

# 国外大地电磁研究现状

杨长福,徐世浙

( 浙江大学 地球科学系 浙江 杭州 310027 )

摘 要: 简要介绍了目前国外大地电磁的研究现状, 重点对二维大地电磁反演研究现状进行了总结, 并列举了当前国际流行的常用反演方法, 讨论了大地电磁反演解释的发展方向。

关键词: 大地电磁; 反演方法; 研究现状

中图分类号: P631 文献标识码: A 文章编号: 1000-8918(2005)03-0243-05

## 1 电磁勘探概况

地球物理勘探受政治、经济因素影响很大, 据统计<sup>[1]</sup> 2002 年 3 月和一年前相比, 全球减少了 31% 地震勘探人员。而电磁(EM)勘探的应用情况可粗略概括如下: 用于石油勘探的 EM 方法与以前相比保持稳定并有持续稳定态势; 地热勘探应用已有下降, 其趋势可能要延续到经济形势好转; 地下水勘探似乎有上升趋势, 这不仅表明全球用水问题的急需, 同时也使地球物理勘探方法更有用途。

目前, 石油、地热勘探的电磁方法主要用大地电磁(MT)、浅部瞬变电磁(TEM)多用于 MT 的静位移校正, 全球越来越有价值的地下水资源勘探, 主要用 Geometric's Stratagem<sup>TM</sup> 系统(具 MT 原理的可控源系统)、ATM 或 FEM、TEM 等浅部勘探技术。

MT 勘探已在石油公司寻找油气时得到普遍认可, 尽管不大可能增加投入, 但在地震困难区(如逆掩断层及火山、碳酸盐高速屏蔽层等), 在昂贵的地震勘探前进行普查, 就必须用到它。目前在阿尔巴尼亚、希腊、意大利、伊朗、日本、玻利维亚、荷兰、利比亚、中国、罗马尼亚、波兰和德国, 该方法被广泛应用于石油勘探, 尤其是中国, 是将 MT 用于石油勘探的最大用户。到 2001 年为止, 我国从 Phoenix(凤凰)公司购买了 200 多套 MT 系统, 从美国 EMI 公司也进口了许多套 MT 仪器。在美国最近几年较少进行 MT 勘探, 但为石油勘探, 已对 1980 年的 1 000 多个测点重新进行了解释, 开发商已意识到 MT 石油勘探的重要性并预计在美国西部的油气勘探中 MT 将扮演重要角色。

未来的发展趋势是电磁勘探将继续担当重要的

角色, 可能在地下水、碳水化合物及地热勘探中发挥更大的作用, 在地震静校正<sup>[2]</sup>、海洋资源勘探<sup>[3]</sup>和地震联合解释中电磁法都有待发挥作用。电磁法最大的进展将是在 PC 机上的 3D 反演解释技术。另外本行业的科技人员将会短缺, 业内人员平均年龄继续增大, 报考地球科学的学生从 1980 至 2000 年下降了 66.8%<sup>[4]</sup>。

## 2 仪器设备

在国际市场具有竞争力的仪器公司主要有: 美国的 Electromagnetic Instruments(EMI)、Geometrics、Geonics、Zonge; 德国的 Metronix; 加拿大的 Phoenix 等。

已投入商用的几种新仪器: Statoil Marine CSEM-Statoil, Barringer Airborne MT system, DICON, Montason Technology TEM/LOTEM。

## 3 反演解释

上世纪 90 年代后期, 尤其近几年, 电磁解释方面取得的最大进展就是三维正反演技术, 目前正进入商业实用阶段。无疑 3D 正反演是当今电磁领域最热门的研究课题, 取得进展的课题组或个人有美国 Utah 大学的 Zhdanov et al<sup>[5,6]</sup>、Mackie et al<sup>[7-9]</sup>、Wannamaker<sup>[10,11]</sup>, 美国 Wisconsin-Madison 大学的 Alumbaugh and Newman<sup>[12]</sup>, 美国 Emory University 的 Haber et al<sup>[13]</sup>, 加拿大 British Columbia 大学的 Oldenburg<sup>[14,15]</sup>、Aruliah et al<sup>[16]</sup>, 日本的 Sasaki<sup>[17,18]</sup>等。

