

深拖式频率域海洋可控源电磁法的三维反演研究

罗 宇¹, 罗润林^{1*}, 唐 勇², 李亚南¹

¹桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林

²武汉科岛地理信息工程有限公司, 湖北 武汉

收稿日期: 2025年12月25日; 录用日期: 2026年1月22日; 发布日期: 2026年2月2日

摘 要

海洋可控源电磁法是一种有效探测海底电性结构的地球物理方法, 在油气、可燃冰及深海矿产勘探中具有重要应用。传统的海洋电磁勘探常采用单船拖源——海底接收器接收的方式进行观测, 存在施工组织复杂、作业成本高等问题。本文针对深拖式频率域海洋可控源电磁法的观测方式, 开展了三维反演的系统研究, 以实现海底电性分布的精确成像。首先介绍正演理论, 包括电磁场的控制方程、单元分析; 随后讨论反演理论中的目标函数、正则化策略及求解方法, 最后通过数值算例验证所提方法的有效性。反演采用近似高斯牛顿法, 并结合正则化约束与步长搜索策略, 以提高大规模三维模型参数求解的稳定性与效率。针对布设的收发距分布特点, 本文在网格细化进行了设置, 保证了反演在有限观测条件下的收敛性和分辨率。数值试验表明, 该方法能够有效识别异常体的空间分布, 具有较好的稳健性。为低成本、高效率的深拖式海洋可控源电磁勘探以及深海资源探测与海底构造研究提供一定参考。

关键词

海洋可控源电磁法, 深拖系统, 三维反演

Three-Dimensional Inversion Study of Deep-Towed Frequency-Domain Marine Controlled-Source Electromagnetic Data

Yu Luo¹, Runlin Luo^{1*}, Yong Tang², Yanan Li¹

¹College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin Guangxi

²Wuhan Kedao Geographic Information Engineering Co., Ltd., Wuhan Hubei

Received: December 25, 2025; accepted: January 22, 2026; published: February 2, 2026

*通讯作者。

文章引用: 罗宇, 罗润林, 唐勇, 李亚南. 深拖式频率域海洋可控源电磁法的三维反演研究[J]. 地球科学前沿, 2026, 16(2): 75-87. DOI: 10.12677/ag.2026.162008

Abstract

Marine controlled-source electromagnetic (MCSEM) surveying is an effective geophysical method for investigating the electrical structure of the seafloor and has been widely applied in the exploration of hydrocarbons, gas hydrates, and deep-sea mineral resources. Conventional marine electromagnetic surveys are commonly conducted using a single-vessel towed source combined with seafloor receivers, a configuration that is often associated with complex operational logistics and high acquisition costs. In this study, a systematic investigation of three-dimensional inversion is carried out for a deep-towed frequency-domain marine CSEM acquisition configuration, with the aim of achieving accurate imaging of subsurface electrical resistivity distributions. The forward modeling framework is first introduced, including the governing equations of the electromagnetic field and element-based discretization. Subsequently, the inversion methodology is discussed, covering the formulation of the objective function, regularization strategies, and numerical solution approaches. The effectiveness of the proposed method is finally demonstrated through a series of numerical experiments. The inversion is implemented using an approximate Gauss-Newton scheme in combination with regularization constraints and a line-search strategy, thereby improving the stability and computational efficiency of parameter estimation for large-scale three-dimensional models. In consideration of the characteristics of the deployed source-receiver offset distribution, mesh refinement strategies are employed to ensure inversion convergence and adequate resolution under limited observational conditions. Numerical experiments indicate that the proposed approach can effectively delineate the spatial distribution of subsurface anomalies and exhibits good robustness. This study provides a useful reference for low-cost, high-efficiency deep-towed marine CSEM surveys, as well as for deep-sea resource exploration and investigations of seafloor structures.

Keywords

MCSEM, Deep-Towed System, 3D Inversion

Copyright © 2026 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

海洋地震是海洋油气勘探的传统方法。然而，海洋地震探测海底油气存在固有的缺陷——它在探测出可能的储油构造后无法区分其含油/含水特性，并且勘探成本高。海洋可控源电磁法(Marine Controlled Source Electromagnetic Method, MCSEM)则可以很好地弥补它的不足。MCSEM 是一种主动源电磁勘探技术，该方法通过在海洋环境中激发低频率的电磁场，利用接收器采集经过地下介质传播后的响应信号，进而通过数据处理与反演有效获取海底地下介质的电性分布信息[1]-[4]。MCSEM 依托电阻率能良好反映油气、水合物以及矿产等地质体与其围岩的差异，可以有效地提高海洋油气勘探的成功率[5]，减小勘探成本，因而在深海油气资源、天然气水合物、海底矿产以及构造演化研究中得到了广泛应用[6]。

当前，MCSEM 最常规的观测方式是“拖曳发射源 + 海底布设接收器”，即通过调查船拖曳电磁发射源(多为水平电偶极子源)在目标海域航行，同时将大量接收器预先布设在海底固定点位，形成接收阵列[7]。作业时，拖曳在海水中的发射源向海底发射特定频率的电磁信号，信号穿透海水与地下介质后，由海底接收器记录电磁场响应，待完成一定区域的测量后，再通过调查船回收接收器并提取数据。由于接

收器是直接置于海底, 远离海面波浪以及船体噪声, 信噪比相对较高, 但局限性也较为明显, 一方面, 接收器的海底布设与回收需耗费大量时间, 尤其是在深海区域, 单次布放可能需要数小时甚至数天, 且受海况、海底地形影响极大, 不仅拖慢了作业进度, 还可能因设备丢失、损坏导致数据缺失; 另一方面, 在接收器投放时, 由于洋流等因素导致接收器未能投放到预定位置; 此外这种观测模式下的勘探效率较低, 难以实现大范围、高密度的连续测量, 这种时间跨度的作业模式进一步推高了成本, 限制了海洋电磁法在大规模资源勘探中的应用普及。正是这些固有局限, 催生了对更高效、集成化作业模式的探索, 为深拖式发射接收装置的研发与应用奠定了现实基础。如 Scripps 研究所开发的 Deep-Towed EM 系统、挪威 EMGS 的 SeaBed Logging 系统、WesternGeco 的 Stingray 系统[8]-[10]等都是该技术的探索研究。

