

doi: 10.11720/wtyht.2021.1384

艾正敏,叶益信,汤文武,等.基于非结构三角网格的海洋 CSEM 和 MT 二维联合反演研究[J].物探与化探,2021,45(1):149-158. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2021.1384>

Ai Z M, Ye Y X, Tang W W, et al. A test study of 2D joint inversion of marine CSEM and MT based on unstructured triangular grid[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2021, 45(1): 149-158. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2021.1384>

基于非结构三角网格的海洋 CSEM 和 MT 二维联合反演研究

艾正敏^{1,2}, 叶益信^{1,2}, 汤文武^{1,2}, 陈晓^{1,2}, 杜家明^{1,2}

(1. 东华理工大学 放射性地质与勘探技术国防重点学科实验室, 江西 南昌 330013; 2. 东华理工大学 地球物理与测控技术学院, 江西 南昌 330013)

摘要: 采用非结构三角形网格结合快速 Occam 算法对海洋可控源电磁(CSEM)与大地电磁(MT)数据进行二维联合反演试验研究。非结构三角形网格能够准确地模拟起伏地形和复杂地质构造,对反演目标区域采用精细网格剖分,其他区域采用粗网格剖分,在满足精度的前提下减少了不必要的计算量。将 CSEM 与 MT 数据加入到同一反演数据集中,通过对联合反演数据权重公式进行推导,构建 CSEM 及 MT 数据相关权重因子,控制不同数据的拟合权重来实现联合反演。最后对不同模型进行了反演计算,结果表明联合反演比单一反演对海底构造与异常体的还原度更高,验证了联合反演算法的可靠性。

关键词: CSEM; MT; Occam; 联合反演; 非结构网格

中图分类号: P631 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-8918(2021)01-0149-10

0 引言

海洋可控源电磁法(marine controlled-source electromagnetic method, MCSEM)近年来被广泛应用于探测海底油气与研究海洋深部构造等^[1-4]。海洋电磁法的数值模拟也随之得到了很大的重视,目前大多以二维和三维电磁场的数值模拟为主,而传统的电磁场正演模拟大多使用的是规则网格,一些学者使用非结构三角网格进行了有限元正演模拟^[5-10],这为非结构三角网格在地球物理电磁场计算中的广泛应用奠定了基础。电磁场的数值模拟通常会产生一些大型的稀疏矩阵,而大规模的反演问题通常是欠定的,这意味着要用有限的参数求取更多的未知数,这也是反演解的非唯一性问题的原因。为了减轻这一问题并提高反演的分辨率,通常利用不同地球物理数据集的互补性质。

在电磁探测方面,CSEM 对浅层异常体较为敏

感,而 MT 对深部低阻异常体和大范围电性结构的探测更为有效,二者呈现出互补特性。随着高精度探测的需求,使用 CSEM 和 MT 合成数据联合反演的结果进行海底探测成像,将会提高成像结果的分辨率。即使提高了探测精度,反演解的非唯一性问题仍旧存在。有研究者提出在地震和 MT 联合反演中加入有效的模型约束,使反演的解更实际、更稳定^[11],或者是在地震和 MT 联合反演中加入有效的岩石物性约束,结合模拟退火模型将电阻率和深度耦合在一起,提高联合反演反演出真实物性参数的可能性^[12]。上述方法考虑的是地震数据和 MT 数据的联合反演,而关于 CSEM 和 MT 数据的联合反演更多的是使用数据加权的方式,通过改变 CSEM 或 MT 数据的权重来得到更优的反演结果,提高反演解的分辨率^[13]。随着高精度探测和反演解释的需要,不同方法的联合反演将成为地球物理定量解释的重要工具,是未来地球物理学的一个发展方向^[14-15]。

收稿日期: 2020-07-29; 修回日期: 2020-10-25

基金项目: 国家自然科学基金(41774078); 江西省自然科学基金重点项目(20202ACBL211006)

作者简介: 艾正敏(1995-),男,东华理工大学 2018 级研究生,主要研究方向为大地电磁法正反演。Email:azm23333@163.com

本文使用合成的 CSEM 和 MT 数据进行二维联合反演的模型计算与分析,正演部分采用自适应非结构有限元正演模拟,非结构三角网格能够更好地模拟起伏地形和真实的地质构造,同时能够提高有限元解的精度。反演采用快速 Occam 算法^[16-17],通过对联合反演数据权重的公式进行推导,构建 CSEM 与 MT 数据加权系数,控制不同数据集的权重,提高反演对整体数据的拟合精度,从而得到拟合度更高的反演结果。虽然控制不同数据集的权重可以得到拟合度更高的模型,但这并不意味着拟合度更高的模型就一定和真实模型更接近,因此,本文使用不同的 CSEM 和 MT 数据的权重比值来进行联合反演,对不同权重反演得到的结果进行分析与讨论,希望找到最优的权重因子。

1 方法理论

1.1 自适应有限元方法

地球物理电磁场的二维模拟问题通常采用有限单元法(finite element method, FEM)^[18],而应用自适应有限元方法进行电磁场数值模拟,能够自动细化网格并在不显著增加计算时间的条件下提供可靠的计算结果,是一种能够自动调整算法以改进求解过程的数值方法^[5-6,19]。自适应有限元法主要包括偏微分方程求解、误差估计、网格标记和网格优化 4 个步骤,而其中研究重点是误差估计和自适应网格的优化。本文采用梯度恢复型后验误差估计^[20],即从初始网格出发,通过有限元解的后验误差估计因子来控制后续模型网格的剖分细化。对于某一个有限元网格单元的后验误差估计可表示为:

$$\eta_e = \|(G - I) \nabla u_h\|_{L_2}, \quad (1)$$

把恢复后的梯度定义为 $G \nabla u_h$,其中 G 为梯度恢复算子, u_h 为有限元数值解, I 是单位算子。

通常来讲,采用局部后验误差估计来评价网格对数值结果的影响,并对误差较大的单元进行局部细化的技术,能够得到较高精度数值解。但是,有限元方程的解依赖于整个区域的资料,如果限制在局部区域,则会带来一些多余的网格细化,增加计算量。对偶误差估计加权方法(dual error weighting, DEW)^[5-6,21]能够在全局区域分析网格单元对有限元的数值解精度的影响,从而能有效解决上述问题,同时引入一个超收敛梯度恢复算子 $G = S^n Q_h$,运用 DEW 方法加权后的 $\hat{\eta}_e$ 可表示为

$$\hat{\eta}_e = \|(S^n Q_h - I) \nabla u_h\|_{L_2} \cdot \|k(G - I) \nabla \omega_h\|_{L_2} =$$

$$\|(S^n Q_h - I) \nabla u_h\|_{L_2} \cdot \|k(S^n Q_h - I) \nabla \omega_h\|_{L_2}. \quad (2)$$