在三维正反演取得重大进展的同时, 二维反演也在不断完善。有关反演方法的文章可以说数以百计。从实用和反演本身来看, 二维反演已经很完善。

从反演效果来看仍存在问题,主要是由资料误差、实际用于解释的资料不齐全(只用到视电阻率、相位甚至只用某种单一极化资料)、极化方式的判别、走向角判断不准、正演时网格设计不合理、3D 畸变影响等因素造成。从反演方法来看,无论是一维、二维还是三维,线性近似反演仍占主导地位,这其中包括某些所谓的非线性反演<sup>[19]</sup>、准(拟)线性反演<sup>[20-21]</sup>,其本质仍是线性反演。而线性反演的共同之处就是建立目标函数,所不同处主要有以下几点:

(1)各种方法都有各自不同的约束。尤其是光滑约束,几乎所有的线性反演都有不同形式的模型约束(正则化),即使在最先未加约束的,在以后的完善过程中也补上了。

(2)线性迭代过程(包括线性方程求解方法)不同。不管冠以何种名称,诸如最小二乘法、马奎特法、广义逆法、高斯法、高斯牛顿法、准高斯牛顿法、脊回归法、梯度法(最速下降法)、共轭梯度法,也不管多么复杂,它们实质上执行的都是传统意义的线性迭代,只不过是方程求法、迭代技巧和迭代控制参数等不同。

(3)响应函数对模型参数的偏导数矩阵的求法不同。大多数反演方法都必须求取偏导数矩阵,或称灵敏度矩阵、雅可比矩阵、核函数、系数矩阵、Rfechet 导数等,很显然这是反演的关键所在,它直接影响反演的速度、迭代次数、精度和稳定性。鉴于完全准确地求取偏导数矩阵的计算量太大,难以实际应用,目前多采用近似方法求取。大致有以下几种求法:用一维偏导数代替<sup>[22]</sup>、迭代求法<sup>[20-21]</sup>、准解析近似法<sup>[23]</sup>。如果说二维反演还有不完善的地方,除反演非唯一性外,偏导数矩阵计算及其计算速度大概要算是首要问题,还需进一步研究。另一类不求偏导数矩阵<sup>[7,19]</sup>,而只计算偏导数矩阵对特征矢量的作用,并用切除共轭梯度法部分求解牛顿法的每步迭代方程。

(4)反演着重点不同或说反演目的不同,所要建立的反演模型也不同。这当然决定了反演的总体设计、反演过程、反演特征及反演效果等的不同。有的着重于最小结构的光滑模型,如 OCCAM 反演<sup>[24-25]</sup>和 RRI 反演<sup>[20]</sup>;有的偏重于反演速度,如 RRI 反演;有的偏重于反演具有确切地质意义的目标体及其界面,如尖边界反演<sup>[26-27]</sup>、聚焦反演<sup>[28-30]</sup>;有的偏重于模型评价,如零空间反演<sup>[31,32]</sup>是在拟合度保持不变的情况下获取最佳反演模型,还有共轭梯度法等。从这点看很难比较孰优孰劣,只能说各有千秋,若非要做个评论或选择,那也要看应用背景和用户

对各种方法的了解程度甚至个人喜好。

(5)可视化界面不同。这一点也很重要。随着计算机功能的日益强大,界面越来越漂亮、越来越方便。这本来不应包括在这里,但它确实和各种反演方法及过程有关,很显然它直接影响反演效果及效率。值得注意的是二维反演结果用等值线或剖面图显示时,同一套反演数据能有多种显示外观,图形显示外观不仅取决于反演数据,同时还和成图插值方法、参数选取及颜色标度等因素有关,其中后两个因素会失真地反映原始反演数据,但若它们得到正确的使用,又有助于形成反映勘探目的的图形。

#### 4 正演计算

正演计算包括有限元(FE)法、有限差分(FD)法、边界单元法(EE)和积分方程(IE)法,其中主要用到的是前两种<sup>[8,9,11,17]</sup>。积分方程法<sup>[10,33-36]</sup>对异常体分布在层状介质的模型很有效,但当模型复杂时实现起来就很困难,此时就需要用有限元法和差分法。

有限元法和有限差分法要求对边界条件和近似应有所了解。计算响应的有效性取决于模型的离散化和几何形状,因此网格设计若不合理就不能保证计算响应的有效性,这常常被人忽视。

