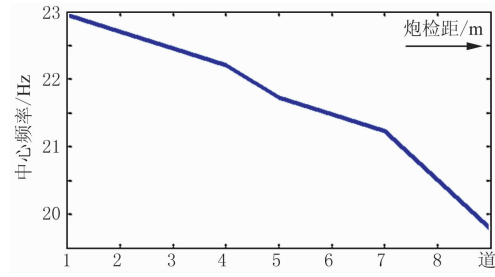


图 14 存在反射系数及吸收影响时 MHM 模型中心频率与炮检距关系

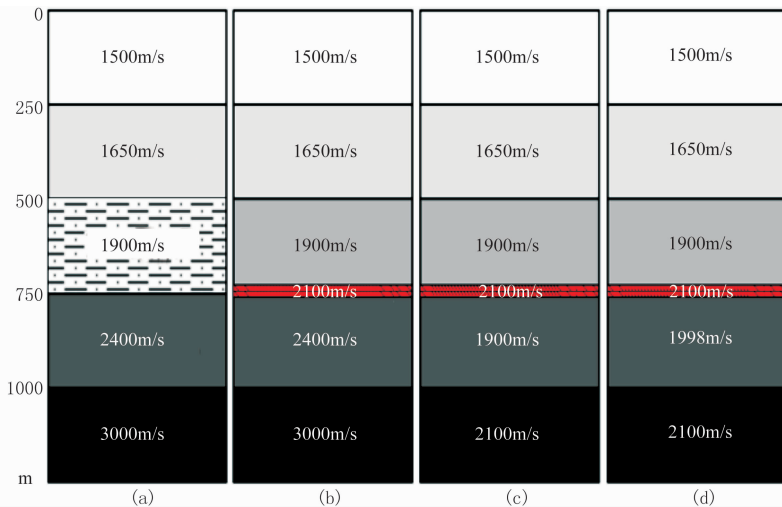


图 15 速度模型

(a)吸收模型; (b)非对称低阻抗模型; (c)对称高阻抗模型; (d)非对称高阻抗模型

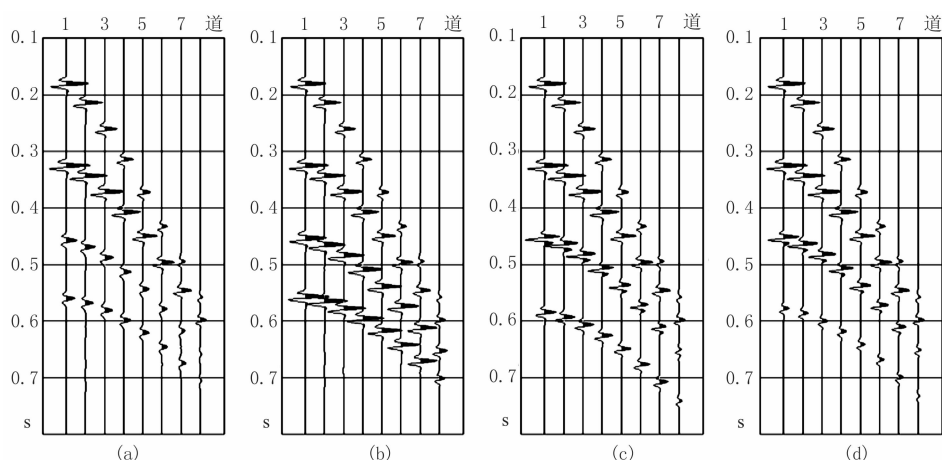


图 16 合成 CMP 道集

(a)吸收模型; (b)非对称低阻抗模型; (c)对称高阻抗模型; (d)非对称高阻抗模型

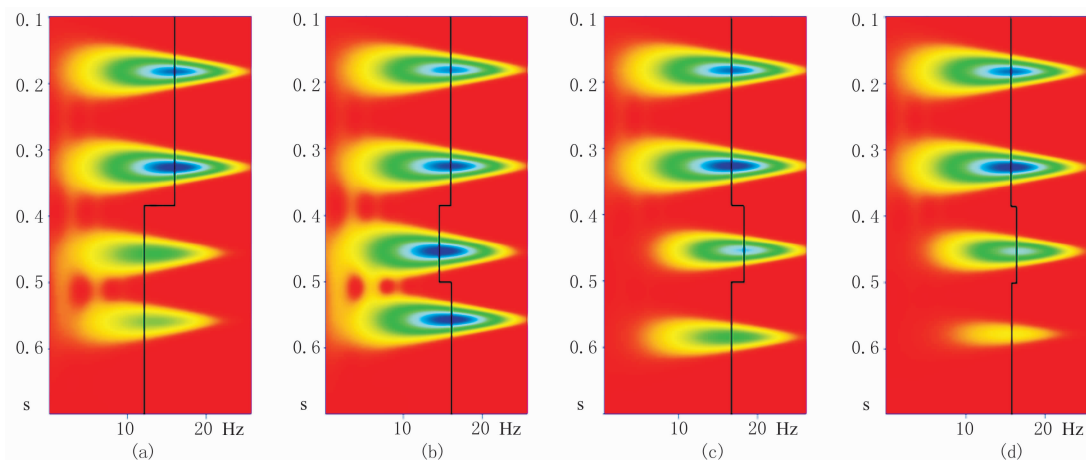


图 17 近炮检距地震记录时频分析

(a)吸收模型; (b)非对称低阻抗模型; (c)对称高阻抗模型; (d)非对称高阻抗模型, 图中黑色线表示中心频率

薄层模型的零炮检距的中心频率(截距)也小于上层介质反射界面的中心频率;对于高阻抗薄层模型和非对称高阻抗模型零炮检距处的中心频率都大于上层界面的中心频率。

以吸收模型为参考,对比了四种模型中心频率

