

文章编号: 1001-1749(2023)02-0221-14

华南超大尺度大地电磁剖面最佳二维反演策略研究

谢学华^{1,2}, 汤力^{1,2}, 阮帅^{2,3}, 陈韬^{1,2}

(1. 东华理工大学 地球物理与测控技术学院, 南昌 330013;

2. 中国地质科学院, 北京 100037;

3. 中国地质调查局 中国地质科学院地球深部探测中心, 北京 100037)

摘要: 针对中国地质调查项目及 SinoProbe 大地电磁(MT)标准网探测项目构建的华南超大尺度 MT 数据集,进行精细反演研究,试图基于理论模型合成数据研究该区最佳二维反演策略,以构建出更精确可靠的深部电性结构。以武陵山西缘东经 107°~113°、北纬 22°~31°地块的现有地学研究成果,建立尽量符合地质事实的简化三维电性模型,对其中两条重点剖面的阻抗传输函数和倾子数据进行了三维和二维正演,对比了三维和二维正演响应的差异,分析了该区数据进行二维反演时的最佳旋转角选择方式。对旋转后的数据综合对比了不同数据组合、不同正则算子、不同正则因子下的二维反演模型恢复效果。结果表明,该区实测三维阻抗更适宜按剖面进行统一角度旋转,反演正则算子更宜采用梯度算子,根据 L 曲线拐点选取正则因子的保守解,对模型的恢复效果更加准确可靠。两条剖面中,南北向剖面应优先选择 TE+TM 模式反演,西北—东南向剖面应优先选择 TM 模式反演。该算例为后期实测数据的精细反演提供了更客观的参考指标与反演策略参考,有望提高该区深部电性结构及动力学解释的可靠性。

关键词: 大地电磁; 剖面反演; 极化模式; 正则因子

中图分类号: P 631.3 **文献标志码:** A **DOI:**10.3969/j.issn.1001-1749.2023.02.11

0 引言

大地电磁测深法(Magnetotelluric Sounding, MT)于 20 世纪 50 年代由苏联学者 Tikhonov 和法国学者 Cagniard 提出^[1-2],是深部地球物理探测的主要技术之一。它基于电磁感应原理,以天然远场平面电磁波作为场源,通过地表观测的电磁场各分量的场值统计,得到阻抗、倾子等反映地下电阻率分布的本征地球物理响应,进而利用最优化反演技术获得地下介质的电性结构,以实现深部探测的地质目的^[3]。

近 20 年来,大尺度三维 MT 深部动力学研究成为国际电磁法领域的前沿和热点^[4],以 2004 年美国 USArray 大地电磁阵列为先行^[5-6],我国开展了 SinoProbe 大地电磁标准网探测^[7],澳大利亚于 2013 年启动 AusLAMP 网格式大地电磁观测^[8],从 2009 年到 2016 年中国地质科学院整合 SinoProbe 大地电磁数据、依托国家重点研发项目和地质调查项目,完成了覆盖华南大部分的 MT 阵列数据集,为江南造山带地球动力学研究、长江中下游成矿带成矿系统研究,提供了重要的地球物理探测成果^[5,9-11]。

与之对应的,从三维数据空间 OCCAM 反演程

收稿日期: 2022-10-09

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(DD20221643,DD20190012);国家自然科学基金(42174092)

第一作者: 谢学华(1997—),男,硕士,主要从事勘探地球物理研究,E-mail:1248611863@qq.com。

通信作者: 阮帅(1983—),男,副研究员,主要从事地球物理电磁法正反演研究,E-mail:120213364@qq.com。

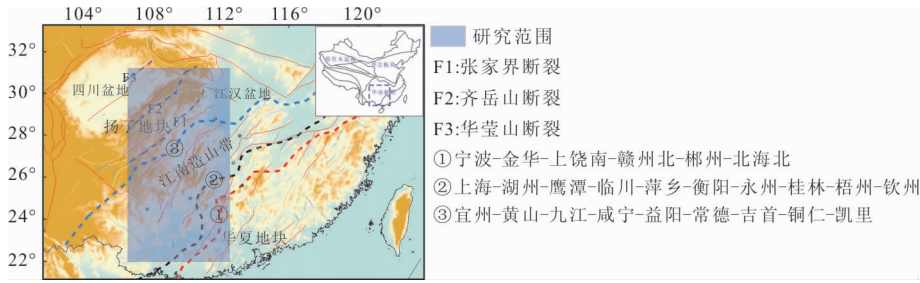


图1 华南地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of the South China block

序和开源 NLCG 反演程序 ModEM 发布开始,拟合全张量传输函数的三维反演逐渐成熟并广为应用^[12-13]。相对于二维反演,由于三维反演的数学物理模型假设更符合物理事实,理论上能够拟合观测数据的模型可靠性应该高于二维反演。但大量实际案例表明,很多地区的大地电磁三维反演并未得到优于二维反演的地电模型,可能的原因有:①很多旧有数据是测线式的,观测数据无法有效覆盖研究区而导致反演问题更加病态;②三维反演因急剧增多的未知数规模会导致多解性过强,通常给出的正则解的模型分辨率会弱于二维反演,进而导致一些关键地质现象无法分辨。因此,即使在三维反演技术日益成熟的今天,二维反演技术的应用价值仍然不可低估。以三维反演结果进行宏观背景解释,对重点剖面进行更精细的二维反演解释,是现阶段尽量提升 MT 深部分辨率的可行方法之一。

自 2001 年后,对二维 MT 反演的关键参数影响已有很多重要认识,陈小斌等^[14]研究表明,在三维模型进行二维模型反演时,数据旋转到最佳主轴方向的反演结果未必更优于数据旋转到测线方向的反演结果;李墩柱等^[15]研究了数据误差对 MT 反演结果的影响,认为模型越复杂,误差的影响也越明显;蔡军涛等^[16]的研究表明在三维模型条件下,利用二维模型反演,TE 模式的反演结果与模型的近似度更高,当模型三维结构影响显著时,TM 数据模式的二维反演结果与模型近似度更高;杨静等^[17]通过模型试验探讨了反演剖面长度对 MT 剖面 TM 模式反演结果的影响,研究表明,反演剖面长度过短时,会使得反演结果不可靠,当反演剖面长度增加到一定长度后,反演结果良好且不再随长度的增加而变化;郭春玲等^[18]提出在复杂的三维模型条件下,采用分频段一分区段的二维反演方案,可获得更为可靠、分辨率更高的反演结果。以上研究针对的场景均为点距较小的小尺度剖面探测场景,对于本研

究聚焦的大尺度深部探测数据集是否成立仍需更细致的算例证明。本研究的数据集,SinoProbe 项目的大型 MT 测网点距远大于已有二维研究的剖面,华南 MT 测网点距大约 30 km~40 km,研究深度大致为 100 km~150 km,点距大约为探测深度的 1/2。在如此超大尺度下,二维 MT 反演如何取得可靠的反演结果的算例研究仍然非常缺乏。

笔者试图以华南典型区块的真实地质背景构建三维电性模型,计算两条重点剖面的三维阻抗和倾角,分析合成数据的三维响应和二维响应差异,研究不同数据组合、不同正则算子、不同正则因子条件下二维反演的模型恢复效果。

1 研究区三维电性模型

1.1 地质概况

华南板块位于现今全球三大板块的汇聚拼合地带,地理上包括秦岭一大别造山带以南、青藏高原以东中国大陆南部的大陆及邻海区域,有着复杂的地质构造演化历史。江南造山带位于华南板块中部,由中元古代浅变质岩系及新元古代花岗岩岩和少量镁铁质岩组成,其北西侧为扬子地块,东南侧为华夏地块^[19-21]。研究区域位于江南造山带西缘,覆盖东经 107°~113°,北纬 22°~31°,斜跨川东扬子地块、江南造山带及华夏地块,是华南板块西部极具构造学意义的区域(图 1)。

