doi:10.3969/j.issn.0253-4967.2010.01.004

长周期大地电磁测深研究
——青藏高原东部 LMT 响应函数及应用

肖鹏飞[1,2)] 白登海[1)] Ivan. M. Varentsov[3)]
刘 美[1,2)] 孔祥儒[1)]

1)中国科学院地质与地球物理研究所,岩石圈演化国家重点实验室,北京 100029
2)中国科学院研究生院,北京 100049
3)俄罗斯科学院地球物理科学研究所地球电磁学研究中心

摘 要 长周期大地电磁(LMT)是基于常规 MT 理论发展起来的电磁测深技术,青藏高原东部岩石圈较厚、视电阻率较低,应用 LMT 方法能够弥补常规 MT 仪器对低频信号响应的不足,获得有用的深部信息。文中概述了 LMT 的数据采集、处理及反演解释,并介绍了将 LMT 应用于东喜马拉雅构造结及其周围地区完成的长周期观测剖面——下察隅—玉树 LMT 剖面的岩石圈结构探测实例。实际观测表明,在重叠频段内 LMT 结果与常规 MT 具有良好的一致性; LMT 数据处理实现的阻抗和倾子估计,在深部信息上具有更高的分辨率。LMT 剖面结果揭示了青藏高原东部普遍存在地下低阻体,为局部地区部分熔融和地下流体存在的可能性提供了依据。LMT 测深较好地弥补了常规 MT 方法在巨厚岩石圈和遇到低阻体时探测深度的局限性。

关键词 长周期大地电磁 响应函数 阻抗 感应矢量 倾子 青藏高原

中图分类号: P631.3⁺25 **文献标识码**:A **文章编号**:0253-4967(2010)01-0038-13

0 引言

大地电磁法(Magnetotellurics,简称 MT)是 20 世纪 50 年代初期由 Tikhonov(1950,1986 年重印)和 Cagniard(1953)分别提出的。他们提出,如果同时测量到电场和磁场的变化,那么就可以得到复阻抗,这可以描述电磁场在地球内部的穿透状况。而电磁场在地球内部的穿透深度取决于观测信号的周期和地球内部电性结构,这正是大地电磁法的基本原理。这条基本原理被归纳于描述电磁场传播中指数衰减的趋肤深度关系式中

$$p(T) = (T/\pi\overline{\mu\sigma})^{1/2} \tag{1}$$

式(1)中,$p(T)$ 是给定周期 T 的电磁趋肤深度:波在地下介质传播中振幅衰减到地面振幅的 1/e 的深度,$\overline{\sigma}$ 为穿透介质的平均电导率。从式(1)可见:电磁场变化的周期越长,电磁场能量在传播过程中损耗越小,因而其穿透能力越强。

由于大地电磁测深中所观测的天然瞬变电磁场具有很宽的频率范围,可以从 10^3Hz 到 10^{-5}Hz;对于高频率的电磁波,在穿过地下物质时衰减得快,而低频(长周期)电磁信号具有较

〔收稿日期〕 2009-05-26 收稿,2009-12-24 改回。
〔基金项目〕 国家自然科学基金重点项目(40634025)资助。

好的穿透能力；在遇到地下低阻体时，电磁波衰减得比较快（图 1）。因此，对于地球深部探测，特别是当遇有岩石圈厚度大、明显低阻区域存在的情形，要确保大地电磁的深部探测精度，必须获得高质量的低频信号。由于现有常规 MT 系统响应频率的限制，即使延长观测时间，效用也非常有限，并不能记录到足够的有效长周期电磁信号。为满足地球深部探测的需要，MT 测深发展了长周期观测的方法和系统。

长周期大地电磁法（Long Period Magnetotellurics，本文简称 LMT）测深是基于大地电磁理论发展起来的超低频大地电磁探测技术；在不破坏平面波假设（Wait，1954；Price 1962；Madden *et al.*，1964；Srivastava，1965）的前提下，电磁信号的周期决定其穿透深度。LMT 正是利用了趋肤深度的原理。

近年来欧美的地球物理工作者率先使用了超长周期大地电磁观测仪器研究地壳和地幔结构，获得了有用的深部信息（Lizarralde *et al.*，1995；Unsworth *et al.*，2003；Galanopoulos *et al.*，2005）。最近几年用于大陆动力学研究的长周期大地电磁观测逐渐在中国发展起来，特别是在青藏高原的研究中实现了宽频带与长周期的结合（魏文博等，2006）。

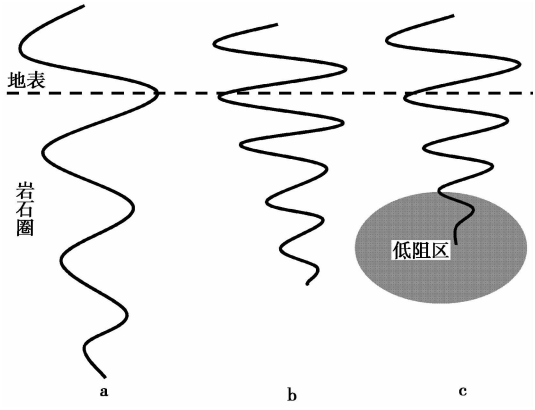

图 1　电磁波传播的不同情况

Fig. 1　Different situations of electromagnetic wave penetration.

a 较长周期电磁波；b 较短周期电磁波；c 低阻区电磁波的强烈衰减

在充分利用前人工作的基础上，EHS3D 计划项目（Bai *et al.*，2003）2007 年完成了青藏高原东部下察隅—玉树 LMT 剖面。在这条长约 500km 的近 SN 向剖面上，利用超低频 LMT 观测系统 LEMI-417 共完成 13 个 LMT 测点，平均观测周期在 100h 左右。在长周期资料处理方面，实现了阻抗（Impedance）和倾子（Tipper）的电磁响应（Transfer Function，电磁响应函数，也称电磁传递或转换函数）估算。EHS3D-LMT 测深获得 10 000s 以上的有效周期，大地电磁响应系统对于深部 100km 左右的地电信息，其分辨率是基本可靠的。通过初步的建模和反演结果，结合比较同期进行的常规 MT 剖面；LMT 结果揭示了该区域地下存在低阻体，这也验证了本区 MT 测深的结果；而 LMT 资料也很好地弥补了常规 MT 测深遇到低阻体时表现的局限性，LMT 结果还揭示了局部地区部分的熔融和地下流变的可能性。

