

文章编号: 1001-1986(2010)06-0066-05

地质条件复杂地区瑞雷波勘探正演模拟

侯世宁¹, 薛海飞², 董守华², 于鹏飞², 智敏³

- (1. 河南永煤集团股份有限公司, 河南 永城 476600;
2. 中国矿业大学资源与地球科学学院, 江苏 徐州 221116;
3. 煤炭科学研究总院西安研究院, 陕西 西安 710054)

摘要: 为研究复杂地质条件对瑞雷面波频散曲线的影响, 采用有限差分地震数值模拟方法, 对 3 种模型进行正演模拟, 得出了某一时刻的波场快照与单炮记录。对模拟记录进行频散分析的结果表明: 单层均匀介质没有频散现象; 起伏地表两层均匀介质的频散曲线相速度只和介质本身的参数有关, 不受地形的影响; 水平地表含软夹层介质中, 瑞雷波频散现象非常明显。

关键词: 瑞雷波; 有限差分; 正演模拟; 交错网格; 频散特性; 波动方程

中图分类号: P631.4 **文献标识码:** A **DOI:** 10.3969/j.issn.1001-1986.2010.06.014

Forward modeling of Rayleigh wave exploration in geologically complicated areas

HOU Shining¹, XUE Haifei², DONG Shouhua², YU Pengfei², ZHI Min³

- (1. Henan Yongmei Group Co.Ltd, Yongcheng 476600, China;
2. School of Resource and Earth Science, China University of Mining and Technology, Xuzhou 221116, China;
3. Xi'an Branch, China Coal Research Institute, Xi'an 710054, China)

Abstract: In order to study the influence of complicated geological conditions on frequency dispersion curves of Rayleigh surface wave, the paper, using finite difference seismic numeric modeling, carried out forward modeling on three models, obtained wave field snapshot and single shot record at certain time. Analysis of frequency dispersion of modeled record showed that there was no frequency dispersion in single layer homogeneous medium, phase velocity of frequency dispersion curves in double layer homogeneous media on relief surface was only related to the parameters of media themselves, and was not influenced by topography, in media with interbedded soft layer in flat surface, frequency dispersion of Rayleigh wave was very evident.

Key words: Rayleigh wave; finite difference; forward modeling; discontinuous grid; frequency dispersion characteristics; wave equation

瑞雷面波勘探作为一种经济、快捷、有效的勘探方法得到了广泛的应用。目前瑞雷面波的正演方法主要有 Thomson_Haskell 法、Schwab_Knopoff 法、 δ 矩阵法、Abo_Zena 法、RT 矩阵法^[1-4]等, 这些方法都是以瑞雷面波的频散方程为出发点对瑞雷面波进行正演模拟的。

利用瑞雷波频散方程只能对一些简单的层状介质进行正演, 对复杂的地质结构无法用瑞雷方程得到其正演结果, 而只能采用数值模拟方法^[5]。在瑞雷波数值模拟方面, 周竹生等^[6]用有限差分法进行了模拟, 但在其均匀半空间模型中所模拟的波场出现了明显的频散现象, 模拟精度较低和边界条件没处理好是其重要原因。此外, 有限的空间区域模型边缘产生的边界反射^[7], 严重干扰了有效波信息,

并影响了对瑞雷波传播规律及频散特征的正确认识。所以, 确定一种好的吸收边界也是瑞雷波模拟成功的关键因素之一。而目前对于瑞雷面波的正演研究都停留在水平自由界面条件下的瑞雷面波数值模拟。实际工程地质勘察中, 地表往往是起伏的, 地下介质也并非单层均匀介质, 地表的影响是不可避免的, 因此有必要对复杂地质条件下瑞雷面波的传播规律及传播机理进行研究。

本文通过研究交错网格高阶有限差分模拟瑞雷波时的自由边界条件和吸收边界条件, 用近似复杂地形的模型实例模拟得到震源位于自由界面时的瑞雷波波场, 研究瑞雷波的传播规律, 并对波场特征进行简要分析和解释, 为瑞雷波高精度勘探奠定基础。

收稿日期: 2010-06-02

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2009CB219603); 国家科技重大专项(2008ZX05035)