1.2 电性模型建立依据

模型主要包括三大地质块体:①扬子地块;②江南造山带;③华夏地块。其他小地质体:①川东褶皱(断层构造);②岩浆岩侵入体;③江汉平原;④上地幔熔融体。

1) 扬子地块,周边经历裂解分离收缩,内部遭受多期变质、变形,但总体上是一个以四川陆核为中心的相对稳定的准克拉通陆块^[22],Zhang 等^[23]提出的

电性模型显示,扬子地块地壳区域呈低阻特征。因此,模型中扬子地块地壳取值 $100 \Omega \cdot \text{m}$ 。

2) 江南造山带,经历多期的构造—岩浆事件,内出露的地层存在不同程度的变质变形^[19-21], Zhang 等^[23]的二维电性结构显示,江南造山带地壳区域呈高阻特征,与两侧的扬子地块和华夏地块的接触面倾向西北,与 Guo 等^[24]提出的二维重力建模一致;江南造山带的构造边界,笔者参考 Guo 等^[24]提出的,北界位于石台—九江—大庸—铜仁—河池—百色线,南界位于绍兴—江山—萍乡—祁东—永州—贵港—南宁线。综上所述,模型中江南造山带地壳区域取值 $4\ 000 \Omega \cdot \text{m}$,与两侧地块接触面倾向西北。在前人研究中对江南造山带的西南端延伸尚未有统一的意见,因此,模型中设置 $50 \Omega \cdot \text{m}$ 的低阻层模拟江南造山带的西南边界。

3) 华夏地块,被认为是一个由多个块体拼合而成的古微陆块,长期处于反复的构造变动中,东部岩浆侵入引起广泛变形^[19-20]。参考文献^[24]中的二维重力模型显示,华夏地块浅部为沉积层并广泛受岩浆岩侵入。参考文献^[23]中的二维电性结构显示华夏地块地壳区域呈高阻特征。因此,模型中华夏地块浅地表(地表至地下 5 km)设计沉积层 $200 \Omega \cdot \text{m}$,深部基底层 $1\ 000 \Omega \cdot \text{m}$,设计岩浆岩侵入 3 处,阻值为 $1\ 000 \Omega \cdot \text{m}$ 。川东褶皱(断层构造),早期受西北—东南向构造应力挤压,形成大量向西北逆冲的褶皱和断层,后期受右行走滑剪切作用改造,形成现今的“S”型褶皱。参考文献^[24]中的二维电性结构显示川东地区系列西北向的逆冲断层呈高导特征。据此,模型中川东褶皱(断层构造)走向东北—西南,倾向东南,阻值为 $20 \Omega \cdot \text{m}$ 。

4) 上地幔,模型莫霍面深度的设计参考参考文献^[24]中的二维重力模型,沿剖面扬子地块莫霍面深度较深约 42 km ,至江南造山带开始抬升,至华夏地块莫霍面深度较浅约 33 km 。模型上地幔区域取值 $50 \Omega \cdot \text{m}$,设计 2 处上地幔熔融区,阻值为 $5 \Omega \cdot \text{m}$ 。

江汉平原,海相地层油气资源丰富,参考文献^[22]给出速度界面,平均 3 km 厚的沉积盖层,平均 $3 \text{ km} \sim 13 \text{ km}$ 的上地壳构造层,故模型设计江汉平原层厚 5 km ,阻值 $5 \Omega \cdot \text{m}$ 。

最终确定典型地质体的电阻率如表 1 所示,设计模型水平网格大小为 20 km ,模型总网格数 $42 \times 62 \times 77$ 。模型在海拔 0 m 处水平切片如图 2 所示,沿测线 L1 切片如图 3 所示。

表 1 研究区电性结构建模地质体与电阻率对照表
Tab. 1 Comparison table between geologic body and resistivity of electrical structure modeling in study area

地质体	电阻率/ $\Omega \cdot \text{m}$
扬子地块	100
华夏地块浅层	200
江南造山带	4 000
川东褶皱/断裂构造	20
华夏基底/侵入岩体	1 000
江南造山带中浅部/上地幔	50
上地幔局部熔融区/江汉平原	5

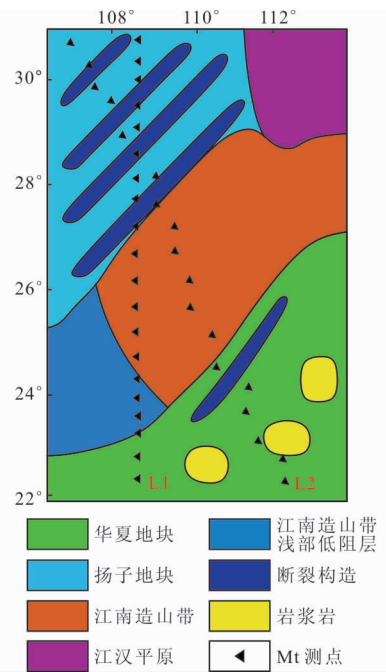


图 2 研究区三维理论电性模型水平切片(海拔 0 km)
Fig. 2 Horizontal slice of 3D theoretical electrical model in the study area (Elevation 0 km)

2 三维阻抗正演计算结果

使用开源程序 ModEM^[9]对预设三维电性模型进行 MT 三维正演,同时对三维电性模型的 L1 和 L2(图 2)两条重点剖面进行二维正演。对比研究区三维阻抗和二维阻抗的异同,从数据层面考察该区地质构造进行二维反演解释的可能性。以 L1 剖面为例,其三维响应与二维响应如图 4 所示三维—3D,二维—2D,三维南北模式—XY,三维东西模式—YX,视电阻率—APPR,阻抗相位—IMPHS)。

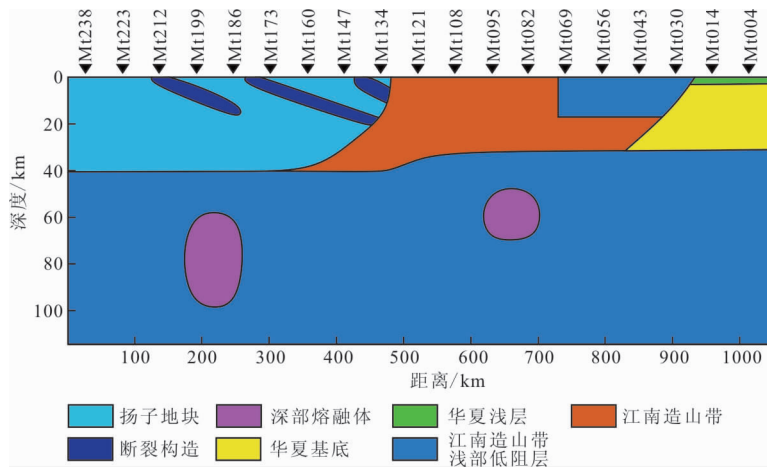


图3 研究区三维理论电性模型主测线地电断面(L1测线)

Fig. 3 Geoelectric section of main survey line of 3D theoretical electrical model in the study area(L1 line)

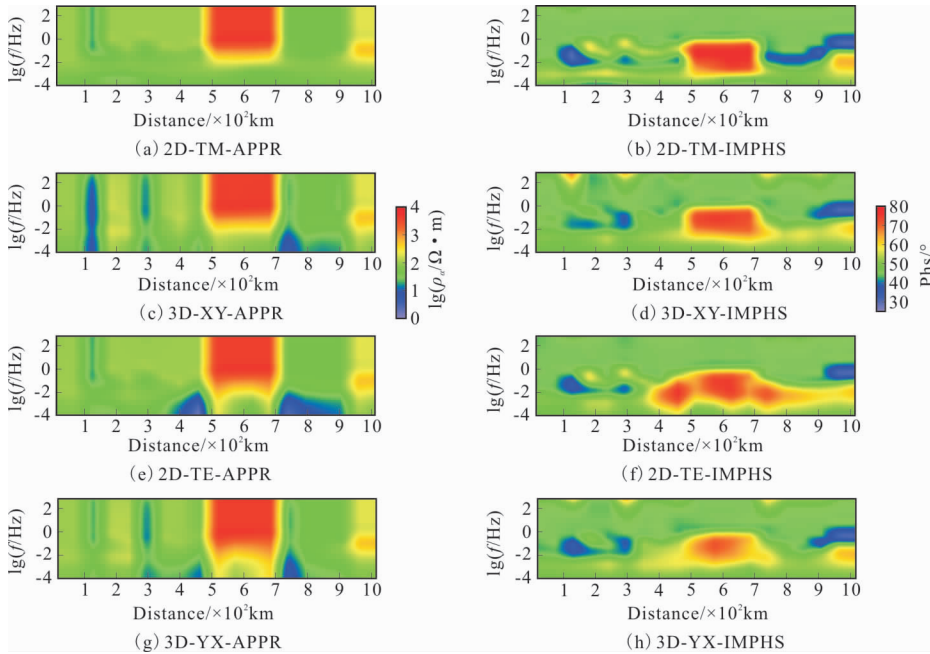


图4 模型L1测线三维正演响应和二维正演响应对比图

Fig. 4 Comparison diagram of 3D forward response and 2D forward response of model L1 line