目前常用的电磁三维正演方法常有限单元法(FE)、有限差分法(FD)、积分方程法(IE)以及有限体积法(FV)。FE 可以用灵活的单元拟合复杂几何异常体和地形, 精度可控但计算成本高[11]; FD 数学思想简单, 易于编程实现、效率高, 但依赖于结构化网格, 难以处理复杂几何形状和边界[12][13]; IE 的核心是借格林函数建立目标异常区电流与电磁场的积分关系、仅离散异常区域而非全空间以简化求解, 虽具计算效率较高、天然满足无穷远边界条件无需额外处理吸收边界的优势, 但存在对复杂地形(如剧烈起伏海底)和强电性差异结构模拟精度有限、积分核计算易产生大规模稠密矩阵导致内存占用高而受限大规模三维问题应用的缺点[14]; FV 是将研究区域划分为一系列互不重叠的控制体积, 并在每个控制体积上对控制方程的积分形式进行近似求解。通过这种方式, 可以在保证局部和整体守恒性的同时, 将连续的偏微分方程转化为离散代数方程。与有限元或有限差分方法相比, 有限体积法天然满足物理量的局部守恒性, 因此在电磁场数值模拟中具有显著优势[15][16]。由于 MCSEM 的勘探规模, 既要兼顾方法适用性, 又要考虑在有限的计算成本下兼顾计算效率, 本文采用拟态有限体积法(Mimetic Finite Volume, MFV)的离散策略[17][18]。

MCSEM 一、二维正反演理论已经很成熟了, 并且在实际生产中得到了广泛的应用。一、二维方法虽能简化计算、快速获取地层垂向或剖面电性特征, 但难以准确刻画实际地质体(如倾斜油气藏、不规则矿体、非均质地层界面)的三维空间形态与电性参数分布, 而这正是实际生产所追求的。MCSEM 的三维正演理论研究已经走向成熟。当然, MCSEM 的三维反演研究也涌现了很多, 如 Newman 等基于非线性共轭梯度实现了横向各向异性的三维 MCSEM 反演[19]; A.V. Grayver 等使用了高斯牛顿法实现了三维 MCSEM 反演算法[20]; Zach 等实现了有限内存的 BFGS (L-BFGS)的三维 MCSEM 反演算法[21]。然而, 目前大多数的三维 MCSEM 反演研究都是基于“拖曳发射源 + 海底布设接收器”这种观测方式。因高效率、低成本而研发的深拖式海洋电磁装备在三维 MCSEM 反演研究还是比较少。Michael S. Zhdanov 等采用重加权正则化共轭梯度(Reweight Regularized Conjugate Gradient, RRCG)算法, 对北海北部 Troll 油田的拖曳电磁数据开展了三维反演研究[22][23]; Jenny-Ann Malmberg 等利用高斯牛顿法实现了拖曳电磁数据的三维反演[24]; Joel Skogman 等同样基于高斯牛顿法, 对 Barents 海的拖曳电磁数据进行了三维反演分析[25]; 此外, Johan Mattsson 等也开展了基于高斯牛顿算法的拖曳电磁数据三维反演工作[26]。

综上所述, 现有的 MCSEM 三维反演研究在拖曳方式、算法优化以及观测系统等方面已取得了重要进展[27], 但多数工作仍以海底接收器为主要观测模式, 对深拖式 MCSEM 反演研究相对较少。深拖式方案在观测效率、作业灵活性以及连续测线覆盖方面具有显著优势, 能够有效提升数据采集与横向成像效率。因此, 开展针对深拖式频率域 MCSEM 的三维反演研究, 不仅有助于完善该观测系统的理论基础和方法体系, 也为深水油气资源勘探提供了新的技术支撑与实践参考。为此, 本文开展了基于 simpeg 开源库[28][29]的三维频率域 MCSEM 近似高斯牛顿法反演研究。首先介绍了基于树网格剖分的三维 MCSEM 拟态有限体积正演理论; 随后提出了反演中采用的目标函数构建方法、正则化参数的自适应计算策略、步长因子的搜索方案; 最后通过理论算例, 验证了所构建反演程序的正确性与可行性。

2. 正演方法

2.1. 电磁场的控制方程

在频率域形式下, 采用复指数时间因子 $e^{+i\omega t}$, 以便将时间微分转化为频率算子 $i\omega$, 针对非均质各向异性介质中时谐电磁场的三维可控源电磁正演问题, 此时麦克斯韦方程组可表示为:

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega \mathbf{B} = -i\omega \mathbf{S}_m \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \mathbf{J} = \mathbf{S}_e \quad (2)$$

其中, $\mathbf{E}$ 和 $\mathbf{H}$ 分别为电场强度与磁场强度, $\mathbf{B}$ 与 $\mathbf{J}$ 分别为磁感应强度与电流密度; $\mathbf{S}_m$ 表示磁源项, 对应源磁通密度; $\mathbf{S}_e$ 表示电源项, 对应源电流密度。

为建立电磁场与介质参数之间的关系, 引入本构方程:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (3)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} + \mathbf{J}_s \quad (4)$$

其中, μ 为磁导率, σ 为电导率, $\mathbf{J}_s$ 为外加体电流源。在 MCSEM 应用中, 由于海洋电磁法的典型频率和介质条件下, $\omega\epsilon \ll \sigma$, 这时位移电流 $\partial \mathbf{D} / \partial t = i\omega\epsilon \mathbf{E}$ 相对于传导电流可忽略, 从而电磁场主要表现为扩散传播。因此常采用准静态近似, 仅保留 $\mathbf{J} \approx \sigma \mathbf{E}$ 。

2.2. 有限体积法

有限体积法, 通常采用矩形剖分(图 1), 在矩形单元内, 梯度(grad)、旋度(curl)、散度(div)等算子满足相应的积分恒等式和守恒律。同时, 将电场通常定义在网格的边(edge)上, 磁感应强度定义在网格的面(face)上, 电流密度与磁场的散度则与体积(cell center)相关[30] [31]。这种基于边-面-体的物理量配置方式与麦克斯韦方程的微分算子结构相匹配, 使得离散后的系统矩阵不仅稀疏, 而且能够较好地保持稳定性与数值精度。

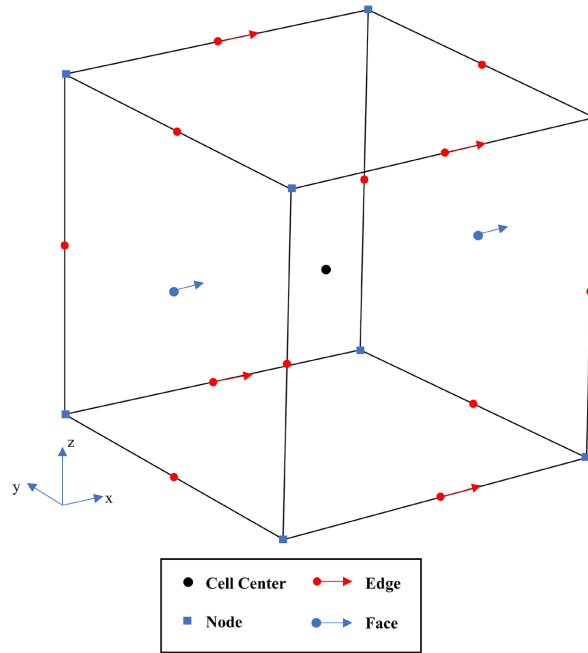


Figure 1. Location of variables within a cell (Lindsey J. Heagy *et al.*, 2017)

