

Research on Forward Modeling and Inversion of Multi-Frequency Electromagnetic Method with Near-Field Source in Shallow Surface

Mian Zheng, Jianping Xiao*

School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha Hunan
Email: 981930684@qq.com, *jpxiao@csu.edu.cn

Received: Apr. 5th, 2018; accepted: Apr. 20th, 2018; published: Apr. 28th, 2018

Abstract

Engineering geology and environmental problems are becoming more and more prominent, and shallow surface EM detection is also developing. Compared with the traditional direct current method, the method and device of near-field source and frequency domain EM detection have more significant advantages. In this paper, the formula and numerical solution of near-field source and multi-frequency EM method are introduced, and the inversion method is described. Then, the classical models in the literature are performed and the accuracy of the forward results is analyzed. Finally, based on the different electromagnetic models and different noise levels, the known and unknown models are retrieved, and the results are compared. The comparison inversion results show that multi-frequency electromagnetic method of the near-field source is consistent with the theoretical model for the H-type geoelectric model under the strong noise level, and it can also be well fitted by the unfixed unknown model inversion. The research shows that forward modeling has a high precision and the inversion calculation has a high anti-interference ability in this paper, which provides a theoretical basis for the promotion of near-field source and frequency domain EM method.

Keywords

Near-Field Source EM Method, Frequency Domain EM Forward Modeling, Inversion of Damping Least Square Method, Shallow Surface Detection

近场源浅地表多频电磁法正反演研究

郑冕, 肖建平*

*通讯作者。

中南大学, 地球科学与信息物理学院, 湖南 长沙
Email: 981930684@qq.com, jpxiao@csu.edu.cn

收稿日期: 2018年4月5日; 录用日期: 2018年4月20日; 发布日期: 2018年4月28日

摘要

工程地质及环境问题日渐突出, 浅地表电磁探测也日渐发展起来。相较于传统直流电法, 近场源频率域电磁探测方法及其装置均有更显著的优势。论文首先介绍了近场源多频电磁法正演公式及数值解法, 并对反演方法进行了阐述; 然后对文献中的经典模型进行正演, 分析了正演结果的精度; 最后基于不同的地电模型、不同噪声水平的电磁数据进行已知与未知模型反演, 并对比了反演结果。对比反演结果可知, 近场源多频电磁法对三层模型中的H型地电模型在较强噪声水平下仍与理论模型吻合较好, 且按不固定的未知模型来反演也能较好拟合。研究表明, 本文正演过程精度高, 反方法也表现出了很强的抗干扰能力, 为近场源频率域电磁探测方法推广提供理论依据。

关键词

近场源电磁法, 频率域电磁正演, 阻尼最小二乘反演, 浅地表探测

Copyright © 2018 by authors and Hans Publishers Inc.

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

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



Open Access

1. 引言

随着科技发展和社会的不断进步, 我国经济、社会的快速发展和城市化进程的快速推进, 工程以及基础建设项目日益增多, 地下地质结构与环境污染等问题越来越引起人们的关注。工程地质与环境问题等的探测属于浅地表探测, 此类情况均反映为地下的电性和磁性异常, 因此应用电法仪器对浅层地下地质信息进行追踪和调查, 通过研究电磁场的空间与时间的分布规律, 来找寻地下异常目标、解决地质工程环境等问题是完全可行的。多频电磁探测系统在同一次测试时间内同时工作于多个频率状态, 由电磁波的衰减性决定了不同频率的电磁波可以探测不同的目标深度, 因此多频电磁探测技术可以实现对地下不同深度目标体的探测。

浅地表电磁技术可以运用于铁路隧道工程、水文地质、环境治理、防灾减灾等领域。浅地表电磁探测主要有三种方法: 探地雷达, 甚早期时间域电磁法、多频电磁感应探测技术[1]。多频电磁法探测装置可以较好地反映浅层地下信息, 与探地雷达相比, 具有设计成本低、体积小等优点, 仪器可以在楼宇密集、条件恶劣的地方进行工作, 并且能较好地克服低阻覆盖层的影响, 克服了探测盲区; 与甚早期时间域电磁法相比, 可以获得甚早期时间域电磁法难以获得的磁性参量分布, 由于是连续时间采集, 不存在甚早期时间域电磁法早期采样记录困难等情况, 有效覆盖工程地质与环境问题涉及的深度范围[1]。

以 GEM-2 型多频电磁探测仪[2]为例, 工作频率范围在 300 Hz 至 96 kHz 之间, 有效探测深度范围从几米至几十米, 在一次探测操作过程中同时获得多个地层信息, 覆盖了城市地质工程与环境问题。低频部分反映地下磁性参量的分布, 可以根据多频信息反演出地下的电阻率分布, 因此多频探测技术不仅能解决磁性异常问题, 还能解决电性异常问题, 对解决浅层地质问题、地下水勘探、环境污染评估、城市