作者简介: 侯世宁(1964—), 男, 河南开封人, 高级工程师, 从事煤田地质与勘探工作。

1 波动方程传播理论

假设地震波传播的介质为各向同性弹性体,可以利用介质各向同性的性质,根据弹性动力学的 3 个基本方程,即运动微分方程、几何方程、本构方程进行数学转换,得到所需的弹性场的位移方程与一阶速度-应力弹性波方程。为了方便起见,在此只讨论二维情况。二维各向同性介质一阶速度应力波动方程为:

$$\begin{cases} \rho \frac{\partial V_x}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \\ \rho \frac{\partial V_z}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \\ \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial V_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial V_z}{\partial z} \\ \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial V_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial V_x}{\partial x} \\ \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial V_x}{\partial z} + \frac{\partial V_z}{\partial x} \right) \end{cases} \quad (1)$$

其中 V_x 、 V_z 为速度分量; τ_{xx} 、 τ_{zz} 和 τ_{xz} 为应力分量; λ 、 μ 为拉梅常数。

2 有限差分格式分析及边界条件处理

2.1 交错网格空间任意偶数阶差分计算

利用交错网格任意偶数(2L)阶有限差分近似,来计算 $u(x)$ 空间导数

$$\left. \frac{\partial u}{\partial x} \right|_{x=x_0} = \frac{1}{\Delta x} \sum_{n=1}^L C_n^{(N)} \left\{ u \left[x_0 + \frac{\Delta x}{2} (2n-1) \right] - u \left[x_0 - \frac{\Delta x}{2} (2n-1) \right] \right\} + O(\Delta x^{2N}) \quad (2)$$

其中 C_n 为差分系数; $\frac{\partial u}{\partial x}$ 为位移在 x 方向上的导数; Δx 为空间步长。

2.2 二维交错网格有限差分数值解

如图 1 所示,对模型区间离散后,利用图 1 给出的交错网格格式,取 $x=i\Delta x$, $z=j\Delta z$, $t=k\Delta t$ 。 i 、 j 、 k 分别表示空间和时间网格点; $U_{i,j}^{k+1/2}$ 和 $V_{i,j}^{k+1/2}$ 分别代表速度分量 V_x 、 V_z 的离散值; $P_{i,j}^{k+1}$ 、 $Q_{i,j}^{k+1}$ 、 $R_{i,j}^{k+1}$ 分别代表应力 τ_{xx} 、 τ_{zz} 、 τ_{xz} 的离散值; $2L$ 阶空间差分精度、 $2L$ 阶时间差分精度交错网格 $U_{i,j}^{k+1/2}$ 分量计算格式如下^[11] (其他分量同理可得):

$$\begin{aligned} U_{i,j}^{k+1/2} &= U_{i,j}^{k-1/2} + \frac{\Delta t}{\rho} \times \\ &\left\{ \frac{1}{\Delta x} \sum_{n=1}^N C_n^{(N)} \left[R_{i+(2n-1)/2,j}^k - R_{i-(2n-1)/2,j}^k \right] + \right. \\ &\left. \frac{1}{\Delta z} \sum_{n=1}^N C_n^{(N)} \left[H_{i,j+(2n-1)/2}^k - H_{i,j-(2n-1)/2}^k \right] \right\} \end{aligned} \quad (3)$$

其中 k 为时间步长; C_n 为差分系数; Δx 为空间步长。

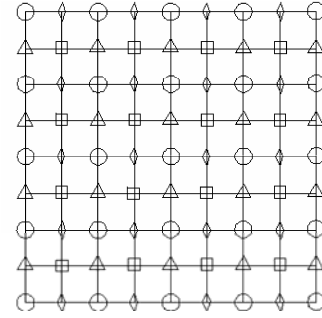


图 1 二维一阶速度应力弹性波方程交错网格示意图

Fig. 1 Discontinuous grid of elastic wave equation

△——应力分量 τ_{xx} ; ◇——应力分量 τ_{zz} τ_{xz} ;
□——速度分量 V_z ; ○——速度分量 V_x

2.3 自由边界条件

在水平自由表面上,应力分量必须满足^[8] $\tau_{zz}=0$, $\tau_{xz}=0$ 。由此可得

$$\frac{\partial v_x}{\partial z} = -\frac{\partial v_z}{\partial x}; \quad (4)$$

$$\frac{\partial v_z}{\partial z} = -\left(\frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \right) \frac{\partial v_x}{\partial x}. \quad (5)$$