#### 5 任何 2D 模拟的重要考虑

(1)模式识别。将模型响应中的 TE 曲线和观测 TE 曲线相比较很重要, TM 也如此。TE 和 TM 曲线在横穿接触面时很容易互换整个形状。

(2)曲线形状。MT 资料的重要特征是两曲线的形状。拟合 2 条曲线比准确地拟合任一单条曲线更为重要。在某种最小二乘意义下拟合资料的反演,倾向于在静位移附近反复而不得要领。

(3)TE/TM。对在 2D 模拟中应拟合 TM 曲线存在广泛争论,因为它比 TE 曲线更少地受到 3D 畸变的影响。这种情况值得考虑。但在缺少令人信服的 3D 影响证据时,还应优先考虑曲线形状。

(4)隐视数据。不要忘记  $Z_{xx}$  和  $Z_{yy}$ 。若非对角分量很大,观测数据和计算响应之间的拟合不如想象的好。

(5)分辨率。容易将不能分辨的特征掺入模型中,要注意 MT 响应远非唯一。若逆掩断层包括一薄子断层,一定要在没有该子断层的情况下进行模拟,看是否有什么不同。

(6)1D 模型。1D 模拟不能被 2D 模拟取代。2D 模拟的最大用途之一就是证实某些测点的 1D 模拟是有效的。1D 模拟的简明性能为解释提供更

高的分辨率及比复杂 2D 模型更多的细节。

(7)块模型。运行各种期望形状的块体模型相当重要。简单模型可使你将资料特征和地下特征联系起来。理解 MT 资料中主要特征的原因,可简化模拟和得到更好的解释结果。

(8)地质信息。地球物理中最重要的边界条件就是已知的地质信息。来自地表的地质、测井、地震及位场资料等都可用来提供模型的约束。MT 资料的解释不是唯一的(尽管它比位场解释更唯一)。简单的地质约束可以极大地提高 MT 的有效分辨率。

## 6 反演的发展动态和方向

(1)全面化。各种方法可互相取长补短、不断完善,使得应用条件或范围、功能、效果都将得到全面改善。

(2)快速化。这是所有反演共同追求的目标。

(3)非线性化。目前虽是线性反演占主导地位,但它毕竟是近似反演,真正意义的非线性反演,势必增加反演的效果和效率,这显然是地球物理反演的共同问题。

(4)三维化。这是发展的必然趋势,且目前已进入实用阶段,这必将是现在和今后一段时间的热门课题。

(5)可视化。快速显示、动画显示、立体显示是计算机发展、市场需要的必然结果,同时它有利于检验反演效果、增加工作效率,进而可推动反演的迅速发展。

(6)系统化。这主要指集数据处理、维性判断、畸变消除及反演于一体的软件系统。这虽然不属反演方法,但它直接决定反演效果。

(7)综合化。和其他地质和地球物理资料保持一致是 MT 反演必须遵守的原则,因此和其他资料的联合反演、或用其他资料进行约束反演是一个重要发展方向。这不仅包括资料、方法、图形显示等方面,而且包括人机对话方面。很显然,随着人们对反演理解的不断深入,已经认识到不可能存在“一劳永逸”的万能反演方法,必须进行多次、多角度乃至多种反演方法的综合使用。

## 7 几种国际流行的二维反演方法

### 7.1 deGroot-Hedlin<sup>[26]</sup>和 Constable<sup>[24]</sup>的 OCCAM 反演法

正演采用 Wannamaker 编制的有限元正演程序,它可用来根据观测数据自动地确定 2D 模型的电阻率值,在指定误差范围内寻找拟合数据的最光

滑模型。它在模型搜寻过程中,还可加入结合其它信息的约束条件,包括指定电阻率结构、电阻率相同的不相连接体的反演及在模型光滑中加入断层。你可决定拟合数据到何种程度,反演要决定模型需取什么样的结构。这有点不同于其它光滑反演,只需直接指出模型的粗糙度即可。

OCCAM 反演的相对稳定性是它的主要优点之一。

### 7.2 Smith 和 Booker<sup>[22]</sup>开发的 RRI 反演法

RRI 是用不同电阻率值的节点来描述地球的。RRI 反演用比其它 2D 反演方法小得多的计算代价来最好地拟合观测数据。由于快速计算(几分钟而不是几小时或几天),就可有效地进行交流式反演。快速是其最大的优点,它是我国 MT 工作者最为熟悉的国外二维反演方法。