在二维响应视电阻率拟断面中(图4),测点MT212正下方的低阻条带特征与模型西北角川东褶皱带对应,频带从1 000 Hz~0.1 Hz往下延伸,测点MT173、MT134下方两条低阻带(图3的250 km~500 km段)在二维视电阻率剖面上并无反映,这是由超大点距下这两条低阻倾斜带上方并无测点导致。但三维响应中由于三维正演能够准确计算旁侧地质体在测线上的体积效应,三个条带均在剖面上有明显反映。

视电阻率拟断面500 km~700 km段的高频高

阻异常对应模型中高阻的江南造山带,950 km~1 000 km段中低频的高阻异常对应模型南部高阻的华夏地块。

在图4中,三维和二维响应近似,100 s左右均出现与模型Moho面起伏较一致的高低相位过渡线。三维响应和二维响应的差值主要在于对川东褶皱的三条平行低阻体倾向的反映,以及三维YX模式和二维TE模式在江南造山带处横向异常范围的差异。

由图4可见,该区三维响应和二维响应虽然在

视电阻率和阻抗相位上均有差异,但宏观上反映的拟断面型态仍是统一的,这是该区二维反演可靠的前提条件。但为了使二维反演结果能和三维模型的剖面电性更吻合,在进行二维反演之前,需将 XY 和 YX 模式的三维阻抗旋转为尽量满足二维反演假设的情况。最佳的旋转策略在模型响应中,表现为旋转后的三维视电阻率和阻抗相位拟断面尽量和二维正演的结果一致。

3 三维合成数据分析

3.1 维性分析

Caldwell^[27]利用相位张量不受地表不均匀电性分布畸变影响的特性,提出相位张量圆分解法,若阻抗传输函数可按式(1)展开为实部和虚部。

$$Z = X + i Y \quad (1)$$

则相位张量的计算公式为:

$$\Phi = X^{-1} Y \quad (2)$$

它也可以表达为以下形式:

$$\Phi = \Pi_1 \begin{bmatrix} \cos 2\alpha & \sin 2\alpha \\ -\sin 2\alpha & \cos 2\alpha \end{bmatrix} + \Pi_2 \begin{bmatrix} \cos 2\beta & \sin 2\beta \\ -\sin 2\beta & \cos 2\beta \end{bmatrix} \quad (3)$$

其中: Π_1 、 Π_2 和 β 为三个独立的旋转不变量; α 为构造主轴方向与观测坐标系之间的夹角; β 为张量椭圆主轴与构造主轴之间的夹角(二维偏离度); $\Phi_{\max} = \Pi_1 + \Pi_2$ 和 $\Phi_{\min} = \Pi_2 - \Pi_1$ 分别表示椭圆的长轴和短轴,椭圆的长短轴越相近时,地下介质维性越接近一维,二维偏离度 β 的绝对值大于 3° 时,对应地下三维结构显著^[27]。

对 L1 剖面的三维阻抗进行相位张量计算分析获得的维性特征如图 5 所示,相位张量椭圆整体上呈圆形, β 绝大部分小于 3° ,数据整体上表现的三维性较弱,故该区数据进一步进行二维精细反演是可行的。

3.2 构造走向分析

相位张量椭圆的主轴可揭示地下导电介质的电性主轴方向,据此推断不同深度的构造走向^[25]。如图 6 为 L1 剖面、L2 剖面不同频段的电性主轴统计结果。由图 6 可知,在 100 Hz~1000 Hz 频段,主轴方向主要分布在 $0^\circ \sim 5^\circ$,在 1 Hz~100 Hz 频段,主轴方向主要分布在 $30^\circ \sim 50^\circ$,在 0.01 Hz~1 Hz 频段,主轴方向主要分布在 $40^\circ \sim 50^\circ$,在 0.0001 Hz~

