

# 陕西地磁短周期变化分布特征<sup>\*</sup>

范国华 姚同起 韩克礼 朱克佳 顾左文

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

**摘要** 为研究陕西地区地磁短周期变化特征, 1996 年 9 月从陕西南部石泉至甘肃宁县布设临时测线一条, 在测线上进行地磁短周期变化三分量同步观测。在 3 min 至 2 h 周期范围内, 统计计算了各测点各周期成分的地磁垂直转换函数、水平转换函数及谱成分关系。在数据处理中参考应用了随机数据理论, 取得了较好效果。分析指出, 该区地磁短周期变化受武功、乾陵之间地下近东西向异常感应电流集中的区域性影响及测点附近局部感应电流影响。其主要分布特征为, 垂直分量变化在武功和乾陵之间存在一反向轴, 频率响应显示出转换函数在周期约 20 min 时有最大值。

**关键词** 地磁垂直转换函数 地磁水平转换函数 异常感应电流集中

## 引言

地球变化磁场包含着丰富的信息, 例如, 有关太阳活动、日地关系、磁层及电离层电磁现象及地球内部的信息等。因此, 人们对地球变化磁场的研究非常感兴趣。为了研究陕西地磁短周期变化的特征, 1996 年 9 月从陕西南部的石泉至甘肃宁县布设一条临时测线共 8 个测点, 同步观测三分量地磁短周期变化。本文的目的是通过地磁转换函数研究该地区地磁短周期变化的基本特点, 由此进行的观测区地下导电率结构的反演研究将在以后的文章中给出。地磁垂直分量转换函数作为反映地磁短周期变化特征、地下导电率结构以及地震前兆变化的参数等, 在国内外已进行广泛的研究(陈伯舫, 1974; 龚绍京, 吴占峰, 1986; 陈伯舫等, 1991; 范国华等, 1997; Chen, Fung, 1988; Gough *et al.*, 1974; Rikitake, Honkura, 1985; Schmucker, 1970; Fujiwara, Toh, 1996; Banks, 1973)。而地磁水平转换函数的研究则少得多。这主要是因为确立作为参考的正常场及根据测点的观测数据得到高精度的异常场两个方面都存在一定的难度。

垂直转换函数及水平转换函数反映了地磁短周期变化不同分量的异常特征。此外, 也从不同角度反映了其源的特点。例如, 垂直转换函数反映了异常电流的方向及横向变化, 水平转换函数主要表示测点下的异常电流(Fujiwara, Toh, 1996), 具有更局部化的特征(Rikitake, Honkura, 1985), 且包含地下导电率结构的维数信息(Lilley, 1974; Honkura *et al.*, 1989)。

本研究中, 不仅计算和分析了各台站的垂直转换函数, 也计算分析了水平转换函数及

\* 国家自然科学基金资助项目。中国地震局地球物理研究所论著 98A01020。  
1997-12-16 收到初稿, 1998-05-21 收到修改稿, 1998-08-22 决定采用。

水平分量的台际关系, 以求从不同的角度对陕西地磁短周期变化的分布特征给出较多的信息。

## 1 数据及数据处理

1996年9月初至9月底, 从陕西南部的石泉到甘肃宁县布设一条临时测线, 沿测线有石泉(SQ)、佛坪(FP)、板房子(BF)、周至(ZZ)、武功(WG)、乾陵(QL)、彬县(BX)、宁县(NX)8个测点, 在8个测点上进行地磁三分量短周期变化的同步测量。使用的仪器为分量磁通门磁力仪。在测点SQ和NX, 仪器的噪声水平小于0.02 nT, 仅配置可见曲线记录。其它6个测点上, 仪器噪声水平小于0.05 nT, 用数字记录仪采集数据, 并配有可见曲线记录, 以监视仪器工作状况和环境噪声。在所有测点上, 为减少环境温度变化对观测的影响, 其磁通门探头均埋在地下。