### 7.3 SBK(尖边界:电阻率突变的边界)反演法<sup>[26,27]</sup>

将 2D 地球模型划分为电性横向变化的若干层,各层界面由一系列节点下的深度坐标来描述,并在横向坐标之间进行插值。各层电导率由其间固定节点上的值在层内横向插值来确定。对给定水平的拟合差,通过使层边界和层内电导率的横向粗糙度取极小来反演这种模型的 MT 数据,使反演变得稳定并避免产生多余构造细节的现象。它允许地质单元边界的尖锐间断(尖边界),而具有和光滑反演一样的稳定性。将该方法的反演结果和数值模拟例子、实测资料的光滑反演结果进行了比较,在电导率和确切位置都已知的理论模型中,尖边界反演结果准确地确定了层边界及层电阻率,而实测资料的尖边界反演结果,得到一个单元内更少变化的、电阻率边界更为清楚的模型。

若对探测区相对了解很少,像 deGroot-Hedlin and Constable<sup>[26]</sup> or Smith and Booker<sup>[22]</sup>之类的最小结构光滑反演,能迅速得到资料本身对研究区所推断的东西。这种最小结构光滑反演结果的模糊性限制了数据的分辨率。当测区被怀疑由若干相对均匀的单元构成,尖边界反演可以更准确地恢复边界位置,它直接反演边界的位置,使地质结构解释更容易。尖边界反演通过将电性反差很大的构造单元间的边界参数化,确切地反演边界位置,给解释者提供了一种专门进行地质解释的工具,在以相对均匀的玄武岩、盐体或碳酸盐体基底为 MT 勘探目的石油勘探中,比光滑反演(需确定光滑模型的界面)具有更大的优势。Catherine de Groot-Hedlin<sup>[27]</sup>等开发了一种反演以锐变电阻率确定的光滑边界所表示的地电模型的线性算法,既反演固定的电阻率值又反演

两相邻单元的边界位置,边界深度必须由正演用到的网格所确定的离散值来表示,并采用和 OCCAM 相似的拉格郎日乘子法。和 OCCAM 反演的主要差别在于在边界深度对变化加罚,而不是对相邻块体的电阻率反差加罚,为减少线性近似带来的不稳定,允许选择对相邻单元电阻率反差加罚。

#### 7.4 高斯-牛顿法和准牛顿法联合反演法<sup>[20 21]</sup>

2D 反演现广泛应用于地质勘探中,对更复杂的地区需用能给出更精确结果的 3D 反演,但代价也大大增加。光滑限定的高斯-牛顿最小二乘法(smoothness-constrained Gauss-Newton least-squares method)已成功地应用于 2D 和 3D 反演。这种方法的一个缺点是要花费大量的时间来计算偏导数矩阵和求解最小二乘方程。Loke and Barker 用准牛顿法(quasi-Newton method)来估算偏导数矩阵以减少计算时间。但高斯-牛顿法可用于确切的偏导数计算,会产生更精确的反演结果。准牛顿法的收敛速度比高斯-牛顿法要慢得多,但每次迭代所用的时间要小得多。在电阻率反差比小于 10 的情况下,2 种方法反演结果相差不大,但准牛顿法所花的时间要小 1 个量级。因此 2 种方法可结合应用。

#### 7.5 零空间反演法<sup>[31 32]</sup>

在 MT 反演中,常使模型某种范数的加权目标函数取极小而获得电阻率模型,从数据拟合和模型范数角度得到的“最佳”模型,通常是地电结构的光滑映像,这种模型可能毫无地质意义。在考虑和矿化有关的导电情况下,人们更感兴趣的是导电体的位置和范围,而不是确切的电阻率值,检测数据真正需要保留哪些特征及其范围,唯一的方法就是手动修改模型进行正演模型。

零空间反演法是一种允许改变电性体的几何尺寸而仍然保持拟合观测数据的新方法。移动电性体边界产生随机模型,所引起的变化投影到原始模型的零空间,所以在线性近似下,仍保持数据拟合。这就避免了手工编辑模型,而远远快于正演模拟,因为投影只需计算一次正演,且可用于不同模型,而不需要每个模型都计算响应。