1　长周期大地电磁概述

1.1　LMT 电磁响应系统

大地电磁测深是把大地电磁场看作平稳各态历经的随机过程，地球作为一个线性系统（滤波器）（图2），这个系统就是大地电磁的响应函数。

LMT 与 MT 方法都是通过观测地面的电磁场来求解地球电磁响应函数。由于视电阻率（ρ）与阻抗之间有直接的联系

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu}|Z|^2 \tag{2}$$

故求取阻抗张量的各分量及其相位通常是数据处理的目标之一。

二维介质中电磁信号的关系通常表示为

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} Z_{yx} \\ Z_{yx} Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \tag{3}$$

式(3)中 E,H 分别表示电场和磁场,x 和 y 分别表示电磁波波前平面上相互垂直的 2 个方向,通常设 x 沿走向方向,y 沿倾向方向,Z 是阻抗张量。通过式(2)和式(3)可以看出,地下介质的电性完全可以通过地表电磁场的观测来确定,通过观测地表的电磁场分量,求解电磁波表面阻抗,根据阻抗与视电阻率的关系式进而得到与地下电阻率相关的模型响应。

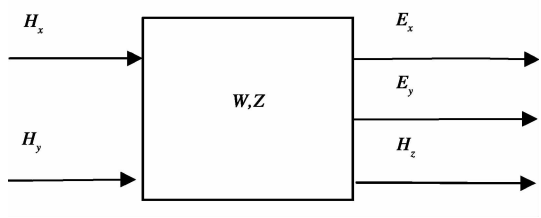

图 2 大地电磁响应系统图示

Fig. 2 Diagrammatic sketch of magnetotelluric transfer functions.

H 磁场,E 电场,W 倾子,Z 阻抗;x,y 分别是地理空间方向的 N 和 E;阻抗是 2 分量输入、2 分量输出的传输函数;倾子是 2 分量输入、1 分量输出的传输函数

在水平非均匀介质中 $H_Z \neq 0$,与水平分量之间有线性关系

$$H_z = (W_x W_y) \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \tag{4}$$

式(4)中 W 表示倾子(tipper)。利用磁场的垂直分量可以判断介质结构的性质,而倾子 W_x、W_y 对岩层的产状反应非常灵敏,可以根据其大小以及在坐标轴旋转过程中的变化规律来判断介质的特征。对于二维介质在电性主轴方位(x 方向平行构造走向)时:$W_x = 0$。

1.2 LMT 测深的实现

大地电磁最为关键的理论基础是平面波假设,除了两极和赤道地区会影响假设的正确性,Wait(1954)和 Price(1962)还提出,如果电磁波场的横向范围并不远大于其穿透深度,Cagniard(1953)所提出的 MT 理论公式将不能成立。Madden 等(1964,1986 年重印)则认为 Cagniard 最初关于 MT 理论中平面波的假设普遍适用于中纬度地区周期<10 000s 的测深。而 Srivastava(1965)指出周期在 1d 之内,地球曲率的影响是可以忽略的。在现有的 LMT 方法研究中,认为平面波假设仍然适用,平面波特性意味着时间不变,电磁场是谐变场。可以由正交的电场和磁场求解阻抗。平面波假设不满足的情况下,所带来的影响是畸变。

技术上实现 LMT 测深取决于观测系统的主要参数,如工作频率、分辨率、自噪声和漂移等。LMT 测深通常是结合常规 MT 观测工作开展的,与常规 MT 方法相互补充。常规 MT 观测系统的高频响应较好,可达 10^3Hz;而 LMT 观测系统主要是用于采集长周期或超长周期的电磁信号,其工作频率通常在 1Hz 以下,低至 10^{-5}Hz。分辨率和自噪声是影响仪器测量效果的重要参数。根据经验,对于 LMT 测深,磁场信号的分辨率应达到 100pT(0.1nT),电场信号的分辨率应至少精确到 0.1μV/m。工作环境下,理想的仪器自噪声级别应在分辨率以下。因 LMT 观测系统需要在同一测点上连续工作较长时间,所以仪器的各项漂移指数也十分重要,如零点漂移、温度漂移等。而长周期信号具有一定的漂移,这是由于随时间变化,电磁场、温度等变化造成的。因此,观测系统自身的漂移应被确定在一个微小的范围。

由于超低频信号的观测时间往往是中高频信号的几十倍甚至百倍,所以通常需要考虑观测系统的其他技术参数如供电与功耗。仪器重量、适应温度能力等因素,也关系到 LMT 野外工作

的效果，特别是在特殊条件下的 LMT 观测（如高原高山地区、雨雪天气等），这些指标的作用更为明显。

2　LMT 野外工作方法

目标深度决定 LMT 的观测时间，研究目的决定着 LMT 的野外工作方法。总体上 LMT 的野外工作方法与常规 MT 测量有较多相似之处，但具体而言 LMT 有其自身特点，不同的 LMT 观测系统其工作方法也略有不同。

2.1　LMT 的观测周期

通常 LMT 用于壳幔结构和地球动力学的调查研究。LMT 的野外工作方法开始于研究目标的确认和观测系统（仪器装置）的选择。大地电磁观测系统中，磁场的接收主要有 2 种装置：感应磁棒（Induction Coil）和磁通门（Fluxgate）（Primdahl，1979）。感应磁棒具有更高的响应频率（最高到 10^3Hz 以上），使得采样更为快速并能在野外完成实时处理；而磁通门能够采集更长周期的信号（图3）。

由于大地电磁场信号在时间上是无限连续的，观测记录是在某一有限时间段记录下来的，它是真实大地电磁场信号中截取的一部分。从根本上减小截断效应的办法就是增大记录长度，在野外观测中，在某一观测点上记录时间的长度取决于地质任务所要求了解的目的层深度。一般而言，电磁场的趋肤深度至少应为目的层深度的 8 倍；由于考虑到截断效应对资料处理的影响，一般观测周期的长度不应小于达到趋肤深度所需要的周期的 8 倍，即实际观测周期应为穿透目的层深度的信号周期的 64 倍以上。按此估算，假设该地区岩层的平均电阻率是 20Ω · m，如果要获得 200km 深地下较为清晰的电性结构，需要 400 000s，相当于 100 多 h 的观测时间。

