
研究简报

Sompi 谱分析和深地磁测深

陈伯舫

(香港大学物理系)

Banks(1969)用地磁变化的连续谱和线谱作了周期大于4天的深地磁测深(GDS)研究.由于Banks仅用4个台站资料,自然不能用球谐分析法,而需要假设有关的场源性质是已知的,即位于数个地球半径处的环电流.由此产生的变化磁场在地面上的分布可用 P_1^0 项描述.因此,Banks的研究是建立在单台资料的分析上的. Roberts(1986)曾详细地评述了多年来地磁学者在这方面的研究成果.本文现尝试用新的谱分析方法——Sompi法分析我国内陆地区兰州、成都、武汉三台的地磁资料计算深部电导率状况.将本文结果与Rokityanski(1982)由全球GDS分析出的视电阻率曲线作一比较或许是有意义的.

一、单台磁测深原理

如场源为位于地磁赤道数个地球半径处的电流环,则在地球表面的磁场可用奇数阶的带谐函数 $P_n^0(\cos\theta)$ 表示(Banks, 1969)

$$\left\{ \begin{array}{l} H(\theta, f) = \sum H_n(\theta, f) = \sum A_{H,n}(f) \frac{\partial P_n^0(\cos\theta)}{\partial\theta} \\ Z(\theta, f) = \sum Z_n(\theta, f) = \sum A_{Z,n}(f) P_n^0(\cos\theta) \quad (n=1, 3, 5, \dots) \end{array} \right. \quad (1)$$

式中, H 与 Z 分别为磁场的水平分量与垂直分量, θ 为地磁坐标的余纬, f 为频率.现定义

$$A_{Z,n}(f) / A_{H,n}(f) = W_n \quad (2)$$

W_n 称为响应函数. P_1^0 项为主要项,次强项 P_3^0 往往比 P_1^0 小得多.例如,对27天周期变化及其谐波成分而言, P_3^0 项约小于 P_1^0 项的10%,其余项更可忽略不计(Banks, 1969).因此,我们可用 P_1^0 描述磁场的分布.在此情况下,由式(2)及(1)可得

$$W = -[Z(\theta, f) / H(\theta, f)] \tan\theta \quad (3)$$

视电阻率 ρ_a 可用下式表示(Rokityanski, 1982):

$$\rho_a = 0.2\pi^2 R^2 f W^2 \quad (4)$$

式中, R 为地球半径(以km为单位), $R=6370$ km; ρ_a 以 $\Omega \cdot \text{m}$ 为单位.

1990年12月18日收到本文初稿,1991年9月12日决定采用.

二、Sompi 谱分析

Sompi 谱分析是一种新的方法,它具有较高的分辨率,并可研究非稳态过程.其原理可参看 Asakawa *et al.* (1988) 和 Hori *et al.* (1989). Sompi 法实质上也是用自回归模型(AR 模型)分析离散时序 x_i ($i=1, 2, \dots, N$). 运用 Sompi 技术时,最重要的一步是如何求解自回归方程的系数 a_i ($i=-m, -m+1, \dots, m-1, m$). $2m$ 称为 AR 的阶数. Sompi 法的创始人 Kumazawa 等假设时序 $\{x_n\}$ 完全分为互不相关的讯号序列 $\{u_n\}$ 和噪声序列 $\{e_n\}$. 由此导出: 要求解 $\{a_i\}$ 即要让泛函

$$S' = \frac{1}{2(N-m)+1} \sum_{n=-N+m}^{N-m} \left(\sum_{i=-m}^m a_i x_{n-i} \right)^2 \quad (5)$$

最小. 也就是让其变分为零. Sompi 法中用 Lagrange 方法加进一个不定乘子 λ , 使变分方程变为

$$\frac{\partial}{\partial a_k} \left[S' - \lambda \left(\sum_{i=-m}^m a_i^2 - c' \right) \right] = 0 \quad (k = -m, \dots, m) \quad (6)$$

其中, c' 为任一不等于零的常数. 将方程(6)展开, 可得

$$\sum_{i=-m}^m (P_{ik} - \lambda \delta_{ik}) a_i = 0 \quad (k = -m, \dots, m) \quad (7)$$

其中

$$P_{ik} = P_{ki} = \frac{1}{2(N-m)+1} \sum_{l=-N+m}^{N-m} x_{l-i} x_{l-k} \quad (i, k = -m, \dots, m) \quad (8)$$

由 P_{ik} 组成的矩阵是 non-Toeplitz 型矩阵. 这样一来, 变分问题(6)就成了一个本征值问题. 根据最小二乘原理, 对应于最小本征值的本征矢量就是求解的 AR 系数 $\{a_i\}$. AR 系数确定后就可计算波元的复数频率, 继而再计算每个波元的初振幅和初位相.