地下结构勘测以及考古都具有深远的意义[3]。

国外关于近地表电磁法正反演及资料解释发展得相对完善, 正演方面, 基于 Frischknecht, Ward, and Ward 和 Hohmann 等人的研究成果, 在二维和三维方面以有限单元法, 有限差分法和积分方程法为主, 对于近场源情况, 在水平层状大地上直接运用垂直磁偶源二次场与一次场的比值理论公式进行; 反演研究可分为两类独立反演以及联合数据反演两大类。近地表多频电磁法一般采用电阻率深度转换成像技术、I 分量与 Q 分量直接成图, 以及传统的最小二乘法反演。相对于其他远区方法中正演公式的简化, 在近区情况下, 我们所采用的公式可以不做简化, 二维及三维正反演较为困难, 因此近场源情况下正反演以一维为主。国内相关方面研究较完善的是航空电磁法的三维正反演研究, 但在近场源情况下比较完善的研究, 资料解释也比较困难, 缺少理论依据。基于此, 本文将基于 GEM-2 型多频电磁探测仪为基础, 进行频率域正演及阻尼最小二乘法反演研究。

2. 基本理论

2.1. 磁偶源电磁响应正演公式

本文中采用的 GEM-2 仪器采用了双线圈, 除却接收线圈还有一个参考线圈用来接收一次场 H_0 从而消除接收线圈中的一次场。垂直磁偶源在半空间层状介质中的电磁响应由 Frischknecht (1967), Ward (1967), and Ward 和 Hohmann (1988) [4] [5] [6] 等人给出。

如图 1 所示, 当测量系统位于地面以上 h 位置时, 接收线圈中接收到的二次场 H_s 与一次场 H_0 的比值[6]为:

$$\frac{H_s}{H_0} = r^3 \int_0^\infty R(\lambda) \lambda^2 \exp(-2u_0 h) \cdot J_0(\lambda r) d\lambda \quad (1)$$

2.2. Hankel 变换

对于解决含有零阶贝塞尔函数的积分, Hankel 变换是一种高效的数值方法。其算法[7] [8] [9]的描述如下:

若连续函数 $f(r)$ 表示为 $f(r) = \int_0^\infty K(\lambda) J_0(r\lambda) d\lambda$, 则 $f(r)$ 的数值解为:

$$f(r) = \frac{1}{r} \sum_{i=1}^n K(\lambda_i) C_i \quad (2)$$

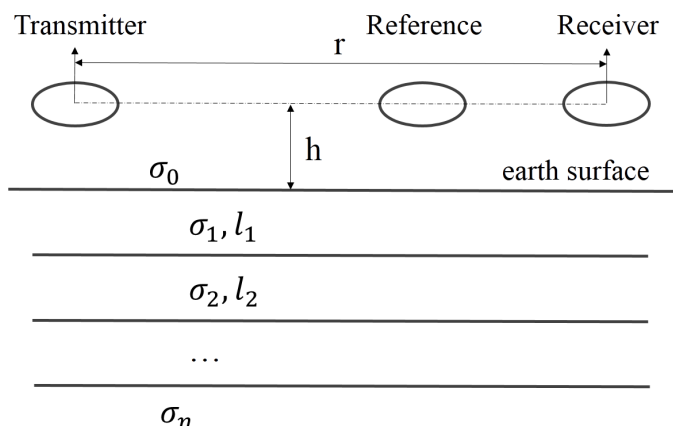


Figure 1. Classical layered geoelectric model

图 1. 经典层状地电模型

其中 $\lambda_i = \frac{1}{r} \times 10^{a+(i-1)s}$, C_i 为滤波系数, 常用的滤波系数有 47 点、61 点和 120 点, 当 $n=120$ 点时, $a=-8.385$ 为 Hankel 积分中波数的初值, $s=9.04226468670e^{-2}$ 为波数间隔。

经由此变换, 可以得出二次场 H_s 与一次场 H_0 的比值的数值解:

$$\frac{H_s}{H_0} = r^3 \int_0^\infty R(\lambda) \lambda^2 \exp(-2u_0 h) J_0(\lambda r) d\lambda = \frac{1}{r} r^3 \sum_{i=1}^n R(\lambda) \lambda^2 \exp(-2u_0 h) C_i \quad (3)$$

2.3. 反射系数推导

式中 $R(\lambda)$ 即前式中的 r_{TE} , 为反射系数[4], 可由下式给出:

$$r_{TE} = \frac{Y_0 - \hat{Y}_1}{Y_0 + \hat{Y}_1} \quad (4)$$

其中, $Y_0 = \frac{u_0}{\hat{z}_0}$ 为自由空间的导纳, \hat{Y}_1 为地表导纳, $\hat{z}_n = i\omega\mu_n$ 。

