

doi: 10.11720/wtyht.2024.2583

孔繁祥, 谭捍东, 刘建勋. 海洋可控源电磁法与地震全波形二维联合反演研究[J]. 物探与化探, 2024, 48(1): 67-76. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2024.2583>Kong F X, Tan H D, Liu J X. Two-dimensional joint inversion based on the marine controlled-source electromagnetic method and seismic full-waveform [J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2024, 48(1): 67-76. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2024.2583>

海洋可控源电磁法与地震全波形二维联合反演研究

孔繁祥¹, 谭捍东², 刘建勋¹

(1. 中国地质科学院 地球物理地球化学勘查研究所, 河北 廊坊 065000; 2. 中国地质大学(北京) 地球物理与信息技术学院, 北京 100083)

摘要: 为降低单一地球物理反演方法的局限性以及反演中所存在的多解性等问题, 开展了海洋可控源电磁法 (MCSEM) 与地震全波形的二维联合反演研究。MCSEM 采用数据空间 OCCAM 反演算法, 地震全波形采用梯度法反演算法, 引入交叉梯度函数实现两种物性参数结果的相互耦合; 开发出一套二维联合反演算法, 并通过 3 组理论模型算例验证了算法的准确性。研究结果表明: MCSEM 联合反演结果相对于单方法反演结果有显著改善和提升, 主要体现在异常体的形态刻画、结构构造以及物性数值的恢复, 这说明全波形的反演方法能够提高 MCSEM 反演结果的可靠性。

关键词: 海洋可控源电磁法; 地震全波形; 交叉梯度; 联合反演

中图分类号: P631

文献标识码: A

文章编号: 1000-8918(2024)01-0067-10

0 引言

地球物理联合反演是利用多种方式采集所取得的数据来实现多种物性参数反演的方法^[1]。在综合地球物理勘探中, 联合反演是一种重要的定量解释手段, 近些年的大量研究结果表明, 联合反演方法能够较好地压制干扰信息(如背景噪声), 减小地球物理反演问题中的多解性, 获取更为可靠、精准的反演结果, 可进一步提高反演解释的精度^[2-4]。国外学者对于海洋可控源电磁法(marine controllable source electromagnetic method, MCSEM)和地震资料的联合反演有一定的研究; Hu 等^[5]成功实现了基于交叉梯度的 MCSEM 资源和地震走时资料的交互式联合反演(alternating joint inversion), 成像精度有显著提升; Brown 等^[6]实现了地震全波形资料约束 MCSEM 资料的二维 Occam 反演, 利用澳大利亚 Pluto 气田数据反演结果验证了该方法的有效性; Da Silva 等^[7]实现了使用地震全波形资料约束的 MC-

SEM 三维反演, 并取得了较好的成果; Mac-Gregor 等^[8]应用 Archie 公式来估算西非某海域海底底层的电阻率和地震波速度之间的经验关系。然而, 这些研究主要还是基于岩石物理关系的同步联合反演, 这种方法过于依赖电阻率和地震波波速之间的岩石物理关系^[9]。

而国内对此研究较少, 近年来只有杜润林^[10]、李刚^[11]在博士论文中进行了相关研究; 杜润林提出基于储层构造约束的 MCSEM 和地震全波形联合反演方法, 利用非线性共轭梯度方法推导出地震和电磁梯度; 李刚采用构造 JTV(joint total variation)耦合泛函成功开发了 MCSEM 与地震资料构造一维和二维联合反演算法。

本文在前人提出的交叉梯度的基础上, 建立了基于交叉梯度函数约束的 MCSEM 和地震全波形反演的目标函数, 详细推导了梯度表达式, 实现地下电阻率和地震波速度这两种物性参数之间相互约束的联合反演算法, 并通过理论模型的测试, 探讨了联合反演算法的可行性及适用性。

收稿日期: 2022-11-22; 修回日期: 2023-03-27

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目“柴达木盆地盐湖区物探综合调查”(DD20230298); 中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所所长基金基本科研业务费项目“现代地质勘查工程技术集成与创新”(A2022P02)

第一作者: 孔繁祥(1995-), 男, 硕士, 助理工程师, 从事地震数据处理以及算法开发工作。Email: kfanxiang@mail.cgs.gov.cn

1 地震全波形和海洋可控源电磁二维正反演方法

1.1 地震全波形二维正反演方法

本文使用 Hustedt 等^[12]提出的九点混合网格有限差分方法来完成地震波场的数值模拟计算,并且利用了 Jo 等^[13]提出的方法来构造混合网格条件下的差分方程;对正交坐标系与 45° 旋转坐标系的二阶空间差分算子进行优化结合,同时,采取了完美匹配层吸收边界条件,又可称之为 PML (perfectly matched layer)。PML 边界条件最早是由 Berenger^[14]所提出,该方法是利用设置在目标网格边界周围的 PML 层数,在 PML 层数中加入衰减函数可吸收传至人工边界的反射波,进而消除边界反射波的干扰,在实际计算中需要划分若干网格,定义阻尼函数,在 PML 内部能量衰减。

全波形反演是以最小二乘理论为基础实现数据拟合,反演过程可概括为以下 3 个主要步骤^[15-16]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_y^s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\gamma}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_y^s}{\partial z} \right) - \gamma \hat{E}_y^s + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{i k_y}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_y^s}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{i k_y}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_y^s}{\partial x} \right) = - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{i k_y \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_x^p \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{i k_y \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_z^p \right) + \sigma_s \hat{E}_y^p - \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{z}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_y^s}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{z}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_y^s}{\partial z} \right) + z \hat{H}_y^s + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{i k_y}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_y^s}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{i k_y}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_y^s}{\partial x} \right) = - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{z \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_z^p \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{z \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_x^p \right), \end{aligned} \quad (1)$$

式中: $z = i \mu_0 \omega$ 为阻抗率; $\gamma = \sigma$ 是忽略位移电流情况下的导纳率; $k_e^2 = k_y^2 - k^2$, $k^2 = -i \mu_0 \omega \sigma = -z \cdot \gamma$; σ 为介质电导率; σ_s 为异常体电导率。