将式(4)代入式(1)中的第三个方程,则得自由表面上 x 方向的正应力对时间的偏导:

$$\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} = \frac{4\mu(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} \frac{\partial v_x}{\partial x}. \quad (6)$$

由于采用了交错网格, v_x 和 v_z 不可能同时处于自由表面,因而只需对式(4)与式(5)中任意一式进行差分处理,作为计算的自由边界条件即可。

2.4 波动方程的吸收边界条件

在地震模拟计算中,人工边界的引入必然会带来人为边界反射,产生严重的干扰波,直接影响着计算结果,降低地震数据的分辨率。为此,一般通过吸收边界条件来减少边界反射的影响,故而采用了完全匹配层边界条件,简称 PML 条件。根据不同边界区域有选择的压制边界反射波,给出了不同介质中的吸收边界条件^[9]。在如图 2 所示的区域即采用了 PML 边界条件。

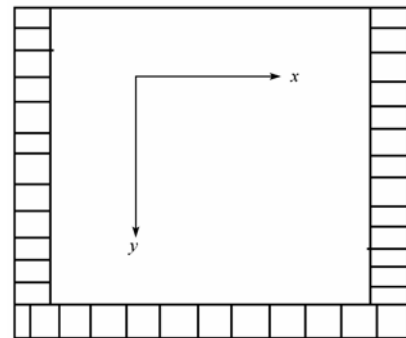


图 2 二维各向同性介质 PML 吸收边界条件示意图

Fig. 2 PML adsorption boundary of 2D isotropic medium

在垂直 x 轴的 PML 边界上取 y 方向的衰减因子为 0, 即在平行于人工界面地震波基本不衰减。在垂直 u 轴的 PML 边界上取 x 方向的衰减因子为 0, 而角点处的 x 、 y 方向的衰减因子都不为 0。厚度为 δ 的 PML 吸收层也有边界, 必然也存在边界反射, 但由于弹性波在吸收层里是指数衰减的, 反射系数会很快衰减, 故反射系数大小与衰减因子 $d(x)$ 和吸收层厚度 δ 选择有关。

2.5 波动方程计算的稳定性分析

稳定性问题, 是高阶有限差分数值求解波动方程中需要仔细考虑和研究的基本问题。由于差分计算中数值参数选择不合理, 很可能造成模拟结果网格频散严重, 影响对模型的分析, 严重时会引起数据溢出。因此需要进行参数设置对结果稳定性影响的分析, 给出解法的稳定性条件。

二维介质一阶弹性波方程交错网格高阶差分的稳定性条件^[11]为

$$\begin{cases} 0 \leq \sum_{m=1}^M \frac{(-1)^{m-1}}{(2m-1)!} \left(\frac{c_{11}\Delta t^2}{\rho\Delta x^2} + \frac{c_{44}\Delta t^2}{\rho\Delta z^2} \right)^m \times \\ \left[\sum_{n=1}^N C_n^{(N)} (-1)^{n-1} \right]^{2m} \leq 1 \\ 0 \leq \sum_{m=1}^M \frac{(-1)^{m-1}}{(2m-1)!} \left(\frac{c_{44}\Delta t^2}{\rho\Delta x^2} + \frac{c_{33}\Delta t^2}{\rho\Delta z^2} \right)^m \times \\ \left[\sum_{n=1}^N C_n^{(N)} (-1)^{n-1} \right]^{2m} \leq 1 \end{cases} \quad (7)$$

在模型实例中, 采用时间 2 阶差分, 空间 12 阶差分。对于二维各向同性弹性介质, 地震波的传播速度与传播方向无关, 因此 x 、 y 、 z 3 个方向上的稳定性条件是相同的, 即纵横波速度不同时包含在稳定性的条件中。所以, 交错网格有限差分法可以稳定地模拟任意泊松比介质的弹性波波场。

3 模型实例分析

3.1 单层均匀介质模型波场模拟

图 3 为典型二维单层均匀介质模型。模型大小为 $400 \text{ m} \times 200 \text{ m}$; $v_p=700 \text{ m/s}$; $v_s=225 \text{ m/s}$; $\rho=1.9 \text{ g/cm}^3$; 网格间距取 $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$, 即模型有 400×200 网格点; 道距为 4 m ; 101 道接收; 时间采样间隔经过计算为 0.4 ms ; 采样时间 500 ms 。