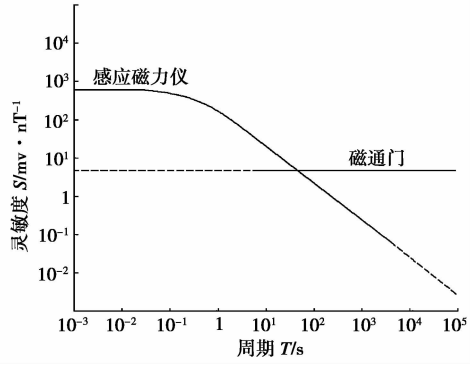

图 3　感应磁棒和磁通门的灵敏度 S 与周期 T 的关系

Fig. 3　Typical period-dependent sensitivities (S) of an induction coil and of a fluxgate magnetometer.

2.2　LMT 数据采集

根据不同的探测深度目标，结合目标区域的地形地貌、地质构造和地球物理特性，制定相应的剖面方案。剖面方案确定后，选择合适的 LMT 测点间距（很多情况下 LMT 与常规 MT 观测联合进行，在 MT 剖面按一定间距进行长周期观测）。一般野外 LMT 测点的选择应参照原设计点，避开人文干扰和不利地形，使用 GPS 精确定位。

通常 LMT 测深中电极根据不同需要可以选择 2 ~ 4 对。如选择 2 对电极，布设方式有："十"字形、平行、"T"形、"L"形和 "V"形等，其中最常见 "十"字形布极方式。电极距的选择一般根据大地电磁场强度而定，由于天然电磁场信号源强弱与当地的地质构造（如隆起或凹陷）因素有关，所以应尽量使所有电极高差起伏不大；虽然采用长极距可以得到较大的电位差，地表不均匀性影响也小，但干扰随着增大，不便于野外施工，同时也不符合理论要求。电极应保持良好的渗透性，避免电极干燥或过湿。

3 LMT 数据处理和正反演理论

LMT 数据处理的目的是通过对野外观测数据的处理,取得可靠的阻抗张量要素、倾子及相位、误差等大地电磁响应函数,供资料解释使用。在数据处理中需要重点考虑的是截断效应和克服噪声影响问题。LMT 数据处理就是大量数据的缩减过程; 利用数据处理结果进行定性分析,有助于模型建立和反演解释。

3.1 LMT 数据处理

LMT 数据处理就是求解电磁响应函数的过程。LMT 的观测数据十分庞大,以采样频率 1Hz 计,某一个测道经 100h 连续观测,其记录数据将达到 360 000 个采样点; 5 通道数据将有 180 万个原始数据。而每个点最终用于建模和反演解释的数据也不过数千个甚至几百个(有代表性的数十个频率点数据)。因而简言之,LMT 数据处理就是科学有效地缩减数据,将庞大的时间序列转化为电磁响应函数,并在此过程中如何行之有效地去除噪声和估计误差。

为了获得尽可能准确的频谱,首先需要对原始时间序列进行预处理,这是整个处理工作的基础。由于 LMT 观测一般持续时间较长,观测数据可能有轻微的漂移; 为防止某些未知的原因造成的较大偏差,需要检查 LMT 野外观测数据,并同邻近的地磁台站同一时间的记录数据进行比较,剔除一些严重失真的数据。

在保证一定记录长度的前提下,可以通过预白和加窗等方法来减小截断效应的影响。预白(pre-whitening),即预先白噪声化: 为了使截断信号的傅氏变换接近于真实信号的频谱,在进行傅立叶变换之前,根据对工区大地电磁场频谱形状的初步了解,通过一个滤波器改变它们的频谱状况,使其尽量平坦。这是一个加滤波器平滑去“毛刺”的过程。改变频谱窗口的形状(detrend),如在预白后,采用汉宁窗(余弦窗)、多项式拟合等方法。

在对时间序列进行了预处理后,将时间序列通过傅氏变换,转换到频率域进行谱分析和堆叠数据、挑选频率(周期)点。堆叠数据、挑选频率点就是缩减数据的过程。频率(周期)点的挑选,一般遵从 2 条原则: 一是等对数间隔,这是趋肤深度公式决定的; 另一条是每个量级一般挑选 6 ~ 10 个频点,由于原始数据中邻近的频点导致相似的结果,没有必要选择过于密集的频点,但选择频点过于稀疏可能导致结果失去可靠性。

在上述过程中还须通过仪器的标定文件或仪器参数进行道的校准: 格值和相移校正。一般地,在道的校准之后,可以根据记录数据的傅氏变换求得电、磁场强度,从而计算测量轴上的阻抗要素和电性主轴方位、以及主轴方向上的阻抗要素等,为了便于解释,一般把数据处理的结果变换成视电阻率。进一步还可以计算二维偏离度或椭率。这就是 LMT 数据处理的一般过程。

提高资料处理质量的关键问题是克服噪声的影响,因此各种数据处理方法的不同,主要体现在压制噪声影响、提高信噪比的方法不同,如互功率谱法、广义最小二乘法、参考道法等,有的甚至是 2 种方法的结合,如参考道互功率谱法。如果噪声是十分微小的或者符合高斯分布,一般使用最小二乘法就足够了; 对于 LMT 数据使用最小二乘通常不能达到理想的效果,而使用“Robust”估计方法,多次重复平均从而削弱噪声的影响。光滑 Robust 用分配权重的方法剔除时间序列的奇异点(“Outliers”),通过不断重复来实现控制奇异点的数量比例和权重。磁场张量控制-远参考道估计(Remote Reference with “Magnetic Control”)也常用于去除区域噪声干扰。

在实现 LMT 原始数据转化为 TF 估算之后，通常绘出视电阻率和阻抗相位、倾子感应矢量图以及一些拟断面，定性地做 LMT 剖面进行分析。这个过程在 LMT 反演之前是非常重要的，从直观上对该区域电性结构的定性认识，有助于正演模型的建立和反演解释。