#### 7.6 非线性共轭梯度 NLCG 反演法<sup>[19]</sup>

Mackie and Madden<sup>[7]</sup>开发了 1 种不求偏导数矩阵的反演方法(MM 法,也称子空间法),而只计算偏导数矩阵对特征矢量的作用,并用切除共轭梯度法,部分求解牛顿法的每步迭代方程。除避开了大型线性方程组的完全求解外,还避免了完全计算雅可比矩阵,而只计算雅可比矩阵对指定矢量的作用。尽管不如 RRP 法快,但由于不计算偏导数矩阵,也不

对雅可比矩阵进行近似计算,因此比一般线性反演法大大节省了内存和计算时间。MM 法偏离严格的线性迭代反演而部分求解非线性反演问题,大大减少了大型反演所需的计算资源。非线性共轭梯度(NLCG)反演法或称直接应用于非线性反演目标函数最小化问题的共轭梯度法,进一步偏离了严格的线性反演迭代过程。理论和实际资料的数值模拟表明,共轭梯度法比高斯-牛顿法在计算时间和所需内存方面都更有优势。这主要是因为共轭梯度法避免了牛顿法每次迭代都计算完全的雅可比矩阵及在整个模型空间中完全地求解线性方程组。NLCG 比 MM 法更慢,但更有效。

#### 参考文献:

- [1] Karen Rae Christopherson Chinook Geoconsulting, Inc. EM in the 21st Century-Looking for Oil, Gas and Water[R]. 16th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, Santa Fe, New Mexico. June 16 ~ 22, 2002.
- [2] Boer den E, Eikelboom J, Driel van P, et al. Resistivity imaging of shallow salt with magnetotellurics as a new aid to prestack depth migration[J]. First Break, 1992, 18(1): 19-26.
- [3] Hoversten G M, Constable S C, Morrison H F. Marine magnetotellurics for base-of-salt mapping: Gulf of Mexico field test at the Gemini structure[J]. Geophysics, 2000, 65: 1476-1488.
- [4] American Geological Institute. Report on the status of academic geoscience departments[OL]. www. agiweb. org 2001.
- [5] Zhdanov M S, Fang S, Hursan G. Electromagnetic inversion using quasi-linear approximation[J]. Geophysics, 2000a, 65: 1501-1513.
- [6] Zhdanov M S, Dmitriev V I, Fang Sh, et al. Quasi-analytical approximation and series in 3D electromagnetic modeling[J]. Geophysics, 2000b, 65: 1746-175.
- [7] Mackie R L, Madden T R. Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients[J]. Geophys. J. Int., 1993a, 115: 215-229.
- [8] Mackie R L, Madden T R, Wannamaker P E. Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations-Theory and comparisons to integral equation solutions[J]. Geophys, 1993b, 58: 215-226.
- [9] Mackie et al. Three dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: The magnetotelluric example[J]. Radio Science, 1994, 29: 923-935.
- [10] Wannamaker P E, Hohmann G W, Ward S H. Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths[J]. Geophysics, 1984, 49: 1517-1534.
- [11] Wannamaker P E, Stodt J A, Rijo L. A stable finite-element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling[J]. Geophys J Roy Astr Soc, 1987, 88: 277-296.
- [12] Alumbaugh D L, Newman G A. Image appraisal for 2D and 3D electromagnetic inversion[J]. Geophysics Soc of Expl Geophys, 2000, 65: 1455-1467.

[ 13 ] Haber E ,Ascher U ,Aruliah D ,et al. Fast modelling of 3D electromagnetic problems using potential[ J ]. J of Comp Phys ,2000 ,163 : 150 – 171.

[ 14 ] Oldenburg D W ,Eliss R G. Inversion of geophysical data using an approximate inverse mapping[ J ]. Geophys J Int ,1991 ,105 325 – 353.

[ 15 ] Oldenburg D W ,McGillivray P R ,Eliss R G. Generalized subspace methodes for large-scale inverse problems[ J ]. Geophys J Int , 1993 ,114 12 – 20.