利用加权余量法对有限元方程进行了推导。参照 Mitsuata^[20], 本文同样使用伽辽金法, 将格林公式加入到式(1)中, 对所有网格单元进行叠加,

$$\begin{aligned} \sum_{e=1}^{N_e} \iint_{D_e} \left[\frac{\partial N_i}{\partial x} \left(\frac{\gamma}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_y^s}{\partial x} \right) + \frac{\partial N_i}{\partial z} \left(\frac{\gamma}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_y^s}{\partial z} \right) + N_i \gamma \hat{E}_y^s + \frac{\partial N_i}{\partial x} \left(\frac{i k_y}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_y^s}{\partial z} \right) - \frac{\partial N_i}{\partial z} \left(\frac{i k_y}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_y^s}{\partial x} \right) \right] dx dz = \\ - \sum_{e=1}^{N_e} \iint_{D_e} \left[N_i \sigma_s \hat{E}_y^p + \frac{\partial N_i}{\partial x} \left(\frac{i k_y \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_x^p \right) + \frac{\partial N_i}{\partial z} \left(\frac{i k_y \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_z^p \right) \right] dx dz, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \sum_{e=1}^{N_e} \iint_{D_e} \left[\frac{\partial N_i}{\partial x} \left(\frac{z}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_y^s}{\partial x} \right) + \frac{\partial N_i}{\partial z} \left(\frac{z}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_y^s}{\partial z} \right) + N_i z \hat{H}_y^s - \frac{\partial N_i}{\partial x} \left(\frac{i k_y}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_y^s}{\partial z} \right) + \frac{\partial N_i}{\partial z} \left(\frac{i k_y}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_y^s}{\partial x} \right) \right] dx dz = \\ \sum_{e=1}^{N_e} \iint_{D_e} \left[\frac{\partial N_i}{\partial x} \left(\frac{z \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_z^p \right) - \frac{\partial N_i}{\partial z} \left(\frac{z \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_x^p \right) \right] dx dz, \end{aligned} \quad (3)$$

第一步是获取正演响应(即理论地震波场值), 根据所构建的初始速度模型, 通过数值模拟方法计算而得到; 第二步是建立目标函数, 基于正演所计算的波场与观测波场之间的波场残差值来实现; 第三步是求解反演问题, 利用梯度法并结合 Pratt^[17]所提出的频率域全波形反演方法, 可节省内存空间并提升反演速度。

1.2 海洋可控源电磁二维正反演方法

MCSEM 利用总场 = 一次场 (E^p, H^p) + 二次场 (E^s, H^s) 的方法求解正演响应。一次场的计算采用 Ward 和 Hohmann^[18]提出的方法, 并且参照文献[19]中关于一次场计算公式的详细推导过程, 推导了任意方向的电偶源作用下水平层状介质中各个电磁场分量的计算公式。

对于 MCSEM 中二次场的计算, 本文使用基于四边形网格剖分的有限单元法^[20]: 在二维空气—海水—海底岩石的层状模型中, 设走向方向为 y , 水平电偶源位于海底上方的海水中, 产生如下关于 E_y^s 、 H_y^s 的偏微分方程:

并考虑到如下边界条件: 在内边界上, 电场和磁场的切向分量 ($\hat{E}_t$ 与 $\hat{H}_t$) 是连续的, 而求取积分实质上是沿着每个边界都进行了两次方向相反的积分, 两者会相互抵消, 这使得内边界的积分之和为 0; 而对于外边界, 采用了 Dirichlet 边界条件。经上述推导, 最终得到正演所要求解的有限元方程组:

式中: N_e 表示网格单元的总数。

数据空间 Occam 反演理论是由 Siropunvarapor W 与 Egbert G^[21] 在传统 Occam 反演方法的基础上提出来的,该方法改进了模型空间 Occam 反演方法,是通过数学方法将模型迭代更新公式的计算和储存从模型空间转换到数据空间,这种数学转换不仅降低了计算量和存储空间,同时也提高了计算效率。

数据空间 Occam 反演流程如下:首先,输入观测参数以及初始模型(ρ_0),计算雅可比矩阵(J_k),这里使用自动搜索的方式获取了拉格朗日算子(λ),并计算当前模型响应的数据拟合差(RMS),同时选择 RMS 最小时所对应的 λ 值;然后,根据当前的 λ 值更新电阻率模型。为提高计算效率,选择当反演迭代次数满足所规定的最大值时终止迭代进程,并输出反演模型。

2 基于交叉梯度耦合的二维联合反演方法

2.1 二维交叉梯度函数

交叉梯度函数是由 Meju 与 Gallardo 等^[22] 首次提出的:

$$t(x, y, z) = \nabla m_r(x, y, z) \times \nabla m_v(x, y, z), \quad (4)$$

式中: m_r 、 m_v 表示 2 种不同的参与联合反演的物性参数,他们在空间上的分布是已知的,文中这 2 种物性参数分别为取对数的电阻率和取对数的速度; ∇ 表示对模型参数取梯度。

$$t_{i,j} = \frac{m_r(i+1,j) - m_r(i-1,j)}{\Delta z_i + (\Delta z_{i+1} + \Delta z_{i-1})/2} \cdot \frac{m_v(i,j+1) - m_v(i,j-1)}{\Delta x_j + (\Delta x_{j+1} + \Delta x_{j-1})/2} - \frac{m_r(i,j+1) - m_r(i,j-1)}{\Delta x_j + (\Delta x_{j+1} + \Delta x_{j-1})/2} \cdot \frac{m_v(i+1,j) - m_v(i-1,j)}{\Delta z_i + (\Delta z_{i+1} + \Delta z_{i-1})/2}, \quad (6)$$

式中: i 、 j 分别表示 z 方向和 x 方向的网格数目。

为验证上述交叉梯度算法的正确性,建立了如图 2 所示的 2 种模型 Model 1 和 Model 2。其中, Model 1 的模型参数从中心开始,以放射状向周围递增, Model 2 的模型参数呈水平状分布,由浅至深递增;2 组模型具有相同的网格剖分。

对这 2 个模型进行交叉梯度计算,结果如图 2c 所示:在中心位置的垂直方向上,即 2 组模型参数的梯度方向相互平行时,其交叉梯度值为零;当 2 种模型参数的梯度方向存在一定夹角时,其交叉梯度值不为零,且随着角度的增大而增大;当在深度为 50 m 处即梯度方向相互垂直时,交叉梯度值达到最大。

对于二维模型,设地质体走向方向为沿 y 轴正方向,模型在 y 方向上的偏导数为 0,那么 t 在 x 及 z 方向上的分量均为 0,只有 y 方向上有值,即

$$t(x, z) = \frac{\partial m_r(x, z)}{\partial z} \frac{\partial m_v(x, z)}{\partial x} - \frac{\partial m_r(x, z)}{\partial x} \frac{\partial m_v(x, z)}{\partial z}. \quad (5)$$

使用中心差分格式将方程(5)进行如图 1 所示的离散化处理, m_r 与 m_v 共用一套相同的网格,其中的网格可以是等间距剖分也可以是不等间距剖分。

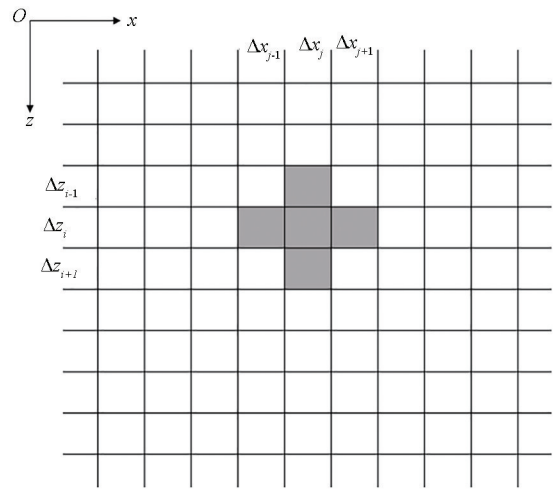


图 1 反演网格离散化示意

Fig. 1 Inversion grid discrete schemes

用差商替代微商,得到交叉梯度函数的数值表达式:

2.2 联合反演网格

全波形反演使用等间距网格进行剖分,边界条件采用的是 PML 吸收边界条件。海洋可控源电磁法的单方法反演,其异常区域内的网格是等间距的,垂直向下以及水平两端方向上的网格是不等间距的,且离异常体的距离越远间距越大,边界条件采用的是 Dirichlet 外边界条件。2 种方法在进行交叉梯度计算时选取公共网格,对于其他部分,令交叉梯度的权重因子为 0。

在进行 MCSEM 与地震全波形二维联合反演时,采用如图 3 所示的反演网格:红色线框内为计算交叉梯度的网格,就是地震全波形所剖分的网格与 MCSEM 的等间距网格的重合部分,即联合反演区

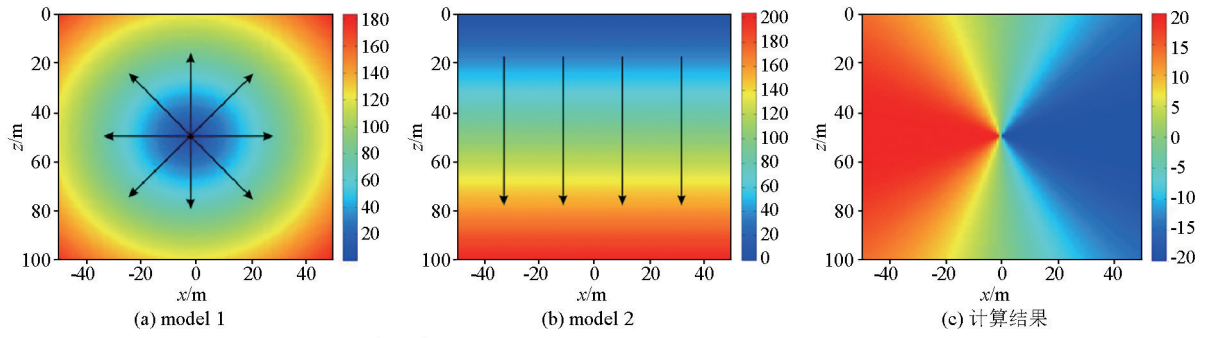


图2 两种模型参数的交叉梯度计算结果

Fig. 2 The cross-gradient calculation results of two models

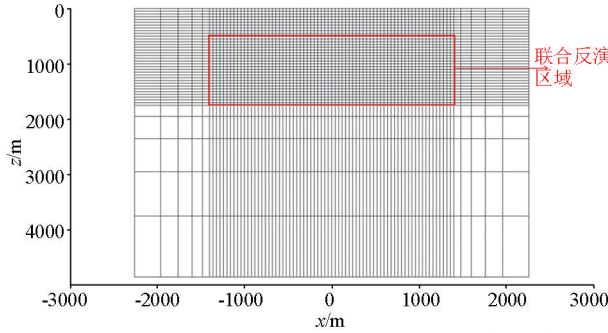


图3 联合反演网格示意

Fig. 3 The sketch of the Cross-Gradient mesh

域,剩余部分的网格为 MCSEM 反演扩充区域。

2.3 联合反演理论

基于海洋可控源电磁法与地震全波形的联合反演,并结合两者反演的目标函数,构建如下基于交叉梯度约束的联合反演目标函数:

$$\Phi(\mathbf{m}_r, \mathbf{m}_v) = \Phi_m^{\text{csem}} + \lambda_{\text{csem}}^{-1} \Phi_d^{\text{csem}} + \lambda_v^{-1} \Phi_d^{\text{seis}} + \gamma \Phi_{\text{cross}}, \quad (7)$$

其中:

$$\begin{cases} \Phi_m^{\text{csem}} = (\mathbf{m}_r - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m}_r - \mathbf{m}_0), \\ \Phi_d^{\text{csem}} = [\mathbf{F}(\mathbf{m}_r) - \mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{csem}}]^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{F}(\mathbf{m}_r) - \mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{csem}}], \\ \Phi_d^{\text{seis}} = [\mathbf{P}(\mathbf{m}_v) - \mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{seis}}]^T \mathbf{W}_d [\mathbf{P}(\mathbf{m}_v) - \mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{seis}}], \\ \Phi_{\text{cross}} = \mathbf{t}(\mathbf{m}_r, \mathbf{m}_v)^T \mathbf{t}(\mathbf{m}_r, \mathbf{m}_v). \end{cases} \quad (8)$$

式中: Φ_m^{csem} 为 MCSEM 的模型光滑项; Φ_d^{csem} 为 MCSEM 的数据拟合差项; Φ_d^{seis} 为地震的数据拟合差项; Φ_{cross} 为交叉梯度项; $\lambda_{\text{csem}}^{-1}$ 、 λ_v^{-1} 以及 γ 分别为

$$\mathbf{t}_{i,j} = \begin{pmatrix} 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & 0 \\ \vdots & -\frac{m_{r(i+1,j)} - m_{r(i-1,j)}}{\Delta S_{i,j}} & \cdots & \frac{m_{r(i,j+1)} - m_{r(i,j-1)}}{\Delta S_{i,j}} & 0 & -\frac{m_{r(i,j+1)} - m_{r(i,j-1)}}{\Delta S_{i,j}} & \cdots & \frac{m_{r(i+1,j)} - m_{r(i-1,j)}}{\Delta S_{i,j}} & \vdots \\ 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & 0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 0 & \cdots & m_{v(i,j-1)} & \cdots & m_{v(i-1,j)} & \cdots & m_{v(i+1,j)} & \cdots & m_{v(i,j+1)} & \cdots & 0 \end{pmatrix}^T, \quad (11)$$

调节各项的权重因子; $\mathbf{F}(\mathbf{m}_r)$ 与 $\mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{csem}}$ 分别表示 MCSEM 的正演响应和观测数据向量; $\mathbf{F}(\mathbf{m}_v)$ 与 $\mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{seis}}$ 分别表示地震全波形的正演响应和观测数据向量; $\mathbf{C}_d^{-1}$ 为数据协方差矩阵的逆矩阵; $\mathbf{m}_0$ 表示初始模型的电阻率; $\mathbf{P}(\mathbf{m}_v)$ 和 $\mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{seis}}$ 分别为地震的正演响应及观测数据向量; $\mathbf{t}(\mathbf{m}_r, \mathbf{m}_v)$ 表示交叉梯度函数; $\mathbf{T}$ 表示向量的转置矩阵, $\dagger$ 表示共轭转置矩阵。