对于 N 层层状大地, 地表导纳为

$$\hat{Y}_1 = Y_1 \frac{\hat{Y}_2 + Y_1 \tanh(u_1 l_1)}{Y_1 + \hat{Y}_2 \tanh(u_1 l_1)} \quad (5)$$

$$\hat{Y}_n = Y_n \frac{\hat{Y}_{n+1} + Y_n \tanh(u_n l_n)}{Y_n + \hat{Y}_{n+1} \tanh(u_n l_n)} \quad (6)$$

$$\hat{Y}_N = Y_N \quad (7)$$

式中,

$$u_n = (\lambda^2 - i\omega\mu_n\sigma_n)^{1/2} \quad (8)$$

由此, 从最底层开始向上逐步递推可以得到地表导纳 \hat{Y}_1 和第一层地层导纳 Y_1 , 从而得出水平层状地层的反射系数 r_{TE} , 进而求取层状介质磁偶源的频率域电磁响应。

2.4. 反演理论

阻尼最小二乘反演问题[10]的目的可视为使目标函数趋于极小, 对于模型正演公式 $F(m)$, 在反演计算中, 求解问题为使目标函数 φ 取值极小:

$$\varphi = [F(m) - d]^T \cdot C \cdot [F(m) - d] \quad (9)$$

其中, m 为模型向量 ($N \times 1$), d 为数据向量 ($M \times 1$), C 为数据方差倒数的对角方阵 ($M \times M$)。

取 $e = F(m) - d$ 为当前拟合差向量 ($M \times 1$), 则存在以下关系:

$$g = J' \cdot C \cdot e \quad (10)$$

其中, $J(M \times N)$ 为雅克比矩阵(灵敏度矩阵), $g(N \times 1)$ 为梯度向量

取 d_m 为模型修正量, 则高斯牛顿修订量公式为:

$$(J' \cdot C \cdot J) \cdot d_m = -J' \cdot C \cdot e = -g \quad (11)$$

阻尼最小二成方程为:

$$(J' \cdot C \cdot J + \lambda I) \cdot d_m = -J' \cdot C \cdot e = -g \quad (12)$$

计算机实现反演过程采用迭代格式为:

$$m_{k+1} = m_k + inv(J' * C * J + \lambda * I) * (-g) \quad (13)$$

3. 正演结果及精度分析

对于给定的地电模型,其电磁响应是在每个频率上二次场与一次场比值的同相分量 I 与正交分量 Q 。如图 2 所示,为电导率为 $\sigma = 0.01 \text{ S/m}$ 的均匀大地电磁响应图。为便于比较,直接采用频率值为横坐标(一般采用响应数,与频率值相对应)。当频率过低时,电磁响应值过小,且与频率相关性小,使得频率测深没有意义。当频率值过高时,同相分量 I 达到了最大值,而正交分量 Q 也会急速趋近于零。因此实际工作中所用测量频率也应该在该范围之内。对于 GEM-2 型多频电磁探测仪而言,其最高工作频率超过 48 kHz,低频低于 1 kHz,所测的分量值强度高,且与频率相关性高[4] [11] [12]。文中正演过程采用的频点值也均在此范围之内。

3.1. 频率域电磁响应计算

图 1 为典型的层状介质地电模型,第一层电导率取 $\sigma_1 = 0.01 \text{ S/m}$,接近地表第四系覆盖物的电导率值,厚度取 $l_1 = 10 \text{ m}$ 。第二层厚度取 $l_2 = 5 \text{ m}$,第三层为向下无限延伸。通过改变第二层和底层的电导率值,依次获得五组层状地电模型:均匀层状模型 M1,三层 Q 型地电模型 M2, H 型地电模型 M3, K 型地电模型 M4 以及 A 型地电模型 M5,如表 1 所示。

通过对这五组模型进行正演计算,得到如图 3 所示的结果。为便于与已有结果进行比较,正演结果图采用以频点为横坐标,电磁响应值为纵坐标,双对数形式显示。在所取频点范围内,均匀地电模型的同相分量 I 和正交分量 Q 均极近似直线变化, I 值处于 0.7 ppm 到 60 ppm 之间, Q 值处于 30 ppm 到 800 ppm 之间。相同频率处,正交分量 Q 值均大于同相分量 I 值,与已知电磁响应分量关系一致。比较图 3 中(a)、(b)、(c)与(d),发现地层电阻率的改变对同相分量及正交分量均有影响。由数值可知,地层电阻率值对正