图 1. 单元内的变量位置(Lindsey J. Heagy 等, 2017)

为了对方程进行离散化, 引入矢量测试函数 $\mathbf{u}$, 对方程(1)~(4)在计算域 Ω 上做内积。

$$\int_{\Omega} \mathbf{u} \cdot (\nabla \times \mathbf{E}) d\mathbf{v} + i\omega \int_{\Omega} \mathbf{u} \cdot \mathbf{B} dV = -i\omega \int_{\Omega} \mathbf{u} \cdot \mathbf{S}_m d\mathbf{v} \quad (5)$$

$$\int_{\Omega} (\nabla \times \mathbf{u}) \cdot \mathbf{H} d\mathbf{v} - \oint_{\partial\Omega} \mathbf{u} \cdot (\mathbf{H} \times \mathbf{n}) d\mathbf{v} - \int_{\Omega} \mathbf{u} \cdot \mathbf{J} d\mathbf{v} = \int_{\Omega} \mathbf{u} \cdot \mathbf{S}_e d\mathbf{v} \quad (6)$$

$$\int_{\Omega} \mathbf{u} \cdot \mathbf{J} d\mathbf{v} = \int_{\Omega} \mathbf{u} \cdot \sigma \mathbf{E} d\mathbf{v} \quad (7)$$

$$\int_{\Omega} \mathbf{u} \cdot \mathbf{H} d\mathbf{v} = \int_{\Omega} \mathbf{u} \cdot \mu^{-1} \mathbf{B} d\mathbf{v} \quad (8)$$

其中(6)式中的曲面积分项在自然边界条件下为零, 即

$$\oint_{\partial\Omega} \mathbf{u} \cdot (\mu^{-1} \mathbf{H} \times \mathbf{n}) d\mathbf{v} = 0$$

根据原则: 离散电场 $\mathbf{e}$ 定义在网格边上, 离散磁通密度 $\mathbf{b}$ 定义在网格面上。因此 $\mathbf{j}$ 必须定义在边上, $\mathbf{h}$ 必须定义在面上。 $\mathbf{u}_e$ 是与电场 $\mathbf{E}$ 同离散位置(网格边的中点, “边变量”); $\mathbf{u}_f$ 是与磁感应强度 $\mathbf{B}$ 同离散位置(网格面的中点, “面变量”), 可得以下离散内积关系:

$$\mathbf{u}_f^T \mathbf{M}_f \mathbf{C} \mathbf{e} + i\omega \mathbf{u}_f^T \mathbf{M}_f \mathbf{b} = -i\omega \mathbf{u}_f^T \mathbf{M}_f \mathbf{s}_m \quad (9)$$

$$\mathbf{u}_e^T \mathbf{C}^T \mathbf{M}_f \mathbf{h} - \mathbf{u}_e^T \mathbf{M}_e \mathbf{j} = \mathbf{u}_e^T \mathbf{s}_e \quad (10)$$

$$\mathbf{u}_e^T \mathbf{M}_e \mathbf{j} = \mathbf{u}_e^T \mathbf{M}_{e\sigma} \mathbf{e} \quad (11)$$

$$\mathbf{u}_f^T \mathbf{M}_f \mathbf{h} = \mathbf{u}_f^T \mathbf{M}_{f\frac{1}{\mu}} \mathbf{b} \quad (12)$$

其中: $\mathbf{C}$ 为离散旋度算子; $\mathbf{s}_m$ 与 $\mathbf{s}_e$ 分别为积分形式的磁源与电源项; $\mathbf{M}_e$ 为边上的内积矩阵; $\mathbf{M}_f$ 为面上的内积矩阵; $\mathbf{M}_{e\sigma}$ 为投影到边上的电导率内积矩阵; $\mathbf{M}_{f\frac{1}{\mu}}$ 为投影到面上的磁导率倒数的内积矩阵。

利用(9)~(12)式, 整理得到求解电场的标准形式

$$\mathbf{A} \mathbf{e} = \mathbf{q} \quad (13)$$

其中

$$\mathbf{A} = \mathbf{C}^T \mathbf{M}_{f\frac{1}{\mu}} \mathbf{C} + i\omega \mathbf{M}_{e\sigma}$$

$$\mathbf{q} = -i\omega \mathbf{s}_e - i\omega \mathbf{C}^T \mathbf{M}_{f\frac{1}{\mu}} \mathbf{s}_m$$

同理, 可以得到磁场的标准形式

$$\mathbf{A} \mathbf{h} = \mathbf{q} \quad (14)$$

其中

$$\mathbf{A} = \mathbf{C}^T \mathbf{M}_{f\rho} \mathbf{C} + i\omega \mathbf{M}_{e\mu}$$

$$\mathbf{q} = \mathbf{C}^T \mathbf{M}_{f\rho} \mathbf{s}_e - i\omega \mathbf{s}_m$$

式中, $\mathbf{M}_{f\rho}$ 为投影到面上的电阻率的内积矩阵; $\mathbf{M}_{e\mu}$ 为投影到边上的磁导率内积矩阵。

在求解大型稀疏矩阵系统(13)、(14)式时, 为了在保证精度的同时提升求解效率, 本文采用了基于直接法的高性能稀疏矩阵求解器 PARDISO [32]。

3. 反演理论

3.1. 目标函数

为了获得海底地质结构的电性分布特征，反演是数据处理解释中关键环节。MCSEM 的三维反演问题，本质上求解式(15)的目标函数。

$$\phi(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \left\| \mathbf{W}_d \left(F[\mathbf{m}] - \mathbf{d}^{obs} \right) \right\|_2^2 + \frac{1}{2} \beta \left\| \mathbf{W}_m (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{ref}) \right\|_2^2 \quad (15)$$

式中：右边第一项为数据拟合项，用于衡量观测数据与模型正演响应之间的拟合程度。 $\mathbf{W}_d$ 是数据协方差矩阵，是一个对角矩阵，其元素等于 $W_{d_{ii}} = \frac{1}{\epsilon_i}$ ， ϵ_i 表示对第 i 个观测数据的标准差的估计值，它通常用来刻画第 i 个观测值的不确定性或误差大小。 $F[\mathbf{m}]$ 是由反演模型通过正演得到的数据； $\mathbf{d}^{obs}$ 是真实模型的观测数据。第二项为模型约束项，可引入先验信息，对模型施加合理约束以提高反演稳定性。 $\mathbf{W}_m$ 是一个“正则化矩阵”，它不是单一的矩阵，而是有几个部分堆叠组合而成，这些部分分别代表 $\mathbf{W}_m = [\alpha_s I, \alpha_x \mathbf{W}_x^T, \alpha_y \mathbf{W}_y^T, \alpha_z \mathbf{W}_z^T]^T$ ， $\mathbf{W}_x^T$ ， $\mathbf{W}_y^T$ ， $\mathbf{W}_z^T$ 是模型在 x ， y ， z 方向上的一阶导数， I 是单位矩阵，各部分前面的 α_s ， α_x ， α_y ， α_z 是权重系数，用来平衡这些正则化项的重要性； $\mathbf{m}_{ref}$ 为参考模型。 β 为正则化参数。