式中: Q_h 是 L_2 投影算子; S 是平滑算子; n 为平滑迭代次数; k 表示模型参数的约束; $\nabla \omega_h$ 为对偶问题有限元解的梯度。

1.2 反演算法

本文海洋 CSEM 与 MT 数据联合反演方法采用的是快速 Occam 算法^[16-17],该算法实质为带光滑约束的最小二乘法,其泛函 U 表达式为:

$$U = \mu(\mathbf{P} \|\mathbf{m} - \mathbf{m}_*\|^2 + \|\mathbf{R}\mathbf{m}\|^2) + \|\mathbf{W}(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))\|^2. \quad (3)$$

式中: \mathbf{m} 为 N 维的模型参数矢量,一般为电阻率值; \mathbf{P} 为正则项对应的权重系数矩阵; \mathbf{R} 为粗糙度算子矩阵; μ 为拉格朗日乘子,用以平衡模型粗糙度和数据拟合误差,当 μ 取较大值时,反演以搜索光滑模型为主,反之则以搜索最小拟合误差为主; \mathbf{W} 为关联的对角加权矩阵; \mathbf{d} 为观测数据矢量; $\mathbf{F}(\mathbf{m})$ 为模型 \mathbf{m} 对应的正演响应。

关于给定初始模型 \mathbf{m}_k 的函数,通过以下迭代方法实现目标函数的最小化:

$$\mathbf{m}_{k+1} = [\mu(\mathbf{R}^T \mathbf{R} + \mathbf{P}^T \mathbf{P} + (\mathbf{W}\mathbf{J}_k)^T \mathbf{W}\mathbf{J}_k)]^{-1} \times [(\mathbf{W}\mathbf{J}_k)^T \mathbf{W}\hat{\mathbf{d}} + \mu\mathbf{P}^T \mathbf{P}\mathbf{m}_k], \quad (4)$$

式中: $\hat{\mathbf{d}} = \mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}_k) + \mathbf{J}_k \mathbf{m}_k$;雅可比矩阵 \mathbf{J} 为 $M \times N$ 大小的矩阵,其中每个分量的表达式为:

$$\mathbf{J}_{ij} = \frac{\partial \mathbf{F}_i[\mathbf{m}]}{\partial m_j}. \quad (5)$$

通过上述模型迭代计算公式,将上一次的计算结果作为下一次计算的初始模型, μ 在第一次迭代中给出初始值,之后每次迭代都按照线性搜索方式计算得出。如果这种迭代算法最后收敛,那就得到了目标函数 U 最小化的解,并且与初始模型 \mathbf{m}_k 不相关,最后的结果将是在满足数据拟合误差前提下最平缓的模型。

1.3 联合反演数据权重

MT 和 CSEM 数据的联合反演可以改进海洋勘探的结构成像^[13,22]。通过联合反演弥补单独反演勘探深度或勘探精度的不足,进而得到比单独反演效果更好的结果。然而,联合反演存在的一个问题是当每个子集的数据量存在很大差异时,怎样才能相同地拟合每个数据子集。本文通过对不同子集拟合误差的加权来控制联合反演的权重,从而得到更好的反演效果。例如,将一个 n 维数据划分为具有维度 n_1 和 n_2 的 MT 和 CSEM 子集,对于 n 维数据向量 \mathbf{d} ,有:

$$\mathbf{d} = [\mathbf{d}_1 \quad \mathbf{d}_2]^T, \quad (6)$$

然后将目标函数中的误差函数扩展为:

$$\|\mathbf{W}(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))\|^2 = \|\mathbf{W}_1(\mathbf{d}_1 - \mathbf{F}_1(\mathbf{m}))\|^2 + \|\mathbf{W}_2(\mathbf{d}_2 - \mathbf{F}_2(\mathbf{m}))\|^2, \quad (7)$$

$$\chi^2 = \chi_1^2 + \chi_2^2. \quad (8)$$

当拟合误差达到或十分接近设定的目标拟合差的时候,可以认为这是一个很好的模型。理想情况下,联合反演应该产生 1 个同样拟合 2 个数据集的模型,即 $\chi_1^2 \approx n_1, \chi_2^2 \approx n_2$ 。由于 2 个数据集大小不同且不能单一对某一数据集进行拟合而忽略了另一个数据集。因此假定通过增加数据权重系数 α_1, α_2 以达到预期误差, α_1, α_2 的取值与每个子集的数据量有关。使用加权的联合反演数据集的误差函数可满足以下关系:

$$\begin{aligned} &\|\alpha_1 \mathbf{W}_1(\mathbf{d}_1 - \mathbf{F}_1(\mathbf{m}))\|^2 + \|\alpha_2 \mathbf{W}_2(\mathbf{d}_2 - \mathbf{F}_2(\mathbf{m}))\|^2 \\ &= \frac{\chi_1^2}{n_1} + \frac{\chi_2^2}{n_2}, \end{aligned} \quad (9)$$

式中: $\alpha_i = \sqrt{k_i/n_i}$, 是数据平衡权重,它对每个误差函数进行标准化,以便较小的数据集对总体误差的影响与较大的子集一样大。通常情况下会令 $k_i = 1$,则同样拟合这两个子集的模型可以表示为

$$\frac{\chi_1^2}{n_1} + \frac{\chi_2^2}{n_2} \approx 1 + 1. \quad (10)$$

这种方法与前人对联合 MT 和 CSEM 反演有效

的加权公式基本相同^[13]。在该方法中,可以通过指定 $\alpha_1 = 1$ 和 $\alpha_2 = \sqrt{n_1/n_2}$ 将加权仅用于 \mathbf{d}_2 。

根据上面的公式,可以进一步扩展到 N 个子集的情况。具有 N 个子集的数据向量可以表示为:

$$\mathbf{d} = [\mathbf{d}_1 \quad \mathbf{d}_2 \quad \dots \quad \mathbf{d}_N]^T. \quad (11)$$

这种情况下的误差函数或者说是拟合差的均方根值(RMS)的平方可以表示为:

$$\begin{aligned} (\text{RMS})^2 &= \|\mathbf{W}(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))\|^2 \\ &= \sum_{i=1}^N \|\alpha_i \mathbf{W}_i(\mathbf{d}_i - \mathbf{F}_i(\mathbf{m}))\|^2. \end{aligned} \quad (12)$$

虽然 CSEM 与 MT 子集的数据量和数据类型是不一样的, CSEM 子集包含电磁场的振幅和相位, MT 子集包含 TE、TM 模式的视电阻率和相位,但是这种方法对将 CSEM 和 MT 数据集放入一个数据集中进行反演仍将是有益的,同时,该方法也可用于大地电磁测深数据和地震数据的联合反演^[23-24]。