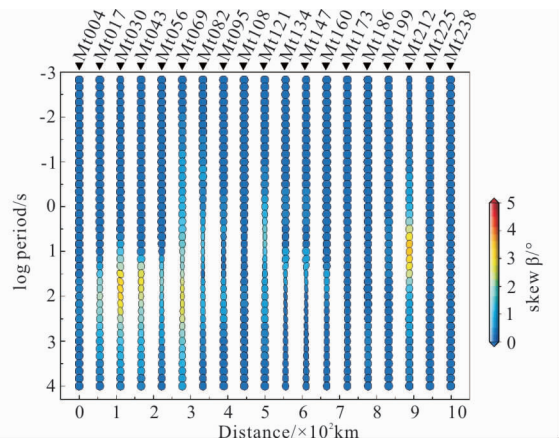


图 5 L1 剖面二维偏高度拟断面图

Fig. 5 Phase tensor skewness pseudo-section for L1 profile

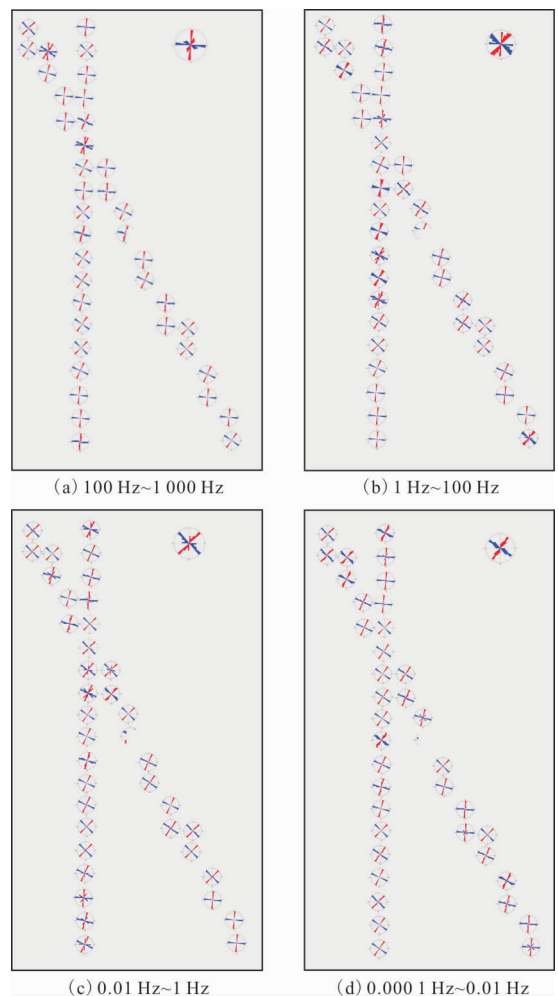


图 6 位张量主轴方位角统计图

Fig. 6 Statistics of phase tensor principal azimuth map

0.01 Hz 频段,主轴方向主要分布在 $30^\circ \sim 40^\circ$ 。中低频的主轴方位角基本与模型构造走向一致,高频

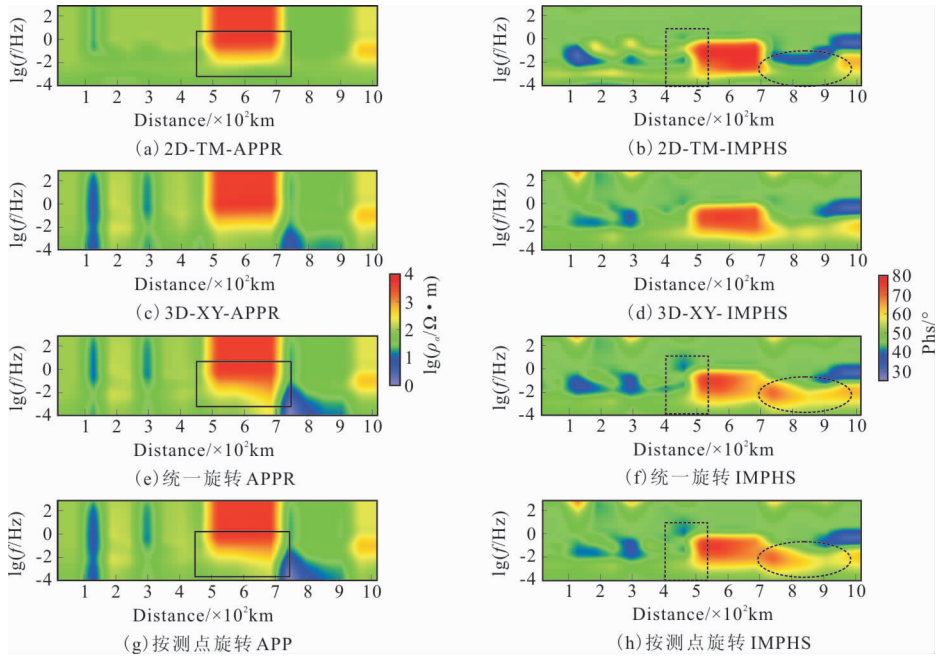


图7 L1剖面XY模式不同阻抗旋转方式的视电阻率与阻抗相位拟断面

Fig. 7 Pseudo-sections of XY mode apparent resistivity and impedance phase after different impedance rotation method for L1 profile

主轴方位角与构造不一致的原因在于高频数据的控制范围横向较小,在超大点距下,每个测点的高频相位张量仅反映测点附近的电性而无法与远处的宏观构造对应。图6提供的电性主轴方位角信息为二维反演前观测数据(三维响应)的旋转提供了参考角度。

4 二维MT反演参数试验

地球物理反演目的是求取一个响应与观测数据一致且尽量符合地质预期的模型,为了改善反演解的稳定性并尽量压制多解性,常用的方法是引入Tikhonov的正则化思想^[29-30]。其总目标函数可定义如下:

$$\psi(m) = \| \mathbf{W}_d(F(m) - d) \|_2^2 + \| \mathbf{W}_m(m - m_0) \|_2^2 \quad (4)$$

其中: d 为实测数据; m 为当前模型; $F(m)$ 为模型正演响应; \mathbf{W}_d 为误差矩阵; \mathbf{W}_m 为正则算子矩阵,可取为梯度算子(最平坦模型)或拉普拉斯算子(最光滑模型)。

MT的常规反演方法均可视为对式(4)的目标函数求极小的数学方法,在二维反演领域主要有高斯牛顿类(包括OCCAM方法)、拟牛顿法和非线性共轭梯度法(NLCG)等,其中以Rodi和Mackie于

2001年开源的二维NLCG反演代码最为流行且应用最广,笔者所有测试均基于以上代码^[31-32]。

影响实际三维阻抗的二维反演效果的因素较多,笔者取两条测线L1、L2的三维阻抗为输入数据,分别测试了主轴旋转方式、正则算子、正则因子、极化模式等关键参数对反演结果的影响。为尽量保证每个测试的分析均针对单一变量,所用反演网格均统一,初始模型均设定为 $100 \Omega \cdot m$ 均匀半空间,视电阻率拟合门槛误差5%,最大迭代次数为200次。

4.1 数据旋转方式

由于二维反演中的正演函数假定所有反演迭代中的模型垂直测线方向不变,故而实测数据需尽量旋转到最能符合二维阻抗特征的角度上再进行反演。对于本文的案例,因为三维电性结构已知,故判别最佳旋转策略的标准为:旋转后的三维辅助角阻抗与原模型同测线二维正演的TE、TM模式阻抗尽量一致。

旋转角的选取可根据上述相位张量主轴角的统计信息,对三维合成数据可进行两种不同方式的旋转,第一种是所有测点统一旋转到全部测点统计的中低频主轴角(统一旋转,北偏东 40°),第二种是各测点分别按各自的中低频主轴角旋转(按测点旋转)。

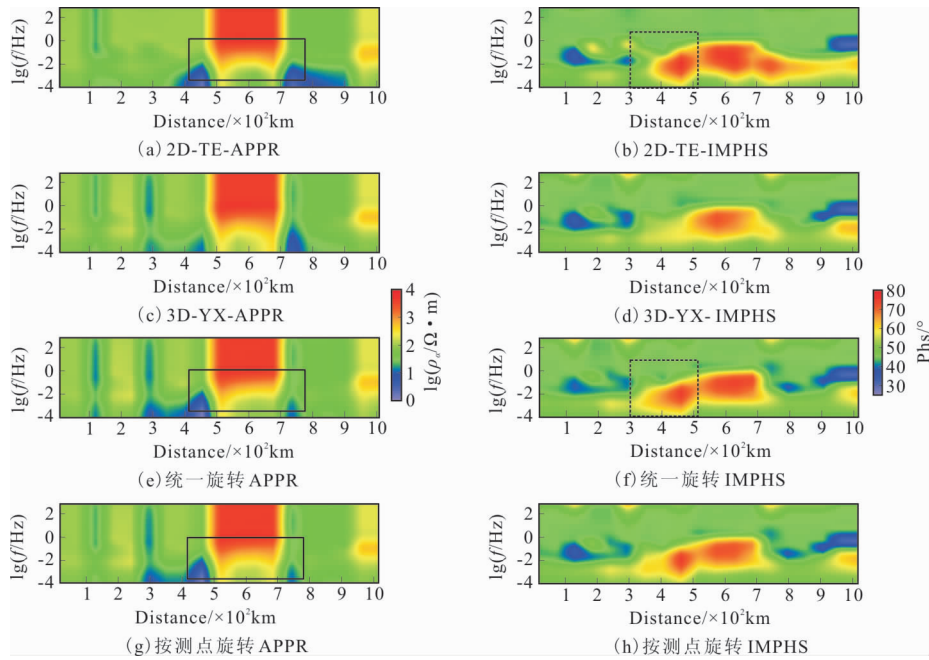


图 8 L1 剖面 YX 模式不同阻抗旋转方式的视电阻率与阻抗相位拟断面

Fig. 8 Pseudo-sections of YX mode apparent resistivity and impedance phase after different impedance rotation method for L1 profile

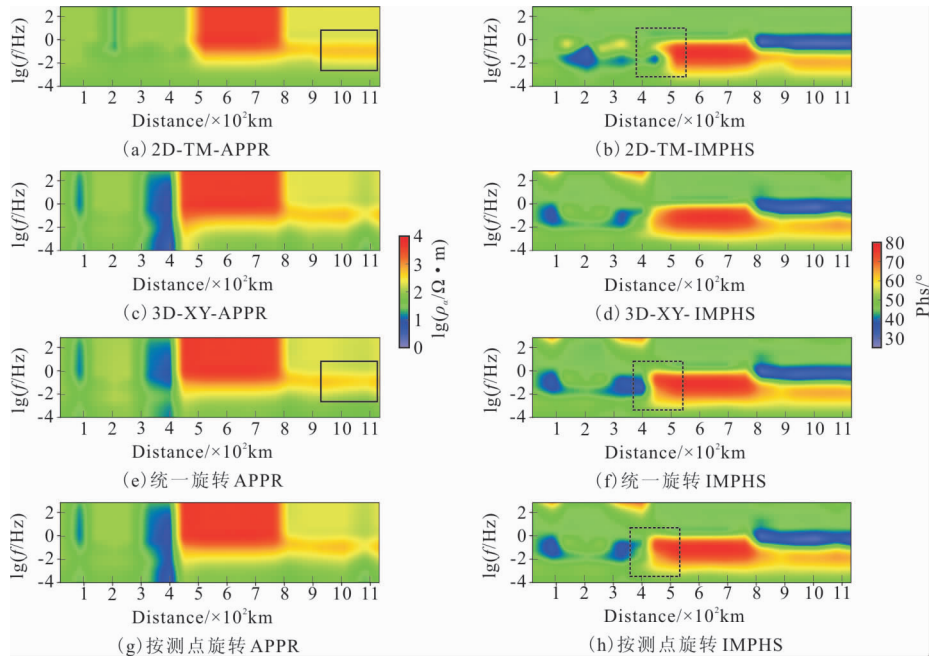


图 9 L2 剖面 XY 模式不同阻抗旋转方式的视电阻率与阻抗相位拟断面

Fig. 9 Pseudo-sections of XY mode apparent resistivity and impedance phase after different impedance rotation method for L2 profile

