

地质灾害井间地震层析成像研究

裴正林

余钦范

(石油大学, 北京) (中国地质大学, 北京)

摘 要 地质灾害体如岩溶、陷落柱、软弱层等的井间地震层析成像属于复杂模型或大扰动异常体的非线性成像。该文首次将小波多尺度思想引入到井间层析成像, 建立了小波多尺度井间地震层析成像方法, 很好地解决了非线性成像的难题, 大大地提高了图像的质量和分辨率。数值模型试验和实际工程应用证实了该方法的实用性和良好效果。

关键词 地质灾害 地震层析成像 小波变换 多尺度反演

地质灾害问题具有地质条件特殊、地形条件复杂、被探测目标物的规模较小等特殊性, 因此, 采用常规的物探方法尚不能满足地质灾害勘查的技术要求。井间地震波、声波的层析成像技术能够提供被探测目的物的精细结构和岩性变化的直观图像, 因此, 得到国内外地质学家和地球物理学家的重视。目前, 井间地震层析成像技术已发展到实用化阶段。然而, 我国层析成像技术在地质灾害方面的应用属刚刚起步, 尚无成熟的方法技术。

现行的井间地震层析成像方法对初始模型依赖性强, 仅适合于简单模型和低对比度(速度差小)异常体成像, 图像分辨率偏低。而岩溶、陷落柱、裂隙、断层破碎带、软弱夹层等地质灾害体的井间地震层析成像则属于复杂模型或大扰动异常体的非线性成像。显然, 对于地质灾害体采用现行的井间地震层析成像方法无法获得好的成像效果。引起图像分辨率偏低、成像效果不好的的主要原因是: ①有限观测角; ②介质的非均匀性和各向异性; ③观测数据含有误差; ④成像方法本身的缺陷(如线性化、正则化和弱散射近似等)。因此, 井间地震 CT 仍需从反演理论及方法、反演算法、野外施工与数据采集等方面进行研究、改进, 进而很好地解决上述几方面的问题, 才能提高地震 CT 技术在地质灾害勘查中的应用效果。

地震层析成像问题的非线性是与介质的不均匀性联系在一起的。地震层析成像反演的困难主要是目标函数中存在许多局部极小, 因而影响了迭代反

演达到全局极小。Bunks 等(1995)、陈小宏、牟永光(1995)、钱建良和刘家琦(1995)等采用多重网格方法, 比较有效地解决了多极值目标函数的优化问题。小波分析是当前研究非线性科学的主要工具之一。小波变换也是一种多分辨变换, 它能够将信号的低频成分映射到由大尺度小波基张成的粗采样子空间, 把高频成分映射到由小尺度小波基张成的较细采样子空间, 因此, 小波变换为多重网格法提供了一种自然框架。本文将小波多尺度分解的思想引入地震层析成像反演中, 提出了小波多尺度井间地震层析成像方法。数值模型和实例证实了该方法的实用性和良好效果。

1 小波多尺度分析及小波函数选取

1.1 小波多尺度分析方法

基于小波变换的多尺度分析(MRA)是 Mallat S. 于 1989 年提出的。对于二进正交小波, 则对应于小波函数 $\phi_{j,k}(x)$ 的尺度函数 $\phi_j(x)$ 为

$$\phi_j(x) = 2^{-j/2} \phi(2^{-j}x - k) \quad j, k \in \mathbb{Z} \quad (1)$$

函数序列 $\{\phi_j(x)\}$ 是子空间 V_j 的规范正交基。而母尺度函数 $\phi(x)$ 和母小波函数 $\psi(x)$, 满足二尺度方程

$$\phi(x) = \sum_n h_n \phi(2x - n) \quad (2)$$

$$\psi(x) = \sum_n g_n \psi(2x - n) \quad (3)$$

其中 h_n 和 g_n 分别为尺度函数和小波函数对应的滤波器。

$L^2(\mathbb{R})$ 中的闭子空间 V_j 称为空间 $L^2(\mathbb{R})$ 的多

分辨分析(或多尺度分析)。

定义 W_j 是 V_j 在空间 V_{j-1} 的正交补空间,即 $W_j \perp V_j$, 且有

$$V_{j-1} = V_j \oplus W_j$$

则 W_j 的总和构成 $L^2(R)$,

$$\bigoplus_{j=-\infty}^{\infty} W_j = L^2(R)$$

W_j 称为小波空间。同样, $L^2(R)$ 中的闭子空间 W_j 称为 $L^2(R)$ 的小波分析。

于是 $V_0 = W_1 \oplus W_2 \oplus \dots \oplus W_j \oplus V_j, j > 0$ (4)

