

地震波探测地质构造复杂性的定量分析方法

符力耘

中国科学院地质与地球物理研究所地球深部重点实验室, 北京 100029

E-mail: lfu@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2009-02-10; 接受日期: 2009-05-13

国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB202306)和中国科学院知识创新工程项目(编号: KZCX2-YW-101)资助

摘要 波在传播过程中与非均匀介质的相互作用是多年来地球物理研究的理论问题之一。用地震波探测地下地质结构时,介质的复杂性是相对于地震波长而言的。地震成像的效果与地下速度横向变化和地层的倾角密切相关。基于地震成像算子,研究地下非均匀介质复杂性的定量分析方法,实现定量表征地震成像过程中成像算子的角谱与地下介质地质非均质谱的相干作用。首先,将复杂地质构造表示为慢度非均质谱和倾角非均质谱,以此量化速度横向变化和地层倾角变化分布。其次,通过频散方程分析建立地震成像算子的角谱函数,以此描述其成像精度随慢度和传播角度的变化规律。最后,通过地下复杂构造的地质非均质谱与地震成像算子角谱的点积运算来定义该成像算子对给定地区复杂构造介质的成像效率 η ,其值越大,说明地震波的探测能力越强,复杂构造的地质复杂性就越小。因此,与地震成像效率相对应的非均匀介质变化的复杂系数可定义为 $\varphi=1-\eta$,从而实现对地下复杂介质地震探测复杂性的定量评估。

关键词

地质非均质谱
地震成像
偏移算子角谱
成像效率
复杂系数

岩石圈的非均质主要由大尺度的不规则层状地层和小尺度的随机非均匀介质构成。利用地震反射信号来分析地质的非均质性是多年来地球物理研究的主要问题之一。一方面,地震反射信号在振幅和相位上的异常变化及地震波的衰减被广泛应用于岩石圈非均质结构的统计特征分析^[1-3],该研究方面较为全面的综述可见文献[4]。另一方面,岩石圈中具有较强速度对比界面的大尺度层状结构控制了地震波传播的主要特征^[5-7]。地震数值模拟研究表明,地震波的散射特征与岩石圈各种尺度的地质非均质分布密切相关^[8-10]。因此,地质非均质在地质学意义上的复杂性实际上是一个相对的概念,地震波“感应”多大尺度的地质非均质取决于地震波长。本文将研究在不

同尺度上地震成像算子与介质非均质的相互作用,进而提出一种定量分析地质非均质地震探测复杂性的方法。

利用地震波探测地下非均匀介质的复杂性具有重要的地震理论意义和广泛的应用价值。例如,勘探地球物理中的复杂构造地震成像问题^[11-18],岩石圈深部构造的地球物理探测问题^[19,20],计算地球物理中的单程波逼近问题^[21-25]。研究地震成像算子与介质非均质相互作用的尺度化特征是定量评估地震成像品质的关键所在,特别是对成像结构的精细程度与地质构造复杂性进行相关性分析。一方面,复杂地质结构例如具有复杂边界的盐丘或泥拱侵入体及其下的复杂地质构造、陡峭的地层和断裂带、与俯冲带

相关的复杂边界结构等常常形成很强的速度对比和很大的地震波传播角,严重影响地震成像的品质.另一方面,高精度的地震成像方法涉及海量的计算和存储操作,三维实施计算量巨大,成本较高;而快速的地震成像方法可以降低成本,但对陡倾角地层的成像精度有限.在实际应用中,人们常常定性地在地质结构的复杂性、地震成像的精度和计算成本之间进行折衷.

根据选择的地震成像算子来定量分析一个实际速度模型或地震剖面地质结构的复杂性是目前地震成像研究的主要问题之一.一方面,建立一个详细的速度模型有相当的难度,速度模型精细到何等程度才能满足地震成像的要求,取决于相应待偏移地震信号的主频和频宽.就目前地震信号所具有的几十赫兹量级而言,速度模型中非常精细的速度分量与低频成像算子的相互作用非常弱,从而可以在成像过程中忽略不计,即地震信号的波长远大于这些非常精细尺度的介质非均质,地震成像算子对其不敏感.另一方面,各种具有不同成像精度和计算成本的地震成像技术已发展得相当成熟,可供选择的方法技术太多,除非是地震成像研究专家,否则很难选择最有效的一种成像技术,与勘探地区的地质复杂性、地震数据的频率成份和要求的成像精度相吻合,使得地震成像既满足精度要求,又节省计算时间.目前,还没有一个定量的准则来指导地震数据分析人员对给定的地质复杂性和地震数据选择一种最佳的地震成像方法.本文通过研究地震成像算子与地下介质非均质相互作用的尺度特征,探索一种根据选择的地震成像算子来定量分析实际速度模型复杂性的方法,进而提出一种定量的准则,在地震成像计算之前估算地震成像的效率.

一般地说,波动方程地震成像方法具有解析的频散方程来定量分析其成像精度.通过频散方程分析可建立地震成像算子的角谱函数,以此描述其成像精度随慢度和传播角度的变化规律.另一方面,通过统计分析可计算地下复杂构造介质的横向速度变化非均质谱和地层倾角变化非均质谱,从地质的角度实现对复杂构造介质在横向速度变化和地层倾角变化两个方面的量化表达.这种量化表征速度的横向变化分布和地层的倾角分布只具有地质意义,与

地震成像算子无关.通过将复杂构造介质的横向速度变化和地层倾角变化的非均质谱与地震成像算子的角谱函数相关联,可以定义一种关于地质构造相对于地震成像算子的复杂系数,实现对复杂非均匀介质地震探测复杂性的定量评估.利用复杂系数可识别速度模型中严重破坏地震成品质地的异常复杂区,然后利用更高精度的成像方法对该异常复杂的局部区域进行成像可提高地震成像的效率.本文利用 SEG/EAEG 盐丘模型测试上述方法的有效性.

1 地下复杂构造介质的非均质谱

地下复杂构造介质的地质复杂性可以从横向速度变化和地层倾角变化两个方面进行量化表征.利用统计的方法可以从速度模型或地震剖面上自动拾取速度的横向变化分布和地层的倾角分布.采用波动方程偏移逐层延拓的介质离散方式,我们首先将一个速度模型剖分成一组叠合的水平非均质薄板,每块薄板由空间坐标定位的若干速度点构成.由于地质沉积在岩性上的延续性,板中速度的横向变化通常满足一定的分布规律,即以某一速度间隔离散化,可以采用统计的方法计算出这些速度点的概率分布.