依据实测数据采用高斯牛顿法求解式(15)，使得目标函数最小，则可以反演得到模型的电阻率结构。

3.2. 正则化参数 β 的计算策略

正则化系数 β 的合理选取对于平衡数据拟合精度与模型稳定性至关重要，当 β 过大时，反演结果会过度依赖先验模型，而观测数据的影响被削弱；当 β 过小时，则可能引入不稳定或错误的解。本文通过 Tikhonov 正则化求取 β 。

具体方法为，先利用式(17)估计一个初始的正则化权重 β_0 ，随后依据式(18)动态调整正则化权重。

$$\beta_0 = \gamma \frac{\lambda_d}{\lambda_m} \quad (17)$$

其中： γ 是可以自定义的目标比率。

$$\beta_{k+1} = \begin{cases} \frac{\beta_k}{\alpha}, & \text{若 } k \bmod r = 0 \\ \beta_k, & \text{其余情况} \end{cases} \quad (18)$$

其中： α 为冷却因子，它决定了每次冷却时 β 的缩减幅度； r 为冷却频率，它控制每隔多少次迭代执行一次冷却操作。

4. 数值算例

为评估本文所提出三维 MCSEM 反演方法的可靠性与适用性，本节设计并开展数值算例研究。算例模型依照由简至繁的思路构建，检验算法的成像能力与稳定性。首先选取几何结构相对简单的单异常体模型，对反演流程的精度、参数设置及收敛特性进行基础验证；在此基础上，再引入多异常体模型，以进一步考察方法在相对复杂的条件下的适应性和稳健性。对于算例模型，利用电场分量 E_x 的实部和虚部进行反演，并在正演得到的数据中加入 5% 的高斯噪声。所有计算均使用处理器 2.60 GHz、运行内存 32 GB 的计算机。

为在保证正演与反演计算精度的同时有效控制计算规模，本文采用三维八叉树(TreeMesh)网格剖分策略对研究区域进行离散化。首先构建基础网格，单元初始尺寸设定为 $x, y, z = 100, 100, 100$ m，沿 x, y, z 三个方向分别划分为 [64, 64, 64] 个基元单元，共 57,268 个六面体单元，并以模型中心为原点($x_0 =$

“CCC”), 从而获得覆盖整个研究域的均匀基础网格(如图 2)。利用 `refine_tree_xyz()` 算法对全域实施一次全局细化, 以形成具备多层次分辨率的初始网格体系, 为后续局部加密提供基础。在基础网格的框架上, 为兼顾近源异常体与远场关键层位的分辨需求, 进一步采用区域约束的局部加密策略。其中, 首先在 $[-1800, 1800] \times [-1800, 1800] \times [-1000, -200]$ m 的空间范围内执行一次局部细化, 以提升模型中心及潜在异常体邻近区域的网格分辨率, 从而增强电磁响应的刻画能力; 然后, 在 $[-3200, 3200] \times [-3200, 3200] \times [0, 50]$ m 的范围内, 对位于海底及其邻近区域的网格实施进一步加密。同时, x 方向往外扩充 2400 m (两端各 1200 m), y 方向往外扩充 2400 m (两端各 1200 m), z 方向往外扩充 4200 m (上端 2200 m, 下端 2000 m)。

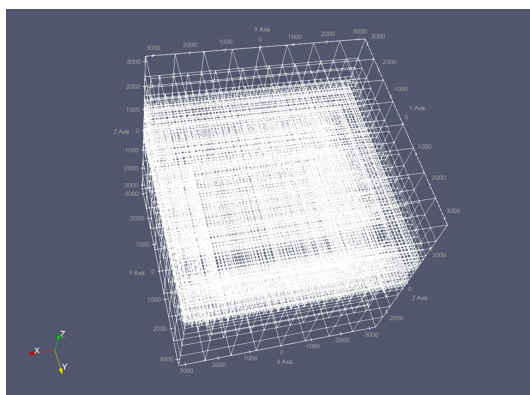


Figure 2. Model grid

图 2. 模型网格

本次调查共布设 11 条测线, 测线沿 y 方向分布在 -1500 至 1500 m 范围内, 线距为 300 m。每条测线上布设 16 个水平偶极源(源长为 200 m, 频率为 1.0 Hz, z 坐标固定为 50 m), 测量分两次进行: 一次沿 x 正方向, 源中心位置从 0 m 至 2000 m, 间隔 200 m; 另一次沿 x 反方向, 源中心位置从 0 m 至 -2000 m, 间隔同为 200 m。源牵引 9 个接收器, 第一个接收器距源中心 400 m, 其余接收器间间隔 200 m, 接收器 z 坐标固定为 30 m, 如图 3。整个观测中, 共获得观测数据 2178 个。

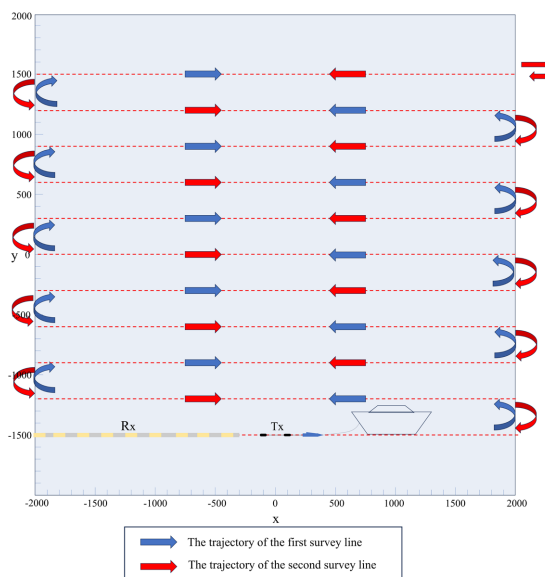


Figure 3. Towed survey track

图 3. 拖曳轨迹

4.1. 单异常体模型

设置空气层厚度为 2200 m，电导率为 $1.0 \times 10^{-12} \text{ S}\cdot\text{m}^{-1}$ ；海水层厚度为 1000 m，电导率为 $3.33 \text{ S}\cdot\text{m}^{-1}$ ；异常体顶部距离海底 400 m，电导率为 $0.25 \text{ S}\cdot\text{m}^{-1}$ ，大小为 $1600 \text{ m} \times 1000 \text{ m} \times 200 \text{ m}$ ；海底背景电导率为 $1.0 \text{ S}\cdot\text{m}^{-1}$ (图 4)。