V_0 空间含有原始信号,即 $f(x) \in V_0$,分辨率最高。信号在 V_j 空间上的投影随着 j 的增加,分辨率降低。本文中,在空间 V_j 中的投影称为 j 分辨率的数据分解。

因此,对于 $f(x) \in L^2(R)$, Mallat 算法分解为:

$$f(x) = A_0 f(x) = D_1 f(x) + D_2 f(x) + \dots + D_j f(x) + A_j f(x), j > 0 \quad (5)$$

$$\text{其中, } A_j f(x) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{j,k} \phi_{j,k}(x) \in V_j \quad (6)$$

$$D_j f(x) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} d_{j,k} \psi_{j,k}(x) \in W_j \quad (7)$$

$$\text{而 } c_{j+1,k} = \sum_{n=-\infty}^{\infty} h_{n-2k} c_{j,n} \quad (8)$$

$$d_{j+1,k} = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g_{n-2k} c_{j,n} \quad (9)$$

取数字信号 $\{c_k\}_{k \in Z}$ 为 $\{c_{0,k}\}_{k \in Z}$

Mallat 重建公式为

$$c_{j,k} = \sum_{n=-\infty}^{\infty} h_{k-2n} c_{j+1,n} + \sum_{n=-\infty}^{\infty} g_{k-2n} d_{j+1,n} \quad (10)$$

$A_j f(x)$ 称为 $f(x)$ 在尺度 2^j 下的离散逼近,它是信号 $f(x)$ 的分辨尺度不超过 2^{-j} 的成分。 $D_j f(x)$ 称为 $f(x)$ 在尺度 2^j 下的离散细节信号,它包含了 $A_{j+1} f(x)$ 和 $A_j f(x)$ 之间的信息差异,它是信号 $f(x)$ 的分辨尺度介于 2^{-j} 和 $2^{-(j-1)}$ 之间的成分。

1.2 小波函数的选取

对于模拟信号 $f \in L^2(R)$, 经采样后取 f_N , 经小波多分辨分解, 重构的信号是一个小波级数。当然, 它是线性滤波的结果。因此, 如果滤波器具有线性相位, 或至少具有广义线性相位, 则重构算法就能够逼近原始信号, 即能够避免失真。

常用的一维小波函数中, Haar 函数是紧支撑、对称函数, 具有线性相位。Haar 基是十分简单的正交规范基, 但它不连续。Daubechies 小波是连续的、紧支的、规范正交小波, 不具备对称性, 从而不具有线性相位(李建平, 1997)。而 2 次样条小波是紧支的、对称的, 万数据对应的滤波器具有广义线性相位。于

是, 本文选用 2 次样条小波。

2 次样条小波函数的构造比较简单。一般选取 3 次中心 B 样条函数作为对称光滑函数, 它的一阶导数即为 2 次样条小波函数。它们的 Fourier 变换分别为

$$\hat{\chi}(\omega) = \left[\frac{\sin \frac{\omega}{4}}{\frac{\omega}{4}} \right]^4 \quad (11)$$

$$\hat{\psi}(\omega) = i\omega \left[\frac{\sin \frac{\omega}{4}}{\frac{\omega}{4}} \right]^4 \quad (12)$$

具有紧支集的 2 次样条小波相应的滤波器函数为

$$H(\omega) = e^{i\omega/2} \left(\cos \frac{\omega}{2} \right)^3, G(\omega) = 4ie^{i\omega/2} \left(\sin \frac{\omega}{2} \right)^3 \quad (13)$$