值随炮检距的变化关系。从图 18 中可以看出,吸收模型的中心频率随着炮检距的增大而向低频方向移动,梯度为负值;非对称低阻抗薄层模型的中心频率随着炮检距的增大而增大,梯度为正;对称型高阻抗薄层模型的中心频率随着炮检距的增大

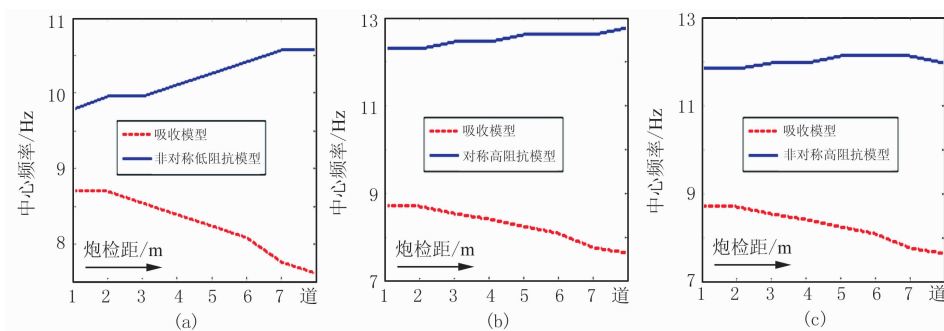


图 18 中心频率随炮检距变化关系对比分析(以吸收模型为参考)

(a)非对称低阻抗模型; (b)对称高阻抗模型; (c)非对称高阻抗模型

而增大,梯度也为正;非对称高阻抗模型的中心频率随着炮检距的增大先增大后减小。因此通过 FVO 梯度属性能够有效地区分较厚的吸收介质与薄层介质。

5 结论

(1)吸收模型的中心频率随着炮检距的增大而向低频方向移动,梯度为负值;

(2)非对称低阻抗薄层模型的中心频率随着炮检距的增大而增大,梯度为正;

(3)对称高阻抗薄层模型的中心频率随着炮检距的增大而增大,梯度也为正;

(4)非对称高阻抗模型的中心频率随着炮检距的增大先增大后减小;

(5)应用 FVO 相对梯度属性可以有效地突出地层吸收响应特征,提高储层预测(特别是较厚的含气储层)的可靠性;