3.2　LMT 正反演理论

LMT 的正反演理论和方法基本与 MT 相同。正演模拟的实质就是求解麦克斯韦方程组，由于地下介质中电磁参数复杂，需要将地电体模型适当简化后再求解。主要的正演模拟方法有：层状结构解析法、有限元法（Wannamaker *et al.*，1984）、有限差分法、积分方程法等。

LMT 反演就是求解适当的地电模型，该模型的理论 LMT 响应最接近于 LMT 实测结果。目标函数用来描述模型的响应与 LMT 数据的吻合程度，这样就可以根据反演的要求，选择不同的目标函数（调整或修改目标函数）来对模型进行校正。

二维反演通过张量分解确定地下地质体的构造走向，进而确定剖面的投影方向。然后选择 TE 或 TM 单极化模式或者 TM+TE 联合反演模式。反演是对多参数的多次拟合过程，因而达到最佳效果之前需要经过对比观测数据和模型响应反复修改模型，使观测数据与模型响应最为接近。目前二维反演算法比较成熟，使用较多的是 Occam 法（DeGroot-Hedlin and Constable，1990）、快速松弛法（RRI，Smith *et al.*，1991）和非线性共轭梯度法（NLCG，Rodi *et al.*，2001）。三维反演算法正处于走向实用的阶段。

4　LMT 方法实例

青藏高原一直是地学研究的热点，是研究大陆动力学的天然实验室。从 1980—1982 年中法合作完成洛札—那曲大地电磁测深剖面，至今中国已经完成了用以研究青藏高原深部电性结构的多条大地电磁测线（卢占武等，2006）。前期的研究结果表明，青藏高原具有特殊的壳幔电性结构，这些包括错综复杂的大地构造背景下电性结构的不均匀分布，地块内或地块之间地下电导率的突变，以及可能存在的深部大规模低阻体。

在青藏高原东部，区域构造较为复杂，板块活动剧烈，对于研究青藏高原和东喜马拉雅构造结及周围（EHS）地区的深部结构和动力学机制具有重要意义。近年来中国在青藏高原东部开展了一系列 MT 研究（马晓冰等，2001；孙洁等，2003；赵国泽等，2004；汤吉等，2005；金胜等，2006；赵国泽等，2008），获得了该地区地电结构的重要信息；随着研究的深入，研究者们发现对于青藏高原巨厚的岩石圈，通过现有常规 MT 测深所能获得的深部信息有限，这促使了长周期 MT（即 LMT）的研究和应用。2007 年中国科学院地质与地球物理研究所在青藏高原东部完成了一系列大地电磁剖面（MT+LMT），其中包括下察隅—玉树 LMT 剖面。

4.1　剖面概况

下察隅—玉树 LMT 测线（图4），分布于东经 97°线两侧，剖面南起北纬 28°20′，西藏自治区察隅县下察隅沙马，经然乌、昌都、至青海省玉树州，止于北纬 33°7′附近通天河玉树段。在此剖面所研究区域，构造走向为近 NW-SE 向；这条近 SN 向测线经过了 2 条重要缝合带，即介于冈底斯（拉萨地块）和羌塘-昌都地体之间的班公湖-怒江缝合带和介于羌塘-昌都块体和巴颜喀拉块体（可可西里-甘孜松潘地体）之间的金沙江缝合带。测线南端位于冈底斯地块（拉萨地块），向北经嘉黎断裂、班公湖-怒江缝合带进人羌塘-昌都地块，而羌塘-昌都地块又以澜沧江为界分为两部分，再向北经金沙江缝合带进入巴颜喀拉地块。剖面主体处于高原东部缓倾斜断



图 4 下察隅—玉树 LMT 剖面概况

Fig. 4 General view of Xia Zayu-Yushu LMT Profile.

红色三角为 LMT 测点；黑色圆圈为同期进行的常规 MT 测点

块隆起区，区内高山深谷地貌特征显著。从大陆板块上分，这条测线南起印度-冈瓦纳板块东缘，向北到达华南板块北端，与华北板块的接触地带。

1998 年中国科学院地质与地球物理研究所曾在该区域开展了包括常规 MT、重力和地磁的综合地球物理探测，在此期间完成了下察隅—清水河常规 MT 观测剖面的 30 个测点（马晓冰等，2001，2005；谭捍东等，2006，2007）。在 INDEPTH-MT 研究中，2004 年中国地质大学（北京）金胜等在青藏高原东南部完成了下察隅—昌都（1000 线）宽频带大地电磁探测剖面。这条 MT 剖面与 1998 年的下察隅—清水河 MT 剖面的南段部分在地理位置上相近，在这条约 280km 的剖面上完成了 21 个测点。

在 2007 年开展的该区域测深中，总结了之前在此区域和相邻高原地区开展常规 MT 测深的经验，在下察隅—玉树剖面开展了 MT+LMT 的观测模式，共完成 49 个常规 MT 测点和 13 个 LMT 测点；常规 MT 剖面点距一般为 5 ~ 10km，LMT 点距为 30 ~ 60km。

4.2 资料采集和处理

LMT 野外观测系统采用了乌克兰国家科学院和空间局 LVIV 研究中心研制的长周期大地电磁仪 LEMI-417，该系统的工作频率范围是 DC ~ 1Hz，磁场观测采用高精度微型磁通门磁力仪。野外观测选用 4Hz 采样频率，使用 5 分量电磁记录，一般每个 LMT 测点数据采集 100h 以上。在每个 LMT 观测点均使用 Phoenix V5-2000-MTU 5 分量进行常规 MT 测深，采集时间在 18h 左右，最少不低于 10h；通过 MT 常规观测野外数据的实时处理，选取信号干扰小的测点布设长周期测点，一般每 3 ~ 5 个 MT 测点间隔布有长周期观测点。

在此次 LMT 野外观测中，电极距一般在 80 ~ 100m 范围内。100h 的原始数据大小约为

50MB，数据可以实时传输至 PC 或存储在仪器存储卡里。对野外数据进行格式转化、整理后，得到测点的电磁场分量和温度曲线，利用电磁时间序列的实时可视化，可以帮助判断和分析所采集的数据质量。