由此可见,通过交叉梯度函数耦合两种物性,在单方法反演过程中受到另外一种方法反演结果的影响,增强了两种方法之间反演结果在结构上的一致性。

采用 Gallardo 和 Meju^[22-23] 提出的泰勒级数展开法,对 $\mathbf{t}(\mathbf{m}_r, \mathbf{m}_v)$ 求取偏导数并取其一阶项,可近似表示为

$$\mathbf{t}(\mathbf{m}_r, \mathbf{m}_v) \approx \mathbf{t}(\mathbf{m}_{r,0}, \mathbf{m}_{v,0}) + \begin{pmatrix} \mathbf{B}^{\text{csem}} & \mathbf{B}^{\text{seis}} \end{pmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{m}_r - \mathbf{m}_{r,0} \\ \mathbf{m}_v - \mathbf{m}_{v,0} \end{bmatrix}, \quad (9)$$

其中:

$$\begin{cases} \mathbf{B}^{\text{csem}} = \frac{\partial \mathbf{t}(\mathbf{m}_r, \mathbf{m}_v)}{\partial \mathbf{m}_r}, \\ \mathbf{B}^{\text{seis}} = \frac{\partial \mathbf{t}(\mathbf{m}_r, \mathbf{m}_v)}{\partial \mathbf{m}_v}. \end{cases} \quad (10)$$

对于求解交叉梯度的问题,本文采用文献[24-25]中的方法,将式(9)进行整理变形,可得到:

$$t_{i,j} = \begin{pmatrix} 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & 0 \\ \vdots & -\frac{m_{v(i+1,j)} - m_{v(i-1,j)}}{\Delta S_{i,j}} & \cdots & \frac{m_{v(i,j+1)} - m_{v(i,j-1)}}{\Delta S_{i,j}} & 0 & -\frac{m_{v(i,j+1)} - m_{v(i,j-1)}}{\Delta S_{i,j}} & \cdots & \frac{m_{v(i+1,j)} - m_{v(i-1,j)}}{\Delta S_{i,j}} & \vdots \\ 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & 0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 0 & \cdots & m_{r(i,j-1)} & \cdots & m_{r(i-1,j)} & \cdots & m_{r(i+1,j)} & \cdots & m_{r(i,j+1)} & \cdots & 0 \end{pmatrix}^T; \quad (12)$$

$$\Delta S_{i,j} = [\Delta z_i + (\Delta z_{i+1} + \Delta z_{i-1})/2][\Delta x_j + (\Delta x_{j+1} + \Delta x_{j-1})/2]。 \quad (13)$$

求取每个网格单元的 $t_{i,j}$ 并将对应位置相加,式(11)、(12)可简化为

$$t = W_{r,\text{cross}} m_r = W_{v,\text{cross}} m_v, \quad (14)$$

式中: $W_{r,\text{cross}}$ 与 $W_{v,\text{cross}}$ 为交叉梯度的系数矩阵, $W_{r,\text{cross}}$ 与速度模型 m_v 的参数信息相关, $W_{v,\text{cross}}$ 与电阻率模型 m_r 的参数信息相关。在式(14)的基础上,将交叉梯度函数对模型向量求偏导,得到:

$$\begin{cases} \frac{\Phi_{\text{cross}}}{m_r^T} = 2W_{r,\text{cross}}^T W_{r,\text{cross}} m_r, \\ \frac{\Phi_{\text{cross}}}{m_v^T} = 2W_{v,\text{cross}}^T W_{v,\text{cross}} m_v \end{cases} \quad (15)$$

对目标函数式(7)求取关于 m_r^T 的偏导数,得

$$\frac{\partial \Phi(m_r, m_v)}{\partial m_r^T} = 2C_m^{-1}(m_r - m_0) - 2\lambda_{\text{csem}}^{-1} J^T C_d^{-1} \cdot [d_{\text{obs}}^{\text{csem}} - F(m_r)] + 2\gamma W_{r,\text{cross}}^T W_{r,\text{cross}} m_r, \quad (16)$$

令 $C'_m = C_m^{-1} + \gamma W_{r,\text{cross}}^T W_{r,\text{cross}}$, 可推导出电阻率模型的最优迭代公式:

$$\begin{cases} m_{r,k+1} - m_{r,0} = C'_m J_k^T B_{k+1}, \\ B_{k+1} = (\lambda_{\text{csem}} C_d + J_k C'_m J_k^T)^{-1} X_k, \\ X_k = [d_{\text{obs}}^{\text{csem}} - F(m_{r,k}) + J_k(m_{r,k} - m_{r,0})]。 \end{cases} \quad (17)$$

对目标函数式(7)求取关于 m_v^T 的偏导数,得到关于梯度向量的表达式:

$$g = \text{Real}\{F^T[S^{-1}]^T W_d \delta d^*\} + 2\gamma W_{v,\text{cross}}^T W_{v,\text{cross}} m_v。 \quad (18)$$

其关于 m_v^T 的近似 Hessian 矩阵的对角矩阵可表示为

$$H_a = \text{diag}\{\text{Real}(J^T W_d J^*) + 2\gamma W_{v,\text{cross}}^T W_{v,\text{cross}}\}, \quad (19)$$

进而可得到速度模型的最优迭代公式:

$$\begin{cases} m_{v,k+1} - m_{v,0} = \nabla m_v, \\ \nabla m_v = -\alpha(\text{diag} H_a + \varepsilon I)^{-1} R_m g, \\ F = -\frac{\partial A}{\partial v} P。 \end{cases} \quad (20)$$

在式(17)、(20)的基础上完成基于交叉梯度约束的 MCSEM 与地震全波形的二维联合反演研究。

2.4 联合反演流程

联合反演流程如图 4 所示。首先,输入观测参数和初始模型;对参数进行初始化,MCSEM 和地震全波形分别输入电阻率和速度的海底空间模型,然后进行一次地震频率域全波形反演,得到速度模型,利用该速度模型去计算交叉梯度,以此来约束 MCSEM 的反演;在完成一次模型的更新后,将更新了的电阻率模型加至地震全波形反演中,并计算交叉梯度达到更新速度模型的效果;两种反演方法交