相应的 Z 变换为

$$H(Z) = Z^{-1}/8 + 3/8 + 3Z/8 + Z^2/8 \\ G(Z) = -2 + 2Z \quad (14)$$

2 小波多尺度井间地震层析成像方法

小波多尺度反演方法是基于反问题的多尺度分解的。该方法是将原反问题进行多尺度分解, 形成一系列依赖于尺度变量的反问题序列。经 MRA 分解后, 大尺度反问题的目标函数局部极小, 而且互相分得很开, 线性化反演方法在大尺度时较容易接近整体极小, 即大尺度反演结果给出了一个接近全局极小的初始模型, 这样就保证了在小尺度时解稳定、快速地收敛到全局极小。因此, 通过从大尺度问题到小尺度问题的逐次逼近反演可以获得原反问题的全局最优解。

2.1 小波多尺度反演算法的数学表达

小波多尺度反演算法可表示为 3 个基本算子的操作过程。第一个算子将井间地震层析成像反问题从尺度 0 依此分解为尺度 $1, 2, \dots, j$ 等大尺度上的反问题的解; 第二个算子是求取各尺度上反问题的解; 第三个算子将 $j(j \in Z)$ 尺度上的解嵌入尺度 $j-1$, 并将其作为尺度 $j-1$ 上反问题寻优的起始点(初始模型)。为了更清楚地表达这种算法, 下面以 2 个尺度情况加以说明。多尺度的情况可以类推。

设 Ω^h 表示尺度为 h 的反问题空间(模型空间), 对应的尺度为 0, Ω^{2h} 表示 Ω^h 空间反问题分解成尺度为 $2h$ 的反问题空间, 对应的尺度为 1。这一过程表示为:

$$I_h^{2h} : \Omega^h \rightarrow \Omega^{2h} \tag{15}$$

I_h^{2h} 表示将井间地震层析成像反问题从原空间 Ω^h 映射到 Ω^{2h} 空间的 MRA 算子, 然后, 在 Ω^{2h} 空间中求反问题的解, 用算子 R^{2h} 表示, 该算子在这里代表线性化反演算法, 如 LSQR 算法。同样 R^h 表示在 Ω^h 空间中求反问题的解。

算子 I_h^{2h} 表示将 Ω^{2h} 空间经 R^{2h} 得到的反问题的解嵌入到 Ω^h 空间中, 该过程可表示为:

$$I_{2h}^h : \Omega^{2h} \rightarrow \Omega^h \tag{16}$$

即这种嵌入表示将 Ω^{2h} 中的反问题的解细化后作为 Ω^h 中反问题寻优的起始点(初始模型)。细化模型参数是通过粗速度模型的双线性内插得到的。为了消除插值引起的高频噪声, 采用 9 点低通滑动滤波器, 对插值后的速度模型进行光滑。

2.2 小波多尺度井间地震走时层析成像方法

井间地震走时层析成像是非线性反问题。由于目标函数存在许多局部极小, 常规的线性化反演方法易陷入局部极小。为了减少目标函数的复杂性, 本文应用小波变换对共炮点观测走时进行多尺度分解。首先选取最大分解尺度, 一般取 $j = 2 \sim 3$, 然后利用小波多分辨率分析(MRA)方法, 将共炮点观测走时数据进行多尺度分解, 得到 $j + 1$ 个不同尺度的连续逼近的走时数据 $A_j f(x)$ 。其中, $A_j f(x)$ 通常为模型的背景走时数据, $A_0 f(x)$ 为原始观测走时数据。这样一来, 就将多个异常体或不均匀模型的走时数据分解为不同尺度下由背景走时加上不同尺度异常体的走时扰动的新的走时数据, 即大尺度中基本是背景走时, 异常体的数目很少。从而使得原反问的目标函数复杂性(多极值)随着尺度的增大而相应地降低(极值数减少)。大尺度的目标函数在搜索范围内基本上是二次型的(单极值), 这样一来, 采用线性化反演方法就很容易快速地收敛到全局极小(裴正林等, 1999)。