与俄罗斯科学院地球物理所地球电磁中心交流合作，下察隅—玉树剖面 LMT 测深的数据处理采用了 PRC_MTMV 处理软件包（Varentsov *et al.*，2003；Smirnov，2003；Smirnov *et al.*，2004；Sokolova *et al.*，2005a，b）。在 LMT 数据时间序列的预处理过程中，运用了一阶差分滤波器（First Differences Filter）：

$$\bar{x}[i] = x[i] - x[i-1] \tag{5}$$

并进一步检查了时间序列，参考了兰州台站的地磁数据，滤除了一些峰值、跳跃值和线性趋势数据。在快速傅氏变换（FFT）后，应用了多次重叠的 1 ~ 256k 采样范围的窗口进行高精度谱分析，进行 Robust 估计，得到相位和倾子的各种参数。对一些邻近的且同步观测的测点资料，我们采用了水平磁场张量控制的远参考道估计方法（RRMC）。

为检验数据质量，将常规 MT 数据处理结果与 LMT 进行对比。图 5 显示了该剖面中某一测点中利用 LMT 和常规 MT 数据分别得到的阻抗 Z_{xy} 与 Z_{yx} 幅值，两者具有较好的一致性；PRC_MTMV 实现的常规 MT（使用 Phoenix 观测系统）结果与通常使用的 MT 处理工具（Phoenix 提供）处理的结果对比，在同频段内是一致的，特别是在中低频段十分吻合，进而佐证了 PRC_MTMV技术的可靠性。

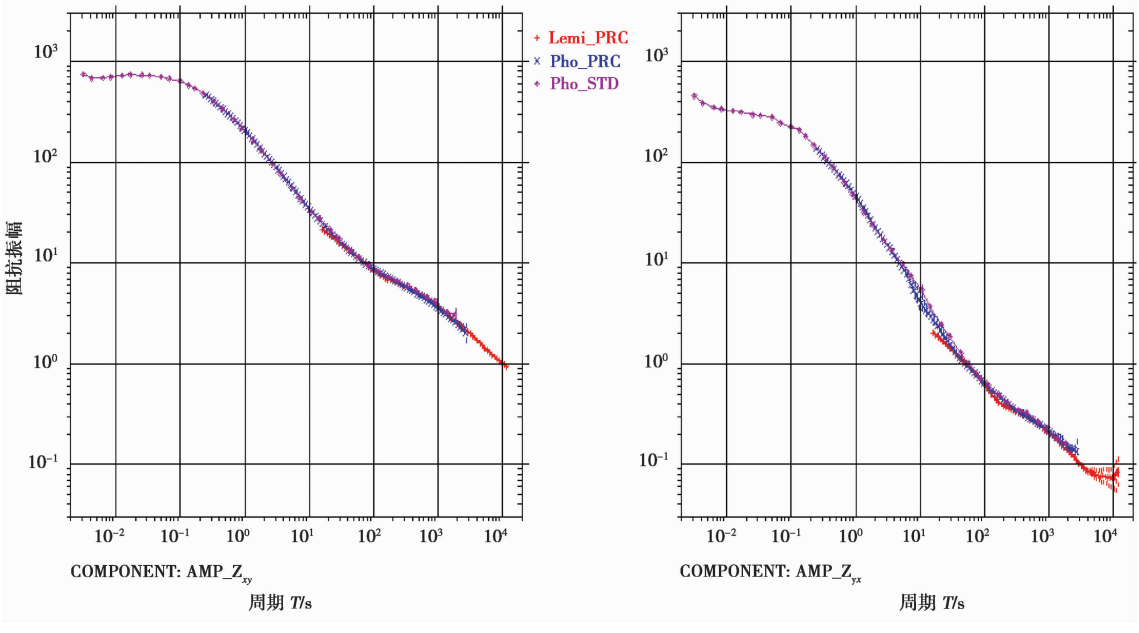

图 5　LMT 与常规 MT 的比较-阻抗

Fig. 5　Comparison of LMT impedance with conventional MT.

Lemi-PRC 是 LMT 结果，Pho-PRC 是常规 MT 数据应用 PRC_MTMV 处理的结果，Pho-STD 是常规 MT 使用 Phoenix 标准处理工具得到的结果

4.3 青藏高原东部 LMT 电磁响应

参考该剖面上常规 MT 数据的反演结果,利用 LMT 测深的阻抗和倾子参数可以对该 LMT 剖面地下电性结构进行定性分析。从 LMT 资料的感应矢量结果显示有两处比较大的振幅(参看图 6b 中 W1,W2),说明地下电性结构的不均匀,矢量幅值越大,大地电导率的横向变化梯度越大,不均匀性越强。图 6b 中采用的是 Wiese 感应矢量实部,根据感应矢量的定义,感应矢量的实部大小反映了电导率的梯度变化,Wiese 感应矢量的箭头由低阻指向高阻区(与 Parkinson 感应矢量的表达式正负关系不同,箭头的指向相反)。LMT 的倾子拟断面结果也显示两处大的异常(参看图 6c 中 T1,T2),所描述的区域与感应矢量的振幅较大区域相对应。而通过常规 MT 二维反演结果(TM 极化模式)来看(图 6a),下察隅—玉树剖面中有两处地下低阻区域(C1 和 C2),分别位于南部的拉萨地块与北部的羌塘地块,测线中段有高阻体;LMT 观测显示的地下电性结构不均匀性正好与之对应。而感应矢量 W1 指向测线南端,说明在东喜马拉雅构造结(EHS)中部(剖面南端)可能有高阻体的存在。从常规 MT 的反演结果来看,深部的信息并不明显,特别是对于低阻区域,尚无法圈定其界限;LMT 的结果提供了更多的深部信息,显示了 LMT 在遇到“厚地层”和“低阻层”时相对于常规 MT 的优势,如图 6c 中倾子拟断面的结果显示深