通常有几种统计方法来计算非均质薄板中横向速度变化的概率分布.就地震成像而言,以二维为例,一种简单的方法就是直接统计板中各点慢度的概率分布,即用参考速度(例如板中的最小速度值)将板内各点的速度值 $v(x, z)$ 换算成折射率 $n(x, z)$ 来表征板内岩性的变化,然后按照某一折射率离散间隔逐点累计各个折射率值的总数,计算其概率密度^[26],实现以概率密度作为折射率的函数(即横向速度变化非均质谱)来量化该速度板的横向速度变化分布.具体计算如下:设板中有 m 个折射率点值,对这些折射率点的数值分布按照大小顺序进行重新排序,用折射率离散间隔 Δn 对折射率数据进行区间分段,然后统计在 $n \sim n + \Delta n$ 区间内的离散点总数 Δm .一般来说 Δm 随采样间隔 Δn 的变化而变化,但它与板内的离散点总数之比 $\Delta m/m$ 是一个确定的统计数,即区间内的岩性占总岩性的百分率,而 $\Delta m/(m\Delta n)$ 就是单位岩性区间(指折射率在 n 值附近的单位区间)的分布几率.因此,板内各离散点折射率值为 n 的概率密度可表示为

$$p(n) = \lim_{\Delta n \rightarrow 0} \frac{\Delta m}{m \Delta n} = \frac{1}{m} \frac{dm}{dn}, \text{ 且 } \int_0^1 p(n) dn = 1. \quad (1)$$

因为概率密度表示板内单位岩性区间各折射率值的分布几率, 可以把它视为描述该非均质板速度横向变化分布的非均质谱函数. 不同的薄板其非均质谱函数不同, 与板内岩性变化密切相关.

非均质谱函数 $p(n)$ 只量化表征地下地震波传播速度的横向变化分布. 地震成像的品质既依赖于地下速度的横向变化, 又与地层倾角分布密切相关. 利用上述统计的方法同样可以从速度模型或地震剖面上自动拾取地下复杂构造的地质界面倾角分布. 本文以二维为例利用统计方法从速度场计算地层的倾角分布. 首先将速度场 $v(x, z)$ 转换为梯度场 $|\nabla v(x, z)|$, 突出地质构造边界, 便于地质结构的边缘检测. 然后通过扫描的方法计算梯度场中各点的倾角分布 $\theta(x, z)$.

将速度场分解为其结构分量实际上是一个图像处理问题, 在图像识别理论中有许多发展成熟的方法完成不同信噪比条件下各类图像的信噪分离和边缘检测. 由于沉积环境的差异性, 地下地层和各种地质构造在地震剖面上通常具有突出的边界结构图像显示, 我们可以用简单的梯度边缘检测方法, 例如 Robert, Prewitt, Laplacian, Kirsch 和 Sobel 等梯度边缘检测算子来进行地质图像的结构信息提取. 在本文的研究中, 我们采用 Prewitt 梯度算子 [27] 进行边缘检测, 进而计算非均质板内各点的倾角分布 $\theta(x, z)$.

采用计算速度横向变化非均质谱函数 $p(n)$ 的统

计方法, 我们按照某一角度离散间隔逐点累计板内各个角度值的点数, 计算其概率密度, 实现以概率密度作为角度值 $\theta(x, z)$ 的函数(即地层倾角变化的非均质谱)来量化该非均质板的地层倾角变化分布. 具体计算如下: 设板内有 M 个角度点值 $\theta(x, z)$, 对这些角度点的数值分布按照大小顺序进行重新排序, 用角度离散间隔 $\Delta\theta$ 对角度数据进行区间分段, 然后统计在 $\theta - \theta + \Delta\theta$ 区间内的离散点总数 ΔM . 一般来说 ΔM 随采样间隔 $\Delta\theta$ 的变化而变化, 但它与板内的离散点总数之比 $\Delta M/M$ 是一个确定的统计数, 即区间内的角度分布占总角度分布的百分率, 而 $\Delta M/(M \Delta\theta)$ 就是单位角度区间(指角度在 θ 值附近的单位区间)的分布几率. 因此, 薄板内各离散点角度值为 θ 的概率密度可表示为

$$q(\theta) = \lim_{\Delta\theta \rightarrow 0} \frac{\Delta M}{M \Delta\theta} = \frac{1}{M} \frac{dM}{d\theta}, \text{ 且 } \int_0^1 q(\theta) d\theta = 1. \quad (2)$$

因为该概率密度值表示板内单位角度区间各角度值的分布几率, 可视为描述该非均质薄板地层倾角变化分布的非均质谱函数.

图 1 为 3 块含两个地层的非均质薄板. 3 块板中两层的速度比相同, 但地层分界面的倾角不同, 分别为 0° , 15° 和 60° . 我们考虑强速度对比和弱速度对比两种情况, 即两层的速度分别为 2.0 与 $5.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ (强速度对比) 和 2.0 与 $3.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ (弱速度对比). 图 2 为计算得到的两种速度对比情况下这 3 块薄板的速度横向变化非均质谱, 可见一种“瘦”的密度函数分布, 这是因为两层都是速度分布均匀的地层. 图 3 为计算得到的 3 块板的地层倾角变化非均质谱, 可见谱分量

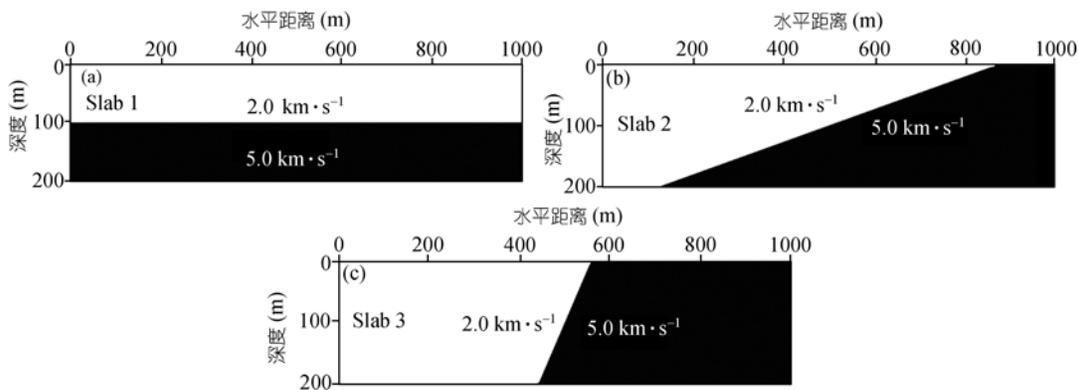


图 1 3 块具有相同速度比但不同地层倾角的两层非均质薄板
地层倾角分别为 0° (a), 15° (b) 和 60° (c)