同样, 这种分解对于大扰动问题也适用, 即将一个大扰动走时数据集分解为背景走时以及许多由背景走时加上小扰动走时的不同尺度下的新的走时数据集, 因而形成了一系列不同尺度的按台阶方式递增的阶梯式小扰动反问题。

由于小波多尺度分解具有低通滤波特性, 因而, 大大消除了观测走时数据误差噪声的影响, 有效地改善了原反问题的不适定性。

小波多尺度井间地震走时层析成像的具体实现算法步骤为:

(1) 对方数据

行二进正交小波多尺度分解, 分解在不同尺度上。这样, 原反问题分解为不同尺度上的反演问题。

(2) 在大尺度上, 根据 $A_j f(x)$ 走时数据用 LSQR 算法反演, 可以快速地得到粗分辨率模型的最优解 $M(j)$ 。

(3) 减小一级尺度, 把 $M(j)$ 模型细化, 并作为 $A_{j-1} f(x)$ 的初始模型, 重复步骤(2)。

(4) 最后在原问题(尺度 0)上迭代反演, 得到模型 $M(0)$ 为原反问题最优解。该方法由于大尺度反问题的全局极小是较小尺度反问题全局极小的邻域, 这样就保证了在小尺度时解稳定、快速地收敛到全局极小, 所以, $M(0)$ 也是全局最优解。

2.3 小波多尺度井间地震层析成像方法主要特点

(1) 低通特性: 采用 MRA 将反问题分解成一系列不同频带反问题, 然后从大尺度低波数反问题开始反演, 这就相当于对原反演系统指标作了低通滤波处理(重新采样)。

(2) 逐尺度提高分辨率的特性: 常规的井间地震层析成像方法, 如线性化反演方法, 通过忽略高波数成分, 建立了适定的算法, 这些方法都无法进一步求出较高波数成分。而多尺度反演既得到了可靠计算低波数成分的系统, 保留了正确反演高波数成分的系统, 克服了一次性线性化反演方法的缺陷。这种反演方法将一个适定性较差的大规模的反演问题分解为多个良性的、规模小得多的反演问题来求解。

小波多尺度反演方法, 给出 $j + 1$ 个不同分辨率的层析图像。由于 MRA 的低通滤波性, 最大尺度 2^j 下的低分辨率图像, 可靠性高, 一般为真实模型的背景速度分布。随着尺度的减小, 图像中的高频成分增加(或真实模型的小尺度特征显露), 分辨率提高, 速度异常体图像变得清楚, 同时, 数据误差噪声产生的假像也显现, 图像的可靠性有所降低。由于真实速度异常的各尺度图像的继承性和高频误差噪声的小尺度才显露特点, 于是, 通过不同分辨率图像的对比, 排除假像。因此, 小波多尺度反演方法逐尺度提高分辨率, 并具有较强的抗噪能力。另外, 通过不同分辨率图像的对比, 可以更好地进行图像的地质解释。