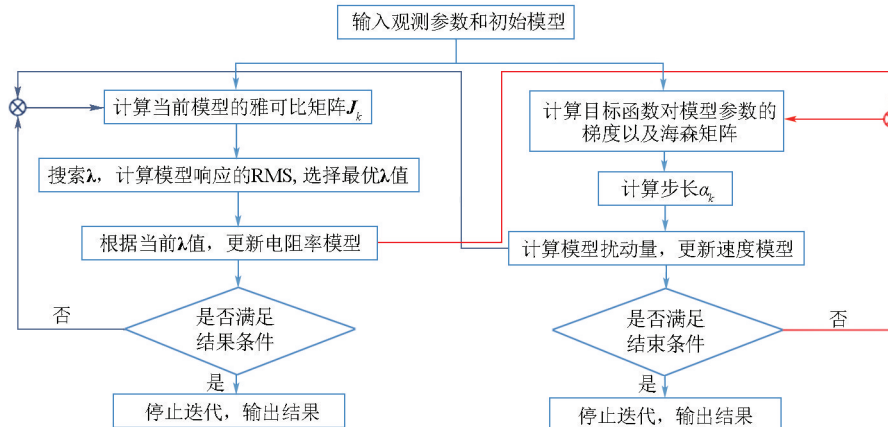


图 4 联合反演流程

Fig. 4 Joint-inversion flow

替代进行,相互约束,直至反演迭代满足本文中所设定的终止要求(即最大迭代次数)。

3 算例分析

3.1 单一板状体模型算例

建立如图 5 所示的高阻低速板状体理论模型,模拟海底地层中的油气储层构造。

设模型海水层深 500 m,电阻率为 $0.3 \Omega \cdot \text{m}$,速度为 1 500 m/s;在海底之下 800 m 处有一个厚 200 m、横向宽度 2 000 m、电阻率 $100 \Omega \cdot \text{m}$ 、速度

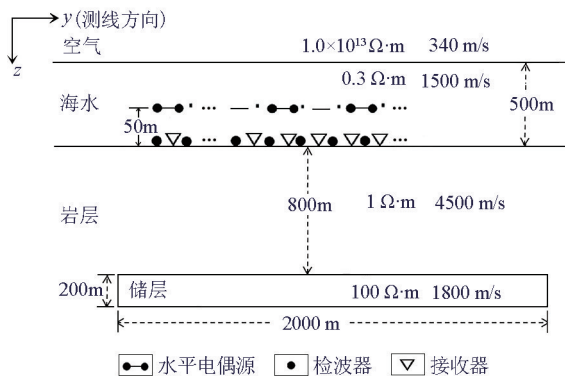


图 5 单一板状体理论模型示意

Fig. 5 Synthetic model of the single tabular body

1 800 m/s 的储层;背景电阻率为 $1 \Omega \cdot \text{m}$,速度为 4 500 m/s。接收器布置在海底,沿测线方向每隔 100 m 放置一个,共计 41 个(-2~2 km);水平电偶源放置在距离海底 50 m 的高度上,长度为 1 m,电流为 1 A,沿测线方向设置 21 个发射源,间隔 200 m (-2~2 km),发射频率分别为 0.25、0.5、1.5 Hz。地震全波形使用海底放炮、海底接收的观测方式,检波器同样设置在海底沿 y 轴 -2~2 km 范围内,道间距 100 m,共计 41 个;炮点沿海底面测线方向(-2~2 km)设置 41 个,炮间距 100 m。

理论模型正演数据(E_y 的实部和虚部)加入 2% 的噪声作为观测数据进行反演;取 1、2、3、5、6、8 和 10 Hz 共 7 个频率进行反演。地震全波形使用 51×81 的均匀网格进行剖分,大小为 100 m $\times$ 100 m;MCSEM 使用的网格大小为 49×69 ,为不等间距网格,与地震全波形网格剖分的异常区域是相同的。MCSEM 和地震全波形的反演初始模型均为空气—海水—岩层模型,反演设置在 25 次迭代后停止。MCSEM 和地震全波形的反演结果见图 6。

图中可见,MCSEM 单独反演的结果只能恢复异常体的基本位置,形状呈倒三角状,底部收敛性较差,电阻率为 25~60 $\Omega \cdot \text{m}$,周围存在部分的冗余构

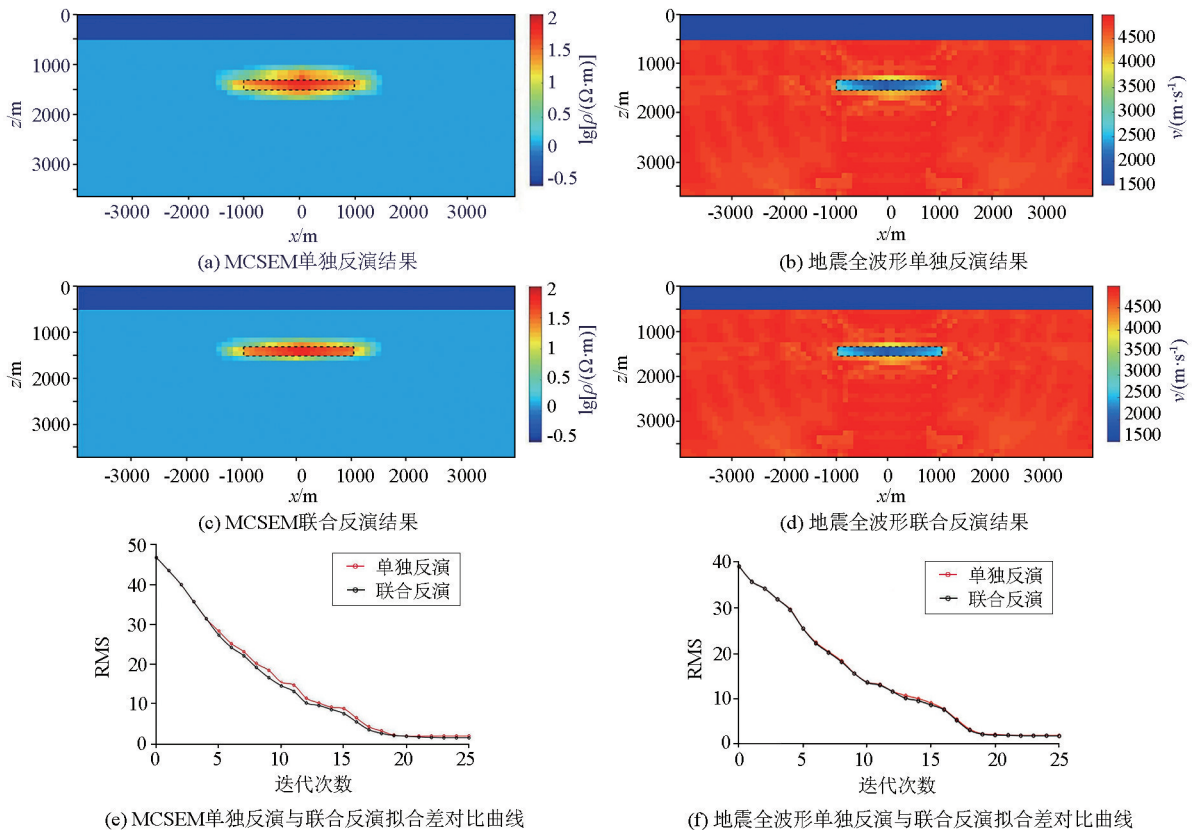


图 6 单一板状体模型反演结果及拟合差迭代曲线

Fig. 6 The profile of the inversion as well as the iterative curve of the RMS misfit of the single tabular body model