震源使用雷克子波, 子波主频为 30 Hz , 在自由界面端点处应用最小相位子波激发。对该模型采用时间 2 阶差分近似, 空间 12 阶差分近似, 进行地震波场数值模拟(以下模型均使用此差分阶数)。

图 4 为模拟得到了弹性波场的单炮记录, 图 5 为瑞雷波频散曲线。从以上图中可以看出, 在水平

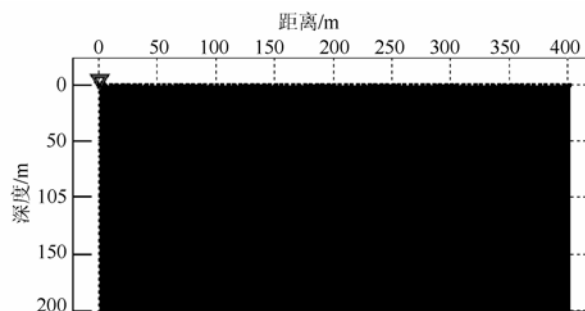


图 3 单层均匀介质模型

Fig. 3 Homogeneous medium model of single layer

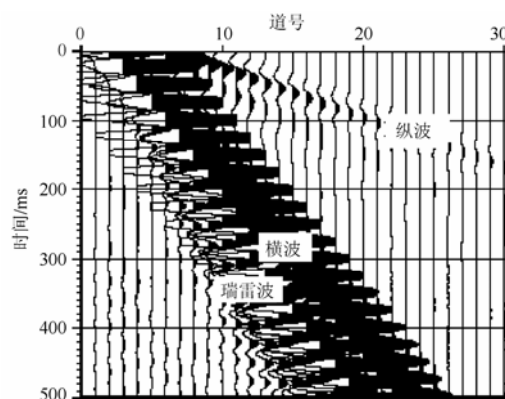


图 4 弹性波场垂直分量的单炮记录

Fig. 4 Single shot record of vertical component of elastic wave field

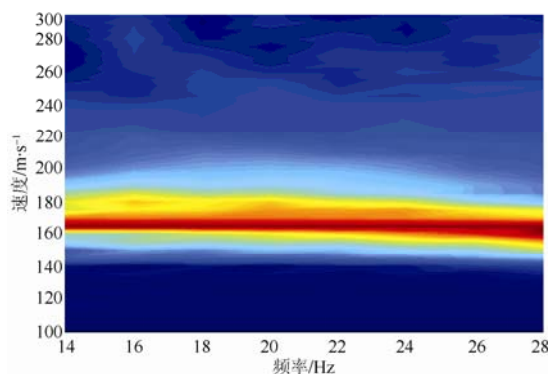


图 5 单层均匀介质模型面波频散曲线

Fig. 5 Surface wave frequency dispersion curve of homogeneous medium model for single layer

地表单层均匀介质中, 瑞雷波是存在的, 其相速度集中在 170 m/s , 速度要略小于横波速度, 但此时没有频散现象, 即其速度不随频率的变化而变化。

3.2 地表两层均匀介质模型波场模拟

图 6 为起伏地表两层均匀介质模型。模型大小为 $400 \text{ m} \times 200 \text{ m}$, 第一层参数为: $v_p=1000 \text{ m/s}$, $v_s=250 \text{ m/s}$, $\rho=2 \text{ g/cm}^3$; 第二层参数为: $v_p=1500 \text{ m/s}$, $v_s=500 \text{ m/s}$, $\rho=2.1 \text{ g/cm}^3$; 起伏自由表面表层的厚度均为 10 m ; 网格间距取 $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$, 即模型有 400×200 网格点; 道距为 4 m ; 101 道接收; 采样时间 800 ms 。