3 数值模型试验

为了检验小波多尺度井间地震层析成像方法的有效性, 下面对 2 个理论模型进行数值模拟试验。第一个模型是大扰动问题; 第二个模型是一复杂模型(岩溶理论模型)。

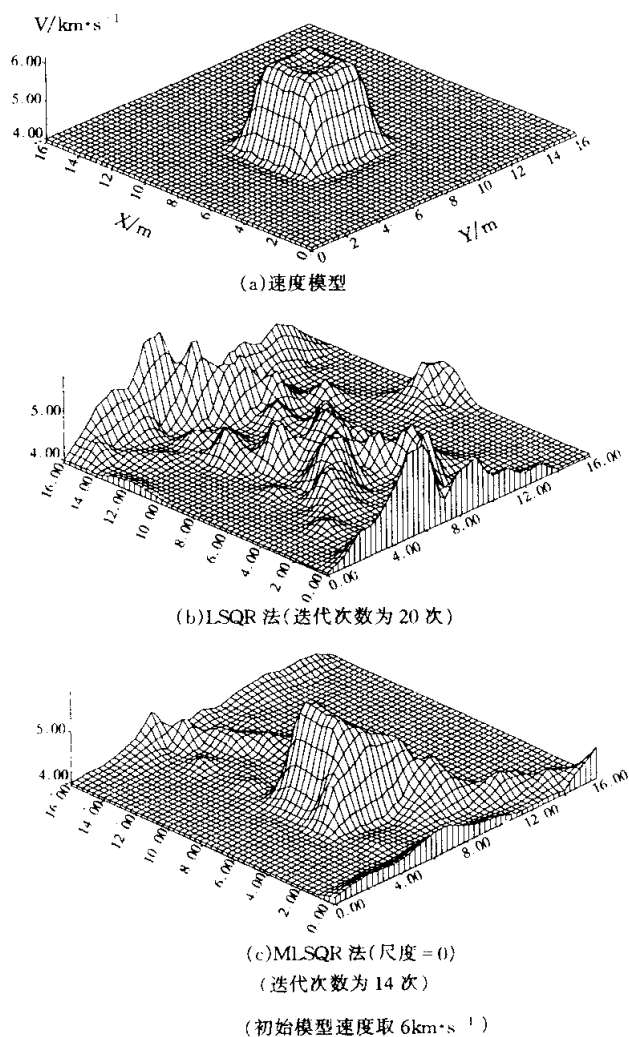


图 1 模型一的小波多尺度井间地震走时层析成像结果

Fig.1 Result of crosshole seismic traveltime tomography at different scale

数值模拟试验中,设计规模为 $16\text{ m}\times 16\text{ m}$ 的 2 个二维速度模型。采用跨孔观测方式,接收点距和源激发点距均为 1 m ,像元为 $1\text{ m}\times 1\text{ m}$,炮点 17 个,接收点 17 个。

模型一:背景速度为 4 km/s ,中部是 $3\text{ m}\times 3\text{ m}$ 高速体,速度为 6 km/s 。为大扰动异常体(速度相对变化为 50%)。

模型二:顶部为低速覆盖层,厚度为 1 m ,速度为 2 km/s 。中部垂直分布是 2 个低速异常体(模拟溶洞)小低速体为 $1\text{ m}\times 1\text{ m}$,速度为 2 km/s ,大低速体为 $3\text{ m}\times 3\text{ m}$,速度为 2 km/s ,基岩速度为 4 km/s 。2 个低速异常体都为大扰动异常体(速度相对变化为 50%)。

上述 2 个模型的观测数据采用模型正演得到的理论数据。走时正演采用弯曲射线追踪方法(Moser,

1991)。走时反演采用 LSQR 法(Paige et al., 1982)。相应的小波多尺度反演方法称为 MLSQR 法(裴正林, 2000)。反演速度约束模型一为 $4\sim 6\text{ km/s}$,模型二为 $2\sim 4\text{ km/s}$ 。

数值模拟试验中,利用二进正交小波变换,对模型及共炮点数据进行多尺度分解。走时数据最大分解尺度 j 取为 2,即走时数据分解为 $j=0, j=1, j=2$ 的 3 个尺度的光滑逼近,其中,尺度 $j=0$ 所对应的是原始观测走时数据。

图 1 所示为模型一的小波多尺度井间地震走时层析成像结果。当初始模型远离背景模型($V_0=6\text{ km/s}$)时,常规的一次性反演方法是发散的,便于比较,这里仅给出迭代 20 次的结果。而 MLSQR 法却照样很好地恢复了异常体,只是迭代次数略有增加。由图 1 可以得出,小波多尺度反演方法有效地消除了异常体的图像在井间方向上“拉长”现象,大大地降低了反演算法对初始模型的依赖性,而且很好地恢复大扰动异常体的图像。