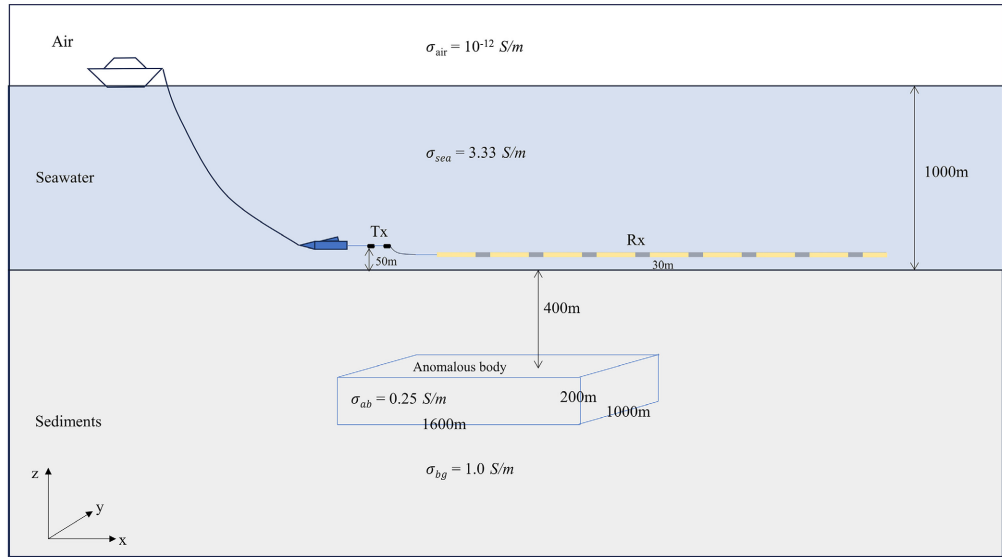
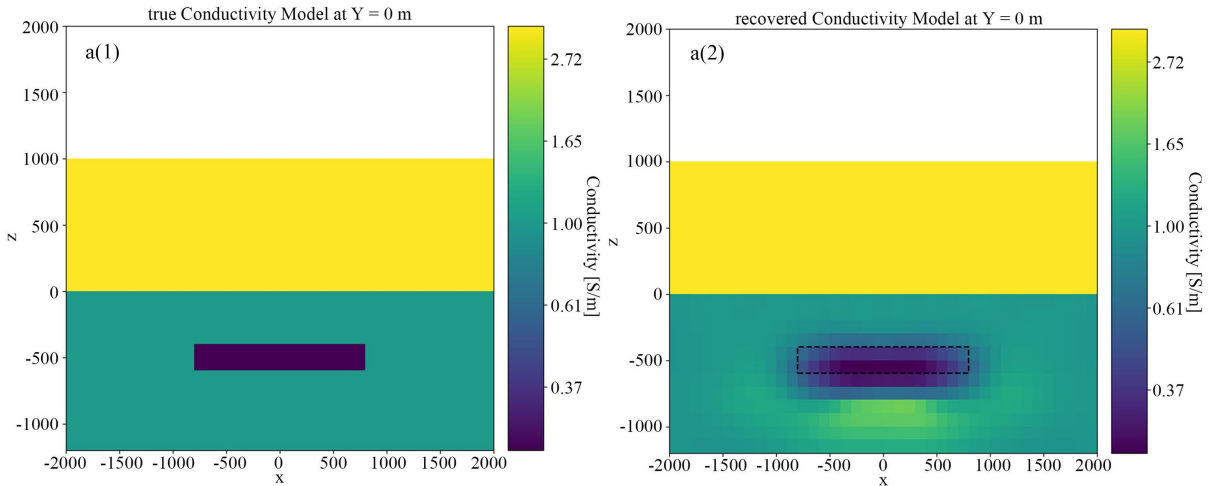


Figure 4. Horizontal seafloor model
图 4. 水平海底模型

将海底的背景模型作为初始模型，采用本文方法反演的结果如图 5 所示。

图 5 清晰反映了正演模型与添加 5%高斯噪声后数据反演结果的对比。在水平方向(x, y)及垂直方向(z)上，反演结果较好地恢复了异常体的位置及其主要电性分布，表明该方法具备较好的三维空间分辨能力。从反演收敛过程来看(图 6)，均方根误差(RMS)在迭代初期快速下降，随后趋于稳定，最终收敛至约 1.4，接近理想拟合水平 1.0。该过程表明反演算法具有良好的收敛性。进一步对异常体区域进行定量评价，反演电阻率值的平均相对误差为 39.8%，表明在海水高导电性及有限观测几何条件约束下，反演结果能够有效刻画异常体的空间位置，但在电阻率幅值恢复方面仍存在一定偏差。