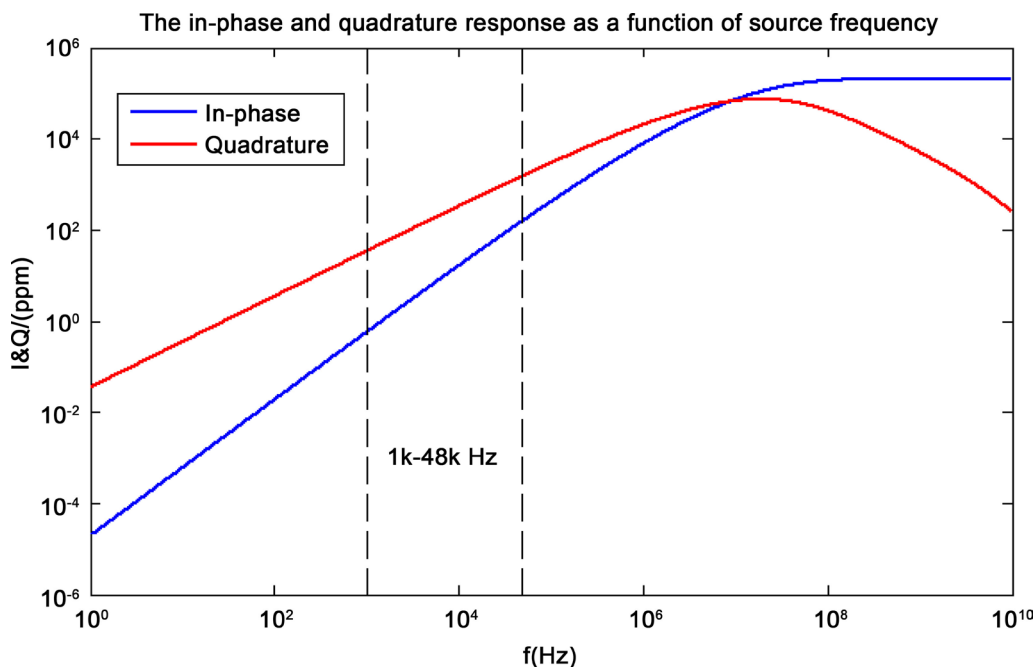


Figure 2. EM response components I & Q

图 2. 电磁响应 I & Q 分量图

Table 1. Layered geoelectric models
表 1. 层状介质模型分类

Model	σ_1 (S/m)	σ_2 (S/m)	σ_3 (S/m)
M1	0.01	0.01	0.01
M2	0.01	0.1	0.5
M3	0.01	0.1	0.0005
M4	0.01	0.001	0.5
M5	0.01	0.001	0.0005

交分量的影响较小, 而对同相分量的影响较大, 在三层 Q 型模型中, I 值变化区间为 30 ppm~300 ppm, 三层 H 型模型中, I 值变化区间为 1 ppm~200 ppm, 三层 K 型模型中, I 值变化区间为 30 ppm~200 ppm, 三层 A 型模型中, I 值变化区间为 0.09 ppm~30 ppm。分析地电模型, 第一层电阻率相同, Q 型模型以下为低阻地层, H 型模型以下存在低阻薄层和高阻底层, K 型模型以下存在高阻薄层和低阻底层, 而 A 型模型以下地层为高阻, 且有更高阻的底层。由此可知, 地层电阻率越大, 电磁响应同相分量 I 值越小。

3.2. 精度验证

Haoping Huang 在之前的研究中[3]做过类似研究, 我们将所得的结果与其结果进行比较, 已验证其可靠性, 如图 4 所示。

所采用模型为三层地电模型, 第一层电导率为 $\sigma_1 = 0.01$ S/m, 地层厚度为 $l_1 = 15$ m, 第二层电导率为 $\sigma_2 = 0.2$ S/m, 地层厚度为 $l_2 = 5$ m, 底层电导率为 $\sigma_3 = 0.005$ S/m。

由图 4 中(a)与(b)对比可知, 在 $f = 2000$ Hz 时, 三层地电模型中对比图中频率响应值的两个分量参考值分别为: $I \approx 7.3$ ppm, $Q \approx 88$ ppm, 正演结果分量值分别为: $I \approx 7.5$ ppm, $Q \approx 90$ ppm, 误差值分别为 2.73% 和 2.27%。误差值均在 5% 以内, 从而验证了正演计算的准确性与可靠性。