对于 L1 剖面 XY 模式数据,如图 7 所示,按测点旋转后的视电阻率,在江南造山带底部偏离二维响应(黑色实线方框);而统一旋转的阻抗相位与二维响应更接近(黑色虚线方框)。两种旋转方式对江南造山带隐伏基底的反映都未精确恢复二维响应的

情况,但统一旋转的效果稍微好(黑色虚线椭圆)。

对于 L1 剖面 YX 模式数据(图 8),统一旋转后的视电阻率和阻抗相位,对江南造山带的底部的反映更接近二维响应(黑色实线和虚线方框所示)。

L2 剖面的 XY 和 YX 模式三维响应数据经两

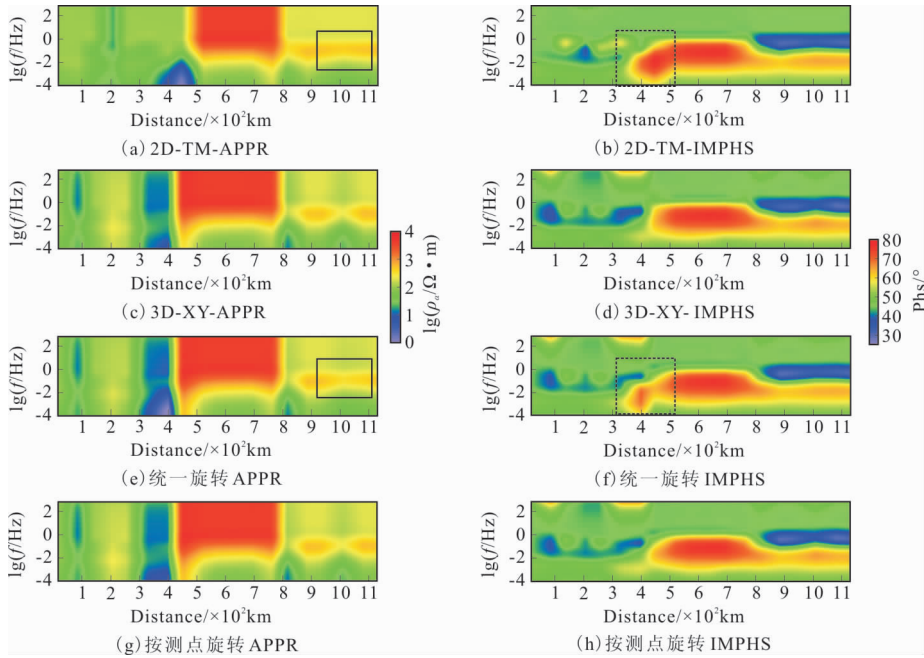


图 10 L2 剖面 YX 模式不同阻抗旋转方式的视电阻率与阻抗相位拟断面
 Fig. 10 Pseudo-sections of YX mode apparent resistivity and impedance phase after different impedance rotation method for L2 profile

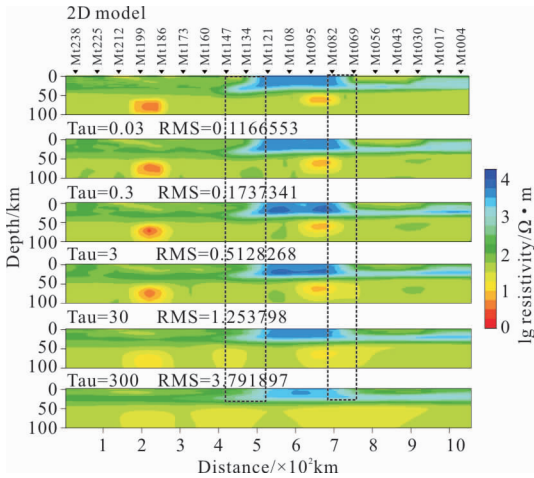


图 11 L1 剖面不同正则因子的梯度算子反演结果
 Fig. 11 Inversion results under different regularization factor using gradient operator for L1 profile

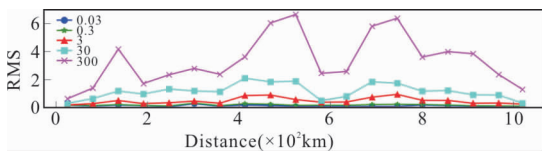


图 12 梯度算子下 RMS 分布曲线
 Fig. 12 Line diagram of RMS distribution of gradient operator

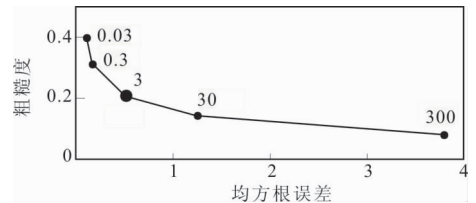


图 13 梯度算子下的 L 曲线
 Fig. 13 L curve of gradient operator

黑色实线和虚线框所标注的关键地质体异常均表明统一旋转的效果优于按测点旋转。

综上可知,统一旋转后的视电阻率和阻抗相位更接近模型的二维正演响应。因此,本研究区数据在二维反演之前需将观测的三维阻抗统一旋转到全测点统计的中低频最佳电性主轴之上。

4.2 正则算子和正则因子

在反演算法中,正则算子和正则因子共同规定了反演收敛后的模型期望。正则算子定义了反演中期待各网格电阻率值与周围网格单元应尽量满足的数学关系。以梯度算子为例,其数学期望为每个网格与其横、纵向网格的电阻率对数平方和尽量小,即期望模型电阻率空间函数沿各个方向的图形应尽量“平坦”。而拉普拉斯算子则期望反演沿各个方向尽量“光滑”。正则因子则用一个标量值控制了正则

种旋转方式后的视电阻率和阻抗相位拟断面分别如图 9 和图 10 所示。整体而言与 L1 剖面类似,图中

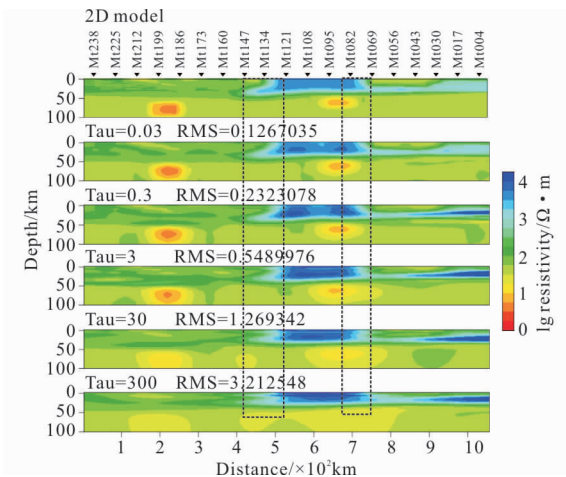


图 14 L1 剖面不同正则因子的拉普拉斯算子反演结果

Fig. 14 Inversion results under different regularization factor using laplacian operator for L1 profile

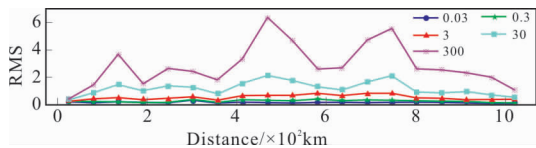


图 15 拉氏算子下 RMS 分布曲线

Fig. 15 Inversion model of Laplacian operator with different regularization factors