造(图 6a,b);而联合反演的结果明显改善了异常体的位置信息以及模型的整体形态特征(图 6c,d),其电阻率异常值为 $60 \sim 85 \Omega \cdot \text{m}$,对真值的恢复能力有明显的提高,压制了周围的虚假异常。地震全波形单方法反演对异常体的速度和边界的恢复效果较好,但速度联合反演结果相比于单方法没有明显的改进。

图 6e,f 给出了 MCSEM、地震全波形反演的数据拟合差收敛曲线。反演过程中,两种方法的 RMS 值均稳定下降,在后期趋于稳定,其中 MCSEM 单独反演的 RMS 值降到 1.88,联合反演的 RMS 值降到约 1.42;地震全波形单独反演与联合反演的 RMS 曲线基本重合,迭代 22 次后 RMS 值稳定在 1.35。

3.2 复杂板状体模型算例

建立如图 7 所示的复杂板状体理论模型,模拟海底地层中存在上覆异常体的油气储层。

海水层深 500 m,电阻率为 $0.3 \Omega \cdot \text{m}$,速度为 1500 m/s ;海底 300 m 处有一个厚 200 m、横向宽度 2000 m、电阻率 $10 \Omega \cdot \text{m}$ 、速度 5000 m/s 的低阻高速板状体,在其下方 500 m 处有一个厚 200 m、横向宽度 2000 m、电阻率 $100 \Omega \cdot \text{m}$ 、速度 1800 m/s 的高阻低速板状体;背景电阻率为 $1 \Omega \cdot \text{m}$,速度为

3200 m/s 。地震与 MCSEM 的观测系统、反演网格和迭代次数的设置与 3.1 节相同。

MCSEM 和地震的反演结果见图 8。MCSEM 单独反演结果中的异常体整体形态与理论模型偏差较大,收敛性很差,上层低阻板状体没有显示出来,下层高阻板状体反演后的位置在 1200 m 处(图 8a),这主要是由于上层低阻板状体对下层高阻板状体的影响使得高阻板状体的位置与原始模型有较大的偏差,电阻率值在 $15 \sim 60 \Omega \cdot \text{m}$,周围存在较大的冗余

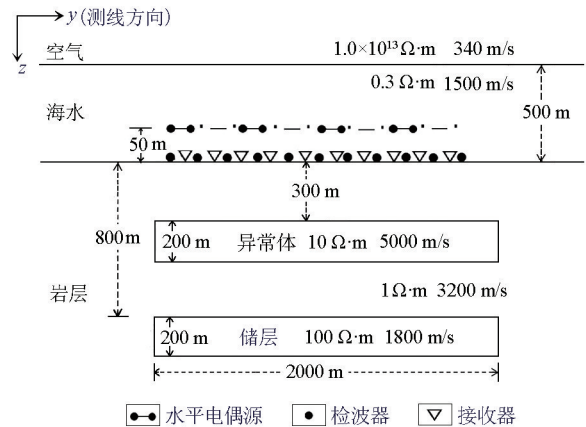


图 7 复杂板状体理论模型示意

Fig. 7 Synthetic model of the complex tabular body

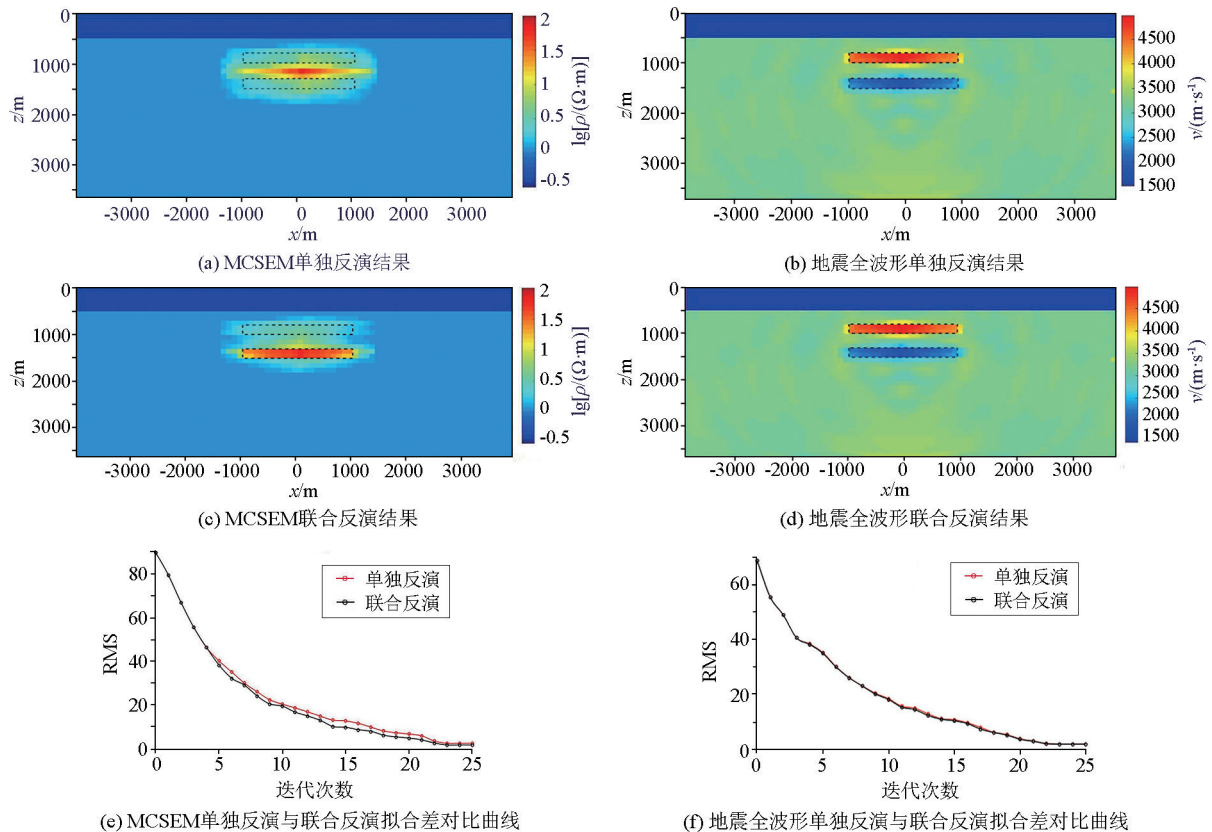


图 8 复杂板状体模型反演结果及拟合差迭代曲线

Fig. 8 The profile of the inversion as well as the iterative curve of the RMS misfit of the complex tabular body model

构造。联合反演的结果明显改善了异常体的位置信息以及模型的形态,虽然对于上层的低阻板状体反演效果还是较差,仅仅是电阻率值稍有改善,但是对于下层高阻板状体的位置,形状都基本恢复了(图 8c),其电阻率异常值为 $50 \sim 80 \Omega \cdot \text{m}$,对真值的恢复能力有了明显的提高,并且明显压制了周围的虚假异常。而地震的单方法反演对异常体的速度和边界的恢复效果较好,只是异常体周围存在少许的假异常(图 8b),联合反演速度结果相比于单方法没有明显的提高(图 8d)。