在数据处理中, 首先根据各测点的可见记录对记录资料进行了筛选, 筛除了变化过于平静及干扰过大的资料段; 然后基于各测点间水平分量相关函数的原理, 对观测数据进行了时间校正, 并基于分段方差分析原理对数据的干扰成分进行了校正。在谱分析前滤去了不需要的长周期成分和高频成分。

地磁垂直转换函数的基本方程为

$$\Delta Z(f) = A(f)\Delta X(f) + B(f)\Delta Y(f) \quad (1)$$

根据随机数据理论(Bendat, Piersol, 1971), 这是一个有两个输入和一个输出的线性系统, 该系统的频率响应函数为

$$\left\{ \begin{array}{l} A(f) = H_1(f) = \frac{S_{1y}(f) \left[ 1 - \frac{S_{12}(f)S_{2y}(f)}{S_{22}(f)S_{1y}(f)} \right]}{S_{11}(f) \left[ 1 - \gamma_{12}^2(f) \right]} \\ B(f) = H_2(f) = \frac{S_{2y}(f) \left[ 1 - \frac{S_{21}(f)S_{1y}(f)}{S_{11}(f)S_{2y}(f)} \right]}{S_{22}(f) \left[ 1 - \gamma_{12}^2(f) \right]} \end{array} \right. \quad (2)$$

其中,  $S_{11}(f)$ ,  $S_{12}(f)$ ,  $S_{21}(f)$ ,  $S_{22}(f)$ 为两个输入间的自谱及互谱;  $S_{1y}(f)$ ,  $S_{2y}(f)$ 为输入及输出间的互谱;  $\gamma_{12}^2$ 为输入间的相干函数。由公式(2), 并用下标 $x$ ,  $y$ ,  $z$ 代替下标1, 2,  $y$ , 即得习惯上常用的表达式

$$\left\{ \begin{array}{l} A(f) = H_1(f) = \frac{S_{zx}S_{yy} - S_{yx}S_{zy}}{S_{xx}S_{yy} - S_{xy}S_{yx}} \\ B(f) = H_2(f) = \frac{S_{zy}S_{xx} - S_{xy}S_{zx}}{S_{xx}S_{yy} - S_{xy}S_{yx}} \end{array} \right. \quad (3)$$

类似对水平转换函数

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta X^a(f) = C(f)\Delta X_r(f) + D(f)\Delta Y_r(f) \\ \Delta Y^a(f) = E(f)\Delta X_r(f) + F(f)\Delta Y_r(f) \end{array} \right. \quad (4)$$

则有

$$\left\{ \begin{array}{l} C(f) = \frac{S_{X^a X_r} S_{Y_r Y_r} - S_{Y_r X_r} S_{X^a Y_r}}{S_{X_r X_r} S_{Y_r Y_r} - S_{X_r Y_r} S_{Y_r X_r}} \\ D(f) = \frac{S_{X^a Y_r} S_{X_r X_r} - S_{X_r Y_r} S_{X^a X_r}}{S_{X_r X_r} S_{Y_r Y_r} - S_{X_r Y_r} S_{Y_r X_r}} \\ E(f) = \frac{S_{Y^a X_r} S_{Y_r Y_r} - S_{Y_r X_r} S_{Y^a X_r}}{S_{X_r X_r} S_{Y_r Y_r} - S_{X_r Y_r} S_{Y_r X_r}} \\ F(f) = \frac{S_{Y^a Y_r} S_{X_r X_r} - S_{X_r Y_r} S_{Y^a X_r}}{S_{X_r X_r} S_{Y_r Y_r} - S_{X_r Y_r} S_{Y_r X_r}} \end{array} \right. \quad (5)$$