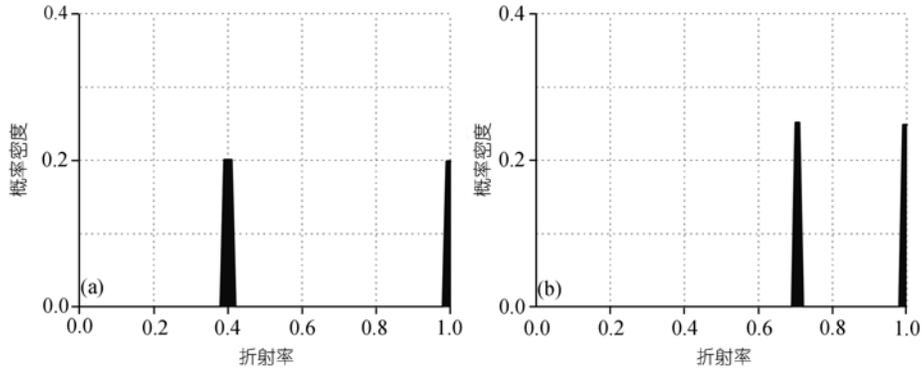


图2 两种速度对比情况下3块薄板的速度横向变化非均质谱

(a) 强速度对比下两层的速度分别为 2.0 和 5.0 km·s⁻¹, (b) 弱速度对比下两层的速度分别为 2.0 与 3.0 km·s⁻¹

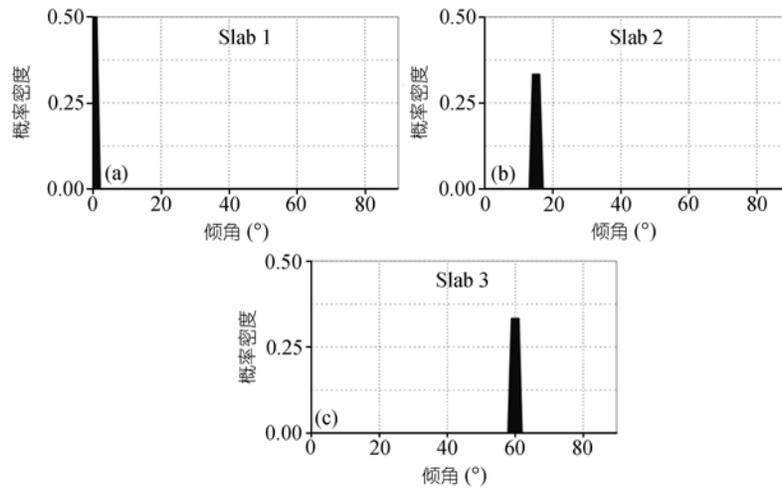


图3 3块板的地层倾角变化非均质谱

(a) 水平层模型的倾角非均质谱; (b) 15°模型的倾角非均质谱; (c) 60°模型的倾角非均质谱

的分布直接反映地层的倾角. 值得注意的是, 虽然我们把地下地质非均质性分解为速度横向变化非均质谱和地层倾角变化非均质谱, 二者对地震成像品质的影响实际上是耦合的, 不可分离.

图4(a)为SEG/EAEG盐丘速度模型, 其复杂性主要表现为刺穿盐丘的分布范围大, 形成很强的速度横向变化, 盐根很陡, 各种倾角的断层分布丰富, 特别是盐下陡峭的断裂. 图4(b)为从盐丘速度模型上不同深度拾取的两块非均质薄板, 两块板的速度横向变化和地层倾角变化是不一样的. 图4(c)为计算得到的两块板的速度横向变化非均质谱, 其概率密度函数的计算采用 $\Delta n=0.01$ 的采样间隔. 可见速度非均质谱上有两个主要的谱分量, 一个“瘦”的位于 $n=0.5$,

代表单一的盐丘岩性分布; 另一个“胖”的位于 $n=0.75\sim 1.0$, 代表小尺度的岩性非均质分布. 假定这两个谱分量的中心分别位于 n_1 和 n_2 , 我们可以用下列的高斯分布函数来拟合这些谱分量:

$$p(n) = \frac{C_1}{\sqrt{2\pi}\sigma_1} \exp\left(-\frac{(n-n_1)^2}{2\sigma_1^2}\right) + \frac{C_2}{\sqrt{2\pi}\sigma_2} \exp\left(-\frac{(n-n_2)^2}{2\sigma_2^2}\right), \quad (3)$$

其中, σ_1 和 σ_2 分别表示两个谱分量的方差, 选择常数 C_1 和 C_2 使 $\int_0^1 p(n)dn = 1.0$. 对于具有多个谱分量的速度非均质谱, 可以在方程(3)上继续累加多个高斯函数来描述. 一般来说, 由于沉积环境有一定的稳定性,

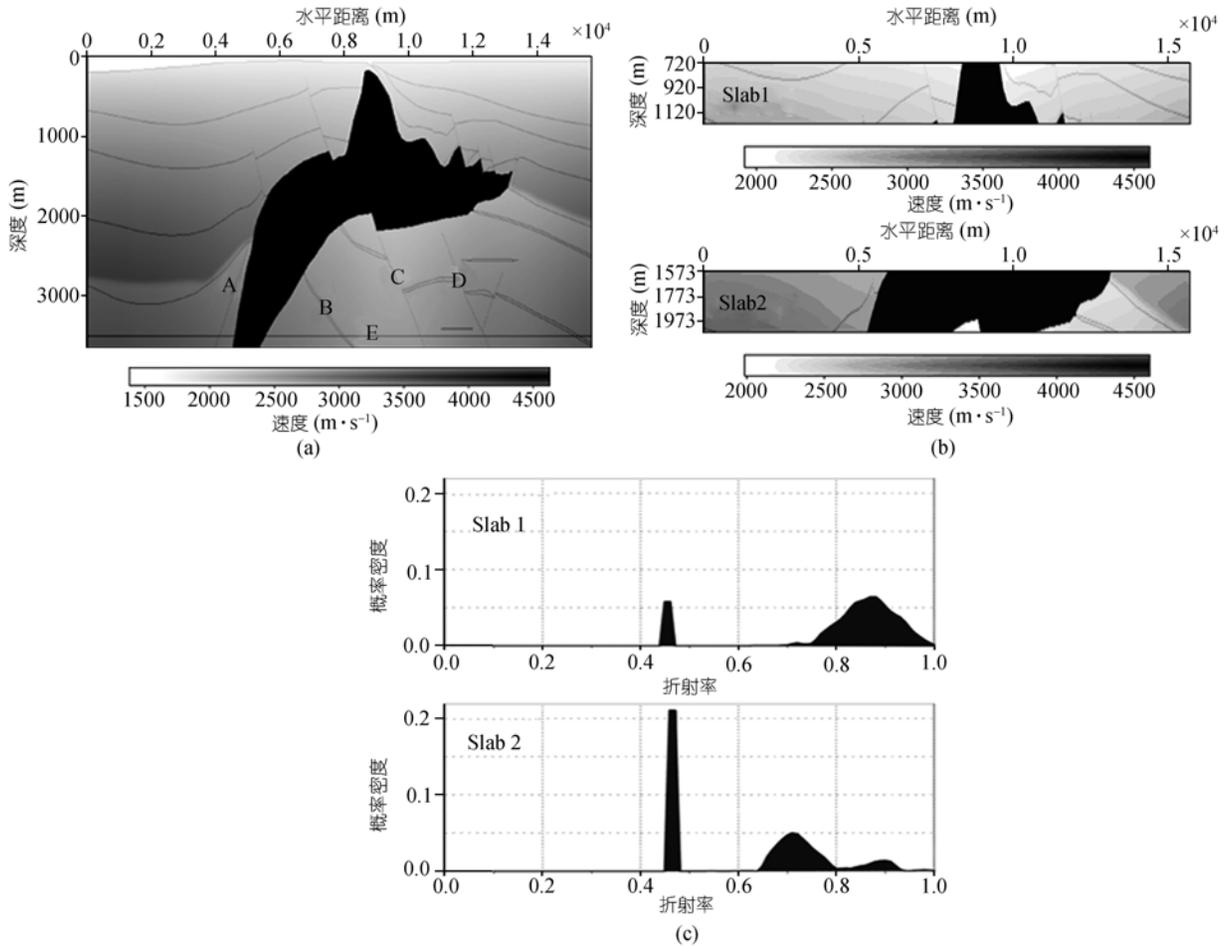


图 4

(a) SEG/EAEG 盐丘速度模型; (b) 从盐丘速度模型上不同深度拾取的两块非均质薄板 Slab 1 和 Slab 2; (c) Slab 1 和 Slab 2 两块板的速度横向变化非均质谱