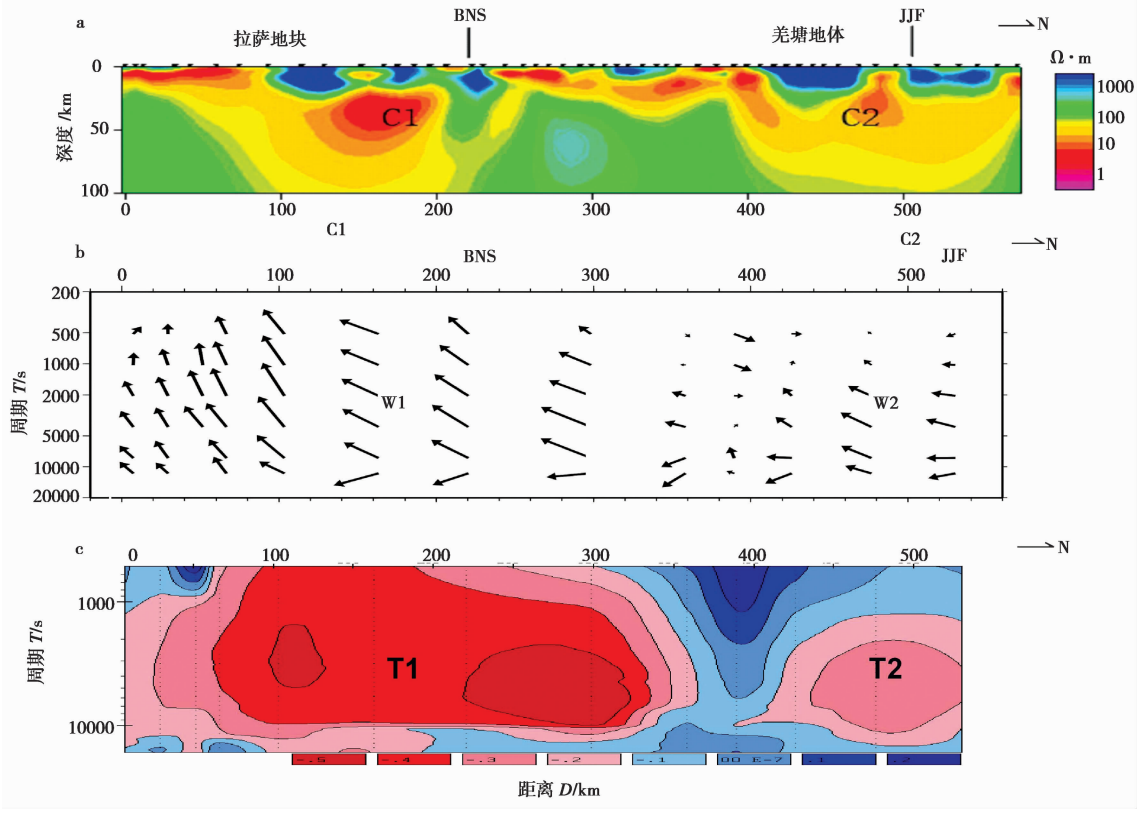

图 6 下察隅—玉树剖面(EHS3D-3)的基本电性结构

Fig. 6 Electric structures of profile EHS3D-3.

a 常规 MT 资料的二维反演结果,b Wiese 感应矢量实部(箭头方向指向高阻),c 倾子实部拟断面(图中剖面距离由南向北计),BNS:班公湖-怒江缝合带;JJF:金沙江断裂带

部(10^3s ~ 10^4s 周期对应深度)界面还是较为明显的。LMT 的倾子拟断面则显示在 10^3s ~ 10^4s 周期对应的深部范围内,大尺度的低阻异常的存在,为部分熔融局部的流通提供了可能性。

从 LMT 一维视电阻率来看,地壳浅层电阻率具有区域性,与研究区内地质构造相吻合。表面有高阻,可达几千 Ω · m, 在中下地壳电阻率有明显降低; 就 LMT 测点来看(普通 MT 观测点发现局部有微小差异但不影响总体趋势),这种情形一直延续到澜沧江一带,在昌都附近(EHS3018 点附近)出现了上地壳一直到上地幔电阻率都很低的情况,这可能是由于班公湖-怒江缝合带电阻率较低,且羌塘-昌都地块的地壳平均电阻率要低于南部冈底斯块体(拉萨地块)。往北至西藏昌都与青海玉树边界地区,电阻率高于昌都地区,但是在玉树附近的通天河一带,出现了电阻率只有几十 Ω · m 的情况。这一点与常规 MT 测深的结果是基本吻合的。

阻抗张量分解的结果表明,沿下察隅—玉树剖面地下地质构造可近似看成二维构造,其电性结构也近似满足二维条件。图 7 显示了 LMT 的二维反演结果,反映了下察隅—玉树剖面的基本电性特征。电阻率分布具有区域性,体现了拉萨地块与羌塘地体的电性结构差异; 并且体现了中下地壳的低阻体的存在,深部低阻体具一定规模,具有流动的可能; 与金沙江断裂不同,班公湖-怒江缝合带(BNS)的分割作用明显。但由于此次 LMT 测点较少,相对间距较大,完全利用 LMT 数据处理结果对该剖面进行的二维反演,并未能达到理想效果,只能粗略显示剖面的基本电性特征,以及提供局部地区的深部信息点,为进一步的深部探测研究提供依据。

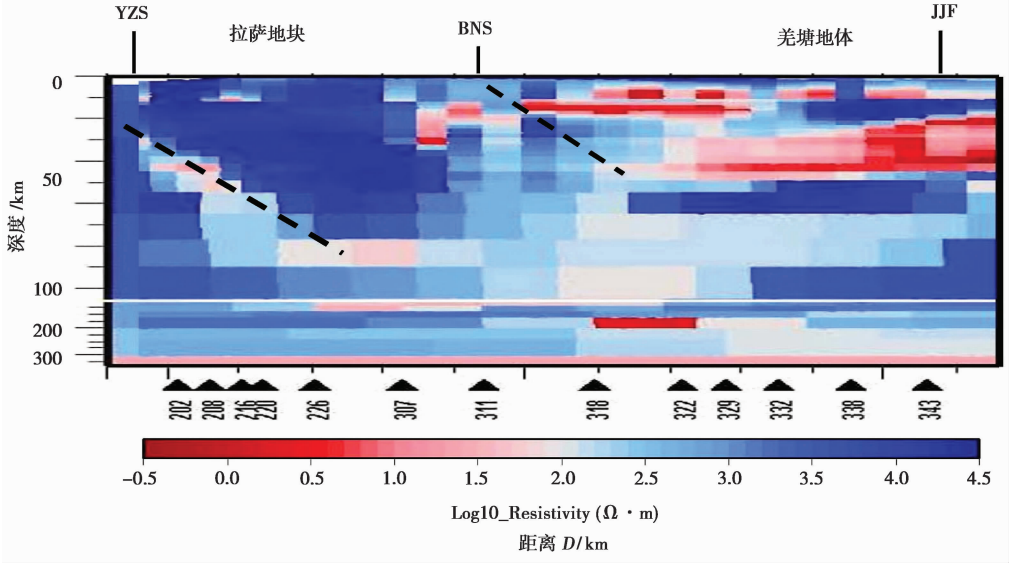

图 7　LMT 二维反演结果(下察隅—玉树剖面,EHS3D-3)

Fig. 7　2-D inversion of LMT data-EHS3D-3.