1.4 联合反演流程

本文采用的海洋可控源电磁和大地电磁数据联合反演计算流程见图 1。

2 模型计算

2.1 简单模型反演计算

为验证反演算法的可靠性,本文设置了一个二

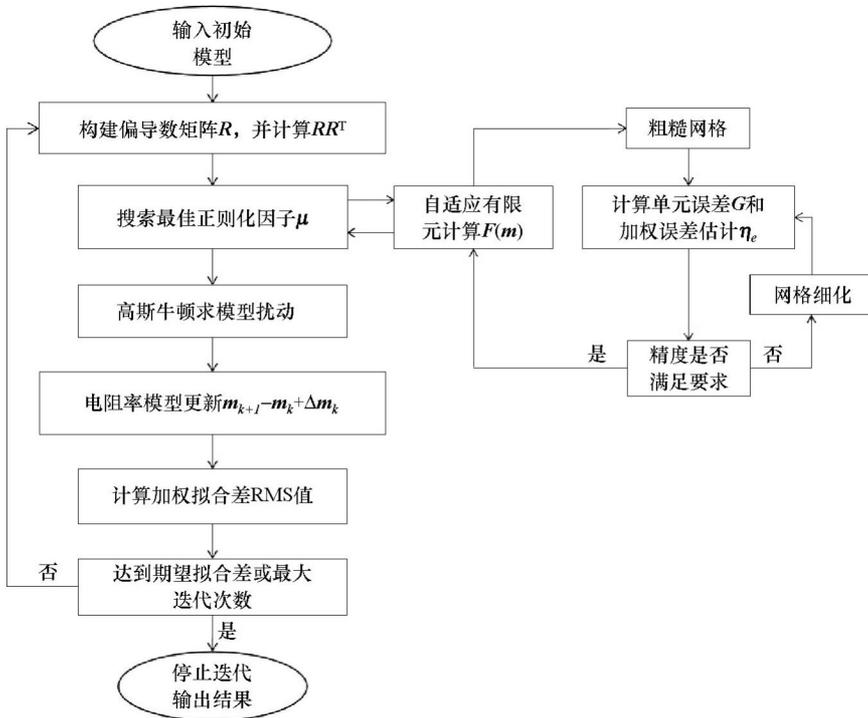


图 1 联合反演流程示意

Fig. 1 Schematic diagram of the joint inversion process

维水平海底模型并进行反演计算。模型如图 2 所示,在海水层厚为 500 m 的海底设置了两个异常体,浅部异常体 A 的电阻率为 $500 \Omega \cdot m$,大小为 $1000 m \times 500 m$,深部异常体 B 的电阻率为 $0.5 \Omega \cdot m$,大小为 $2000 m \times 1000 m$ 。MT 与 CSEM 采用相同的接收点,从左往右依次设置了 20 个测点,间距 500 m,MT 的频率范围为 $0.001 \sim 1 \text{ Hz}$,取对数等间隔分布选取了 20 个频点。CSEM 发射源均匀分布在 $-5000 \sim 5000 \text{ m}$ 范围内,共 20 个,位于海底上方 50 m 的海水中,发射源频率分别为 1 Hz、5 Hz。

针对上述模型分别进行 CSEM 与 MT 正演,网格采用算法中的自适应网格剖分。以 CSEM 正演网格为例,如图 3 所示,模型正演计算的初次细化后的网格剖分为由 1445 个节点形成的 2849 个三角单元,第 12 次细化后的最终网格剖分为由 43127 个节

点形成的 86139 个三角单元。可以看出,由于测点附近的网格剖分对测点接收到的电磁场分量影响较大,所以在自适应网格优化过程中,对浅地表和测点附近的网格进行了加密,而边界和深部的网格并没有进行加密。

对模型进行有限元正演计算,CSEM 正演得到的是 E_y 的幅值和相位的响应值,MT 正演得到的是 TE、TM 模式的视电阻率和相位的响应值,对得到的响应值添加 4% 的随机高斯噪声,则生成了反演计算所需的观测数据。反演的初始模型包含空气、海水和海底地层,其中空气和海水电阻率不参与反演,给定地层的初始电阻率为 $1.0 \Omega \cdot m$ 。计算区域所划分的单元越多,所需要的计算量越大,因此只对目标反演区域采用较细的网格剖分,其余部分则采用粗网格以减少不必要的计算量。如图 4 所示,选取

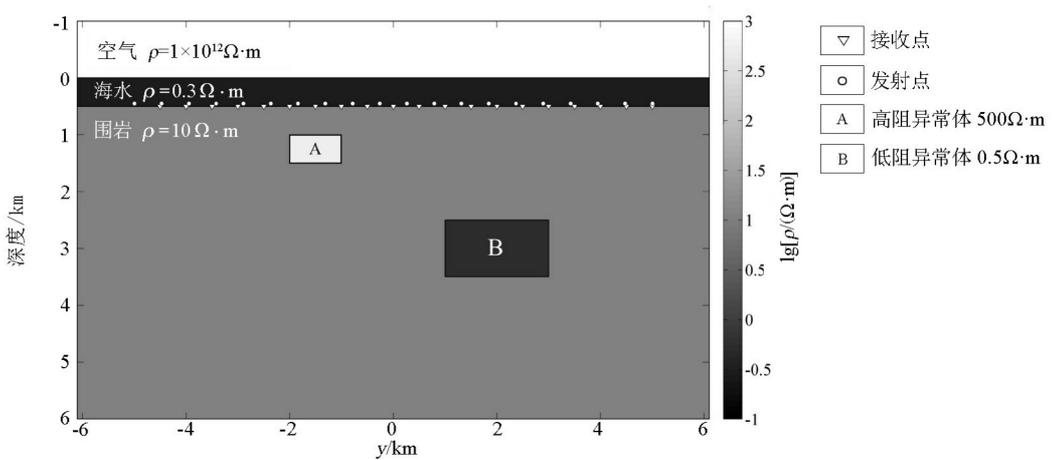
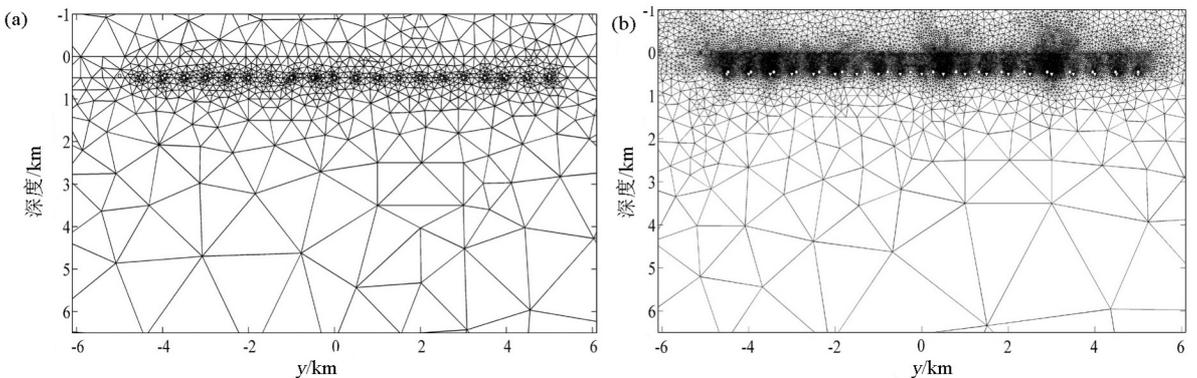