具有很大速度或很小速度的岩性为数较少, 其百分率较低; 而具有中等速度的岩性为数很多, 百分率较高. 因此, 地下介质的速度非均质谱理论上可以用高斯分布函数来描述. 来自德国大陆深钻测井数据的研究表明^[26], 地下介质速度纵向变化非均质谱可以近似地用高斯分布函数来拟合. 实际地下介质速度横向变化非均质谱是否可以近似地用高斯分布函数来拟合有待进一步的验证.

图 5 为计算得到的两块薄板的梯度场 $|\nabla v(x, z)|$ 、地层倾角分布 $\theta(x, z)$ 和地层倾角变化非均质谱 $q(\theta)$, 其角度分布概率密度函数的计算采用 $\Delta\theta=1^\circ$ 的采样间隔. 可见对于该盐丘模型而言, 也可以用高斯分布函数来描述地层倾角非均质谱上各谱分量的分布.

2 地震成像算子的频散分析和角谱函数

前面我们把地下介质的地质非均质性分解为速度横向变化非均质谱和地层倾角变化非均质谱, 这种地质非均质的量化表征与地震成像算子无关. 对地震探测而言, 地质的复杂性是相对的, 应该相对于地震探测的能力来定义. 一般来说, 不同的成像算子具有不同的宽带特性和成像精度. 最佳的地震成像是指成像算子的宽带特性与地下介质的地质非均质谱分布(即速度横向变化非均质谱和地层倾角变化非均质谱)相互吻合, 即地质非均质谱上的大部分谱分量位于成像算子的带通范围内, 以确保复杂构造成像过程中所有介质分量被“照明”. 为了量化表征地震成像算子的这种“照明”特征, 我们需要进行频散分析,

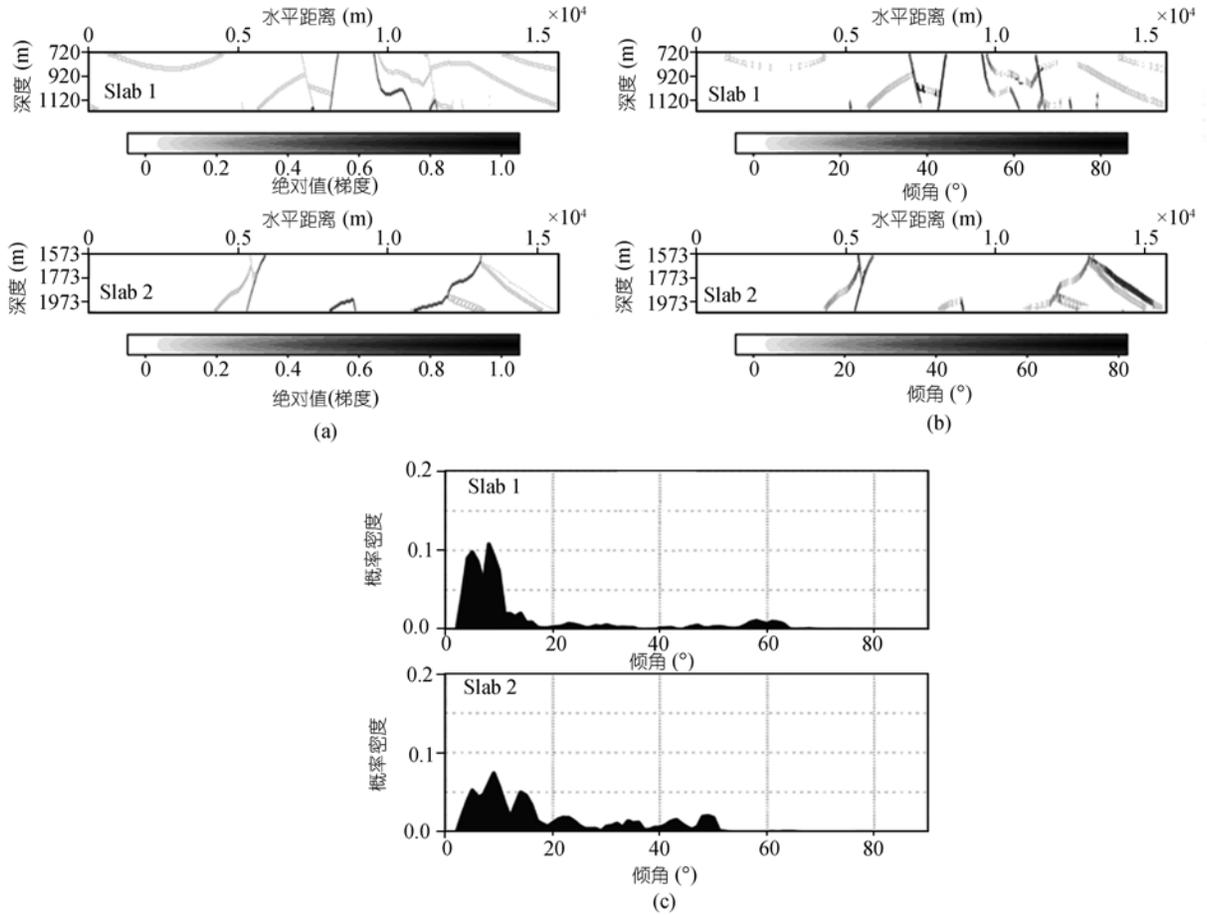


图 5

(a) Slab 1 和 Slab 2 两块板的梯度场; (b) Slab 1 和 Slab 2 两块板的地层倾角分布; (c) Slab 1 和 Slab 2 两块板的地层倾角变化非均质谱

将频散方程表示为角谱函数。以往的研究表明, 地震成像算子可以逐级构造, 其成像精度依赖于速度横向变化和地震波传播角度。本节中我们将重点研究一类只用快速 Fourier 变换(FFT)进行波动方程偏移的地震成像算子, 这类成像算子包括相移(PS)、分裂步(SSF)和一阶分离变量(SVSP1)等。这些 Fourier 变换成像算子具有相同算法结构和简单的频散关系, 但不同计算效率和精度, 适应不同地质构造复杂程度。一般地说, 根据频散方程波动方程地震成像算子的成像精度可以显示地表示为速度横向变化和传播角变化的函数。