其中, 上标  $a$  表示异常场, 下标  $r$  表示参考场. 引入随机数据理论, 可方便地获得其它有用信息, 或借用有益的数据处理方法, 估计转换函数的均方误差. 例如, 估计两个输入之间, 以及输入和输出间的相干性等方法. 在这里, 我们根据频率响应的信度区间理论来估计转换函数的均方误差. 频率响应信度区间为

$$\hat{r}_i^2(f) = \frac{4}{n-4} f_{(4, (N-4); a)} \frac{[1 - \hat{\gamma}_{y \cdot x}^2(f)] \hat{S}_y(f)}{[1 - \hat{\gamma}_{i \cdot x}^2(f)] \hat{S}_i(f)} \quad (6)$$

其中,  $\hat{r}_i^2(f)$  为第  $i$  个输入的频率响应的信度为  $(1 \sim \alpha)$  的区间,  $n$  为谱估计的自由度,  $\hat{S}_i(f)$  和  $\hat{S}_y(f)$  分别是  $i$  个输入和输出的功率谱,  $\hat{\gamma}_{i \cdot x}^2(f)$  是第  $i$  输入和其它输入间的相干函数估计,  $\hat{\gamma}_{y \cdot x}^2(f)$  是输出和所有输入间的相干函数估计. 从计算结果看来, 各转换函数估计值的均方误差估计是比较合理的.

利用离散数据富氏级数展开方法来获得观测资料的频谱信息. 鉴于其频率点是人为定的, 往往并不落在真实的频率成分上, 偏低的频率分辨率往往会使频率成分有较大的失真. 为此, 在谱分析前对所处理资料段进行了适当的延展和加窗, 以增加频率分辨率. 在谱分析后对所得谱估计曲线进行平滑拟合, 并筛去偏离拟合曲线较多的谱成分.

获得合适的参考场, 对计算台际垂直转换函数是有益的, 也是计算水平转换函数所必须的. 一般常用远离异常测点的测点记录作为参考场. 在我们的测点中不存在这样的测点. 我们采用了所有测点的平均变化作为参考场. 这样做会保留水平场中的异常场成分. 然而平均的结果必然会相当大的压低异常场成分. 而干扰成分也在平均中得到有效的压制. 在平均中, 利用测点记录间的相关系数, 排除了有问题的测点记录, 以保证所得出的参考场的质量.

然后计算了各个测点垂直转换函数  $A, B$ . 由于可见曲线记录数字化及个别测点个别分量资料的缺少, 故只计算了 FP、BF、ZZ、WG、QL、BX 的  $C, D$  系数和 BF、ZZ、WG、BX 的  $E, F$  系数. 本文中所研究的周期范围从  $200 \sim 8150$  s.

## 2 分析

该区地磁短周期变化最明显的特征是垂直分量变化在测点 WG 及 QL 之间反向(图 1), 比杜兴信和麻水岐(1987)根据地磁台站记录推断的渭河反向带, 约向北移了 20 多公里. 下面我们通过转换函数的分析来反映地磁短周期变化异常的频率特性、空间分布及与水平场的关系.

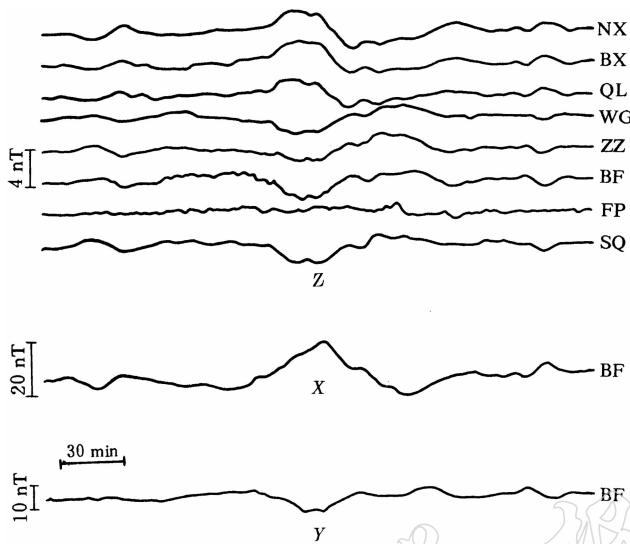


图 1 1996 年 9 月 18 日 0 h~4 h20 min 各测点 Z 分量及 BF 测点 X, Y 分量观测曲线

## 2.1 垂直转换函数 $A, B$

各测点上的  $A_r, A_i, B_r, B_i$  (下标  $r$  及  $i$  分别表示实部及虚部) 随周期的变化主要有以下两种形式:

(1) 在所研究的第 4 个周期成分(中心周期为 820 s)或第 5 个周期成分(中心周期为 1 300 s)具有最大值, 随着周期的减小和增加而减小.

(2) 随着周期的增加而减小. 属于第 1 种形式的有: BF、ZZ、WG、BX、NX 和 SQ 测点的  $A_r$ , QL、NX、SQ 测点的  $B_r$ , 以及 BF 测点的  $B_i$  和 QL 测点的  $A_i$ ; 属于第 2 种形式的有: BF 测点的  $B_r$  和  $A_i$  以及 QL 测点的  $A_r$ . 图 2 作为例子给出了 BF 及 WG 测点的  $A_r, A_i, B_r, B_i$  随周期的变化. 除上述提到的之外, 其它测点的  $A_r, A_i, B_r, B_i$  值均很小. 就转换函数的虚部而言, 除 BF 测点的  $A_i$  和  $B_i$  及 QL 测点的  $A_i$  外, 其它测点的  $A_i$  和  $B_i$  均很小.

因此, 下面仅对实感应矢量作进一步的分析. 图 3 给出了几个周期的实感应矢量的空间分布, 其最主要的特征是实感应矢量在 WG 和 QL 测点之间存在一反向轴. 对每一测点的实感应矢量往往受到区域因素的影响及测点附近局部因素的影响. 我们取各测点实感应矢量方位角的加权平均值(平均时将反向轴另一侧测点的矢量反向), 作为区域因素分向的粗糙的一级近似. 而对这一方向的偏离则视为测点附近局部因素的影响. 区域因素分向大致为南北方向(NNW-SSE). 因此,  $A_r$  可近似的表示区域因素的分量. 图 4 给出了 4 个不同周期的  $A_r$  的空间分布.

## 2.2 水平转换函数 $C, D, E, F$

水平转换函数随周期的变化, 较多的是随周期的增加而减小. 属于这种情况的有 FP 的  $C_i$ , BF 的  $C_i, F_r, F_i$ , ZZ 的  $D_r, F_i$  和 BX 的  $C_r, C_i, D_r$ . 第 2 种情况是存在最大响应周期、随周期的增加和减小, 其幅度减小. 属于这一类的有 WG 的  $C_r, D_r, E_r$ , QL 的  $D_r$ , BX 的  $E_r, F_i$ . 还有一种情况是以上两种情况的叠加, 有 FP 的  $D_r$ , BF 的  $C_r$ , WG 的  $C_r$ . 在  $C, D, E, F$  中, 总的来说各测点上  $E$  均相当小, 最大幅度是 BX 测点在 520 s 时  $E_r = -0.09$ .

这说明部分测点上地磁短周期变化的东向异常场主要由东向正常场引起。水平转换函数随测点的分布中,除了FP的 $D_r$ 有相对较大值外,在 $200 s < T < 2050 s$ 范围内, WG 测点的C, D在测线分布中具有极大值。当 $T > 2050 s$ 时,整个测线上,C, D都在零附近。图5给出了C, D在周期为520 s和2 050 s时在测线上的分布。E的分布也在零附近。F的分布,在 $T < 1300 s$ 时,BF、BX测点有较大值;当 $T > 1300 s$ 时,则分布于零附近。