YZS: 雅鲁藏布缝合带; BNS: 班公湖-怒江缝合带; JJF: 金沙江断裂

5　结语

本文概述了 LMT 测深方法的研究,以及在青藏高原东部开展 LMT 测深的实例。LMT 是基于 MT 理论发展起来的超低频电磁测深,在国外用于研究地壳、上地幔结构和大陆动力学的 LMT 测深应用已较为普遍,但在中国尚缺乏经验。

本文所探讨的下察隅—玉树 LMT 测深剖面,前人在这个区域做过 MT 实测研究,揭示了该地区基本的地壳浅层电性结果,在当时的条件下这些测深结果是难能可贵的。

LMT 测深的目的是求取地球内部的电磁响应函数,而阻抗和倾子是 LMT 研究中最具代表意义的参数。本文实现了下察隅—玉树剖面上的阻抗和倾子的 TF 估算。

通过本次 LMT 与 MT 结果对比,表明该地区的地壳浅层电阻率分布有明显的区域差异,并且不是连续分布,这是因为东喜马拉雅构造结周围地质构造错综复杂,地下不同地体有较大的岩性差异造成的。这与前人的结果相似。LMT 结果揭示了青藏高原东部地下低阻体的存在,并且具有一定规模,这为部分熔融和局部流通提供了可能性。由于本次 LMT 测点较少,相对间距较大,完全利用 LMT 数据处理结果对该剖面进行的二维反演,并未能达到理想效果;但初步的 LMT 结果已经验证了其在深部探测中的作用,今后的工作中在该剖面增加 LMT 观测点,有望揭示该地区更精细的地下结构。

致谢 本文是在国家自然科学基金委员会 EHS3D 项目和中俄、中乌合作项目资助下完成的;感谢乌克兰国家科学院和国家空间局里维空间研究中心的 E. Klimovich 和 V. Korepanov;感谢孙洁研究员、马晓冰博士提供他们在青藏高原地区的研究信息和经验;感谢参加 EHS3D 项目的其他工作人员在野外数据采集所付出的努力和艰辛。

参 考 文 献

金胜,叶高峰,魏文博,等. 2006. 青藏高原东南部地壳导电性结构与断裂构造特征:下察隅—昌都剖面大地电磁探测结果 [J]. 地学前缘,13(5):408—415.

JIN Sheng, YE Gao-feng, WEI Wen-bo, *et al*. 2006. The electrical structure and fault feature of crust of southeastern Tibetan plateau-the result of magnetotelluric prospecting on profile from Xiachayu-Changdu [J]. Earth Science Frontiers, 13(5): 408—415(in Chinese).

卢占武,高锐,李秋生,等. 2006. 中国青藏高原深部地球物理探测与地球动力学研究 1958—2004 [J]. 地球物理学报,49(3):753—770.

LU Zhan-wu, GAO Rui, LI Qiu-sheng, *et al*. 2006. Deep geophysical probe and geodynamic study on the Qinghai-Tibet Plateau(1958—2004)[J]. Chinese J Geophys, 49(3): 753—770(in Chinese).

马晓冰,孔祥儒,刘宏兵,等. 2001. 青藏高原东部大地电磁测深探测结果 [J]. 中国科学(D),31(增):72—76.

MA Xiao-bing, KONG Xiang-ru, LIU Hong-bing, *et al*. 2001. Results of MT sounding in eastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. Science in China(Ser D), 31(suppl): 72—76(in Chinese).

马晓冰,孔祥儒,刘宏兵,等. 2005. 青藏高原东北部地区地壳电性结构特征 [J]. 地球物理学报,48(3):689—697.

MA Xiao-bing, KONG Xiang-ru, LIU Hong-bing, *et al*. 2005. The electrical structure of northeastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. Chinese J Geophys, 48(3): 689—697(in Chinese).

孙洁,晋文光,白登海,等. 2003. 青藏高原东缘地壳、上地幔电性结构探测及其构造意义 [J]. 中国科学(D),33:173—180.

SUN Jie, JIN Guang-wen, BAI Deng-hai, *et al*. 2003. Sounding of electrical structure of the crust and upper mantle along the eastern border of Qinghai-Tibet Plateau and its tectonic significance [J]. Science in China(Ser D), 46(suppl): 243—253.

谭捍东,姜枚,吴良士,等. 2006. 青藏高原电性结构及其对岩石圈研究的意义 [J]. 中国地质,33(4):906—911.

TAN Han-dong, JIANG Mei, WU Liang-shi, *et al*. 2006. Electrical conductivity structures of the Qinghai-Tibet Plateau and its significance for the study of the lithosphere [J]. Geology in China, 33(4), 906—911(in Chinese).

谭捍东,魏文博,Martyn Unsworth,等. 2007. 西藏高原南部雅鲁藏布江缝合带地区地壳电性结构研究 [J]. 地球

物理学报,47(4)：685—690.

TAN Han-dong,WEI Wen-bo,Martyn Unsworth,*et al*. 2007. Crustal electrical conductivity structure beneath the Yarlung Zangbo Jiang suture in the southern Xizang plateau [J]. Chinese J Geophys,47(4)：685—690(in Chinese).

汤吉,詹艳,赵国泽,等.2005.青藏高原东北缘玛沁—兰州—靖边剖面地壳上地幔电性结构研究 [J].地球物理学报,48(5)：1205—1216.

TANG Ji,ZHAN Yan,ZHAO Guo-ze,*et al*.2005. Electrical conductivity structure of the crust and upper mantle in the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau along the profile Maqên-Lanzhou-Jingbian [J]. Chinese J Geophys,48(5)：1205—1216(in Chinese).