图 2 二维水平海底模型
Fig. 2 Two-dimensional model with flat seafloor



a—初次优化网格,1445 个节点,2849 个三角单元; b—第 12 次自适应细化后的最终网格部分,43127 个节点,86139 个三角单元; 示意图只展示了模型中间的异常区域

a—the first optimized mesh containing 1445 nodes and 2849 triangular elements; b—the final mesh after the 12th adaptive refinement, containing 43127 nodes and 86139 triangular elements; the diagram only shows the abnormal area in the middle part of the model

图 3 自适应正演网格剖分示意(以 CSEM 网格为例)

万方数据 Fig. 3 Schematic diagram of adaptive forward meshing (taking CSEM mesh as an example)

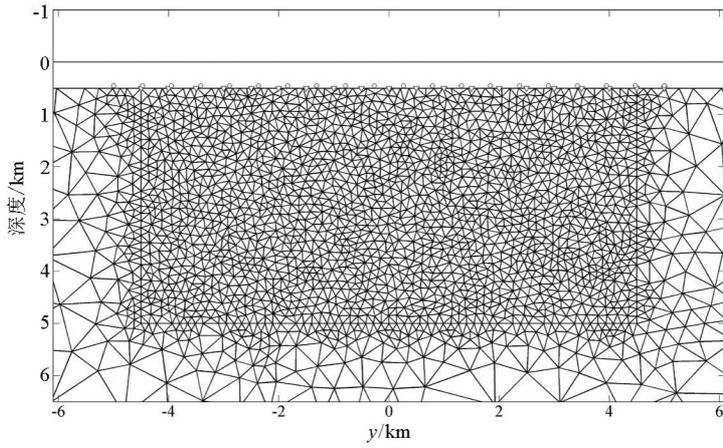


图 4 初始模型的反演网格剖分

Fig. 4 Inversion mesh division of the initial model

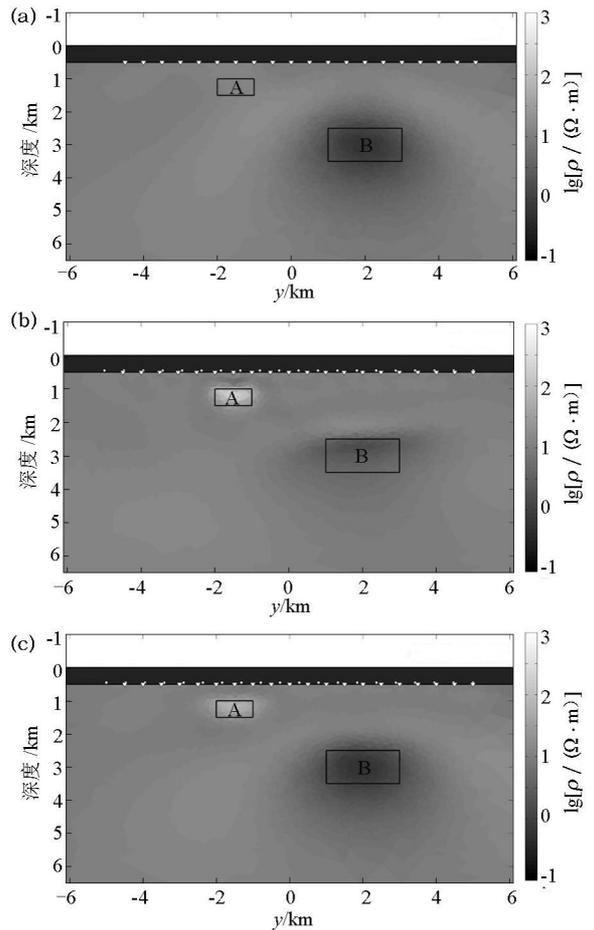
y 范围为-4.5~4.5 km 海底到 5 km 深的区域,调用 Triangle 程序^[25]对该区域进行精细网格剖分,共生成 3756 个三角单元,其余部分共剖分为 440 个三角形单元。

设定目标均方根误差为 1.0,输入初始模型,调用程序对模型数据进行反演计算。在个人电脑上,MT 数据单独反演经过 20 次迭代得到图 5a 所示结果,CSEM 数据单独反演经过 15 次迭代得到图 5b 所示结果,CSEM 与 MT 数据联合反演经过 21 次迭代最终得到图 5c 所示结果。

对比 3 个反演的结果可以看出,MT 对深部异常体的反演效果较好,对浅部异常体无法进行识别,CSEM 对浅部的反演效果非常好,对深部的反演则存在一些偏差,对浅部异常体边界和埋深的反映与模型基本一致。整体来看,联合反演对浅部和深部的反演效果都很不错,但浅部的反演出的电阻率没有 CSEM 反演出的视电阻率更接近模型的真电阻率,尽管如此,联合反演在效果上依旧比 MT 或 CSEM 反演更具有优势。

图 6 为联合反演得到的最终模型 MT 响应与 MT 观测数据的拟断面对比,图 7 为发射源在 $y = 0$ 处 CSEM 观测数据与联合反演的 CSEM 模型响应的振幅和相位拟合结果。可以看出,模拟数据与真实数据的视电阻率和相位信息高度吻合,验证了反演结果的可靠性和准确度,说明本文采用的联合反演方法能有效识别不同深度的异常体。

表 1 给出了上述 3 种方法反演的最终耗时、均方根拟合差 RMS 及粗糙度。从表中可以看出,MT 的反演耗时为 157.7 min, CSEM 的反演耗时为 368.5 min,联合反演的耗时为 1 247.3 min,联合反演时数据量增加万方数据导致反演时间大大增加,在以后的



a—MT 反演; b—CSEM 反演; c—CSEM 与 MT 联合反演

a—MT data inversion result; b—CSEM data inversion result; c—CSEM+MT data joint inversion result

图 5 简单模型反演结果

Fig. 5 Inversion results of the simple two-dimensional model

研究中应该考虑对联合反演数据集的选取研究和进行算法的优化。

表 1 反演耗时、拟合差、粗糙度及迭代次数统计

Table 1 List of time-consuming, RMS misfit, roughness and iteration number of inversion