三、资料分析

本文用内陆地区三台地磁资料计算周期范围由 8 h 至 1 a(年)的视电阻率. 三台为兰州(24.9°N, 175.2°E), 成都(19.8°N, 175.0°E)和武汉(19.4°N, 184.9°E). 括号中坐标均为地磁坐标.

1. 周期在 2d 至 5d 范围内的视电阻率

选取三组磁暴资料(时均值), 对三台资料分别用单台 P_i^0 法分析. 选取磁暴的原则是磁暴的 H 分量变幅大, 其主相与恢复相持续约 4 至 5 天. 按此原则选出的三个时段为: 1983 年 1 月 30 日 16.5 时至 2 月 10 日 07.5 时, 1984 年 4 月 23 日 16.5 时至 5 月 4 日 07.5 时, 1984 年 8 月 29 日 21.5 时至 9 月 9 日 12.5 时(以上均为世界时). 每个时段有 256 个数. 首先对 H 和 Z 分别作线性去倾和带通滤波预处理. 滤波方法是在频率域中取矩形窗. 频带为 $(0.0078-0.039) h^{-1}$. 预处理后用 Sompi 法作谱分析. 分析时同时用 H 和 Z 资料, 即假设 H 与 Z 具有共同的波元频率. 因此, 计算 AR 系数时 non-Toeplitz 矩阵项由两部分合成

$$P_{ik} = P_{ik}(H) + 2P_{ik}(Z) \quad (9)$$

其中, Z 分量给予较大的权重, 原因是考虑到 Z 的变化量比较小. 至于 $P_{ik}(Z)$ 取两倍是笔者的主观假定. 经计算和比较, 用式(9)得到的 Sompi 谱分析结果比等权重的结果好些; 表现为对不同的 AR 阶数结果较稳定. 此外, 为了提高讯噪比, 还采用分样技术, 将时序分样为三.

将三台 3 个磁暴的谱分析结果分别代入式(4)计算 ρ_a 值. 最后取平均值代表此地区的平均 ρ_a 值. 结

果为: $\rho_a (4.8 \pm 0.2 \text{ d}) = 29 \pm 17 \Omega \cdot \text{m}$, $\rho_a (2.2 \pm 0.2 \text{ d}) = 44 \pm 17 \Omega \cdot \text{m}$. 括号中的数是周期.

2. 年变化、27 d 周期及其谐波周期的视电阻率

选用资料为 1982 年 1 月 1 日至 1984 年 10 月 20 日的日均值, 采样数为 1024. 计算周期大于 64 d 的线谱时, H 和 Z 分别作线性去倾和低通滤波预处理. 滤波方法也是在频率域中进行, 截止频率为 0.0156 d^{-1} . 计算 27 d 周期及其谐波成分的线谱时, H 和 Z 分别作二次曲线去倾和经带通滤波处理, 滤波器频带为 $(0.0244-0.195) \text{ d}^{-1}$. 最后, 再将三台的 ρ_a 取平均值. 结果为: $\rho_a (351 \pm 6 \text{ d}) = 0.9 \pm 0.1 \Omega \cdot \text{m}$, $\rho_a (71 \pm 1 \text{ d}) = 3.1 \pm 1.0 \Omega \cdot \text{m}$, $\rho_a (26.2 \pm 0.1 \text{ d}) = 2.6 \pm 0.8 \Omega \cdot \text{m}$, $\rho_a (14.1 \pm 0.0 \text{ d}) = 7.0 \pm 1.9 \Omega \cdot \text{m}$, $\rho_a (9.2 \pm 0.0 \text{ d}) = 20.9 \pm 6.9 \Omega \cdot \text{m}$.

3. 周期为 8 h, 12 h 和 24 h 的视电阻率

这部分分析不用单台 P_1^0 法, 而用磁场梯度法处理 S_q 资料. 由于兰州和成都几乎是同经度台站, 成都和武汉又几乎是同纬度台站, 因此, 可用最简单的差值法(陈伯舫, 1986, 1987, 1989). 本文选用的三组 S_q 时均值资料为: 1984 年 3 月 19 至 21 日, 1984 年 4 月 22 至 24 日和 1984 年 10 月 15 至 17 日(按北京时间划分).