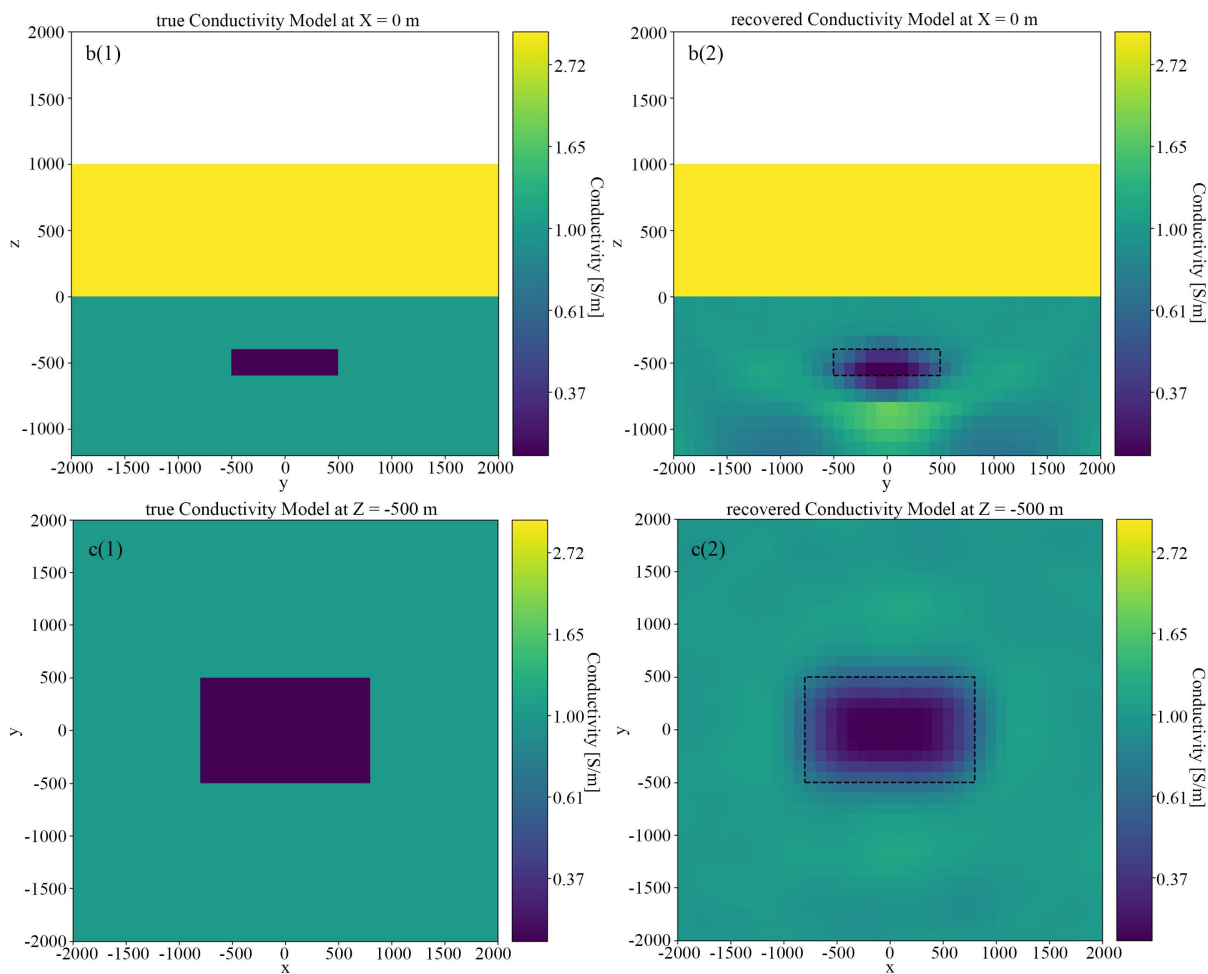


Figure 5. Single anomaly model (left: forward model, right: inverted model; a: slice at $y = 0$, b: slice at $x = 0$, c: slice at $z = -500$ m)

图 5. 单异常体模型(左侧为正演模型, 右侧为反演模型, 其中 a 为 $y = 0$ 的切片, b 为 $x = 0$ 的切片, c 为 $z = -500$ 的切片)

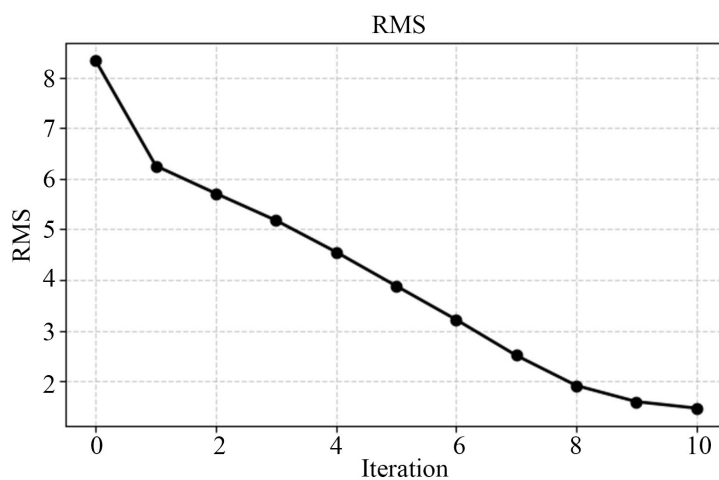


Figure 6. Data misfit

图 6. 数据拟合差

4.2. 多异常体模型

在实际海洋地质环境中, 地下介质通常具有复杂的非均匀性, 常表现为多个空间位置的地质体共存。为更真实地模拟此类地质条件, 并检验反演方法在复杂电性结构下的分辨能力与稳定性, 本文设计了包含两个异常体的理论模型。

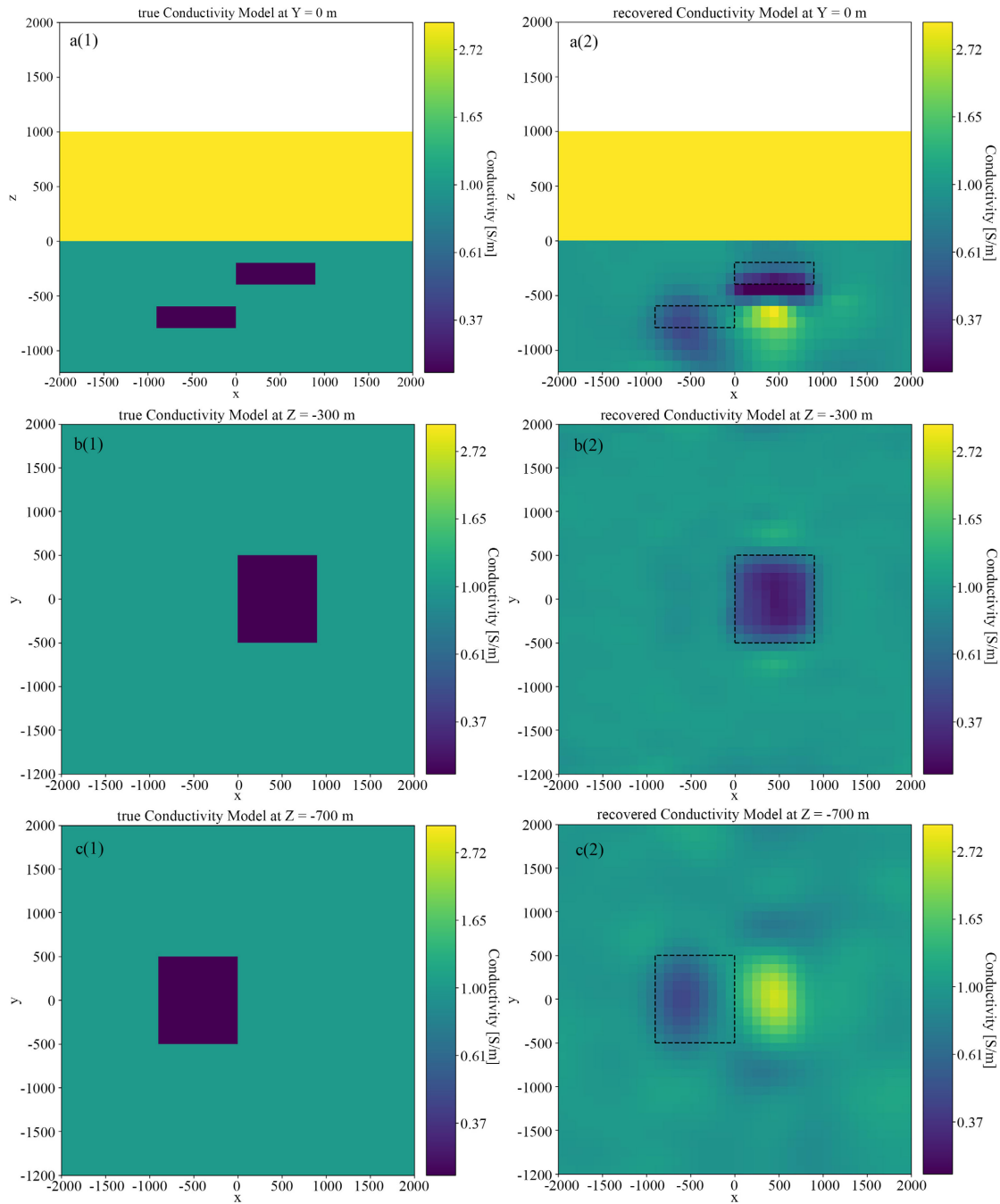


Figure 7. Multiple-anomaly model (left: forward model, right: inverted model; a: slice at $y = 0$, b: slice at $z = -300$ m, c: slice at $z = -700$ m)