方法	数据个数	耗时/min	拟合差 RMS	粗糙度	迭代次数
MT	1280	157.7	2.7435	9.4157	20
CSEM	1226	368.5	1.0099	13.76	15
CSEM+MT	2506	1247.3	2.8047	13.02	21

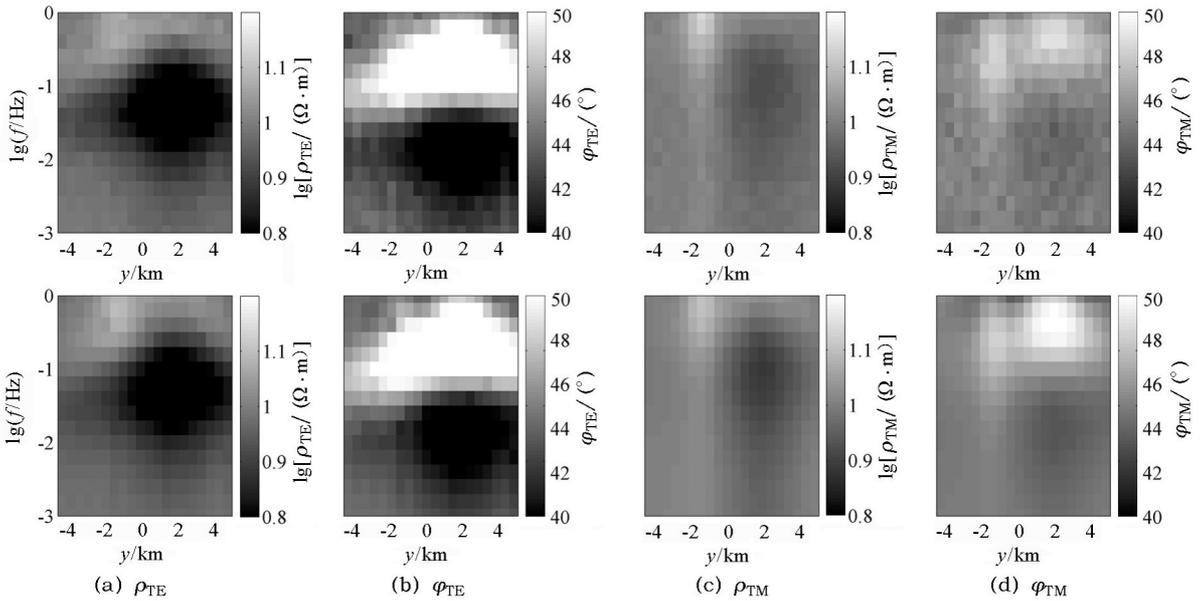


图 6 MT 观测数据(上)与联合反演正演响应(下)的拟断面图对比

Fig. 6 Comparison of pseudo-section diagrams of MT observation data (top) and MT forward responses of joint inversion model (bottom)

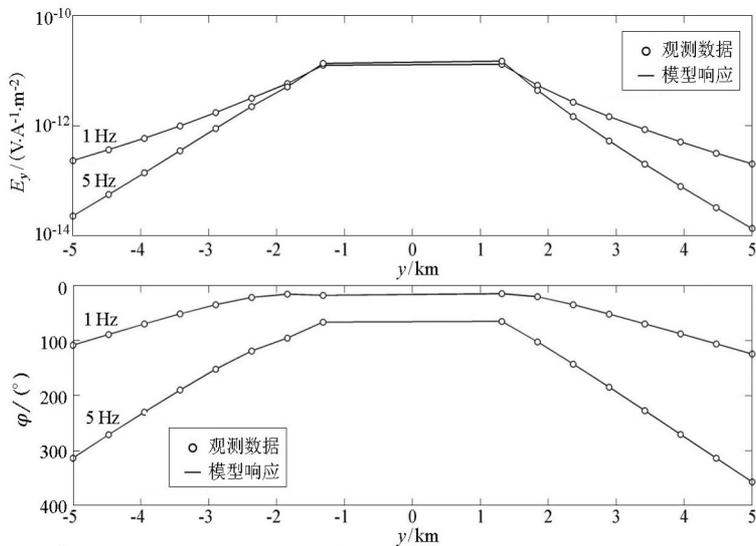


图 7 发射源在 $y=0$ 处 CSEM 观测数据与联合反演模型响应的振幅和相位拟合

Fig. 7 Amplitude and phase fitting diagram of the CSEM observation data and model response of the joint inversion result with the emission source at $y=0$

2.2 简单模型不同权重联合反演计算

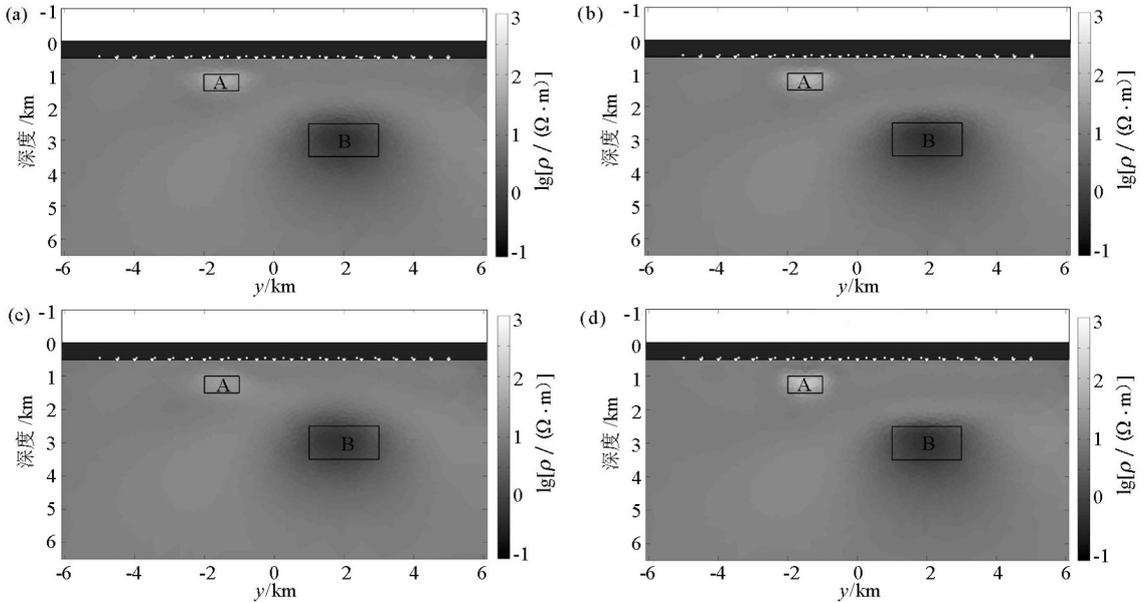
假设权重因子 $q = \alpha_{MT} / \alpha_{CSEM} = \alpha_1 / \alpha_2$, 图 2 模型联合反演中使用的权重因子为 1, 使用权重因子为 1 的好处是, 当 CSEM 和 MT 数据量相差不大时更