魏文博,金胜,叶高峰,等. 2006. 藏北高原地壳及上地幔导电性结构：超宽频带大地电磁测深研究结果 [J].地球物理学报,49(4)：1215—1225.

WEI Wen-bo,JIN Sheng,YE Gao-feng,*et al*. 2006. Conductivity structure of crust and upper mantle beneath the northern Tibetan Plateau：Results of super-wide band magnetotelluric sounding [J]. Chinese J Geophys,49(4)：1215—1225(in Chinese).

赵国泽,汤吉,詹艳,等.2004.青藏高原东北缘地壳电性结构和地块变形关系的研究 [J].中国科学(D),34(10)：908—918.

ZHAO Guo-ze,TANG Ji,ZHAN Yan,*et al*.2004. Research on the relationship between crustal geoelectrical structure and massif deformation in northeastern Tibetan Plateau [J]. Science in China(Ser D),34(10)：908—918(in Chinese).

赵国泽,陈小斌,王立凤,等.2008.青藏高原东边缘地壳“管流”层的电磁探测证据 [J].科学通报,53(3)：345—350.

ZHAO Guo-ze,CHEN Xiao-bin,WANG Li-feng,*et al*. 2008. The evidence of the crustal “pipe-flow” in eastern margin of Tibetan Plateau suggested by electromagnetic sounding [J]. Chinese Science Bulletin,53(3)：345—350(in Chinese).

Bai Denghai and Maxwell Meju. 2003. Deep structure of the Longling-Ruili Fault underneath Ruili Basin near the eastern Himalayan Syntax：Insight from magnetotelluric imagine[J]. Tectonophysics,364：135—146.

Cagniard L. 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting [J]. Geophysics,18(3)：605—635.

DeGroot-Hedlin C, Constable S C. 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data [J]. Geophysics, 55：1613—1624.

Galanopoulos D,Sakkas V,Kosmatos D,*et al*. 2005. Geoelectric investigation of the Hellenic subduction zone using long period magnetotelluric data [J]. Tectonophysics,409：74—83.

Lizarralde D,Chave A D,Hirth G,*et al*. 1995. Northeastern Pacific mantle conductivity profile from long-period magnetotelluric sounding using Hawaii-to-California submarine cable data [J]. J Geophys Res,100：17837G 17854.

Madden T and Nelson P. 1964 and 1986(reprinted). A defence of Cagniard's magnetotelluric method [A]. In：Society of Exploration Geophysicists. Geophysics Reprint Series,No. 5, Vozoff K(ed).

Unsworth M. 2003. Studying continental dynamics with magnetotelluric exploration [J]. Earth Science Frontiers(China University of Geosciences,Beijing),Vol. 10 No. 1.

Price A T. 1962. The theory of magnetotelluric field when the source field is considered [J]. J Geophys Res,67：1907—1918.

Primdahl F. 1979. The fluxgate magnetometer [J]. J Phys E：Sci Instrum,12：241—253.

Smith J T, Booker J R. 1991. Rapid inversion of two-and three-dimensional magnetotelluric data [J]. J Geophys Res, 96：3905—3922.

Smirnov M Yu. 2003. Magnetotelluric data processing with a robust statistical procedure having a high breakdown point [J]. Geophys J Int,152：1—7.

Smirnov M and Varentsov Iv M. 2004. Magnetotelluric data processing：From theory to practice [R]. 17th EMIW India presented.

Sokolova E Yu,Varentsov Iv M and EMTESZ-Pomerania Working Group. 2005. RRMC technique fights highly coher-

ent EM noise-Workshop thesis [R]. In: 21 Kolloquium EM Teifenforschung(Digitaliesiertes Protokoll), Wohldenberg, Germany, 124—136.

Srivastava S P. 1965. Methods of interpretation of magnetotelluric data when the source field is considered [J]. J Geophys Res, 70: 945—954.

Tikhonov A N. 1950. Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the Earth's crust [J]. Dokl Akad Nauk SSR, 73: 295—331.

Rodi W, Mackie R L. 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion [J]. Geophysics, 174—187.

Varentsov Iv M, Sokolova E Yu, Nalivaiko K V. 2003. System of EM field transfer operators for the BEAR array of simultaneous soundings: Methods and results, Izvestya [J]. Physics of the Solid Earth, 39(2): 118—148.

Wait J R. 1954. On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field [J]. Geophysics, 19: 281—289.

Wannamaker P E, Hohmann G W, Ward S H. 1984. Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths [J]. Geophy, 49:1517—1533.

STUDY ON LONG-PERIOD MAGNETOTELLURIC SOUNDING ——THE LMT TRANSFER FUNCTION IN EASTERN TIBETAN PLATEAU

XIAO Peng-fei[1,2)] BAI Deng-hai[1)] Ivan. M. Varentsov[3)]
LIU Mei[1,2)] KONG Xiang-ru[1)]

1) *State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing* 100029, *China*

2) *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*

3) *Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Russia*

Abstract

As a complement to conventional MT, Long-period Magnetotellurics ("LMT") has been developed at low frequency for soundings of deep electric structures. Due to the thick and low resistive crust and upper mantle in east Tibetan Plateau, the conventional MT could not provide sufficient information about deep structures of the study area that requested long period MT measurement to be complemented. This paper presents brief introduction of LMT in respect of the concept, data acquisition, processing, modeling, inversion and interpretation. Most important is that practical LMT sounding applied in eastern Tibetan Plateau gives the LMT transfer functions of impedance and tipper, which coincide with conventional MT. The result of the LMT profile illustrates the wide distribution of high-conductivity layers and provides more information about the base of the conductors beneath the eastern Tibetan Plateau, with higher resolution. Anomalous induction coefficients and 2-D model suggest extensive conductive bodies beneath Lhasa block and Qiangtang terrain which would be a possible evidence for partial melt and fluids at depth.

Key words long-period magnetotellurics, transfer function, impedance, induction arrow, tipper, Tibetan Plateau

〔作者简介〕 肖鹏飞,男,1983 年生,2005 年毕业于中国地质大学(北京),中国科学院地质与地球物理研究所硕士研究生,主要从事地球电磁学研究,电话:13810015465,E-mail: pfxiao@yahoo.com。