图 7. 多异常体模型(左侧为正演模型, 右侧为反演模型, 其中 a 为 $y = 0$ 的切片, b 为 $z = -300$ 的切片, c 为 $z = -700$ 的切片)

模型设置一个异常体顶部距离海底 200 m, 另一个异常体顶部距离海底 600 m, 大小都为 $900\text{ m} \times 1000\text{ m} \times 200\text{ m}$, 电导率都为 $0.25\text{ S}\cdot\text{m}^{-1}$, 其他设置与上一节模型均相同(图 7 左)。

反演结果如图 7 所示。

图中对比了真实模型与添加 5% 高斯噪声后的反演结果在 $Y=0\text{ m}$ 的垂直剖面以及 $Z=-300\text{ m}$ 和 $Z=-700\text{ m}$ 水平切片上的电性分布特征。整体而言, 反演结果能够较好地恢复低电导率异常体的空间位置, 表明反演方法在异常体空间位置重构方面具有一定有效性。在异常体电导率和边界刻画方面, 反演结果仍与真实模型存在差异。在垂直剖面($Y=0\text{ m}$)上, 反演能够识别异常体的埋深及横向分布, 但较深的异常体电导率恢复明显减弱, 边界呈现平滑扩散特征, 并在异常体下方局部区域产生高电导率伪异常, 反映出垂向分辨率随深度增加而降低。异常体区域电阻率值的平均相对误差为 56.2% (较浅异常体区域电阻率值的平均相对误差为 50.0%, 较深异常体区域电阻率值的平均相对误差为 62.4%), 定量评价进一步说明反演在深部异常体幅值恢复上存在更大偏差。综合分析认为, 该反演结果在异常体定位方面具有一定可靠性, 但对深部异常体电性幅值及精细结构的分辨能力仍然不足, 这体现了三维海洋电磁反演在有限观测条件下的固有分辨率限制。

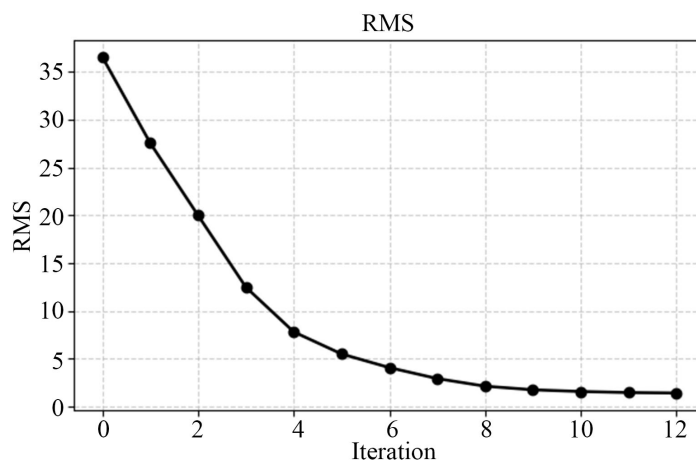


Figure 8. Data misfit
图 8. 数据拟合差

从图 8 可知, RMS 在迭代后期逐渐至 1.4, 趋近于理论理想值 1.0, 说明了反演具有良好的收敛性。整个收敛过程平稳可控, 进一步验证了该反演算法在多异常体复杂模型中依然具有一定的可靠性与实用性。

4.3. 结论

本文通过三维深拖式海洋电磁正演与反演模拟, 对单异常体与双异常体模型条件下的反演成像能力进行了对比分析。结果表明, 该反演方法能够有效恢复异常体的三维空间位置与整体形态, 在由单异常体向双异常体变化的情况下仍保持较好的稳定性与成像能力。

对于单异常体模型, 反演结果在异常体定位、尺度及电性分布方面与真实模型高度一致, 显示出较高的反演精度; 而在双异常体模型中, 反演能够成功区分多个异常体的空间展布, 但异常体电导率值有所削弱, 边界趋于平滑, 异常体下方区域局部出现伪影, 反映出复杂电性结构条件下电性结构刻画能力的降低。

反演过程中均方根误差(RMS)在迭代初期快速下降并最终稳定收敛, 表明算法具有良好的收敛性。总

体而言,该方法在异常体几何成像方面表现可靠,但对深部及复杂结构的精细电性刻画仍有改进空间,后续可通过多频联合反演与观测系统优化进一步提升成像质量。

本文在数值反演中假设介质均为各向同性,忽略了实际中可能存在的各向异性。这一假设可能导致反演异常体电阻率值和形态与实际存在一定偏差,尤其在层状或裂隙导电方向明显的区域。未来研究可考虑引入各向异性模型以更准确地恢复地下介质结构。