4. 反演结果

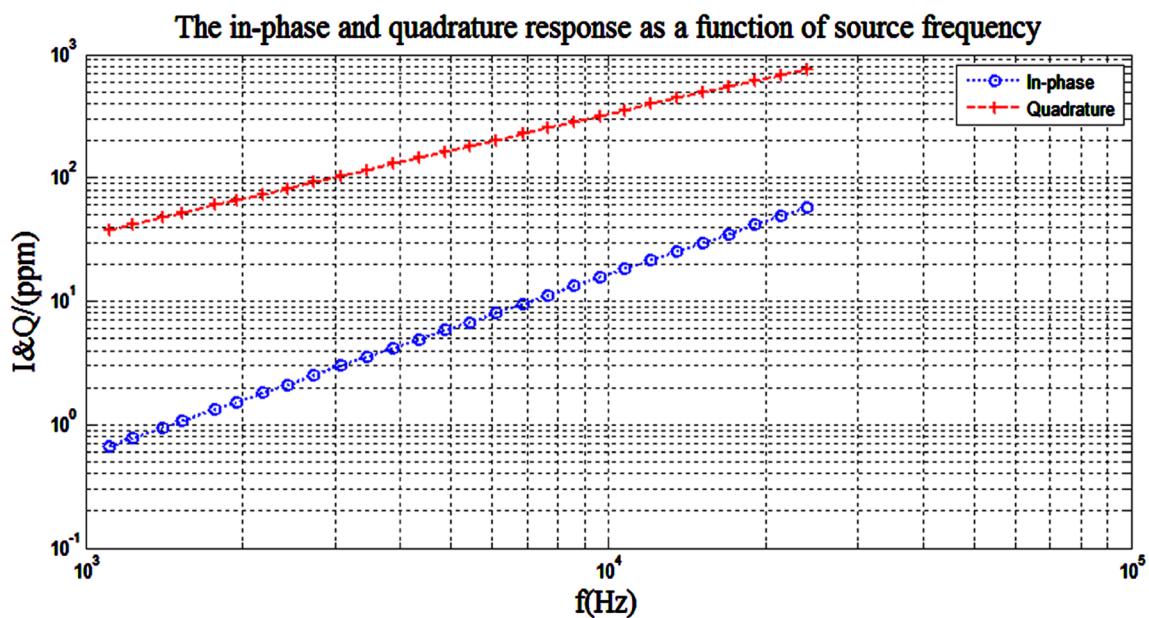
为了探讨不同地层模型反演时抗干扰能力的强弱, 采用对正演结果人为添加噪声, 再反演的方式进行。反演过程基于模型参数又可分为两类: 已知模型反演与未知模型反演。先进行已知模型反演, 反演过程中选取的模型层数与理论一致; 再进行未知模型反演, 选取模型层数大于理论层数。

4.1. 已知模型反演结果

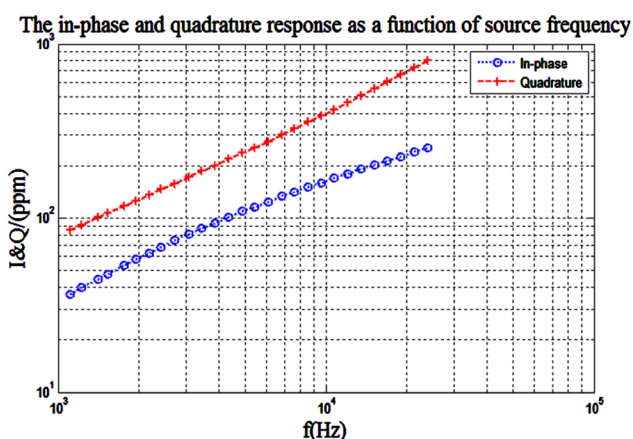
对于文中采用的四组三层地电模型, 均分别添加 10%、20%、30%、40% 及 50% 的噪声。反演结果如下列表格所示, 为便于比较, 选取两次迭代结果列于表格内, 首个为最接近实际模型, 且迭代次数最小的迭代结果。另外一个为迭代趋于稳定时的迭代结果。本文所用反演过程, 一般在 20 次迭代之内均可趋于稳定, 选取第 20 次迭代结果用于比较。当噪声水平达到 50% 时, 迭代误差极大, 迭代不收敛, 但也选取第 20 次迭代结果作为参考。

由表 2 可知, 噪声水平在 30% 以内时, 阻尼最小二乘法对 Q 型模型的表层和底层反演效果较好, 而对中间层效果不佳, 即便中间过程可以接近其真实值, 但由于误差值水平较高, 不能作为最终反演结果, 但反演结果能够准确确定地电模型分类。另外其对层厚的反演效果也不佳。

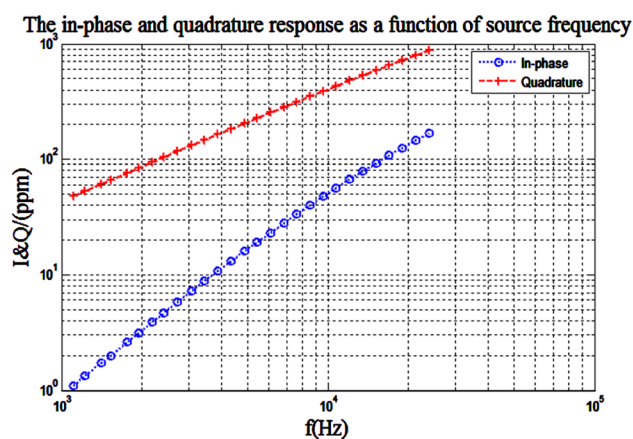
由表 3 可知, 噪声水平在 40% 以内时, 该反演对 H 型模型电阻率值反演效果较好, 除底层电阻率数值外, 均接近真实数值, 但反演结果能够准确确定地电模型分类。对地层厚度的反演效果较好, 同时迭代次数也较小。