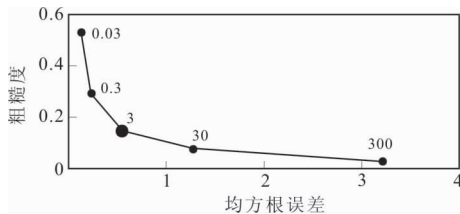


图 16 拉氏算子下的 L 曲线

Fig. 16 L curve of Laplacian operator

项在整个目标函数中的权重,它是控制反演中对模型期望重视程度的超参数。

由于正则算子和正则因子的以上理论特性,造成了同样的数据在不同正则参数下的反演结果互不相同,对于具体的地质任务,究竟何种参数下的反演结果可信,只能依据模型数据试验分析的方式粗略确定,且不同类型的地电断面得到的结论互不相同。

对于本文的研究案例,对全部统一旋转后的 TE+TM 视电阻率和阻抗相位进行了两种正则算子和五个不同正则因子的“盲反演”(图 11、图 14)。

从整体上看,梯度算子和拉氏算子的反演结果,

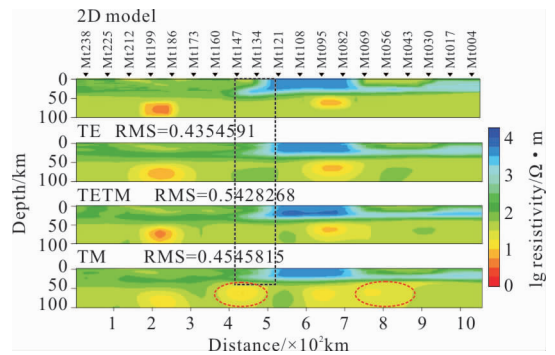


图 17 L1 剖面不同数据模式的反演结果

Fig. 17 Inversion results of different data mode combinations for L1 profile

都能够恢复 2D 模型的基本特征,但梯度算子对模型中的倾斜界面恢复得更好(图 11 黑色虚线方框)。拉氏算子的反演结果出现了倾斜界面过度的扭曲现象(图 14 黑色虚线方框),相对真实模型具有较大偏离,并在江南造山带、华夏基底处出现较多的冗余异常(图 14 红色虚线椭圆)。因此,相比于拉氏算子,梯度算子更适合本文研究区的地质模型特点,能尽量避免冗余的假构造信息。

要获得与实际地质模型近似的反演模型,除了确定更符合本地质模型的正则算子,还需要确定正则因子 λ ,较小的正则因子虽然有利于拟合差的减小,但往往会产生很多冗余构造甚至是局部的错误结果。而太大的正则因子会因正则项在目标函数中权重过大而导致拟合差变大,同时模型分辨率降低。当模型未知时,较常用的正则因子择优方案为 L 曲线法^[33~34],它是以不同正则因子的模型目标函数和数据目标函数为横纵坐标绘制的一条泛函曲线,曲线走势与字母“L”相似,曲线的最大曲率点(曲线拐点)对应的值可视为兼顾模拟拟合和正则期望的最优选择。

前面的算例中,梯度算子下的 5 个正则因子对于各测点拟合残差均方根(RMS)如图 12 所示,L 曲线如图 13 所示,L 曲线拐点处 $\lambda=3$,此时的反演模型的 RMS 较小,且对模型的恢复效果符合相对最好,拉氏算子的情况也与之类似,拉氏算子下 RMS 分布曲线和 L 曲线分别如图 15、图 16。

因此,根据模型合成数据的二维反演试算分析,可以确定本区实测数据反演的正则算子应选定为梯

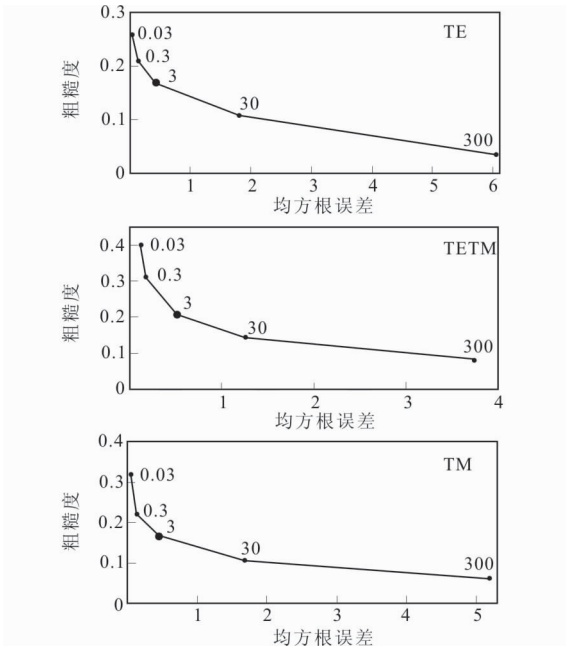


图 18 L1 剖面梯度算子下不同数据模式 L 曲线
Fig. 18 L curve of gradient operator with different data modes along L1 profile

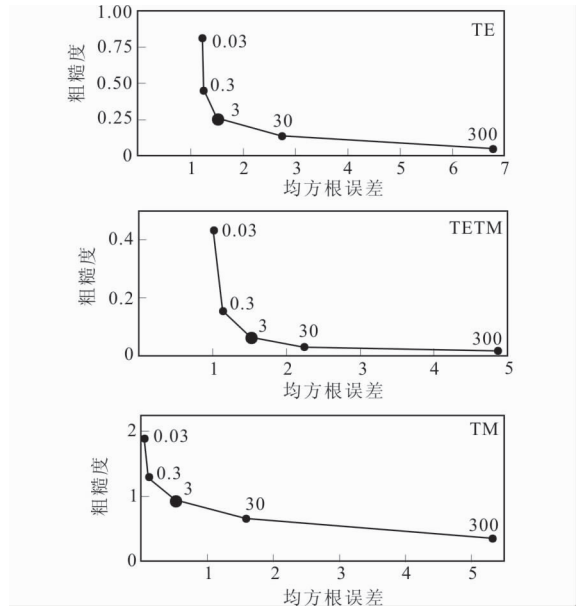


图 20 L2 剖面梯度算子下不同数据模式 L 曲线
Fig. 20 L curve of gradient operator with different data modes along L2 profile

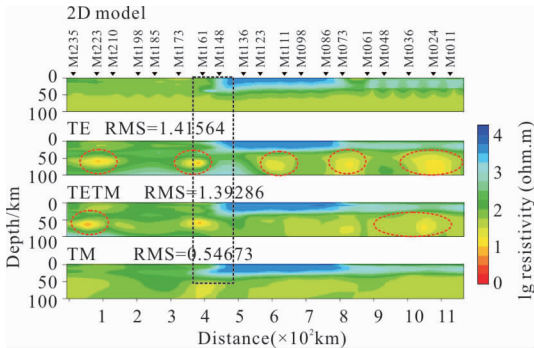


图 19 L2 剖面不同数据模式的反演结果
Fig. 19 Inversion results of different data mode combinations for L2 profile

度算子,并用 L 曲线拐点处的正则因子对应的模型作为反演结果。

4.3 数据组合的选择

在二维正演中,TE 和 TM 的控制方程各自独立,两个模式的视电阻率和阻抗相位从二维正演计算角度来说互不耦合,反演可分别选择拟合 TE、TM、TE+TM 三种数据而得到不同的反演结果。一般而言,TE 模式数据对结构或异常体的纵向敏感,而 TM 模式数据则对横向的电性不均匀性敏感。由于单独反演 TE 或 TM 数据的目标函数在同

一初始模型下的局部极小点并不相同,故作为其线性组合的 TE+TM 反演的局部极小点也与前二者不同。这三个不同结果在实测数据反演中分别适应不同的数据特性和勘探目标。对于 TE 模式反演,其局部极小点的模型更利于突出异常体上下界,并有利于深部模型分辨;而 TM 模式则更有利于突出断层横向位置,深部分辨能力通常会稍逊于 TE 模式反演;TE+TM 模式的反演并不保证同时突出深部分辨能力和横向分辨能力。因此,对比三种反演结果的异同极有必要。