参考文献

- [1] 何展翔, 孙卫斌, 孔繁恕, 等. 海洋电磁法[J]. 石油地球物理勘探, 2006, 41(4): 451-457, 492, 360.
- [2] 何继善, 鲍力知. 海洋电磁法研究的现状和进展[J]. 地球物理学进展, 1999, 14(1): 7-39.
- [3] 何展翔, 余刚. 海洋电磁勘探技术及新进展[J]. 勘探地球物理进展, 2008, 31(1): 2-9.
- [4] 陈航宇, 刘颖, 刘梦圆. 海洋可控源电磁法次油气层探测模拟研究[J]. 石油地球物理勘探, 2024, 59(4): 887-898.
- [5] Hoversten, G.M., Constable, S.C. and Morrison, H.F. (2000) Marine Magnetotellurics for Base-Of-Salt Mapping: Gulf of Mexico Field Test at the Gemini Structure. *Geophysics*, **65**, 1476-1488. <https://doi.org/10.1190/1.1444836>
- [6] 韦艳刚, 郭荣文, 李健, 等. 海洋可控源电磁法正反演及应用研究进展[J]. 地球与行星物理理论评(中英文), 2025, 56(6): 605-619.
- [7] Constable, S. (2010) Ten Years of Marine CSEM for Hydrocarbon Exploration. *Geophysics*, **75**, 75A67-75A81. <https://doi.org/10.1190/1.3483451>
- [8] Constable, S., Kannberg, P.K. and Weitemeyer, K. (2016) Vulcan: A Deep-Towed CSEM Receiver. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **17**, 1042-1064. <https://doi.org/10.1002/2015gc006174>
- [9] Skogman, J., Enstedt, M. and Mattsson, J. (2013) Three-Dimensional Inversion of Troll West Oil Province EM Data Acquired by a Towed Streamer EM System 2012. *75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013*, London, 10-13 June 2013, 348. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20130734>
- [10] Li, J., Wu, Z., Chen, X., Jing, J., Yu, P., Luo, X., et al. (2025) Gas Hydrate Exploration Using Deep-Towed Controlled-Source Electromagnetics in the Shenhu Area, South China Sea. *Journal of Marine Science and Engineering*, **13**, Article 1665. <https://doi.org/10.3390/jmse13091665>
- [11] Avdeev, D.B. (2005) Three-Dimensional Electromagnetic Modelling and Inversion from Theory to Application. *Surveys in Geophysics*, **26**, 767-799. <https://doi.org/10.1007/s10712-005-1836-x>
- [12] Newman, G.A. and Alumbaugh, D.L. (1995) Frequency-Domain Modelling of Airborne Electromagnetic Responses Using Staggered Finite Differences. *Geophysical Prospecting*, **43**, 1021-1042. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1995.tb00294.x>
- [13] Newman, G.A. and Alumbaugh, D.L. (2002) Three-Dimensional Induction Logging Problems, Part 2: A Finite-Difference Solution. *Geophysics*, **67**, 484-491. <https://doi.org/10.1190/1.1468608>
- [14] Avdeev, D.B., Kuvshinov, A.V., Pankratov, O.V. and Newman, G.A. (2002) Three-Dimensional Induction Logging Problems, Part I: An Integral Equation Solution and Model Comparisons. *Geophysics*, **67**, 413-426. <https://doi.org/10.1190/1.1468601>
- [15] Yang, B., et al. (2012) 3D Frequency-Domain Modeling of Marine Controlled Source Electromagnetic Responses with Topography Using Finite Volume Method. *Chinese Journal of Geophysics*, **55**, 1390-1399.
- [16] 惠哲剑. 基于非结构有限元的时间域海洋电磁三维正反演研究[D]: [博士学位论文]. 长春: 吉林大学, 2021.
- [17] 彭荣华, 胡祥云, 韩波, 等. 基于拟态有限体积分法的频率域可控源三维正演计算[J]. 地球物理学报, 2016, 59(10): 3927-3939.
- [18] 周建美, 刘文韬, 李貅, 等. 双轴各向异性介质中回线源瞬变电磁三维拟态有限体积分正演算法[J]. 地球物理学报, 2018, 61(1): 368-378.
- [19] Newman, G.A. and Alumbaugh, D.L. (2000) Three-Dimensional Magnetotelluric Inversion Using Non-Linear Conjugate Gradients. *Geophysical Journal International*, **140**, 410-424. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00007.x>
- [20] Grayver, A.V., Streich, R. and Ritter, O. (2013) Three-Dimensional Parallel Distributed Inversion of CSEM Data Using a Direct Forward Solver. *Geophysical Journal International*, **193**, 1432-1446. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt055>
- [21] Zach, J.J., Bjørke, A.K., Støren, T. and Maaø, F. (2008) 3D Inversion of Marine CSEM Data Using a Fast Finite-Difference Time-Domain Forward Code and Approximate Hessian-Based Optimization. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2008*, Las Vegas, 9-14 November 2008, 614-618. <https://doi.org/10.1190/1.3063726>

-
- [22] Zhdanov, M.S., Endo, M., Yoon, D., Čuma, M., Mattsson, J. and Midgley, J. (2014) Anisotropic 3D Inversion of Towed-Streamer Electromagnetic Data: Case Study from the Troll West Oil Province. *Interpretation*, **2**, SH97-SH113. <https://doi.org/10.1190/int-2013-0156.1>
 - [23] Zhdanov, M.S., Endo, M., Čuma, M., Linfoot, J., Cox, L.H. and Wilson, G.A. (2012) The First Practical 3D Inversion of Towed Streamer EM Data from the Troll Field Trial. *SEG Technical Program Expanded Abstracts* 2012, Las Vegas, 4-9 November 2012, 1-5. <https://doi.org/10.1190/segam2012-0750.1>
 - [24] Malmberg, J. and Mattsson, J. (2017) Large-Scale 3D Inversion of Towed Streamer Electromagnetic Data Using the Gauss-Newton Method. *SEG Technical Program Expanded Abstracts* 2017, Houston, 24-29 September 2017, 1142-1146. <https://doi.org/10.1190/segam2017-17673312.1>
 - [25] Skogman, J. and Mattsson, J. (2016) Quantification of the Resolution in the Inversion Results from Towed Streamer EM Data. *SEG Technical Program Expanded Abstracts* 2016, Dallas, 16-21 October 2016, 878-882. <https://doi.org/10.1190/segam2016-13947687.1>
 - [26] Mattsson, J., Skogman, J., Bhuiyan, A., *et al.* (2013) 3D Inversion Results from Towed Streamer EM Data in a Complex Geological Setting. Euromoney Institutional Investor PLC.
 - [27] Zhang, S., Yuan, H. and He, Z. (2024) MCSEM Traps in the Exploration of Formations Containing the High-Resistance Oceanic Crust. *International Workshop on Gravity, Electrical & Magnetic Methods and Their Applications*, Shenzhen, 19-22 May 2024, 264-267. <https://doi.org/10.1190/gem2024-066.1>
 - [28] Cockett, R., Kang, S., Heagy, L.J., Pidlisecky, A. and Oldenburg, D.W. (2015) SimPEG: An Open Source Framework for Simulation and Gradient Based Parameter Estimation in Geophysical Applications. *Computers & Geosciences*, **85**, 142-154. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.09.015>
 - [29] Heagy, L.J., Cockett, R., Kang, S., Rosenkjaer, G.K. and Oldenburg, D.W. (2017) A Framework for Simulation and Inversion in Electromagnetics. *Computers & Geosciences*, **107**, 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.06.018>
 - [30] Hyman, J.M. and Shashkov, M. (1999) Mimetic Discretizations for Maxwell's Equations. *Journal of Computational Physics*, **151**, 881-909. <https://doi.org/10.1006/jcph.1999.6225>
 - [31] Cockett, R., Heagy, L.J. and Oldenburg, D.W. (2016) Pixels and Their Neighbors: Finite Volume. *The Leading Edge*, **35**, 703-706. <https://doi.org/10.1190/tle35080703.1>
 - [32] Schenk, O., Gärtner, K., Fichtner, W. and Stricker, A. (2001) PARDISO: A High-Performance Serial and Parallel Sparse Linear Solver in Semiconductor Device Simulation. *Future Generation Computer Systems*, **18**, 69-78. [https://doi.org/10.1016/s0167-739x\(00\)00076-5](https://doi.org/10.1016/s0167-739x(00)00076-5)