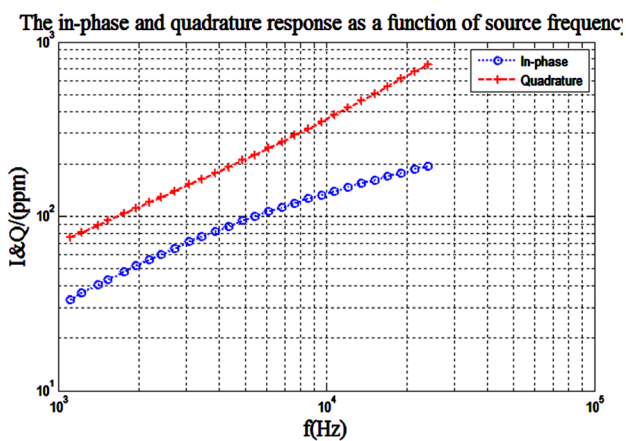
(a) Homogeneous model



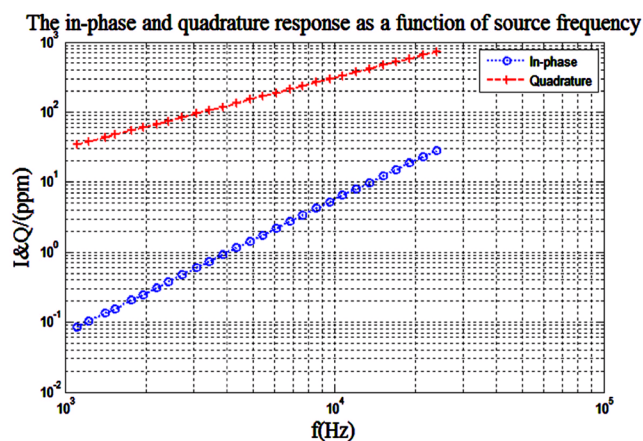
(b) Q-type model



(c) H-type model



(d) K-type model



(e) A-type model

Figure 3. EM response forward modeling results of different geoelectric models

图 3. 不同地电模型电磁响应正演结果

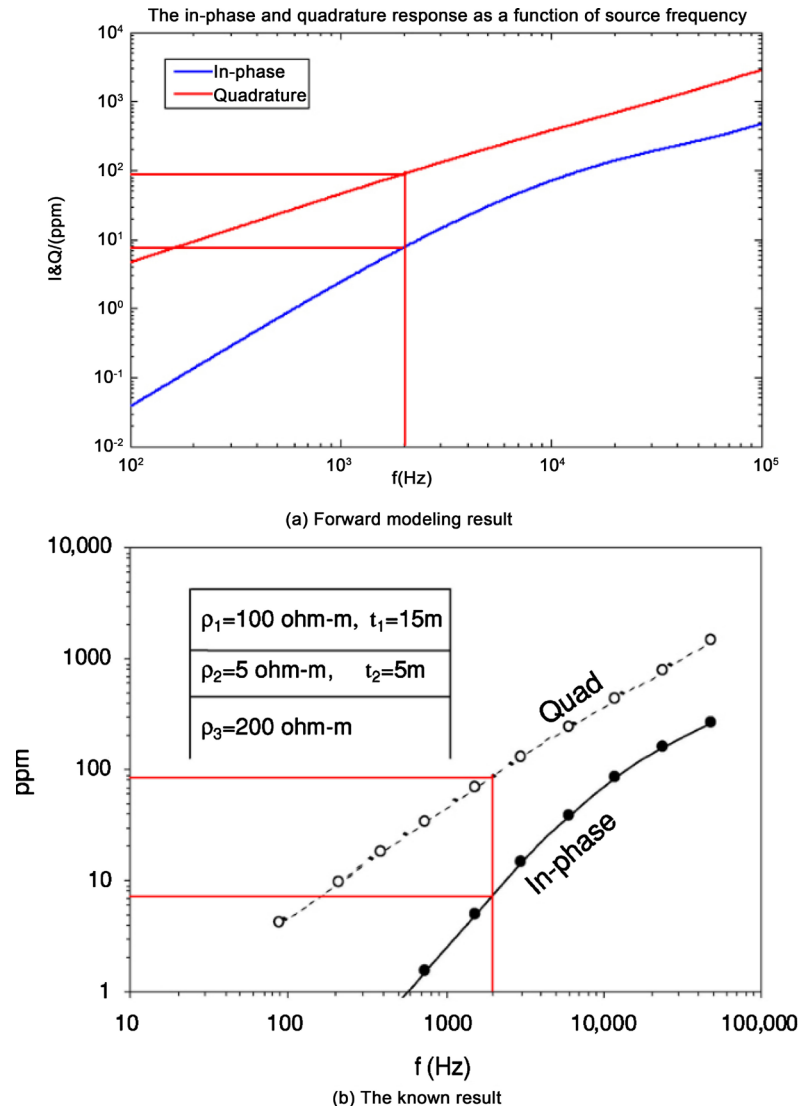


Figure 4. Compare forward modeling results with the known results
图 4. 正演结果与已知文献结果对比