频率-波数域的二维稳态谐波场可表示为 $u(k_x, z)$, z 为深度, k_x 是关于水平方向 x 坐标的波数。波场延拓穿过一个从深度 z 到 $z+\Delta z$ 的横向非均质薄板, 基于 Fourier 变换成像算子的波场延拓过程可统一表示为

$$u(k_x, z + \Delta z) = \hat{u}(k_x, z) \exp(ik_z \Delta z), \quad (4)$$

式中 $k_x^2 + k_z^2 = k_0^2$, k_0 为背景波数 $k_0 = \omega/v_0$, v_0 为此薄板中的最小地震速度, ω 为角频率。媒介波场 $\hat{u}(k_x, z)$ 可根据不同的 Fourier 变换成像算子取不同的表达方式。例如, 相移法 Fourier 变换偏移有 $\hat{u}(k_x, z) = u(k_x, z)$, 适用于速度横向不变的层状介质。基于分裂步 Fourier 变换偏移^[28]的媒介波场可表示为

$$\hat{u}(k_x, z) = FT_x[u(x, z) \exp(ik_0 \Delta z (n(x) - 1))], \quad (5)$$

式中 FT_x 为从 $x \rightarrow k_x$ 的正向 Fourier 变换。该方法只适用于弱的速度横向变化或较小的地层倾角, 其频散关系由下式给出

$$\bar{k}_x^2 + (\bar{k}_z - (n-1))^2 = 1, \quad (6)$$

式中 $\bar{k}_x = k_x/k_0$ 和 $\bar{k}_z = k_z/k_0$ 。由上述频散关系可确定分裂步成像算子的宽带特性。

对分裂步成像算子稍作改进可得到一类广义屏 (GSP)地震成像算子^[29,25], 或者下列的一阶分离变量 Fourier 变换成像算子^[30-32], 其媒介波场可表示为

$$\hat{u}(k_x, z) = (1 - C_1(k_x))FT_X[u(x, z)\exp(ik_0\Delta z(n(x)-1))] + C_1(k_x)FT_X[u(x, z)\exp(i2k_0\Delta z(n(x)-1))], \quad (7)$$

式中一阶系数 $C_1(k_x)$ 是波数 k_x 的函数, 但与折射率 n 无关. 上式的频散关系为

$$\bar{k}_x^2 + \left[\bar{k}_z - (n-1) \left(1 - \frac{a_1 \bar{k}_x^2}{1 + b_1 \bar{k}_x^2} \right) \right]^2 = 1, \quad (8)$$

式中常数 a_1 和 b_1 与折射率 n 无关. 根据上述频散关系可以确定一阶分离变量 Fourier 变换成像算子的宽带特性. 由方程(7)可知, 一阶分离变量 Fourier 变换成像的计算过程与传统 SSF 成像方法相似, 二者所用计算时间相差不多. 一阶分离变量 Fourier 变换成像算子通过在两个分裂步之间作波数域线性插值来实现波场延拓, 每延拓一层用三次 FFT, 比常规 SSF 地震偏移多一次快速 Fourier 变换, 实现将常规 SSF 成像算子推广适应强速度横向变化和陡倾角地层.

对于强对比介质, 还可以采用精度更高的有限差分(FD)与Fourier变换混合的方法, 如分裂步FD传播算子^[33]、分裂步Padé解^[34]以及Fourier有限差分(FFD)算子^[35]. 这些混合的方法理论上容许更大传播角度的波场延拓和比纯有限差分法更大的波场延拓步长, 它们都具有相同形式的有理逼近频散方程

$$\bar{k}_z = \sqrt{1 - \bar{k}_x^2} + n - 1 + \sum_{j=1}^m \frac{a_j(n)\bar{k}_x^2}{1 + b_j(n)\bar{k}_x^2}, \quad (9)$$

式中, 系数 $a_j(n)$ 和 $b_j(n)$ 是折射率的函数, 随横向速度变化而变化. 可见, 分裂步 FD 混合算子包括背景相移解(第一项)、分裂步校正项(第二项)和抛物校正项(第三项). 第三项中 \bar{k}_x 和 n 的交叉耦合说明方程(9)不是一种分离变量的表达式, 因此需要隐式有限差分数值实施.

我们利用相对相位差 $e = \delta\phi - 1$ ($\delta\phi$ 为波传播的相位扰动)来表示波动方程地震成像的精度. 根据频散方程(6), (8)和(9), 传播角 θ 、折射率 n 和地震成像精度 e 三者的关系可以解析地表示为一种角谱函数, 然后通过传播角和折射率的交汇图显示出来. 例如, SSF 地震成像算子的角谱函数可以表示为

$$\cos\theta = \frac{(e+1)(n-1) + \sqrt{(1-n)(n(e^2 + 2e - 1) + (e+1)^2)}}{n((e+1)^2 - 1)}. \quad (10)$$

一个地震成像算子的角谱函数有两种表达方式. 一种是 $\theta=f(n)$, 即把传播角 θ 作为折射率 n 的函数进行绘图; 另一种是 $\delta n=g(\theta)$, 即把折射率的变化 $\delta n=1-n$ 作为传播角 θ 的函数进行绘图. 图 6 比较了 3 种 Fourier 变换地震成像算子(SVSP1, GSP 和 SSF)在相对相位差 $e=5\%$ 精度下计算的角谱 $f(n)$ 和 $g(\theta)$ 曲线. 可见, SVSP1 和 GSP 两种成像算子无论是对折射率或传播角都具有较大的宽带特性. 在给定成像精度条件下, 最佳的地震成像要求成像算子的角谱 $f(n)$ 和 $g(\theta)$ 分别“照明”速度横向变化非均质谱上和地层倾角非均质谱上的所有主要谱分量.

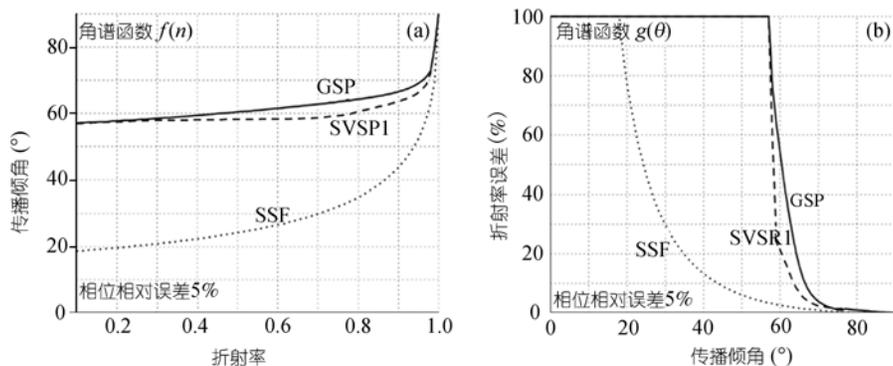


图 6 3 种地震成像算子(SVSP1, GSP 和 SSF)在相位相对误差 $e=5\%$ 精度下的角谱 $f(n)$ 和 $g(\theta)$ 曲线

3 地震成像过程: 成像算子的角谱与地质非均质谱的相干作用

复杂构造的地震成像效果实质上取决于地震成像算子的角谱 $f(n)$ 和 $g(\theta)$ 与地下介质地质非均质谱 $p(n)$ 和 $q(\theta)$ 之间相消或相长的相互作用. 大部分地震成像算子由于其平方根方程的数值逼近而不能全局地兼顾所有的速度横向变化谱分量和地层倾角变化谱分量. 当波场延拓穿过一块非均质板时, 成像算子与地质非均质两种相互独立的谱分量之间的相干作用是指在速度非均质谱和地层倾角非均质谱中, 那些位于成像算子角谱通放带内的地质非均质谱分量将得到有效成像; 相反那些位于成像算子角谱通放带外或被削弱的地质非均质谱分量其成像效果变差.