好地拟合 2 个数据集, 但并不是在所有的情况下都选择 1 为权重因子的。在一些数据量差异较大时, 就需要找到最优的权重因子并用于联合反演。因此, 本文使用不同的权重因子对图 2 中的模型再

次进行联合反演。

图 8 是使用不同权重因子的联合反演结果示意,可以看出: q 值越小,即 CSEM 数据权重系数越大时,联合反演对浅部高阻异常体探测效果更好,而

当 q 值越大,即 MT 数据权重系数更大时,联合反演对浅部异常体的探测能力变弱了,对深部异常体的探测效果并没有很大改变。所以,可认为权重因子 q 对联合反演中的 CSEM 数据影响更大。



a— $q=2$; b— $q=0.5$; c— $q=10$; d— $q=0.1$

图 8 不同权重因子 q 值时的联合反演结果

Fig. 8 Joint inversion results with different q value

图 9 为不同 q 值时联合反演最终所得模型 RMS 值,可以看出,权重因子 $q=0.1$ 时的拟合差要明显低于 $q=10$ 的拟合差,而且联合反演对 MT 数据的拟合差并没有随着 q 值的变大而变小,反而是随着 q 值的变大而变大,这也是因为 MT 权重太大导致的,在联合反演时需要充分拟合 2 个数据集,而不是过于偏向某个数据集。

示,海水电阻率为 $0.3 \Omega \cdot m$,海底下方设置了 4 个异常体, I 号异常体是一个中间层的侵入体,电阻率为 $20 \Omega \cdot m$; II 号与 IV 号异常体在 2 个不同的地层中,电阻率分别为 $500 \Omega \cdot m$ 和 $0.2 \Omega \cdot m$; III 号异常体位于地层浅部,电阻率为 $500 \Omega \cdot m$ 。

在海底设置了 25 个观测装置(图 10 中白色三角符号所示),测点在 1~25 km 范围沿海底地形均匀分布。MT 和 CSEM 的接收点位置相同,CSEM 发射源位于海底上方 50 m 的海水中,范围在 0~25 km 内均匀分布共 25 个。MT 观测频率范围为 $10^{-4} \sim 0.1$ Hz,取对数等间隔分布,共 20 个,CSEM 发射频率分别为 0.1、1、10 Hz。对该模型进行有限元正演计算,得到其视电阻率、振幅和相位响应值,对响应值添加 4% 高斯随机噪声,得到反演所需的观测数据。反演初始模型包括空气、海水和海底地层,其中空气和海水电阻率为固定值不参与反演,给定地层的初始电阻率为 $1.0 \Omega \cdot m$ 。

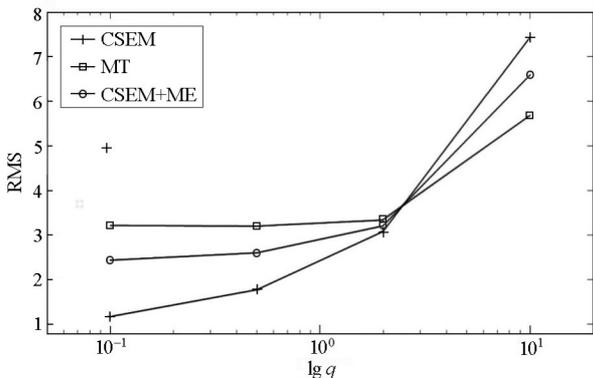


图 9 不同 q 值时联合反演最终 RMS 值

Fig. 9 The final RMS value of joint inversion with different q value

2.3 复杂模型反演计算

为进一步验证反演算法的准确性和可靠性,设计了 1 个海底三维带地形的复杂模型。如图 10 所

对初始模型进行剖分,如图 11 所示,根据接收点和发射点的位置分布对异常体或构造可能存在的区域进行精细网格剖分,其余部分则采用不加约束的粗网格剖分。精细网格的剖分可以保证计算的精度,采用粗网格则可以减少不必要的计算量。调用