Table 2. Inversion of Q-type geoelectric model
表 2. Q 型地层模型反演结果

Noise level (%)	Iteration	$\rho_1 (\Omega \cdot m)$	$\rho_2 (\Omega \cdot m)$	$\rho_3 (\Omega \cdot m)$	$l_1 (m)$	$l_2 (m)$	Fitting Error (%)
10	7	97.6	23.9	2.2	8.3	5.6	5.5
	20	104.7	58.9	2.2	5.0	10.3	15.2
20	7	104.4	11.8	2.4	8.8	5.3	12.5
	20	103.5	20.3	2.3	8.9	5.0	11.1
30	6	104.9	10.2	2.0	7.5	7.8	28.3
	19	106.3	17.1	2.1	10.0	5.0	19.3
40	6	102.0	10.2	2.0	7.5	30.0	37.1
	20	102.5	4.3	1.0	11.1	13.6	26.0
50	20	983.9	27.3	3.8	5.0	15.0	47.9

Table 3. Inversion of H-type geoelectric model
表 3. H 型地层模型反演结果

Noise level (%)	Iteration	$\rho_1 (\Omega \cdot m)$	$\rho_2 (\Omega \cdot m)$	$\rho_3 (\Omega \cdot m)$	$l_1 (m)$	$l_2 (m)$	Fitting Error (%)
10	10	101.2	9.8	459.7	9.8	5.0	9.0
	20	101.8	10.4	598.1	9.6	5.0	5.7
20	13	96.9	16.5	15,957.5	6.9	7.4	13.1
	20	102.2	9.9	24,692.2	9.1	5.0	14.3
30	9	88.8	10.8	41,713.6	14.4	5.8	17.2
	20	89.0	8.6	67,793.2	14.2	5.0	17.7
40	9	96.1	13.1	6307.8	8.8	17.8	128.6
	20	98.0	9.4	25,255.2	9.4	5.0	36.6
50	20	104.6	18.0	50.4	7.5	30.0	132.2

Table 4. Inversion of K-type geoelectric model
表 4. K 型地层模型反演结果

Noise level (%)	Iteration	$\rho_1 (\Omega \cdot m)$	$\rho_2 (\Omega \cdot m)$	$\rho_3 (\Omega \cdot m)$	$l_1 (m)$	$l_2 (m)$	Fitting Error (%)
10	8	104.3	18.1	1.9	9.7	6.2	5.1
	20	111.0	54.2	1.9	5.0	11.2	7.5
20	8	116.2	32.7	2.1	7.5	7.7	10.6
	20	146,742.8	45.6	3.8	5.0	12.9	53.4
30	9	129.8	23.7	1.7	5.2	11.5	18.6
	20	365.3	57.7	1.8	5.0	18.0	53.6
40	6	109.8	19.8	2.0	7.5	7.1	36.5
	19	148.2	63.2	2.4	5.0	9.9	24.5
50	20	105.4	1.3	0.0	15.9	13.9	34.2

由表 4 可知, 噪声水平在 10% 以内时, 该反演对 K 型模型表层和底层电阻率值反演结果接近真实值, 而对中间高阻层反演结果差, 完全偏离真实值, 且对地层厚度反演效果也较差。其他噪声水平时, 反演结果误差更大, 且不能确定地电模型。

由表 5 可知, 在各个不同噪声水平下, 该反演均能准确确定地电模型。但除了表层电阻率值, 其他各层电阻率值均与真实值偏离极大, 且对地层厚度反演效果差。

对比上述结果可知, 近场源多频电磁法对不同地电模型抗噪效果不尽相同, 就三层地电模型而言, 效果由好到差有 H 型>Q 型>K 型>A 型。因此采用近场源多频电磁法完成不同的勘探任务时, 大致了解勘探对象的地电特征及噪声干扰情况, 为该方法的合理使用及成果解释提供科学指导。

4.2. 未知模型反演结果

我们采用添加 10% 噪声的三层 H 型模型的数据来进行未知模型反演。反演过程中采用的初始模型选取了五层地电模型, 反演结果如表 6 所示。

由表 6 可知, 选取初始模型层数大于理论层数进行反演, 得出的结果依旧可以接近理论数值。上面三层因为等值现象的关系可以合并为 H 型模型的表层, 而第四层的低阻薄层目标层十分接近理论数值,