具体而言就是对于给定的成像精度, 有效的地震成像要求成像算子的角谱 $f(n)$ “照明”速度横向变化非均质谱 $p(n)$ 上大部分的谱分量; 同时成像算子的角谱 $g(\theta)$ 通放地层倾角非均质谱 $q(\theta)$ 上大部分的谱分量. 上述速度横向变化和地层倾角这两种介质特性在成像过程中是相互偶合在一起的, 为了量化表征这一相互偶合作用过程的一致性, 我们定义如下的地震成像效率

$$\eta = \eta_n * \eta_\theta = \left(\int_0^1 f(n)p(n)dn \right) * \left(\int_0^1 g(\theta)q(\theta)d\theta \right), \quad (11)$$

式中 η_n 和 η_θ 分别为成像算子对速度横向变化和地层

角度变化的成像效率. 因此, 与地震成像效率相对应的地下介质变化的复杂系数可表示为 $\varphi=1-\eta$, 实现对地下复杂介质地震探测复杂性的定量评估.

表1列出了根据方程(11)和SVSP1, GSP和SSF 3种地震成像算子计算得到的图1中3块非均质板在强和弱速度对比两种情况下的地震成像效率和地震探测复杂系数. 可见, 随着速度对比和地层倾角的加大, 非均质板变得越来越复杂, 其复杂系数取决于所采用的地震成像算子. 表中量化表征地质复杂程度的这些数字与直观的定性判断结果相一致.

表2列出了根据SVSP1, GSP和SSF 3种地震成像算子计算得到的图4(b)所示非均质板Slab 1和Slab 2的地震成像效率和地震探测复杂系数. 可见, Slab 1的速度横向变化成像效率略高于Slab 2, 但其地层倾角成像效率略低于Slab 2. 这与两个板的地质非均质谱上主分量的分布相吻合. 从图4(c)上可见, Slab 1的速度横向变化非均质谱上非盐丘岩性分量分布在 $n=0.75\sim 1.0$ 之间, 其速度对比程度弱于Slab 2的非盐丘岩性分量(分布在 $n=0.65\sim 0.8$ 之间). 在图5(c)上, Slab 1的地层倾角非均质谱带宽在 $\theta=0^\circ\sim 65^\circ$ 左右, 略宽于Slab 2的地层倾角变化(在 $\theta=0^\circ\sim 50^\circ$ 左右). 因此, 相对于SVSP1, GSP和SSF三种地震成像算子, Slab 1的地质复杂性略高于Slab 2. 整个地质模型的复杂性是其所有非均质板地震探测复杂系数的平均或累加.

表1 由3种地震成像算子(SVSP1, GSP和SSF)计算得到的图1中3块非均质板在强和弱速度对比两种情况下的地震成像效率和地震探测复杂系数^{a)}

	η_n	η_θ	φ
强速度对比			
SSF	0.452/0.453/0.452	1.0/1.0/0.026	0.548/0.547/0.988
SVSP1	0.687/0.688/0.687	1.0/1.0/0.223	0.313/0.312/0.847
GSP	0.696/0.696/0.696	1.0/1.0/0.540	0.304/0.304/0.624
弱速度对比			
SSF	0.548/0.549/0.548	1.0/1.0/0.026	0.452/0.451/0.986
SVSP1	0.717/0.717/0.717	1.0/1.0/0.223	0.283/0.283/0.840
GSP	0.739/0.739/0.739	1.0/1.0/0.540	0.261/0.304/0.601

a) 表中用“/”分开的数据表示 Slab 1/ Slab 2/ Slab 3

表2 由3种地震成像算子(SVSP1, GSP和SSF)计算得到的图4(b)所示两块非均质板的地震成像效率和地震探测复杂系数

Slab 1	η_n	η_θ	φ	Slab 2	η_n	η_θ	φ
SSF	0.393	0.431	0.831	SSF	0.291	0.437	0.873
SVSP1	0.623	0.562	0.649	SVSP1	0.592	0.682	0.596
GSP	0.653	0.578	0.623	GSP	0.622	0.683	0.575

4 地震偏移算例

本文以 SEG/EAEG 盐丘模型叠后深度偏移为例比较 SSF 和 GSP 两种成像算子对该盐丘模型成像的复杂性, 据此, 提出一种不同精度成像算子联合应用的地震成像策略. 图 4(a) 所示的 SEG/EAEG 盐丘模型呈现很强的速度对比(薄板横向速度变化最大对比度达 $n \approx 0.35$) 和陡倾角(地质界面最大倾角达 70°). 模型包含几个关键的成像目标, 用来测试各种偏移方法的精度, 例如强速度对比下的陡峭盐丘根部(图 4(a) 的 A 部位)、盐下陡峭反射界面(图 4(a) 的 B 部位)、盐下陡峭断面(图 4(a) 的 C 和 D 部位)、盐下水平反射界面(图 4(a) 的 E 部位). 图 7 为采用 SSF(虚线)和 GSP(右边实线)两种成像算子计算得到的 SEG/EAEG 盐丘模型各个深度非均质薄板的速度横向变化地震成像效率. 可见, 在深度 1500~2000 m 之间有少量的非均质薄板其

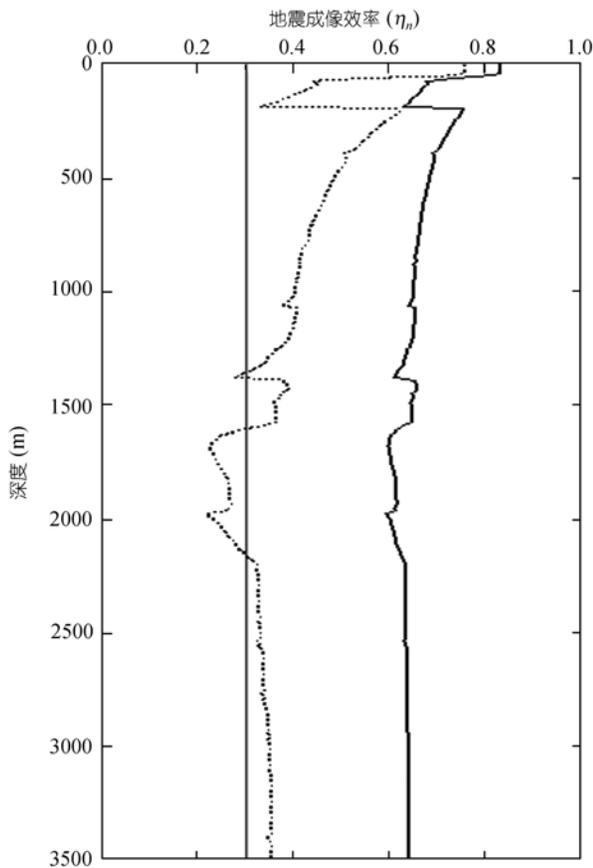


图 7

采用 SSF(虚线)和 GSP(右边实线)两种成像算子计算得到的 SEG/EAEG 盐丘模型各个深度非均质板的速度横向变化地震成像效率曲线

SSF 地震成像效率非常低, 甚至低于 $\eta_n=0.3$ (左边垂直实线). 严重破坏了 SSF 方法地震成像的整体效果.