[ 16 ] Aruliah D ,Ascher U ,Haber E ,et al. A method for the forward modelling of 3D electromagnetic quasi-static problems[ J ]. Math Modelling of Applied Sciences 2001 ,11( 1 ) 1 – 21.

[ 17 ] Sasaki Y. 3D resistivity inversion using the finite-element method [ J ]. Geophysics ,1994 ,59 1839 – 1848.

[ 18 ] Sasaki K. Full 3D inversion of electromagnetic data on PC J Appl [ J ]. Geophysics 2001 ,46 45 – 54.

[ 19 ] Rodi W ,Mackie R L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversion[ J ]. Geophysics ,Soc of Expl. Geophys 2001 ,66 174 – 187.

[ 20 ] Loke M H ,Barker R D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method[ J ]. Geophysical Prospecting ,1996a ,44 131 – 152.

[ 21 ] Loke M H ,Barker R D. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion[ J ]. Geophysical Prospecting ,1996b ,44 : 499 – 524.

[ 22 ] Smith J T ,Booker J R. Rapid inversion of two-and three-dimensional magnetotelluric data[ J ]. Journal of Geophysical Research , 1991 ,96 3905 – 3922.

[ 23 ] Farquharson C G ,Oldenburg D W. Approximate sensitivities for the electromagnetic inverse problem[ J ]. Geophys J Internat ,1996 , 126 235 – 252.

[ 24 ] 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 ,52 289 – 300.

[ 25 ] deGroot-Hedlin C ,Constable S C. Occam’s inversion to generate smooth , two dimensional model s from magnetotelluric data[ J ]. Geophysics ,1990 ,55 1613 – 1624.

[ 26 ] Smith T ,Hoversten M ,Gasperikova E ,et al. Sharp boundary inversion of 2D magnetotelluric data[ J ]. Geophysical Prospecting , 1999 ,47 469 – 486.

[ 27 ] deGroot-Hedlin C ,Constable S C. Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with sharp resistivity contrasts[ J ]. Geophysics , 2004 ,69( 1 ) 78 – 86.

[ 28 ] Oleg P ,Zhdanov M S. Focusing geophysical inversion images[ J ]. Geophysics ,1999 ,64 874 – 887.

[ 29 ] Portniaguine O ,Zhdanov M S. 3D magnetic inversion with data compression and image focusing[ J ]. Geophysics ,2002 ,67( 5 ) : 1532 – 1541.

[ 30 ] Mehanee S ,Zhdanov M S. Magnetotelluric inversion of blocky geoelectrical structures using the minimum support method[ J ]. Journal of Geophysical Research ,Solid earth 2002 ,107( B4 ) 1 – 11.

[ 31 ] Michael M D ,Guust N. Nullspace shuttles[ J ]. Geophys J Int , 1996 ,124 372 – 380.

[ 32 ] Peter S R ,Pratt R G. Improved inversion through use of the null space[ J ]. Geophysics ,1997 ,62 869 – 883.

[ 33 ] Hursan G ,Zhdanov M S. Contraction integral equation method in 3D electromagnetic modeling[ J ]. Radio Science 2002 ,6 1089.

[ 34 ] Wannamaker P E. Advances in 3D magnetotelluric modelling using integral equations[ J ]. Geophysics ,1991 ,56 1716 – 1728.

[ 35 ] Raiche A. Modeling and inversion , progress , problems , and challenges[ J ]. Surv Geophys ,1994 ,15 159 – 208.

[ 36 ] Xiong Z. Modeling of three-dimensional structures by the method of system iteration using integral equations[ J ]. Geophysics ,57 1556 – 1561.

THE PRESENT SITUATION OF MAGNETOTELLURIC RESEARCHES ABROAD

YANG Chang-fu ,XU Shi-zhe

( Department of Earth Science Zhejiang University Hangzhou 310027 ,China )

**Abstract :** This paper describes the present situation of magnetotelluric researches abroad , emphatically sums up the situation of 2D magnetotelluric inversion studies , and enumerates the inversion methods currently commonly used in foreign countries. The development trend of magnetotelluric inversion interpretation is also discussed in this paper.

**Key words :** magnetotelluric method ; inversion method ; present research situation

作者简介 : 杨长福( 1964 – ) ,男 ,江西鹰潭人 ,浙江大学地球科学系副教授 ,主要从事地球物理正、反演研究。