Table 5. Inversion of A-type geoelectric model
表 5. A 型地层模型反演结果

Noise level (%)	Iteration	$\rho_1 (\Omega \cdot m)$	$\rho_2 (\Omega \cdot m)$	$\rho_3 (\Omega \cdot m)$	$l_1 (m)$	$l_2 (m)$	Fitting Error (%)
10	5	98.5	384.6	3200.0	8.5	13.6	5.8
	20	96.7	160.1	3949.6	5.0	11.6	5.9
20	7	98.0	169.5	4961.2	5.0	15.4	14.0
	20	98.4	183.8	5269.7	5.0	14.7	10.7
30	9	100.1	73.4	1438.5	5.0	5.0	30.5
	20	97.0	98.6	1760.1	5.0	5.0	18.6
40	7	92.7	2560.0	5461.5	9.8	5.0	27.8
	20	92.3	39041.0	1180853.6	9.6	5.0	25.1
50	20	98.2	196.3	2848977.3	5.0	26.9	50.8

Table 6. Inversion of H-type geoelectric model
表 6. H 型模型未知模型反演结果

Noise level (%)	Iteration	$\rho (\Omega \cdot m)$					$l (m)$				Fitting Error (%)
		ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	l_1	l_2	l_3	l_4	
10	4	84.9	275.5	28.9	11.3	682.4	1.9	5.2	3.0	5.0	5.8

而底层的高阻层也与理论模型一致。可以得出结论：即使选取的初始模型不固定，即在反演初始模型不清楚的情况下，反演结果的拟合效果依然相对较好。

5. 结论

通过与现有文献的结果对比，证明了本文的正演结果正确，反演方法也表现出了很强的抗干扰能力，特别是对于 H 型地电模型而言，反演结果好，精确度高，为近场源频率域电磁测法提供了可靠的理论依据。即便是初始模型不确定时，该反演依然能够有较好的拟合效果。近场源多频电磁法野外施工方便，资料处理可靠，该方法在浅地表电磁勘探中具有广阔的应用前景。

基金项目

国家科技基础性工作专项项目(2013FY110800)。

参考文献

- [1] 韩思雨. 浅地表频率域电磁探测系统数字关键技术研究[D]: [硕士学位论文]. 长春: 吉林大学, 2017.
- [2] Won, I.J., Oren, A. and Funak, F. (2003) GEM-2A: A Programmable Broadband Helicopter-Towed Electromagnetic Sensor. *Geophysics*, **68**, 1888-1895. <https://doi.org/10.1190/1.1635041>
- [3] Huang, H. and Won, I.J. (2003) Real-Time Resistivity Sounding Using a Hand-Held Broadband Electromagnetic Sensor. *Geophysics*, **68**, 1224-1231. <https://doi.org/10.1190/1.1598114>
- [4] 米萨克·N·纳比吉安. 勘查地球物理电磁法理论[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- [5] 陈明生. 关于频率电磁测深几个问题的探讨(六)——频率电磁测深的电磁场分布与观测参量[J]. *煤田地质与勘探*, 2014, 42(5): 81-86.
- [6] Frischknecht, F.C. (1967) Field about an Oscillating Magnetic Dipole over a Two-Layer Earth, and Application to Ground and Airborne Electromagnetic Surveys. *Quart. Colorado School of Mines*, **62**, 1-370.

-
- [7] 阮百尧. 均匀水平大地上频率域垂直磁偶源电磁场数值滤波解法[J]. 桂林工学院学报, 2005, 25(1): 14-18.
- [8] 张伟, 王绪本, 覃庆炎. 汉克尔变换的数值计算与精度的对比[J]. 物探与化探, 2010, 34(6): 753-755.
- [9] 肖建平, 刘博, 王凡, 梁慧琛, 于翠, 何生龙. 层状介质磁偶源瞬变电磁法正演及视电阻率计算[J]. 地球科学前沿, 2013, 3(3): 191-196.
- [10] 姚姚. 地球物理反演基本理论与应用方法[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2002.
- [11] Huang, H. and Fraser, D.C. (2003) Inversion of Helicopter Electromagnetic Data to a Magnetic Conductive Layered Earth. *Geophysics*, **68**, 1211-1223. <https://doi.org/10.1190/1.1598113>
- [12] Huang, H. and Fraser, D.C. (2000) Airborne Resistivity and Susceptibility Mapping in Magnetically Polarizable Areas. *Geophysics*, **65**, 502-511. <https://doi.org/10.1190/1.1444744>

知网检索的两种方式:

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>
下拉列表框选择: [ISSN], 输入期刊 ISSN: 2163-3967, 即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>
左侧“国际文献总库”进入, 输入文章标题, 即可查询

投稿请点击: <http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱: ag@hanspub.org