图 8 比较了 SSF 方法, GSP 方法和 SSF+GSP 联合方法的盐丘模型叠后深度偏移结果. 地震偏移计算是在一台 350 MHz 的 Pentium II PC 机上实施的. SSF 偏移方法理论上只适用于弱速度对比介质或小角度成像. 因此, 其盐丘根部的成像误差较大(粗黑线为实际盐丘外形), 盐下复杂构造的成像效果也很差, 反射层和断层偏移不到位, 偏移噪音严重, 特别是底部的水平反射界面(E 部位)没有完全归位, 模型其他部分的成像效果与实际模型基本吻合. GSP 成像方法适用于强速度对比介质和大角度成像, 因此, 整个盐丘和盐下复杂构造的成像都比较准确, 偏移噪音明显削弱, 只是盐下 B 部位的陡峭反射界面和 C 部位的陡峭断面没有出来, D 部位断面有所削弱. GSP 成像方法(CPU 计算时间为 1340 s)计算量比 SSF 方法(CPU 计算时间为 1032 s)要大, 特别是三维地震成像时要大几个数量级.

在 SSF+GSP 联合方法偏移中, 对于介于深度 1500~2000 m 之间的严重破坏 SSF 偏移整体效果的少量薄板(见图 8(c)), 由于其 SSF 地震成像效率非常低(图 7 上 $\eta_n < 0.3$ 的虚线部分)而采用 GSP 方法进行偏移, 其他大部分薄板仍然采用 SSF 方法进行偏移. SSF+GSP 联合偏移结果如图 8(d) 所示, 可见除盐丘内部局部的偏移噪音外, 其他部位的成像效果与 GSP 偏移结果(图 8(b))基本一致, 而计算量要小得多.

5 结论

虽然各种地震成像方法的研究和技术发展已相当成熟并得到广泛的应用, 在工业化应用中对实际的地震数据选择一种适应其地质复杂性的最佳成像方法仍然有相当的难度. 研究发展一种基于所选择的地震成像算子来定量评估地下复杂构造地质复杂性的方法是解决问题的关键所在. 一般来说, 复杂构造地震成像的品质取决于成像算子与地下复杂构造地质非均质谱的相干作用结果. 最佳的成像效果往往是成像算子角谱的宽带特性与复杂构造介质的地质非均质谱(在横向速度变化和地层角度变化两个方面)分布相一致, 即地质非均质谱上大部分谱分量位于成像算子角谱的通带范围内.

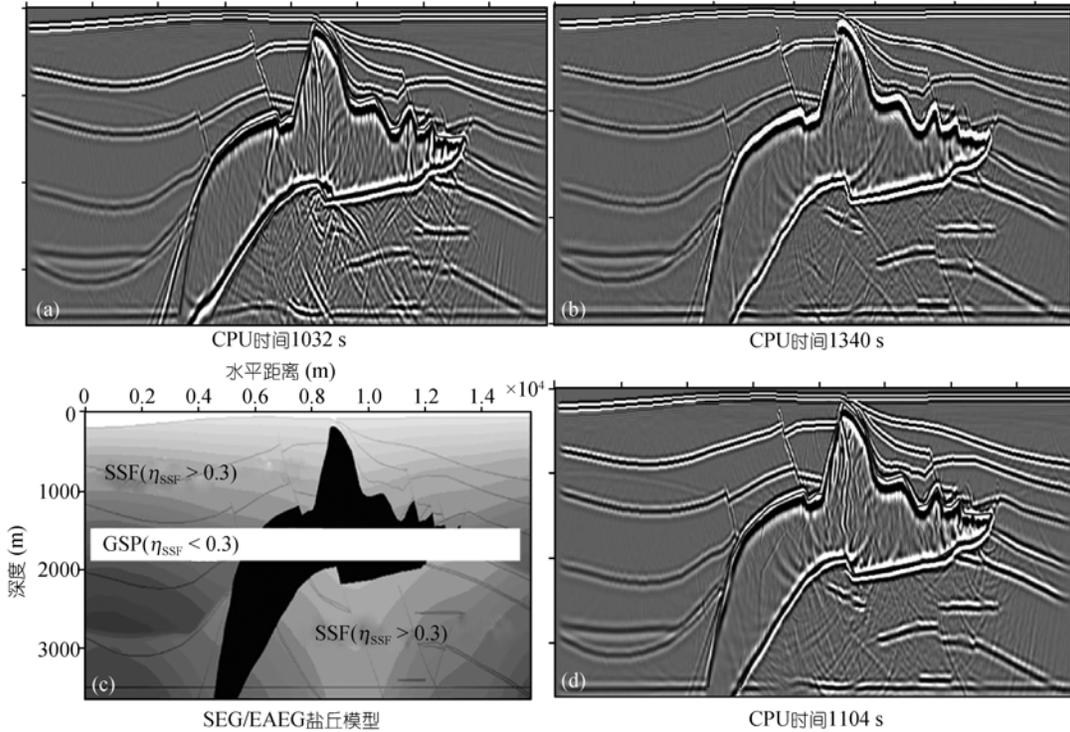


图 8 SSF 方法(a)、GSP 方法(b)和 SSF+GSP 联合方法(d)盐丘模型叠后深度偏移结果

联合方法偏移中对于 SSF 方法成像效率非常低($\eta_b < 0.3$)的介于深度 1500~2000 m 之间的少量薄板(c)采用 GSP 方法偏移, 而其他大部分薄板采用 SSF 方法偏移

本文中, 我们首先利用统计的方法从地质学的角度定量表征地下复杂地质构造的非均质变化, 即复杂构造介质的横向速度变化非均质谱 $p(n)$ 和地层角度变化非均质谱 $q(\theta)$. 这些表征复杂构造复杂性的谱函数只有地质意义, 与地震探测方法和技术无关. 地质的复杂性是相对的, 应该相对于地震探测的能力来定义. 为了量化表征地震成像算子的探测能力, 我们从成像算子的频散方程出发, 通过构造角谱函数将其成像精度表示为地下横向速度变化和地震波传播角度变化的函数. 这样, 一个地震成像算子的角谱函数有两种表达方式, 一种是 $\theta = f(n)$, 把传播角 θ 作为折射率 n 的函数进行绘图; 另一种是 $\delta n = g(\theta)$, 即把折射率变化 $\delta n = 1 - n$ 作为传播角 θ 的函数进行绘图.