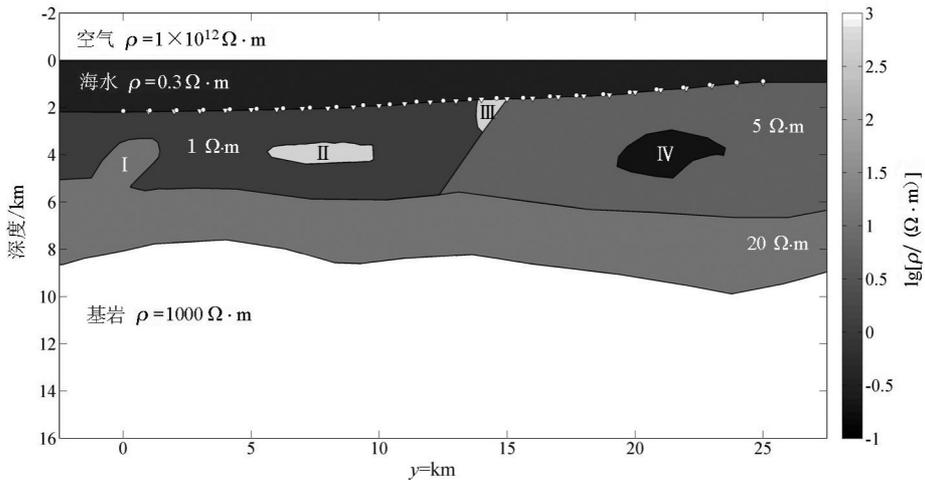


图 10 二维复杂海洋模型

Fig. 10 Two-dimensional complex ocean model

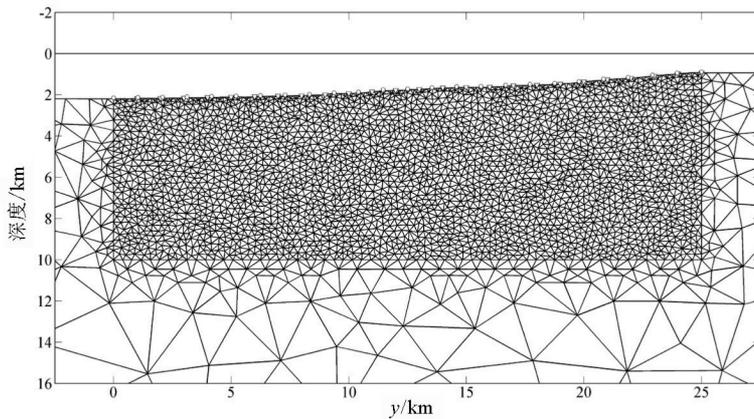


图 11 初始模型的反演网格剖分

Fig. 11 Inversion mesh division of the initial model

Triangle 程序^[25]对反演区域剖分,最终剖分得到 6 089 个三角单元。

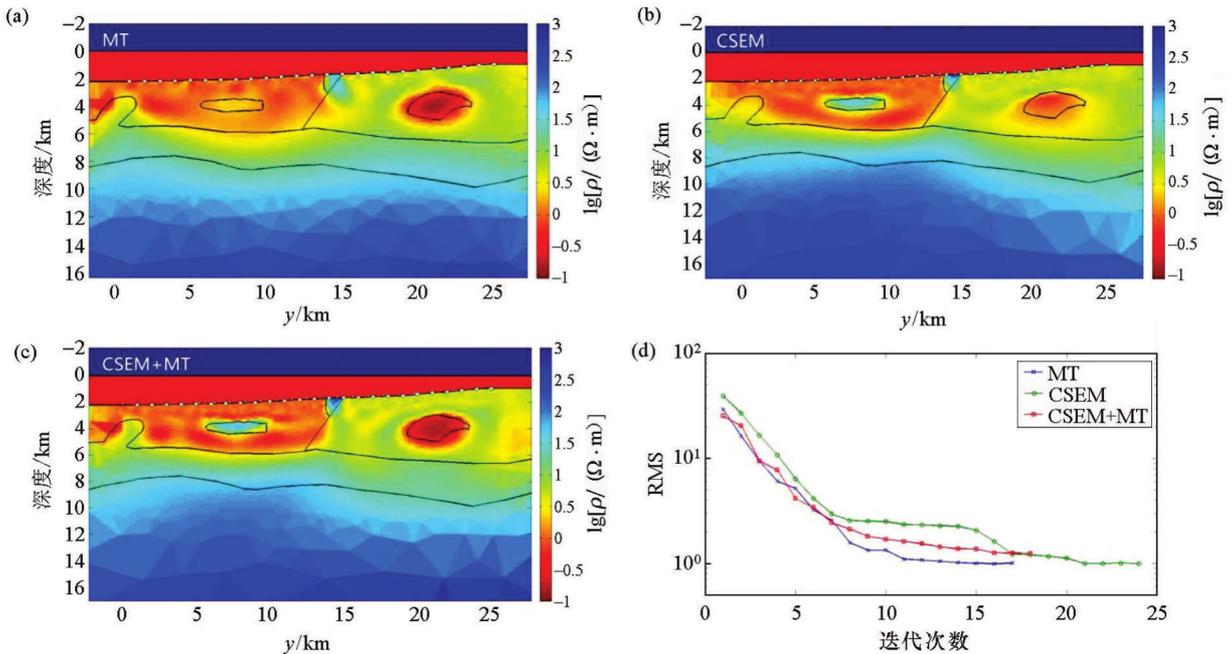
设定目标均方根误差为 1.0,输入初始模型。MT 观测数据 2 000 个,CSEM 观测数据 1 842 个,总的观测数据为 3 842 个,其中数据量比值 $N_{CSEM}/N_{MT} = 0.921$,对于 MT 与 CSEM 数据量比值接近 1 的情况,采用权重因子 $q=1$,以便联合反演能够同等拟合 2 个观测数据集,提高反演的分辨率。反演结果见图 12。

图 12a 是 MT 数据经迭代 17 次的反演结果,图 12b 是 CSEM 数据迭代 24 次反演结果,图 12c 是 CSEM+MT 数据经迭代 18 次的联合反演结果。整体来看,MT 反演能够恢复较大的低阻异常体电阻率,但不能恢复较小和较大的高阻异常体,虽然能够识别深部基岩,但基岩起伏面不够明显。CSEM 反演结果对浅部高阻异常体和深部基岩电阻率的恢复比 MT 好一点,同时更好区分浅部的两个不同地层, 万方数据

但对低阻异常体的电阻率和几何形态恢复得较差。相对前两种反演方法,联合反演对异常体的位置反演得十分准确,也没有产生过多虚假异常,对浅部地层分界面能够进行较好的区分,同时基岩起伏界面也比较明确,与真实模型十分接近,这也说明该算法可用于复杂模型的联合反演,进一步证明了该算法的有效性。图 12d 为反演过程中 RMS 随迭代次数的变化曲线,如图所示,反演经过多次迭代,最终 RMS 都下降到 1 左右。

3 结论

本文探讨和分析了基于非结构三角网格的海洋 CSEM 和 MT 数据的联合反演。从目标函数出发,采用数据加权的方式以达到对 CSEM 和 MT 数据子集的迭代拟合;然后对模型进行了正反演试算,发现联合反演的效果比单一反演效果更好。联合反演结合



a—MT 反演; b—CSEM 反演; c—CSEM 与 MT 联合反演; d—误差变化

a—MT data inversion result; b—CSEM data inversion result; c—CSEM+MT data joint inversion result; d—RMS diagram

图 12 反演结果

Fig. 12 Inversion result

了 CSEM 与 MT 方法的各自优势,使用不同的权重因子 q 进行联合反演,能够有效识别不同深度的异常体与构造,且对地层电阻率恢复度较高,与真实模型更加接近,同时,反演生成模型的正演响应与观测数据非常吻合,反演迭代收敛稳定,结果真实可靠,证明了本文算法的有效性。

本文在数据加权上只是单纯地对不同数据集进行加权,并没有得到加权系数与探测深度和探测精度之间的关系,而且联合反演的耗时较大,因此需要进行联合反演数据集的选取和算法优化研究。目前尚缺少实测数据的联合反演实例。对于后续实测数据的联合反演过程,建议首先需要了解不同方法数据的探测深度和分辨率,通过几次单独的反演尝试了解,然后使用适当的数据权重对合成的 CSEM 和 MT 数据进行联合反演,数据权重可以根据数据量的比值适当选取。

参考文献 (References):

- [1] Constable S, Srnka L J. An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration[J]. *Geophysics*, 2007, 72(2): 3–12.
- [2] Constable S. Ten years of marine CSEM for hydrocarbon exploration [J]. *Geophysics*, 2010, 75(5): 67–81.
- [3] 汪海峰, 邓明, 陈凯. 海底电磁接收机新进展[J]. *物探与化探*, 2016, 40(4): 809–815.

magnetic receivers[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 2016, 40(4): 809–815.