图 2 所示为模型二的小波多尺度井间地震走时层析成像结果。当初始模型远离背景模型($V_0=2\text{ km/s}$)时,而常规方法的反演结果与理论模型有较大差别,上部小尺度异常不明显,下部大异常体图像在井间方向上大大拉长。这表明常规方法在初始模型与理论模型不够接近时,确实容易陷入局部极小。而小波多尺度反演结果与真实模型基本一致,顶部低速层受射线盲区影响,其成像结果差一些。相比之下,小波多尺度反演方法的迭代次数相对增加一些。小波多尺度反演方法在大尺度($j=2$)时,反演结果基本给出了背景速度场分布。随着尺度变小,成像结果显示大尺度异常,最后得到小尺度异常,见图 2($j=2, 1, 0$)。这表明,小波多尺度反演方法逐尺度提高图像分辨率。

从数值模型模拟试验结果可以看出,对于较复杂模型,常规一次性迭代法(LSQR 法)得不到很好的解,尤其在初始背景值远离实际值情况下,而小波多尺度反演方法则能明显改善成像效果,提高图像分辨率,而且有较强的抗噪能力。

4 应用实例

四川某水利工程初勘阶段开展了井间地震 CT 研究,其目的是探测勘查区深部基岩体内的裂隙带和岩溶分布。勘查区覆盖层主要是粉质粘土,层厚范围 $0.5\sim 5.0\text{ m}$,基岩是下三叠统大冶组灰岩。这次地震 CT 共进行了 5 对孔井间地震 CT 观测和成

像。笔者选其中一条典型剖面 ZK7—ZK6 为例,来说明前述方法技术的实用性和效果。

4.1 野外观测与数据采集系统

根据数值模型试验的结果所提供的有效观测系统参数,设计了井间地震 CT 试验的野外观测系统。为了高分辨率探测岩溶和裂隙,结合钻孔资料,将激发点和接收点均布在中风化—弱风化或新鲜基岩段,并根据地质任务及模型试验结果,选接收点距为 3 m,激发点距为接收点距的 3 倍,即 9 m。

ZK7—ZK6 剖面中,ZK7 和 ZK6 两孔孔口的高程分别为 1 731.45 m 和 1 761.55 m,孔口高差约为 30 m,孔间距 60 m,ZK6 是接收孔,ZK7 是激发孔。利用射线密度和射线正交性对 ZK7—ZK6 剖面观测系统进行了定量评价。ZK7—ZK6 剖面除上部 and 下部边缘附近以外,其它区域的射线密度和正交性都比较好,图像的可靠性高。

4.2 井间地震反演成像和图像解释

在实际资料预处理过程中,我们应用小波变换和 BP 网络,实现了波至的高精度拾取,为地震走时层析成像提供了高质量的走时数据(裴正林等,1999)。采用弯曲射线 LSQR 反演法和多尺度地震走时反演法进行井间地震层析成像处理。网格划分为 3 m×3 m 的正方形像元。反演速度约束范围为 3~6 km/s。初始速度模型为 5 km/s。多尺度地震走时反演法采用 3 个尺度($j=0,1,2$)。

图 3 所示为 ZK7—ZK6 剖面井间地震层析图和相应钻孔岩石质量指标与深度曲线图。ZK7 有效成像深度范围为 54~90 m,ZK6 有效成像深度范围为 41~110 m。成像图中的深度误差约 ± 0.5 m。从图 3 可以看出,两种方法的反演图像基本一致,多尺度方法的图像分辨率更高些。层析图中左右两边的低速等值线圈闭和半圈闭与相应钻孔的岩石质量指标(I_{RQD})的低值位置吻合,即左井 60 m、75 m、90 m、100 m 附近,右井 55 m、60 m、80 m 附近的低速区与 I_{RQD} 相对低值位置对应(I_{RQD} 值越小,表示岩石中裂隙或岩溶越发育),速度值小于 4.0 km/s 的位置对应于岩石质量指标(I_{RQD})小于 15%,可以确定为岩溶位置。于是,可以推断解释,ZK7—ZK6 剖面的层析图内部的低速等值线圈闭(速度小于 4.0 km/s)位置为岩溶和裂隙发育部位(速度越低,表示岩溶、裂隙越发育)。进而不难看出,ZK7—ZK6 剖面的岩石完整性一般。由上可见,层析图中几乎不存在伪像,图像分辨率高,异常位置偏差很小,而且图像质量高,地质效果也很好。