在给定成像精度条件下, 最佳的地震成像要求成像算子的角谱 $f(n)$ 和 $g(\theta)$ 分别“照明”速度横向变化非均质谱上和地层倾角非均质谱上的所有主要谱分量. 将地震成像算子的角谱 $f(n)$ 和 $g(\theta)$ 分别与复杂构造介质的横向速度变化非均质谱 $p(n)$ 和地层角度变

化非均质谱 $q(\theta)$ 作点积来定义该成像算子对给定地区复杂构造介质的成像效率 η , 从而实现定量表征地震成像中成像算子与地下复杂构造地质非均质谱的相干作用过程. 成像效率 η 越大, 说明地震波的探测能力越强, 复杂构造的地质复杂性就越小. 因此, 与地震成像效率相对应的地下介质变化的复杂系数可定义为 $\phi = 1 - \eta$, 从而实现了对地下复杂介质地震探测复杂性的定量评估. 地下探测目标的复杂系数 ϕ 是评估复杂构造地震成像效率和品质的重要指标.

到目前为止, 有关地质复杂性定量评估的研究很少, 评价的方法可能会有多种. 地下复杂构造的详细结构是地震探测的最终目标, 不可能精确得到. 因此, 本文提出的方法由于需要事先从地震剖面上识别出地下复杂构造大致形态而成为一种近似的方法. 总之, 在该研究领域的各种尝试都是有益的, 具有重要的理论意义和实用价值, 对复杂构造成像、偏移速度分析和油气储层综合评价及其风险评估等将产生深远影响.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 Aki K. Scattering of P waves under the Montana LASA. *J Geophys Res*, 1973, 78: 1334—1346[[doi](#)]
- 2 Chouet B. Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California. *Geophys Res Lett*, 1979, 6: 143—146[[doi](#)]
- 3 Dainty A M. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophys Res Lett*, 1981, 8: 1126—1128[[doi](#)]
- 4 Sato H, Fehler M C. *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*. New York: Springer, 2000
- 5 Bouchon M. Effect of topography on surface motion. *Bull Seismol Soc Am*, 1973, 63: 615—632
- 6 Kennett B L N. Guided wave propagation in laterally varying media I: theoretical development. *Geophys J Roy Astr Soc*, 1984, 79: 235—255
- 7 Campillo M. Lg wave propagation in a laterally varying crust and the distribution of the apparent quality factor in Central France. *J Geophys Res*, 1987, 92: 12604—12614[[doi](#)]
- 8 Flatté S M, Wu R S, Shen Z K. Nonlinear inversion of phase and amplitude coherence functions at NORSAR for a model of nonuniform heterogeneities. *Geophys Res Lett*, 1991, 18: 1269—1272[[doi](#)]
- 9 Holliger K, Levander A R. A stochastic view of lower crustal fabric based on evidence from the Ivrea Zone. *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 1153—1156[[doi](#)]
- 10 Goff J A, Holliger K, Levander A. Modal fields: a new method for characterization of random seismic velocity heterogeneity. *Geophys Res Lett*, 1994, 21: 493—496[[doi](#)]
- 11 Claerbout J F. Coarse grid calculation of waves in inhomogeneous media with application to delineation of complicated seismic structure. *Geophysics*, 1970, 35: 407—418[[doi](#)]
- 12 Berkhout A J. *Seismic Migration*. Amsterdam: Elsevier, 1982
- 13 马在田. 高阶有限差分偏移. *石油地球物理勘探*, 1982, 17: 6—15
- 14 张关泉. 利用低阶偏微分方程组的大倾角差分偏移. *地球物理学报*, 1986, 29: 273—282
- 15 Bleistein N. On the imaging of reflectors in the Earth. *Geophysics*, 1987, 52: 931—942
- 16 Gray S H, Etgen J, Dellinger J, et al. Seismic migration problems and solutions. *Geophysics*, 2001, 66: 1622—1640[[doi](#)]
- 17 Stolt R H. Seismic data mapping and reconstruction. *Geophysics*, 2002, 67: 890—908[[doi](#)]
- 18 Weglein A B, Fernanda V A, Carvalho P M, et al. Inverse scattering series and seismic exploration. *Inv Probl*, 2003, 19: 27—83[[doi](#)]
- 19 Revenaugh J. A scattered-wave image of subduction beneath the Transverse Ranges. *Science*, 1995, 268: 1888—1892[[doi](#)]
- 20 Bostock M G, Rondenay S. Migration of scattered teleseismic body waves. *Geophys J Int*, 1999, 137: 732—746[[doi](#)]
- 21 McCoy J J. A parabolic theory of stress wave propagation through inhomogeneous linearly elastic solids. *J Appl Mech*, 1977, 44: 462—468
- 22 Tappert F D. The parabolic approximation method. In: Keller J B, Papadakis J S, eds. *Wave Propagation and Underwater Acoustics*. New York: Springer-Verlag, 1977. 224—287
- 23 Wapenaar C P A, Berkhout A J. Wave field extrapolation techniques for inhomogeneous media which include critical angle events. Part I: methods using the one-way wave equations. *Geophys Prospect*, 1985, 33: 1138—1159[[doi](#)]
- 24 Wu R S. Wide-angle elastic wave one-way propagation in heterogeneous media and an elastic wave complex-screen method. *J Geophys Res*, 1994, 99: 751—766[[doi](#)]
- 25 de Hoop M V, Le Rousseau J H, Wu R S. Generalization of the phase-screen approximation for the scattering of acoustic waves. *Wave Motion*, 2000, 31: 43—70[[doi](#)]
- 26 Wu R S, Xu Z, Li X P. Heterogeneity spectrum and scale-anisotropy in the upper crust revealed by the German Continental Deep-Drilling (KTB) Holes. *Geophys Res Lett*, 1994, 21: 911—914[[doi](#)]
- 27 Prewitt J M S. Object enhancement and extraction. In: Lipkin B S, Rosenfeld A, eds. *Picture Processing and Psychopictorics*. New York: Academic Press, 1970
- 28 Stoffa P L, Fokkema J T, de Luna Freire R M, et al. Split-step Fourier migration. *Geophysics*, 1990, 55: 410—421[[doi](#)]

- 29 Wu R S, Jin S, Xie X B. Seismic wave propagation and scattering in heterogeneous crustal wave guides using screen propagators- I . *SH* waves. *Bull Seismol Soc Am*, 2000, 90: 401—413[[doi](#)]
- 30 Fu L Y, Duan Y. Fourier depth migration methods with application to salt-related complex geological structures. 72th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2002. 895—898
- 31 Fu L Y. Comparison of different one-way propagators for wave forward propagation in heterogeneous crustal wave guides. *Bull Seismol Soc Am*, 2006, 96: 1091—1113
- 32 符力耘, 孙伟家, 李东平. 退化的 Fourier 偏移算子及其在复杂断块成像中的应用. *地球物理学报*, 2007, 50: 1241—1250
- 33 Thomson D J. Wide-angle parabolic equation solutions to two range-dependent benchmark problems. *J Acoust Soc Am*, 1990, 87: 1514—1520[[doi](#)]
- 34 Collins M D. A split-step Padé solution for the parabolic equation method. *J Acoust Soc Am*, 1993, 93: 1736—1742[[doi](#)]
- 35 Ristow D, Rühl T. Fourier finite-difference migration. *Geophysics*, 1994, 59: 1882—1893[[doi](#)]