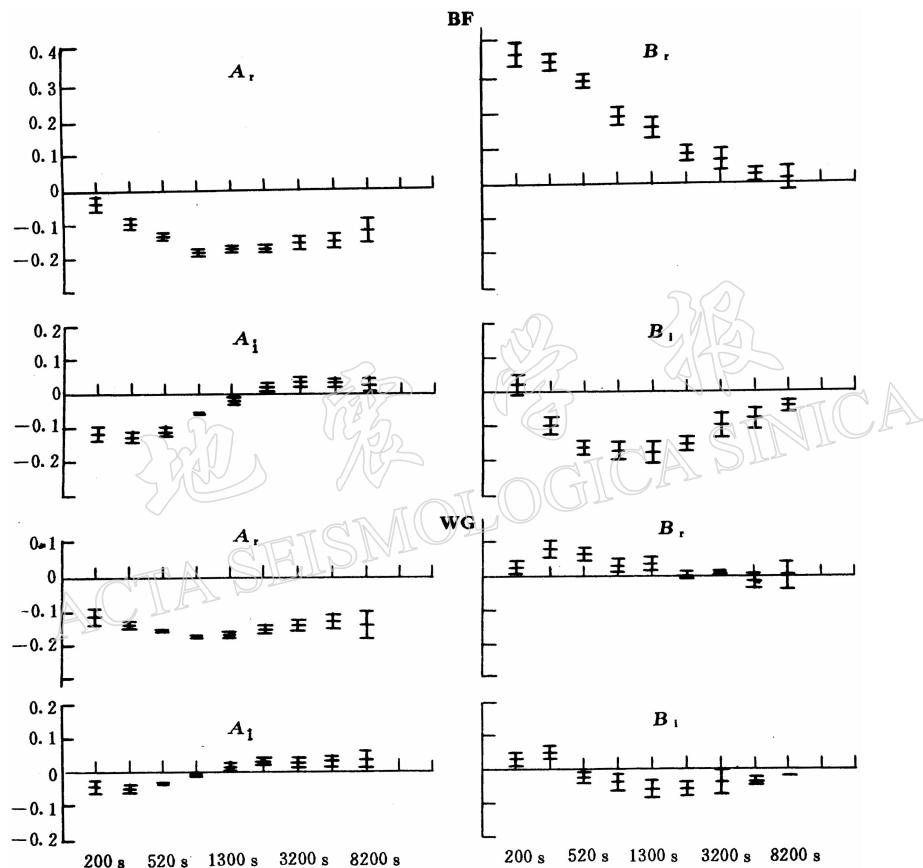


图 2 BF 和 WG 测点垂直转换函数随周期的变化

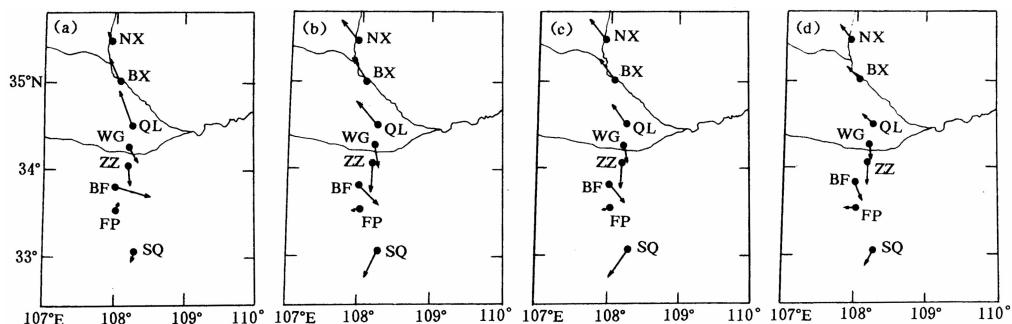