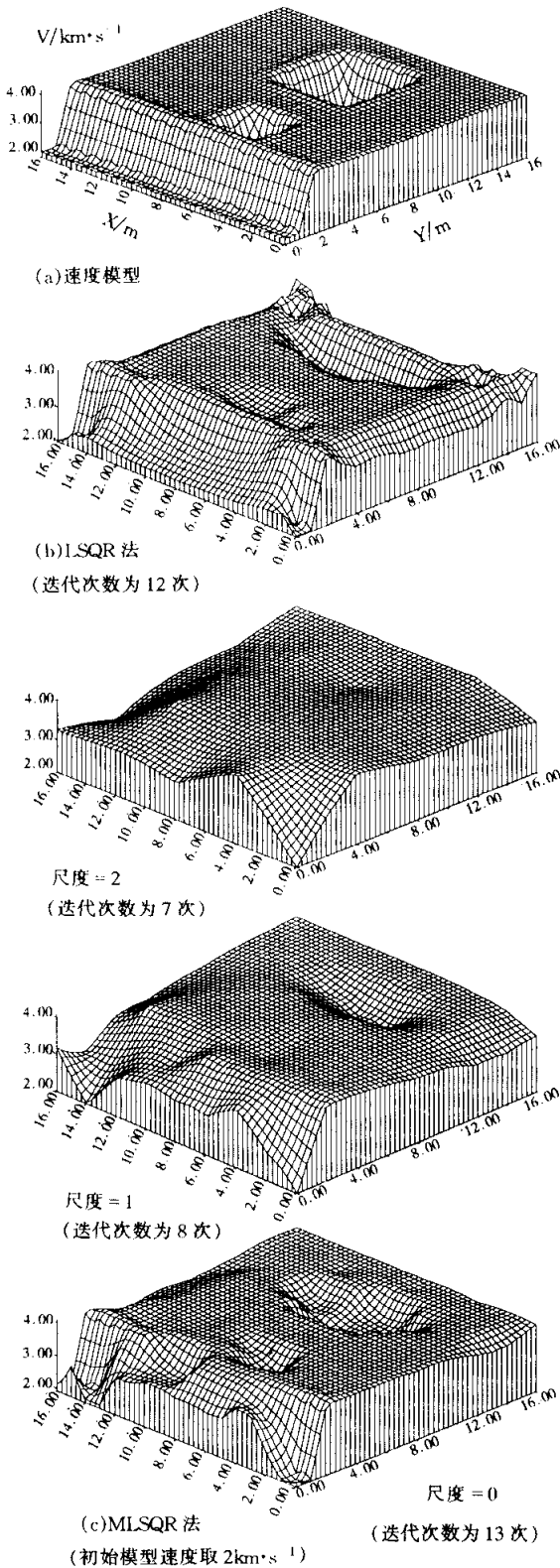


图 2 模型二的小波多尺度井间地震走时层析成像结果
Fig.2 Result of crosshole seismic traveltime tomography at different scale
万方数据