- [4] 陈凯, 景建恩, 赵庆献, 等. 海底可控源电磁接收机及其水合物勘查应用[J]. *地球物理学报*, 2017, 60(11): 4262–4272.
- [5] Key K, Jing J E, Zhao Q X, et al. Submarine controllable source electromagnetic receiver and its application in hydrate exploration [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2017, 60(11): 4262–4272.
- [6] Key K, Weiss C. Adaptive finite-element modeling using unstructured grids: The 2D magnetotelluric example [J]. *Geophysics*, 2006, 71(6): G291–G299.
- [7] Li Y G, Key K. 2D marine controlled-source electromagnetic modeling: Part 1—An adaptive finite-element algorithm [J]. *Geophysics*, 2007, 72(2): WA51–WA62.
- [8] Key K, Ovall J S. A parallel goal-oriented adaptive finite element method for 2.5-D electromagnetic modelling [J]. *Geophysical Journal International*, 2011, 186(1): 137–154.
- [9] 韩波, 胡祥云, 黄一凡, 等. 基于并行化直接解法的频率域可控源电磁三维正演 [J]. *地球物理学报*, 2015, 58(8): 2812–2826.
- [10] Han B, Hu X Y, Huang Y F, et al. 3D frequency domain CSEM modeling using a parallel direct solver [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2015, 58(8): 2812–2826.
- [11] 韩骑, 胡祥云, 程正璞, 等. 自适应非结构有限元 MT 二维起伏地形正演反演研究 [J]. *地球物理学报*, 2015, 58(12): 4675–4684.
- [12] Han Q, Hu X Y, Chen Z P, et al. A study of two dimensional MT inversion with steep topography using the adaptive unstructured finite element method [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2015, 58(12): 4675–4684.

- [10] 叶益信,李予国,刘颖,等. 基于局部加密非结构网格的海洋可控源电磁法三维有限元正演[J]. 地球物理学报, 2016, 59(12):4747-4758.
Ye Y X, Li Y G, Liu Y, et al. 3D finite element modeling of marine controlled source electromagnetic fields using locally refined unstructured meshes[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2016, 59(12):4747-4758.
- [11] 陈晓,于鹏,张罗磊,等. 大地电磁与地震正则化同步联合反演[J]. 地震地质, 2010, 32(3):402-408.
Chen X, Yu P, Zhang L L, et al. Synchronous joint inversion of magnetotelluric and seismic regularization[J]. Seismology and Geology, 2010, 32(3):402-408.
- [12] 陈晓,于鹏,邓居智,等. 基于宽范围岩石物性约束的大地电磁和地震联合反演[J]. 地球物理学报, 2016, 59(12):4690-4700.
Chen X, Yu P, Deng J Z, et al. Joint inversion of magnetotelluric and seismic based on wide range of rock property constraints[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2016, 59(12):4690-4700.
- [13] Commer M, Newman G A. Three-dimensional controlled-source electromagnetic and magnetotelluric joint inversion[J]. Geophysical Journal International, 2009, 178(3):1305-1316.
- [14] Sasaki Y. 3D inversion of marine CSEM and MT data: An approach to shallow-water problem[J]. Geophysics, 2013, 78(1):59-65.
- [15] Blatter D, Key K, Ray A, et al. Bayesian joint inversion of controlled source electromagnetic and magnetotelluric data to image freshwater aquifer offshore New Jersey[J]. Geophysical Journal International, 2019, 218(3):1822-1837.
- [16] Constable S C, Parker R L, Constable C G. Occam's inversion-a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data [J]. Geophysics, 1987, 52(3):289-300.
- [17] Key K. MARE2DEM; A 2-D inversion code for controlled-source electromagnetic and magnetotelluric data[J]. Geophysical Journal International, 2016, 207(1):571-588.
- [18] 徐世浙. 地球物理中的有限单元法[M]. 北京: 科学出版社, 1994:159-170.
Xu S Z. The finite element method in geophysics [M]. Beijing: Science Press, 1994:159-170.
- [19] Franke A, Borner R, Spitzer K, et al. Adaptive unstructured grid finite element simulation of two-dimensional magnetotelluric fields for arbitrary surface and seafloor topography[J]. Geophysical Journal International, 2007, 171(1):71-86.
- [20] Bank R E, Xu J C. Asymptotically exact a posteriori error estimators, Part II: General unstructured grids[J]. SIAM Journal on Numerical Analysis, 2003, 41:2313-2332.
- [21] Ovall J S. Asymptotically exact functional error estimators based on superconvergent gradient recovery [J]. Numerical Mathematics, 2006, 102:543-558.
- [22] Wiik T, Hokstad K, Ursin B, et al. Joint contrast source inversion of marine magnetotelluric and controlled-source electromagnetic data[J]. Geophysics, 2013, 78(6):315-327.
- [23] Bennington N L, Zhang H, Thurber C H, et al. Joint inversion of seismic and magnetotelluric data in the Parkfield Region of California using the normalized cross-gradient constraint [J]. Pure and Applied Geophysics, 2015, 172(5):1033-1052.
- [24] 熊彬,罗天涯,蔡红柱,等. 起伏地形大地电磁二维反演[J]. 物探与化探, 2016, 40(3):587-593.
Xiong B, Luo T Y, Cai H Z, et al. Two-dimensional magnetotelluric inversion of undulating terrain [J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2016, 40(3):587-593.
- [25] Shewchuk J R. Triangle: Engineering a 2D quality mesh generator and Delaunay triangulator[C]//Workshop on Applied Computational Geometry. Springer, Berlin, Heidelberg, 1996:203-222.

A test study of 2D joint inversion of marine CSEM and MT based on unstructured triangular grid

AI Zheng-Min^{1,2}, YE Yi-Xin^{1,2}, TANG Wen-Wu^{1,2}, CHEN Xiao^{1,2}, DU Jia-Ming^{1,2}

(1. Fundamental Science on Radioactive Geology and Exploration Technology Laboratory, East China University of Technology, Nanchang 330013, China; 2. School of Geophysics and Measurement and Control Technology, East China University of Technology, Nanchang 330013, China)

Abstract: In this paper, an unstructured triangular grid combined with a fast Occam algorithm is used to carry out a two-dimensional joint inversion study of marine controlled source electromagnetic (CSEM) and magnetotelluric (MT) data. The unstructured triangular grid can accurately simulate undulating terrain and complex geological structures. Fine meshing is used for the inversion target area, and the other area is divided by coarse meshing, which reduces unnecessary calculations under the premise of meeting accuracy. For the purpose of realizing the joint inversion, the CSEM and MT data are assembled to the same inversion data set, and the relevant weight factors of the CSEM and MT data are constructed from the joint inversion data weight formula, which controls the fitting weights of different data. Finally, inversion calculations are performed on different models, and the results show that the joint inversion has a higher degree of recovery of seafloor structures and anomalous bodies than a single inversion, which verifies the reliability of the joint inversion algorithm.

Key words: CSEM; MT; Occam; joint inversion; unstructured grid