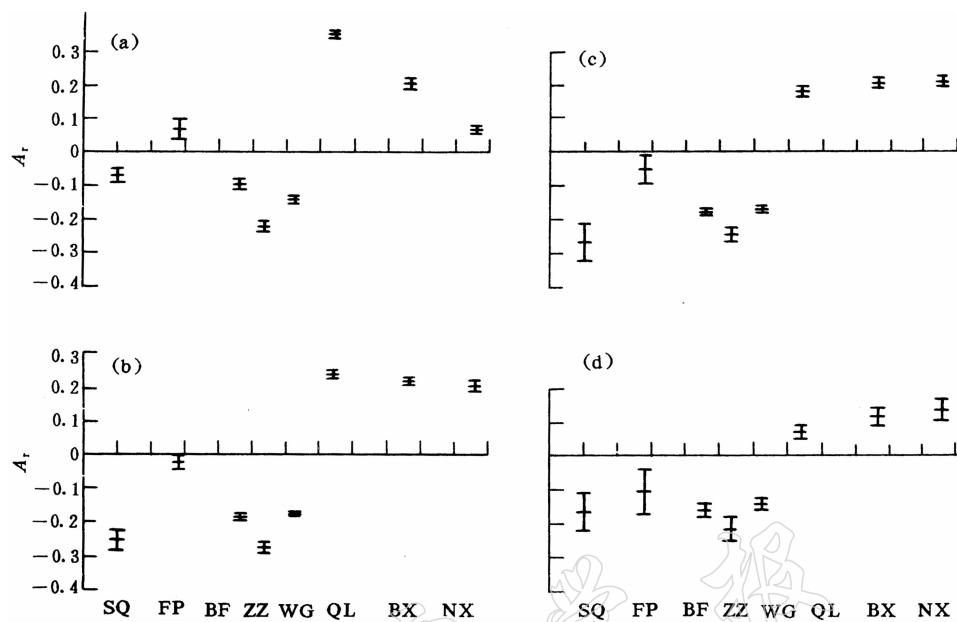
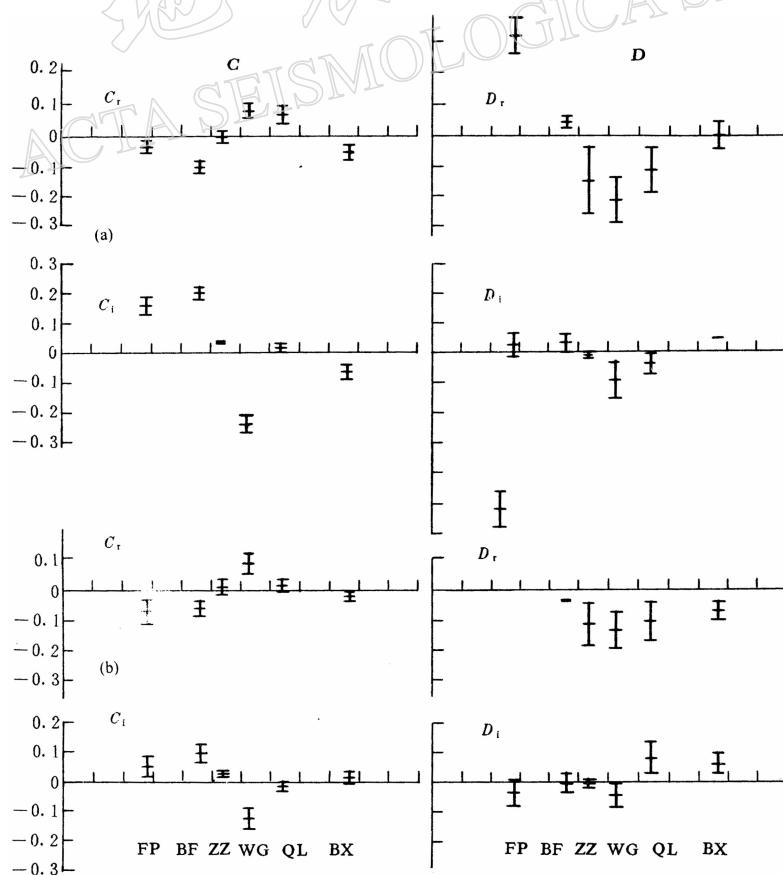