震源使用雷克子波, 主频为 30 Hz , 在模型 $(0 \text{ m}, 0 \text{ m})$ 处激发。图 7 为起伏地表两层均匀介质模型模

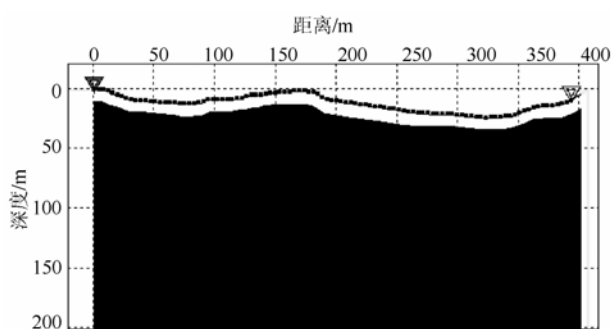


图 6 起伏地表两层均匀介质模型

Fig. 6 Homogeneous medium model of double layers on relief surface

拟弹性波场的单炮记录。从图中可得知, 各种不同类型的波(直达波、折射波、横波、面波、散射波、纵波反射波、横波反射波等)叠加在一起, 很难分辨出来。由于起伏地表的影响, 波在自由表面传播时, 会产生透射波、纵波反射波、横波反射波等, 导致面波出现不同的频散现象, 因此有必要对起伏地表下的面波进行正演模拟, 分析其波场特性。

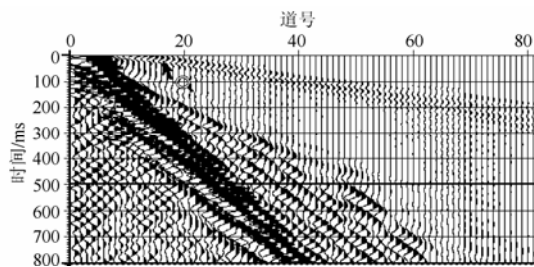


图 7 弹性波场垂直分量的单炮记录

Fig. 7 Single shot record of vertical component of elastic wave field

图 8 为模拟的 200 ms 及 400 ms 波场快照。从图中可以看出瑞雷波沿着起伏地表传播, 其速度略小于面波速度。图 8b 中还可明显地看出, 由于地形起伏导致地震波传播过程中产生散射波, 折射波, 多次波等干扰波, 这会对地震波的识别、处理与解释产生很大的影响。

图 9 是起伏地表两层均匀介质模型的频散曲线, 图 10 是跟起伏地表具有相同速度、层厚参数的水平地表两层均匀介质模型的频散曲线。从图 9 中可以看出基阶面波能量很强, 二阶模式的面波能量较弱。曲线形状与图 10 水平地表面层的频散曲线基本相似, 由于地形的影响, 频散曲线较水平地表稍微有一些变化, 但从曲线的形状以及相速度分布上看差异较小。由此可以得出一个重要的结论, 不管地表是水平或起伏, 提取的频散曲线相速度都只和介质本身的参数有关, 不受地形的影响^[7]。因此在起伏地表地区, 用面波进行地质勘察工作时, 可以用频散曲线对地下地质情况进行定性解释, 从而为反演提供更接近实际的资料及地层参数, 并且能为资料解释提供参考。