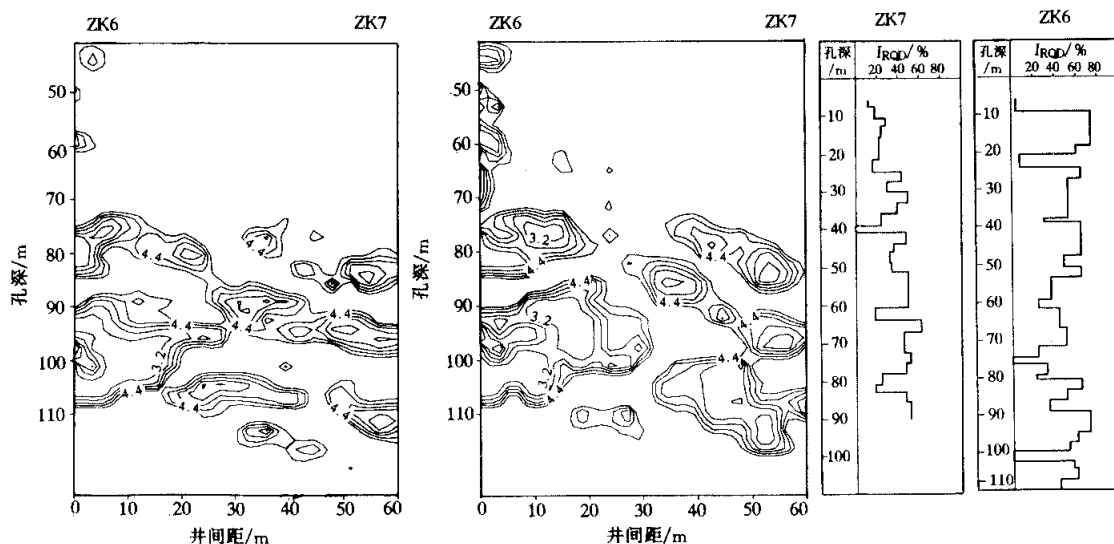


图 3 ZK7-ZK6 剖面井间地震层析图及相应钻孔岩石质量指标与深度曲线图

Fig. 3 Crosshole seismic traveltime tomographic image by (a) LSQR method and (b) MLSQR method and curve of rock quality index vs depth in correspondence well
a-地震走时 LSQR 法反演结果 b-多尺度地震走时反演结果 c-ZK7-ZK6 岩石质量指标与深度曲线

5 结论

与一次性线性化反演方法相比,小波多尺度井间地震层析成像方法具有以下优点 ①对初始模型的依赖性小 ②有效地减少了异常体的图像在井间方向上“拉长”失真 ③适合于大扰动非均匀和复杂介质模型; ④提高了图形的分辨率 ⑤提高了反演算法的抗干扰能力。

利用井间地震层析成像方法技术可以高分辨率探测地质灾害体(岩溶、裂隙等)的存在和空间分布范围。

在本文的撰写过程中,得到了牟永光教授的关心和支持,在此深表感谢。

参考文献

- 陈小宏 牟永光. 1995. 地震波动方程反演的多重网格方法. 中国地球物理学会年刊, 北京: 地震出版社.
- 李建平主编. 1997. 小波分析与信号处理—理论、应用及软件实现. 重庆出版社.
- 裴正林 余钦范. 1999. 基于小波变换和 BP 神经网络的地震波初至拾取方法. 勘察科学技术, (4) 21~25.
- 裴正林 余钦范. 1999. 小波变换多尺度地震走时层析成像方法. 地球学报 20(增刊) 830~835.
- 钱建良 刘家琦. 1995. 波动方程反问题的多尺度反演方法. 中国地球物理学会年刊 北京: 地震出版社.
- Bunks C., Salek F E M, Zaleski S et al.. 1995. Multiscale seismic waveform inversion. Geophysics, 60(5):1457~1473.
- Mallat S. 1989. A multiresolution signal decomposition: The wavelet representation, IEEE Trans. Patt. Anl. Machine Intell., 11(7) 674~693.
- Moser T J. 1991. Shortest path calculation of seismic rays. Geophysics 56(1): 59~67.
- Paige C C and Saunders M A. 1982. LSQR: Sparse linear equations and least squares problems. ACM Trans. Math. Softw (8) 43~71.

The Study of Crosshole Seismic Tomography in the Investigation of Geological Hazards

Pei Zhenglin

Yu Qinfan

(University of Petroleum, Beijing) (China University of Geosciences, Beijing)

Abstract The crosshole seismic tomography for geological hazardous bodies belongs to nonlinear tomography for complicated models or high contrast velocity models. In order to provide a wavelet transform-based multiscale inverse method of seismic tomography, this paper has for the first time introduced the wavelet multi-scale to the seismic tomography, thus effectively solving the difficulty of nonlinear tomography and enhancing the tomographic resolution. The practicability and good effect of the method have been proved by the numerical modeling and some real cases.

Key words geological hazard seismic tomography wavelet transform multiscale inversion