图 3 实感应矢量的空间分布

(a)  $T = 320 s$ ; (b)  $T = 820 s$ ; (c)  $T = 1 300 s$ ; (d)  $T = 3 200 s$

图4 转换函数A的实部( $A_r$ )的空间分布.(a)  $T=320$  s; (b)  $T=820$  s; (c)  $T=1\,300$  s; (d)  $T=3\,200$  s图5 C, D 在测线上的分布. (a)  $T=520$  s; (b)  $T=2\,050$  s

### 3 讨论

根据对垂直转换函数及实感应矢量的分析, 存在一区域性因素的影响, 这一影响的感应矢量可用  $A_r$  近似。 $A_r$  在 WG 和 QL 之间反向, 除 SQ 测点外形成平滑的空间分布。根据感应矢量的基本性质, 可认为在 WG 和 QL 测点之间, 存在近东西向的异常感应电流集中。其深度和线度使垂直转换函数在第 4, 5 个周期有最大幅度, 且引起了测线上  $A_r$  除 SQ 点外的空间分布。除此之外, 转换函数还存在局部因素的影响。例如, BF 测点的  $B_r$ ,  $B_i$ ,  $C_i$ ,  $F_r$  和  $F_i$  随周期的增加而减少, 可认为存在局部、浅部的异常感应电流。它导致了该测点高频成分实感应矢量大且偏向东南, 显得和其它测点矢量分布的不协调。BF 测点的  $C_i$  和  $F_i$  有较大值, 按照 Fujiwara 和 Toh(1996)的方法构成的水平转换函数异常椭圆应为近似圆形。

本文中还计算了各测点和参考场间  $X$  和  $Y$  各周期成分的幅度关系和相位关系。图 6 给出了周期为 520 s 和 2 050 s 的这种关系沿测线的分布。上图为幅度比、下图为相位关系。其幅度分布基本上构成以 WG 为极大的平滑凸状分布。在所研究周期成分中, 除第 1 周期(中心周期为 200 s)和  $T > 3 600$  s 的周期之外, 都呈现这种分布状态。这和上面谈到的