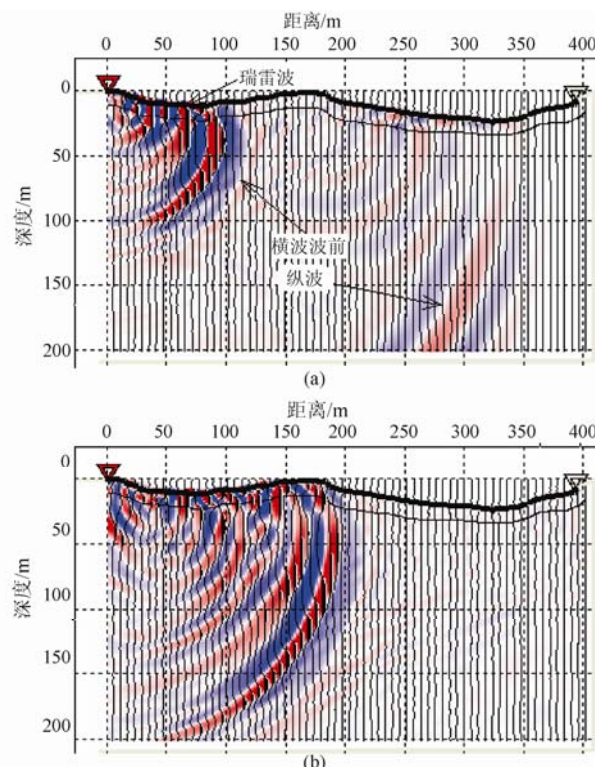


图 8 起伏地表两层均匀介质模型波场快照

Fig. 8 Wave field of homogeneous medium model of double layers on relief surface

a——200 ms 波场快照; b——400 ms 波场快照

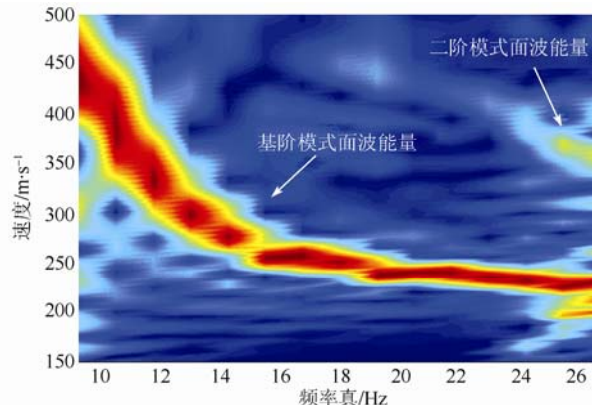


图 9 起伏地表模型面波频散曲线

Fig. 9 Surface wave dispersion curve of relief surface model

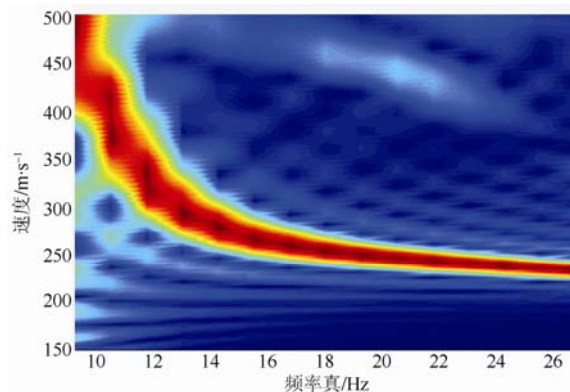


图 10 水平地表模型面波频散曲线

Fig. 10 Surface wave frequency dispersion curve of horizontal surface model

3.3 含软夹层模型波场模拟

图 11 为水平地表含软夹层模型。模型大小为 400 m×200 m, 第一层参数为: $v_p=600$ m/s, $v_s=200$ m/s, $\rho=600$ g/cm³; 第二层参数为: $v_p=300$ m/s, $v_s=100$ m/s, $\rho=1.8$ g/cm³; 第三层参数为: $v_p=700$ m/s, $v_s=225$ m/s, $\rho=2$ g/cm³; 水平自由表面厚度均为 10m; 网格间距取 1 m×1 m, 即模型有 400×200 网格点; 道距为 4 m; 101 道接收; 采样时间 800 ms。

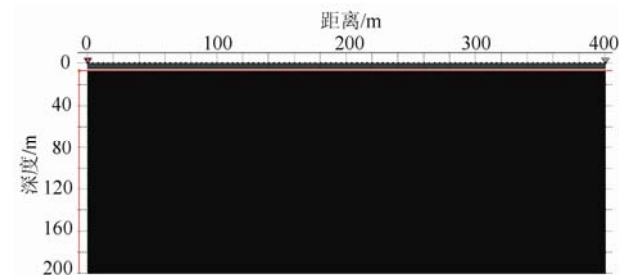


图 11 含软夹层介质模型

Fig. 11 Model with soft interbed medium

震源使用雷克子波, 子波主频为 30 Hz, 在自由界面端点处应用最小相位子波激发。对该模型采用时间 2 阶差分近似, 空间 12 阶差分近似, 进行地震波场数值模拟(以下模型均使用此差分阶数)。

图 12 为模拟得到了弹性波场的单炮记录, 图 13 为瑞雷波频散曲线。从图 13 中可以看出, 在水平地表含软夹层介质中, 瑞雷波频散现象非常明显, 而且出现高阶模式的频散曲线。经过分析, 发现在含软夹层介质中基阶模式的低频部分能量较强, 高频部分能量较弱; 而高阶模式的高频部分能量较强, 低频部分能量相对较弱。因此, 可以说高阶模式的面波反映了低速层的存在, 各阶模式面波的综合作用使得频散曲线上呈现了“之”字形特征。故而, 可根据这种特征来划分软夹层的空间位置。所以, 瑞雷波可以用在含软弱夹层的地质勘察中, 并可以在此基础上进行数据处理与地层反演解释, 从而减少软弱夹层对公路、建筑工程的危害。