利用已确定的数据旋转方式、反演网格、正则算子和正则因子择优方法,分别对两条重点剖面 L1、L2 的三种组合的无噪数据进行了反演,结果如图 17、19 所示,L 曲线如图 18、图 20 所示。

从图 17 可见,单独使用 TE 数据参与反演基本能够恢复模型特征,但对江南造山带倾斜接触面的恢复效果欠佳(黑色虚线方框),预设深部低阻异常的横向分辨能力较弱;而 TM 数据反演在深部存在虚假低阻异常(红色虚线椭圆)。相比之下,使用 TE+TM 数据反演的模型恢复效果是最佳的。

从图 19 可见,TE 数据反演结果对江南造山带的边界恢复效果较差(黑色虚线方框),在 Moho 以

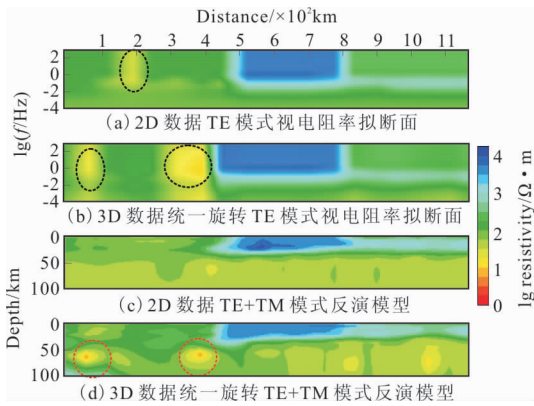


图 21 L2 剖面拟断面与 L 曲线拐点反演模型

Fig. 21 Pseudo section of L2 profile and inversion model of L curve inflection point

下出现较多虚假低阻异常(红色虚线椭圆);TE+TM 数据的反演结果能够恢复模型的基本特征,但 Moho 以下与 TE 模式类似,出现低阻假异常(红色虚线椭圆所示);相比之下,单独 TM 数据的反演结果恢复效果最好。

为了验证 TE+TM 反演结果深部低阻异常造成的原因,本文对 L2 剖面的 2D 合成数据,进行了 TE+TM 数据模式反演试算,反演参数均与以上算例一致。计算结果如图 21 所示。

从反演输入数据上看,2D 数据与 3D 数据的主要差异是川东深部低阻带的异常响应(图 21 黑色虚线椭圆)。由此表明,图 19 中三维响应数据 TE+TM 二维反演结果深部的低阻异常是由数据本身的三维性引起,它主要影响 TE 数据的拟合并造成了 TE+TM 模式反演结果中的假象。这表明在实际观测数据的反演结果中,对川东深部低阻异常的解释需要尤其慎重,需要综合对比三维反演和单独 TM 二维反演的结果,尽量考察深部结构的可靠性,并结合其他学科的认识综合研判。

综上所述,该区三维阻抗经旋转后进行二维反演时,对于 L1 剖面 TE+TM 反演是最佳方案,对于 L2 剖面 TM 反演是最佳方案。但也必须考虑到实测数据中往往存在严重的静位移,它对 TE 模式反演结果的影响巨大,故实际资料的反演需首先对 TE 进行静位移校正或引入带畸变反演等技术以增强反演结果的可靠性和可解释性。本文的算例也表

明,即使是理论合成的无噪数据,在参数设定不合理时也可能得到深部的虚假孤立低阻异常体,故在实际数据的反演解释中对深部低阻体的地质解释需要非常慎重。

5 结论

针对华南地区 MT 数据集的精细反演要求,利用现有地质研究成果构建三维电性模型,对其理论无噪三维 MT 响应进行了关键剖面的二维反演参数试验,得到了适合该研究区的超大点距 MT 二维剖面反演最佳反演策略:

1)在三维阻抗二维反演前,需进行统一旋转到最佳电性主轴角,该角度应为测线上所有中低频数据参与统计的结果。

2)该区二维反演的正则算子应选择为梯度算子以避免深部冗余构造,正则因子需按 L 曲线拐点进行择优。

3)对于经静位移校正处理后的数据,南北向剖面应优先选择 TE+TM 模式反演,西北—东南向剖面应优先选择 TM 模式反演,且对深部低阻异常体的解释必须慎重。

笔者尚未对静位移影响进行更深入的探讨。在下一步实测数据的反演中将着重分析其影响。本文的结论和研究模式有望为同类型的大尺度深部 MT 数据的二维精细反演解释提供参考资料。

参考文献:

- [1] TIKHONOV A N. On determining electric characteristics of the deep layers of the Earth's crust [J]. Doklady Akademii Nauk SSSR, 1950, 73 (2): 295 - 297.
 - [2] CAGNIARD L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting [J]. Geophysics, 1953, 18(3): 605.
 - [3] 金胜,张乐天,魏文博,等. 中国大陆深探测的大地电磁测深研究[J]. 地质学报, 2010, 84(06): 808-817.
- JIN S, ZHANG L T, WEI W B, et al. Magnetotelluric

- method for deep detection of chinese continent[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(6): 808—817. (In Chinese)
- [4] 胡祥云, 李焱, 杨文采, 等. 大地电磁三维数据空间反演并行算法研究[J]. *地球物理学报*, 2012, 55(12): 3969—3978.
HU X Y, LI Y, YANG W C, et al. Three-dimensional magnetotelluric parallel inversion algorithm using data space method[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2012, 55(12): 3969—3978. (In Chinese)
- [5] 刘刚, 董树文, 陈宣华, 等. EarthScope—美国地球探测计划及最新进展[J]. *地质学报*, 2010, 84(06): 909—926.
LIU G, DONG S W, CHEN X H, et al. EarthScope—the Latest Advances of the United State's Deep Exploration Program[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(6): 909—926. (In Chinese)
- [6] 魏文博, 金胜, 叶高峰, 等. 中国大陆岩石圈导电性结构研究——大陆电磁参数"标准网"实验(SinoProbe-01)[J]. *地质学报*, 2010, 84(06): 788—800.
WEI W B, JIN S, YE G F, et al. On the Conductive Structure of Chinese Continental Lithosphere—Experiment on "Standard Monitoring Network" of Continental EM Parameters (SinoProbe-01)[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(6): 788—800. (In Chinese)
- [7] 董树文, 李廷栋. SinoProbe——中国深部探测实验[J]. *地质学报*, 2009, 83(07): 895—909.
DONG S W, LI T D. SinoProbe: the Exploration of the deep interior beneath the chinese continent[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2009, 83(7): 895—909. (In Chinese)
- [8] HEINSON, GRAHAM, ROBERTSON, et al. Lithospheric reworking at the Proterozoic—Phanerozoic transition of Australia imaged using AusLAMP magnetotelluric data [J]. *Earth and Planetary Science Letters: A Letter Journal Devoted to the Development in Time of the Earth and Planetary System*, 2016(452): 27—35.
- [9] 胡祥云, 毕奔腾, 刘国兴, 等. 华南东部吉安—福州剖面岩石圈电性结构研究[J]. *地球物理学报*, 2017, 60(07): 2756—2766.
HU X Y, BI B T, LIU G X, et al. The lithospheric electrical structure of Ji'an—Fuzhou profile in the east part of South China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2017, 60(7): 2756—2766. (In Chinese)
- [10] 严加永, 吕庆田, 罗凡, 等. 钦杭何在? 来自综合地球物理探测的认识[J]. *中国地质*, 2019, 46(04): 690—703.
YAN J Y, LV Q T, LUO F, et al. Where is Qinzhou—Hangzhou juncture belt? Evidence from integrated geophysical exploration [J]. *Geology in China*, 2019, 46(4): 690—703. (In Chinese)
- [11] 吕庆田, 孟贵祥, 严加永, 等. 长江中下游成矿带铁—铜成矿系统结构的地球物理探测: 综合分析[J]. *地学前缘*, 2020, 27(02): 232—253.
LV Q T, MENG G X, YAN J Y, et al. The geophysical exploration of Mesozoic iron—copper mineral system in the middle and lower reaches of the Yangtze River Metallogenic Belt: a synthesis[J]. *Earth Science Frontiers*, 2020, 27(2): 232—253. (In Chinese)
- [12] SIRIPUNVARAPORN W, EGBERT G. WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, 173(3—4): 317—329.
- [13] KELBERT A, MEQBEL N, EGBERT G D, et al. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data[J]. *Computers & Geosciences*, 2014(66): 40—53.
- [14] 陈小斌, 赵国泽, 马霄. 关于 MT 二维反演中数据旋转方向的选择问题初探[J]. *石油地球物理勘探*, 2008(01): 113—118+128+1—2+130.
CHEN X B, ZHAO G Z, MA X. Preliminary discussion on selecting rotation direction in 2-D MT inversion[J]. *OGP*, 2008(01): 113—118+128+1—2+130. (In Chinese)
- [15] 李墩柱, 黄清华, 陈小斌. 误差对大地电磁测深反演的影响[J]. *地球物理学报*, 2009, 52(01): 268—274.
LI D Z, HUANG Q H, CHEN X B. Error effects on magnetotelluric inversion[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2009, 52(1): 268—274. (In Chinese)
- [16] 蔡军涛, 陈小斌. 大地电磁资料精细处理和二维反演解释技术研究(二)——反演数据极化模式选择[J]. *地球物理学报*, 2010, 53(11): 2703—2714.
CAI J T, CHEN X B. Refined techniques for data pro-