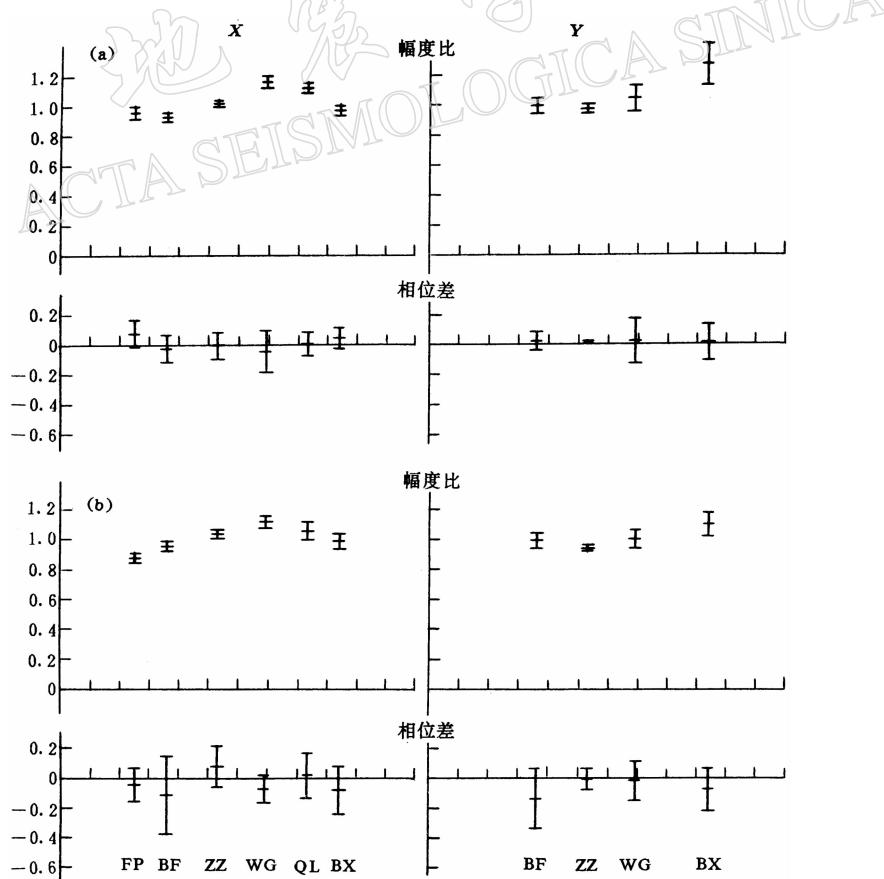


图 6  $X$ 、 $Y$  的幅度和相位在测线上的分布

(a)  $T=520$  s; (b)  $T=2 050$  s

C, D 的测线分布在 WG 具有最大值相互一致. 说明了在测点 WG 附近有最大的水平北向异常场. 根据周期特性和空间分布, 可以推断这种水平场分布与垂直场在 WG 和 QL 测点间反向均为同一源引起, 其异常感应电流集中近似于东西向, 并位于 WG 和 QL 之间接近 WG 的一侧. 这一区域性影响源和测点附近的局部影响, 形成了陕西地磁短周期变化异常的分布特征. 最主要的特征为垂直分量变化在 WG 和 QL 之间存在一反向轴, 北向水平分量变化在 WG 附近具有最大值, 在 WG 南北两侧逐渐衰减.

### 参 考 文 献

- 陈伯舫, 1974. 渤海西岸的电导率异常. 地球物理学报, **17**(3): 169~172
- 陈伯舫, 范国华, 冯戬云, 1991. 导体边缘附近的虚感应矢量性质的数值模型研究. 地球物理学报, **34**(1): 82~88
- 杜兴信, 麻水岐, 1987. 陕西地区地磁湾扰异常. 地球物理学报, **30**(1): 52~60
- 范国华, 姚同起, 顾左文, 等, 1997. 海南省澄迈县小区域地磁变化观测及解释. 地震学报, **19**(3): 261~267
- 龚绍京, 吴占峰, 1986. 唐山地震可能伴随的地电导率变化. 地震学报, **8**(1): 28~35
- Banks R J, 1973. Data processing and interpretation in geomagnetic deep sounding. *Phys Earth Planet Inter*, **7**: 339~348
- Bendat J S, Piersol A G, 1971. *Random Data: Analysis and Measurement Procedure*. John Wiley & Sons, Inc. 407
- Chen P F, Fung P C W, 1988. Frequency response of the transfer functions of the current channelling between two oceans. *J Geomagn Geoelec*, **40**: 335~355
- Fujiwara S, Toh H, 1996. Geomagnetic transfer functions in Japan obtained by first order geomagnetic survey. *J Geomagn Geoelec*, **48**: 1 071~1 101
- Gough D I, McElhinny M W, Lilley F E M, 1974. A magnetometer array study in southern Australia. *Geophys J R astro Soc*, **36**: 345~362
- Honkura Y, Watanabe N, Kaneko Y, et al, 1989. Anisotropy in electromagnetic field variations and its implication for lateral inhomogeneity of the electrical conductivity structure. *Phys Earth Planet Inter*, **53**: 278~286
- Lilley F E M, 1974. Analysis of the geomagnetic induction tensor. *Phys Earth Planet Inter*, **8**: 301~316
- Rikitake T, Honkura Y, 1985. *Solid Earth Geomagnetism*. Tokyo: Terrascientific publishing company. 384
- Schmucker U, 1970. Anomalies of geomagnetic variations in the southern United States. *Bull Scripps Inst Oceanogr*, **13**: 165