图 8e、f 给出了 MCSEM 与地震全波形反演的数据拟合差收敛曲线,可以发现在反演过程中,MCSEM 的 RMS 值前期下降速度较快,在后期趋于稳定,其单独反演的 RMS 值降到 2.85,联合反演的 RMS 值下降到 1.78;地震全波形单独反演与联合反演的 RMS 曲线基本重合,迭代 24 次后 RMS 值稳定在 1.63。

3.3 凹槽体模型算例

建立如图 9 所示的低阻低速凹槽体理论模型,模拟海底地层中的背斜构造。

海水层深为 500 m,电阻率为 $0.3 \Omega \cdot \text{m}$,速度

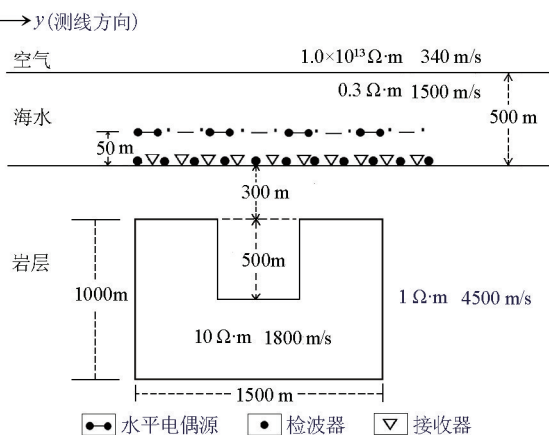


图 9 凹槽体理论模型示意

Fig. 9 Synthetic model of the groove body

为 1500 m/s;在海底 300 m 处有一个厚 1000 m、横向宽 1500 m、电阻率 $10 \Omega \cdot \text{m}$ 、速度 1800 m/s 的凹槽体;地震与 MCSEM 采用与 3.1 节相同的观测系统、反演网格和迭代次数设置,反演结果见图 10。

MCSEM 单独反演的结果只能恢复异常体的基本位置,形状与理论模型偏差较大,没有刻画出异常体的边界,整体的收敛性较差(图 10a),电阻率为 $15 \sim 60 \Omega \cdot \text{m}$;联合反演的结果明显改善了异常

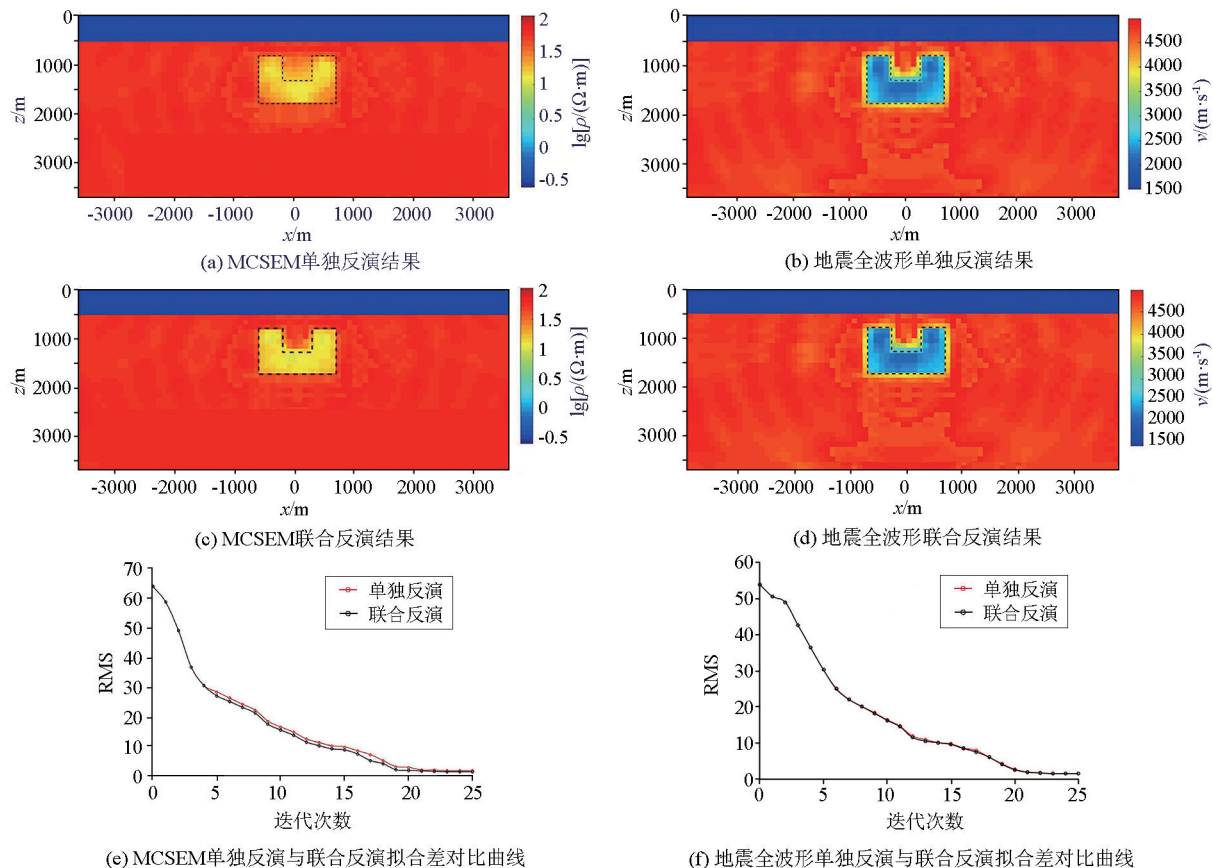


图 10 凹槽体模型反演结果及拟合差迭代曲线

Fig. 10 The profile of the inversion as well as the iterative curve of the RMS misfit of the groove body model

体的位置信息以及模型的形态,基本恢复到了理论模型的位置与形状(图 10c),其电阻率异常值为 $10 \sim 30 \Omega \cdot \text{m}$,对真值的恢复能力有了明显的提高。全波形单方法反演对异常体的速度和边界的恢复效果较好,联合反演速度结果相比于单方法没有明显的改进(图 10b、d)。

图 10e、f 显示在反演过程中两者的 RMS 值均稳定下降,在后期趋于稳定,其中 MCSEM 单独反演的 RMS 值降到 1.92,联合反演的 RMS 值降到 1.41 左右;地震全波形单独反演与联合反演的 RMS 曲线基本重合,迭代 23 次后 RMS 值稳定在 1.51。

4 结论与讨论

1) 对 MCSEM 和地震全波形的二维联合反演理论公式进行了推导,推导出含有交叉梯度项的 MCSEM 的电阻率迭代公式以及地震全波形的速度迭代公式;建立了基于交叉梯度约束的 MCSEM 与地震全波形反演的目标函数,开发了一套二维联合反演算法,并验证了该算法的可行性与适用性。