四、讨 论

1. 选取 1982-1984 年期间的资料本是为了分析 27 d 周期的变化, Banks(1969)指出, 在太阳黑子周的下降段中 27 d 周期及其谐波成分最明显. 因此, 笔者选用下降段的 1982 至 1984 年资料, 但它未必有利于分析年变化及半年变化的成分. 此外, 有关年变化与半年变化的场源机制还不十分清楚. 有人怀疑它们是环电流引起的, 用 P_1^0 描述它的空间分布可是能不适当的(Roberts, 1986). 值得注意的是, 本文的谱分析结果中没有半年周期的变化, 或者说半年周期的变化很小, 给噪声掩盖了. 这一结果有利于半年周期变化并非由环电流产生的场源机制说.

2. Rokityanski(1982)给出了从全球 GDS 资料得出的上限模型与下限模型曲线(见图 1). 由图可见, 中国内陆三个台的结果较接近上限模型. 这个上限模型意味着高导层埋藏较深, 而且高导层的电导率较小.

3. 本文的实践初步表明, 用 Sompi 法作谱分析, 并用单台 P_1^0 模式进行 GDS 研究是可行的. 今后可以用更大量、时间更长的台站资料作深入的研究. 当然, 台站资料基线值的可靠性是很重要的.

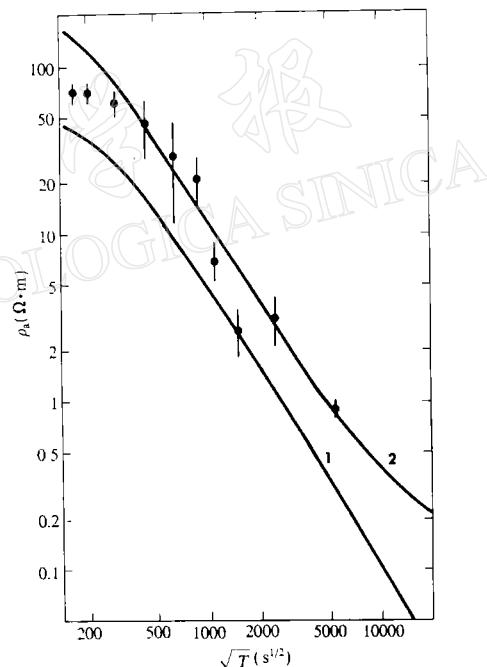


图 1 Rokityanski(1982)书中上限模型的 $\rho_a - \sqrt{T}$ 曲线(曲线 2)与下限模型的 $\rho_a - \sqrt{T}$ 曲线(曲线 1).
黑点为本文的结果

参 考 文 献

陈伯舫, 1986. 中国东南部地幔高导层的埋藏深度. 地震学报, 8, 172-178.
 陈伯舫, 1987. 华北地区地幔高导层埋藏深度的研究. 地震学报, 9, 193-200.
 陈伯舫, 1989. 中国东南地区深部电导率分布的进一步研究. 地震研究, 12, 348-352.
 Asakawa, E., Utada, H. and Yukutake, T., 1988. Application of sompi spectral analysis to the estimation of the geomagnetic transfer function. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 40, 447-463.
 Banks, R. J., 1969. Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle. *Geophys. J. R.*

astr. Soc., **17**, 457–487.

Hori, S., Fukao, Y., Kumazawa, M., Furomoto, M. and Yamamoto, A., 1989. A new method of spectral analysis and its application to the Earth's free oscillations: the "Sompi" method. *J. Geophys. Res.*, **94**, 7535–7553.

Roberts, R. G., 1986. Global electromagnetic induction. *Surv. in Geophys.*, **8**, 339–374.

Rokityanski, I. I., 1982. *Geoelectromagnetic Investigation of the Earth's Crust and Mantle*, 381pp. Springer-Verlag, Berlin.

《地球物理学进展》简介

《地球物理学进展》是由中国科学院地球物理研究所主办的情报性学术性期刊,由中国科学院学部委员、中国科学院地球物理研究所所长刘光鼎教授任主编.本刊1986年创刊,1991年公开发行,刊号为:ISSN1004-1903/CN11-2982/P.办刊宗旨为探讨地球物理学科的发展战略;反映地球物理学各分支学科前沿研究课题的进展;评价地球物理学的发展现状和趋势.设有策划与思考、综述、译文、国外文摘、学术动态、会议报道、专题讲座及书评等栏目.读者对象主要是从事地球物理研究、应用的广大科技人员和大专院校地球科学系的广大师生,对从事地学科技管理工作的同志也有一定的参考价值.

《地球物理学进展》为季刊.16开本,每期112页,定价3.50元(含邮资),全年14.00元.

欢迎订阅!凡订阅者,请与北京9701信箱资料室尹慈惠同志联系,邮政编码100101.

欢迎投稿!来稿请寄上述通讯地址,《地球物理学进展》编辑部.