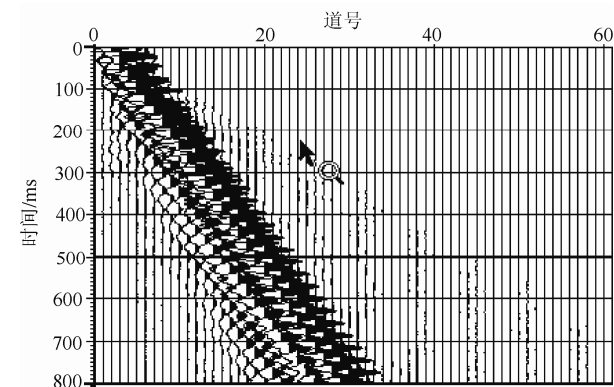


图 12 弹性波场垂直分量的单炮记录

Fig. 12 Single shot record of vertical component of elastic wave field

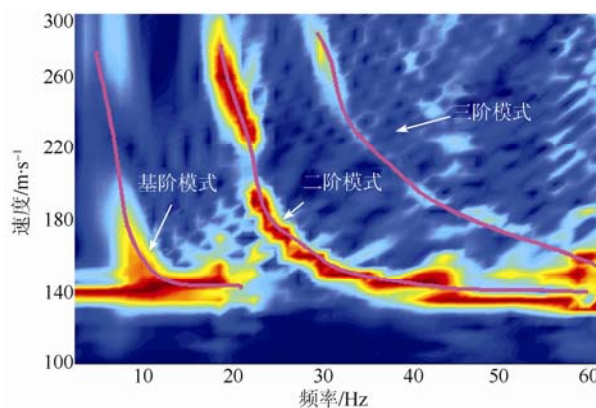


图 13 单层均匀介质模型面波频散曲线

Fig. 13 Surface wave frequency dispersion curve of single homogeneous layer model

4 结 论

a. 有限差分方法是一种计算精度比较高的数值模拟方法, 其计算稳定性与计算的截断误差都比较理想。

b. 在地质条件复杂地区勘探, 利用有限差分波动方程正演, 通过对瑞雷波的频散曲线分析, 可以更深入地了解瑞雷波的传播特性与规律, 为地下地质情况定性解释提供良好的基础。

c. 可以此方法为基础, 通过改变模型的速度、厚度等参数, 对频散曲线进行分析, 从而开展对地表起伏、含溶洞、软夹层、采空区等复杂地质情况的研究。

参考文献

- [1] HASKELL N A. The dispersion of surfacewaves onmultilayeredmedia[J]. Bull. Seism. Soc. Am., 1953, 43(1): 17-34.
- [2] SCHWAB F. Surface_wave dispersion computation: Knopoff's method[J]. Bull. Seism. Soc. Am., 1970, 60(5): 1491-1520.
- [3] WASTON H T. A note on fast computation of Rayleigh wave dispersion in multilayered half_space[J]. Bull. Seism. Soc. Am., 1970, 60(1): 161-166.
- [4] KENNETT B L N. Reflections rays and reverberations[J]. Bull. Seism. Soc. Am., 1974, 64: 1685-1696.
- [5] 熊章强. 复杂介质中瑞雷面波的正演模拟及传播特征研究[D]. 武汉: 中国地质大学地球物理与空间信息学院, 2006.
- [6] 周竹生, 刘喜亮, 熊孝雨. 弹性介质中瑞雷面波有限差分法正演模拟[J]. 地球物理学报, 2007, 50(2): 567-573.
- [7] 唐圣松. 二维起伏地表模型瑞雷波场正演研究[D]. 长沙: 中南大学信息物理工程学院, 2009.
- [8] 邵秀民, 蓝志凌. 非均匀各向同性弹性介质中地震波传播的数值模拟[J]. 地球物理学报, 1995, 38(增刊 1): 39-55.
- [9] 张中杰, 何樵登. 三维横向各向同性介质中人为边界反射吸收[J]. 地球物理学报, 1993, 28(4): 36-40.
- [10] 董良国. 弹性波数值模拟中的吸收边界条件[J]. 石油地球物理勘探, 1999, 34(1): 45-56.
- [11] 牟永光, 裴正林. 三维复杂介质地震数值模拟[M]. 北京: 石油工业出版社, 2005.
- [12] 张中杰, 何樵登. 三维横向各向同性介质中人为边界反射吸收[J]. 地球物理学报, 1993, 28(4): 36-40.