- cessing and two-dimensional inversion in magnetotelluric II: Which data polarization mode should be used in 2D inversion[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2010, 53(11): 2703-2714. (In Chinese)
- [17] 杨静, 陈小斌. 剖面长度对大地电磁二维 TM 模式反演的影响[J]. 地震地质, 2010, 32(03): 372-381.
YANG J, CHEN X B. Effect of profile length on the two-dimensional magnetotelluric inversion of tm mode[J]. Seismology and Geology, 2010, 32(3): 372-381. (In Chinese)
- [18] 郭春玲, 陈小斌. 大地电磁资料精细处理和二维反演解释技术研究(六)——交错模型的大地电磁二维反演[J]. 地球物理学报, 2018, 61(06): 2548-2559.
GUO C L, CHEN X B. Refined processing and two-dimensional inversion of Magnetotelluric (MT) data (VI): Two-dimensional magnetotelluric inversion based on the staggered model[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2018, 61(6): 2548-2559. (In Chinese)
- [19] 舒良树. 华南构造演化的基本特征[J]. 地质通报, 2012, 31(07): 1035-1053.
SHU L S. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China block[J]. Geological Bulletin of China, 2012, 31(7): 1035-1053. (In Chinese)
- [20] 张国伟, 郭安林, 王岳军, 等. 中国华南大陆构造与问题[J]. 中国科学(地球科学), 2013, 43(10): 1553-1582.
ZHANG G W, GUO A L, WANG Y J, et al. Tectonics of South China continent and its implications[J]. Science China(Earth Sciences), 2013, 43(10): 1553-1582. (In Chinese)
- [21] 王孝磊, 周金城, 陈昕, 等. 江南造山带的形成与演化[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2017, 36(5): 714-735+696.
WANG X L, ZHOU J C, CHEN X, et al. Formation and evolution of the Jiangnan Orogen[J]. Acta Metallurgica Sinica, 2017, 36(5): 714-735. (In Chinese)
- [22] SHI, WEI, HUANG, et al. The typical large-scale superposed folds in the central South China: Implications for Mesozoic intracontinental deformation of the South China Block[J]. Tectonophysics: International Journal of Geotectonics and the Geology and Physics of the Interior of the Earth, 2015(664): 50-66.
- [23] ZHANG L, JIN S, WEI W, et al. Lithospheric electrical structure of South China imaged by magnetotelluric data and its tectonic implications[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2015(98): 178-187.
- [24] GUO L, GAO R. Potential-field evidence for the tectonic boundaries of the central and western Jiangnan belt in South China[J]. Precambrian Research, 2018(309): 45-55.
- [25] 王宗秀, 李春麟, 李会军, 等. 川东—武陵地区构造格局及其演化[J]. 地质力学学报, 2019, 25(5): 827-839.
WANG Z X, LI C L, LI H J, et al. Tectonic architecture and evolution of the Eastern Sichuan—wulingshan area, south China[J]. Journal of Geomechanics, 2019, 25(5): 827-839. (In Chinese)
- [26] 江为为, 郝天珧, 胥颐, 等. 中国中南地区综合地质地球物理研究[J]. 地球物理学报, 2007(01): 171-183.
JIANG W W, HAO T Y, XU Y, et al. Comprehensive geological and geophysical study in middle southern region of China[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2007(1): 171-183. (In Chinese)
- [27] CALDWELL T G, BIBBY H M, BROWN C. The magnetotelluric phase tensor[J]. Geophysical Journal International, 2004, 158(2): 457-469.
- [28] BOOKER J R. The magnetotelluric phase tensor: A critical review[J]. Surveys in Geophysics, 2013, 35(1): 7-40.
- [29] TIKHONOV A N, ARSENIN V Y. Solutions of ill-posed problems [J]. Mathematics of Computation, 1977, 32(144): 491-491.
- [30] TIKHONOV A N, GONCHARSKY A V, STEPANOV V V, et al. Numerical methods for the solution of ill-posed problems[M]. Springer Netherlands, 1995.
- [31] NOCEDAL J, WRIGHT S J. Numerical optimization [M]. Springer-Verlag New York, Inc, 1999.
- [32] RODI W L, MACKIE R L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion[J]. Geophysics, 2001, 66(1): 174-187.
- [33] HANSEN P C. Analysis of discrete ill-posed prob-

lems by means of the L - curve [J]. Siam Review, 1992, 34(4): 561 - 580.

curve in the regularization of discrete ill - posed problems [J]. SIAM Journal on Scientific Computing, 1993, 14(6): 1487 - 1503.

[34] DP O'LEARY, HANSEN P C . The use of the L -

Optimal 2D inversion strategy for large scale magnetotelluric profile in south China

XIE Xuehua^{1,2}, TANG Li^{1,2}, RUAN Shuai^{2,3}, CHEN Tao^{1,2}

(1. School of Geophysics and Measurement - Control Technology, East China University of Technology, Nanchang 330013, China;

2. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

3. China Deep Exploration Center, China Geological Survey & Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract: This paper makes a fine inversion study on the super - large - scale MT data set in South China built by the China Geological Survey Project and the SinoProbe magnetotelluric (MT) standard network exploration project, and attempts to study the best 2D inversion strategy based on the synthetic data of the theoretical model, so as to construct a more accurate and reliable deep electrical structure. Based on the existing geoscience research results of $107^{\circ} \sim 113^{\circ} \text{E}$ and $22^{\circ} \sim 31^{\circ} \text{N}$ on the western margin of Wuling Mountain, a simplified three - dimensional electrical model is established, which accords with the geological facts as far as possible. 3D and 2D forward calculating are carried out for the impedance transfer function and tipper data of two key profiles, and the difference between 3D and 2D forward responses is compared. The optimal rotation angle selection method for 2D inversion of data in this area is analyzed. For the rotated data, the recovery effects of 2D inversion models under different data combinations, different regularization operators and different regularization factors are compared. The results show that the measured 3D impedance in this area is more suitable for unified angle rotation according to the profile, and the inversion regular operator is more suitable to use the gradient operator. The conservative solution of regular factor selected according to the inflection point of L curve is more accurate and reliable for model recovery. Among the two profiles, the TE + TM model inversion should be given priority in the north - south profile, and the TM model inversion should be preferred in the northwest - southeast profile. The example in this paper provides a more objective reference index and inversion strategy reference for the fine inversion of the measured data, and is expected to improve the reliability of deep electrical structure and dynamic interpretation in this area.

Keywords: magnetotelluric; profile inversion; polarization mode; regular factor