2) 建立多组不同的理论模型,进行联合反演计算,并与单一方法反演的结果进行了对比分析。电阻率模型的联合反演结果有显著改善和提升,而速度模型的联合反演结果基本与单方法的结果相同,说明全波形的反演方法能够提高 MCSEM 反演结果的可靠性。

本文所研究的 MCSEM 与地震全波形二维联合反演算法并没有加入实际数据的应用,这就使得对于算法精确性的验证具有一定的局限性,下一步需结合实测资料进行正、反演的计算。

参考文献 (References):

- [1] Haber E, Oldenburg D. Joint inversion: A structural approach [J]. *Inverse Problems*, 1997, 13(1): 63–77.
- [2] Pak Y C, Li T L, Kim G S. 2D data-space cross-gradient joint inversion of MT, gravity and magnetic data [J]. *Journal of Applied Geophysics*, 2017, 143: 212–222.
- [3] Coutant O, Bernard M L, Beauducel F, et al. Joint inversion of P-wave velocity and density, application to La Soufrière of Guadeloupe hydrothermal system [J]. *Geophysical Journal International*, 2012, 191(2): 723–742.
- [4] 敬荣中, 鲍光淑, 陈绍裘. 地球物理联合反演研究综述 [J]. *地球物理学进展*, 2003, 18(3): 535–540.
Jing R Z, Bao G S, Chen S Q. A review of the researches for geophysical combinative inversion [J]. *Progress in Geophysics*, 2003, 18(3): 535–540.
- [5] Hu W Y, Abubakar A, Habashy T M. Joint electromagnetic and seismic inversion using structural constraints [J]. *Geophysics*, 2009, 74(6): R99–R109.
- [6] Brown V, Singh S C, Key K. Using seismic full waveform inversion to constrain controlled-source electromagnetic inversion [J]. *SEG Expanded Abstracts*, 2010, 29: 619–623.
- [7] da Silva N V, Morgan J, Warner M, et al. 3D constrained inversion of CSEM data with acoustic velocity using full waveform inversion [C]//SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012. Society of Exploration Geophysicists, 2012.
- [8] Mac-Gregor L, Bouchrara S, Tomlinson J, et al. Integrated analysis of CSEM, seismic and well log data for prospect appraisal: A case study from West Africa [J]. *First Break*, 2012, 30(4): 43–49.
- [9] Saunders J H, Herwanger J V, Pain C C, et al. Constrained resistivity inversion using seismic data [J]. *Geophysical Journal International*, 2005, 160(3): 785–796.
- [10] 杜润林. 海洋可控源电磁场和地震波场联合反演方法研究 [D]. 东营: 中国石油大学(华东), 2015.
Du R L. The research of joint inversion of marine controlled source electromagnetic and seismic [D]. Dongying: China University of Petroleum (Huadong), 2015.
- [11] 李刚. 海洋可控源电磁与地震资料构造联合反演方法研究 [D]. 青岛: 中国海洋大学, 2015.
Li G. Joint inversion of marine controlled-source electromagnetic and seismic data using the structural constraints [D]. Qingdao: Ocean University of China, 2015.
- [12] Hustedt B, Operto S, Virieux J. Mixed-grid and staggered-grid finite-difference methods for frequency-domain acoustic wave modeling [J]. *Geophysical Journal International*, 2004, 157(3): 1269–1296.
- [13] Jo C H, Shin C, Suh J H. An optimal 9-point, finite-difference, frequency-space, 2-D scalar wave extrapolator [J]. *Geophysics*, 1996, 61(2): 529–537.
- [14] Berenger J P. A perfectly matched layer for the absorption of electromagnetic waves [J]. *Journal of Computational Physics*, 1994, 114(2): 185–200.
- [15] Virieux J, Operto S. An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics [J]. *Geophysics*, 2009, 74(6): WCC1–WCC26.
- [16] 周丽芬. 大地电磁与地震数据二维联合反演研究 [D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2012.
Zhou L F. Two dimensional joint inversion of MT and seismic data [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2012.
- [17] Pratt R G. Seismic waveform inversion in the frequency domain, Part 1: Theory and verification in a physical scale model [J]. *Geophysics*, 1999, 64(3): 888–901.
- [18] Ward S H, Hohmann G W. Electromagnetic theory for geophysical applications [M]//*Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 1988: 130–311.
- [19] 刘颖. 海洋可控源电磁法二维有限元正演及反演 [D]. 青岛: 中国海洋大学, 2014.
Liu Y. 2D finite element modeling and inversion for marine controlled-source electromagnetic fields [D]. Qingdao: Ocean University of China, 2014.

- [20] Mitsuhashi Y. 2-D electromagnetic modeling by finite-element method with a dipole source and topography [J]. *Geophysics*, 2000, 65 (2): 465.
- [21] Siropunvaraporn W, Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data [J]. *Geophysics*, 2000, 65 (3): 791–803.
- [22] Meju M A, Gallardo L A, Mohamed A K. Evidence for correlation of electrical resistivity and seismic velocity in heterogeneous near-surface materials [J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(7): 1373–1376.
- [23] Gallardo L A, Meju M A. Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, 109 (B3): B03311.
- [24] 王涛. 磁法与可控源音频大地电磁法二维联合反演研究 [D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2016.
- Wang T. Two-dimensional joint inversion of magnetic and CSAMT methods [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2016.
- [25] 郭长安. 电阻率法和地震全波形二维联合反演研究 [D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2018.
- Guo C A. Two-dimensional joint inversion of resistivity and seismic full-waveform method [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2018.

Two-dimensional joint inversion based on the marine controlled-source electromagnetic method and seismic full-waveform

KONG Fan-Xiang¹, TAN Han-Dong², LIU Jian-Xun¹

(1. Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, Chinese Academy of Geological Sciences, Langfang 065000, China; 2. School of Geophysics and Information Technology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: To reduce the limitations and the multiplicity of solutions of a single geophysical inversion method, this study investigated the two-dimensional joint inversion based on the marine controlled-source electromagnetic (MCSEM) method and seismic full-waveform inversion. The MCSEM method employs the data-space Occam's algorithm, while the seismic full-waveform inversion utilizes the gradient algorithm. By incorporating a cross-gradient function for the mutual coupling of the two types of physical property parameters, this study developed a two-dimensional joint inversion method, whose accuracy was verified using three different models. As indicated by the results, compared to a single inversion method, the MCSEM-based joint inversion yielded significantly improved inversion results, predominantly in terms of the morphology characterization of anomalous bodies, as well as the reconstruction of their structure and textures and their physical property values. Therefore, the full-waveform inversion can enhance the reliability of the MCSEM inversion results.

Key words: marine controlled-source electromagnetic (MCSEM); seismic full-waveform; cross-gradient; joint inversion

(本文编辑:叶佩,沈效群)