(6)影响频率的因素很多,在一定程度上也限制了该种技术的发展,因此在应用中必须与其他属性结合,排除各种非储层特征对频率的影响。

参考文献

- [1] Arthur E Barnes. Instantaneous spectral bandwidth and dominant frequency with applications to seismic reflection data. *Geophysics*, 1993, 58(3):419~428
- [2] Zhang Ch J, Ulrychz T J. Estimation of quality factors from CMP record. *Geophysics*, 2002, 67(5):1542~1547
- [3] Feng Shen, Jesus Sierraz et al. Azimuthal offset-dependent attributes applied to fracture detection in a carbonate reservoir. *Geophysics*, 2002, 67(2):355~364
- [4] Carlos C. Can we use frequency shift due to attenuation for fizz water discrimination? *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 2004, 23:1630~1633
- [5] Varghese A V. Attenuation estimation in crosswell data - an indicator of fracture density and permeability. 71st EAGE Conference, 2009
- [6] Wu Rushan, Keiiti Aki. *Scattering and Attenuation of Seismic Waves*. Birkhäuser Verlag, 1990
- [7] Sun Luping, ZhengXiaodong, Li Jingsong, and Shouhao. Thin-bed thickness calculation formula and its approximation using peak frequency. *Applied Geophysics*, 2009, 6(3):234~240
- [8] Sheng HongTai. Local frequency as a directory hydrocarbon indicator. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 2009, 28:2160~2163
- [9] Mazzotti A. Amplitude, phase and frequency versus offset applications. *Geophysical Prospecting* 1991, 39(7):863~886
- [10] 陈雨红, 杨长春, 曹齐放等. 几种时频分析方法比较. *地球物理学进展*, 2006, 21(4):1180~1185
Chen Yuhong, Yang Changchun, Cao Qifang et al. The comparison of some time-frequency analysis methods. *Progress in Geophysics*, 2006, 21(4):1180~1185
- [11] 李宏兵, 赵文智, 曹宏等. 小波尺度域含气储层地震波衰减特征. *地球物理学报*, 2004, 47(5):892~898
Li Hongbing, Zhao Wenzhi, Cao Hong et al. Characteristics of seismic attenuation of gas reservoirs in wavelet domain. *Chinese Journal of Geophysics*, 2004, 47(5):892~898
- [12] Stockwell R G, Mansinha L and Lowe R P. Localization of the complex spectrum: The S transform. *IEEE Transactions on Signal Processing*, 1996, 44(4):998~1001
- [13] 李雪英, 孙丹, 井涌泉等. 利用广义 S 变换进行等效 Q 值扫描分析. *地球物理学进展*, 2009, 24(5):1696~1702
Li Xueying, Sun Dan, Jing Yongquan et al. Scanning analysis of effective Q using generalized S transform. *Progress in Geophysics*, 2009, 24(5):1696~1702
- [14] 高静怀, 陈文超. 广义 S 变换与薄互层地震响应分析. *地球物理学报*, 2003, 46(4):526~532
Gao Jinghuai, Chen Wenchao et al. Generalized S transform and seismic response analysis of thin interbeds. *Chinese Journal of Geophysics*, 2003, 46(4):526~532
- [15] Aki K, Richards P G. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. San Francisco: W H Freeman, 1980
- [16] Futterman W I. Dispersive body waves. *Geophys Res*, 1962, 7(13):5279~5291
- [17] Quan Y L, Harris J M. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method. *Geophysics*, 1997, 62(3):895~905
- [18] 熊晓军. 单程波动方程地震数值模拟新方法研究[博士学位论文]. 四川成都:成都理工大学, 2007
Xiong Xiaojun. *Method Research of One-way Wave Equation Seismic Numerical Simulation* [D]. Chengdu University of Technology, 2007
- [19] 何兵红, 吴国忱等. 粘弹性介质单程波法非零偏移距地震数值模拟与偏移. *地球物理学进展*, 2009, 24(4):1299~1312
He Binghong, Wu Guochen et al. Viscoelastic medium numerical simulation and migration of non-zero offset seismic wave by one-way wave equation. *Progress in Geophysics*, 2009, 24(4):1299~1312

(本文编辑:金文昱)