

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2020032401

# 地磁场模型在海洋磁测资料处理中的应用研究

邢琮琮, 徐行

中国地质调查局广州海洋地质调查局, 广州 510760

**摘要:**地磁日变改正正是海洋磁测资料处理过程中的一个重要环节。本文利用地磁场综合模型与 IGRF 模型联合计算了西太平洋某调查工区的地磁日变数据, 对比分析了相同位置的海洋地磁日变站观测数据。使用两种不同类型的地磁日变数据, 分别对该测区中 15 条测线进行了磁测数据处理, 并对这些测线及其 56 个交叉点进行了误差分析。研究结果认为: ①当用计算数据做海洋磁测的处理时, 其交叉点内符合精度在调差前基本满足海洋地质规范的要求, 在调差后完全符合海洋地质规范的要求, 但使用计算数据的精度低于实测数据。②磁静时, 计算日变曲线和实测日变曲线拟合程度高; 磁扰时, 两者幅值差异较大, 磁扰越强相关系数越小。磁情指数  $K > 4$  时的模型计算数据, 建议谨慎使用或不使用。

**关键词:** CM4 模型; IGRF 模型; 海洋磁测; 日变改正; 西太平洋

中图分类号: P738.3 文献标识码: A

## Application of geomagnetic field model to marine magnetic data processing

XING Congcong, XU Xing

Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou 510760, China

**Abstract:** The correction of geomagnetic diurnal variation is an important step for marine magnetic data processing. In this paper, the geomagnetic diurnal variation data of a survey area in the western Pacific Ocean was calculated using the integrated model and the IGRF model, and the results were analyzed by comparing with the observation data from the same marine geomagnetic diurnal variation stations. Both of the two kinds of data were used to process the magnetic data for the 15 survey lines in the survey area, and error analyses are made for all the survey lines and their 56 intersections. The results suggest that: (1) When the calculated data is used for the processing of marine magnetic survey data, the accuracy of the intersection points basically meets the requirements of the specifications for marine geological survey before the adjustment, and completely meets the requirements of the specifications for marine geological survey after the adjustment, but the accuracy of the calculated data is lower than the measured data. (2) The calculated diurnal variation curve had higher fitting degree with the measured in magnetostatic condition, while the amplitude difference between them is larger in the case of magnetic disturbance, and correlation coefficient decreased with the enhancement of magnetic disturbance. The model calculated data of  $K > 4$  must be used with caution or never be used.

**Key words:** CM4 model; IGRF model; marine magnetic survey; diurnal variation correction; the western Pacific

地磁场模型的计算与研究是地磁学的重要研究内容之一, 它在地球科学、空间科学、地球物理勘探、岩石层物理学和地球深部研究等许多领域都有重要的学术意义和广泛的实际实用价值<sup>[1]</sup>。在海洋磁测中, 地磁日变改正是资料处理中的一个重要环节, 决定了后期地磁测量数据处理成果的质量, 影响着地球物理勘探成果的学术水平。通常, 磁法勘探需在测区附近布设地磁日变观测站, 同步收集地磁日变数据<sup>[2]</sup>。而在深远海域中解决此类问题一直受技术方法的制约。针对这种情形, 前人先后采

用过“动态差分”和“静态差分”法来消除地磁日变影响。其中, 所谓的“动态差分”法就是用双磁探头模式的地磁梯度测量方法来消除测量过程中的地磁日变影响; “静态差分”法是用定点的地磁日变观测数据去改正动态的海洋地磁测量值<sup>[3-4]</sup>。前者在小比例尺海洋磁测中的实践应用效果不好; 而后的效果虽好, 但存在潜标系统设备收放复杂、采集成功率不稳定以及海底观测数据受海水中的感应地磁场干扰等因素的影响<sup>[5]</sup>。对于地磁场模型的使用, 有国内学者通过研究认为采用综合模型一并进

资助项目: 国家重大科学仪器设备开发专项“海洋地磁场矢量测量仪开发与应用”(2014YQ100817)

作者简介: 邢琮琮(1995—), 男, 硕士, 助理工程师, 从事海洋地球物理技术方法研究, E-mail: 391713824@qq.com

通讯作者: 徐行(1963—), 男, 硕士, 教授级高级工程师, 从事海洋地球物理学及其勘探技术方法研究, E-mail: gz\_xuxing@163.com

收稿日期: 2020-03-24; 改回日期: 2020-04-09 蔡秋蓉编辑

行日变改正、正常场及其长期变化改正,可以更好地解决日变改正中遇到的问题<sup>[6]</sup>;海外学者在海洋磁测中使用 CM4 和 IGRF 地磁场模型计算值来改正海洋磁测中的日变影响,在大塔木海山调查中取得了成功<sup>[7]</sup>。但由于相关成果中没有做与定点地磁日变站观测数据改正的对比分析,因而未能对其方法及精度做系统的评价。

随着人们对全球地磁场模型研究程度的加深和研究资料的不断积累,以及参与地磁场模型计算的卫星磁测数据质量的提高,将地磁场模型的计算成果应用到无限海域地磁测量的时机已成熟。然而,将地磁场模型计算值用于海洋磁测中的日变改正与其他方法的差异如何?测量成果的精度怎样?本文作者通过对地磁场模型的计算与应用研究,结合海上地磁测量和资料处理的具体实践,来回答这些问题。

## 1 数据和方法

### 1.1 数据来源

本文共收集了3类数据:①西太平洋某工区的实测数据(海洋磁测的测线数据及地磁日变观测站的观测日变数据);②广东省肇庆地磁台K指数数据;③地磁场模型计算日变数据(包括更新的CM4模型卫星数据和最新的IGRF模型数据)。

地磁日变观测站(下文简称日变站)是由一条4000 m长的主绳,6个正浮力玻璃浮球,2台加拿大生产的 Sentinel 磁力仪,3台声学释放器和1个自制的218 kg(海水中的重量)的水泥块组成。日变站的结构图见图1。其中, Sentinel 磁力仪主要技术指标为:直接测程:18 000~120 000 nT,灵敏度:0.015 nT,分辨率:0.001 nT,绝对精度:0.2 nT;该设备的工作温度范围为-25~+60 ℃,工作水深可达6 000 m,数据存储量为 $1 \times 10^7$ 个读数,数据采样率可达10 Hz,无方向性误差,无温度漂移,无测量盲区。

西太平洋某工区的日变站布放位置为16°23'N、129°35'E,投放点水深4 280 m,图2为日变站的布放位置图。其中, Sentinel 磁力仪沉放深度400 m,采集的数据时间跨度为24.7 d。海洋磁测的测线共15条,包括8条东西向主测线和7条南北向联络测线。海洋磁测中使用了 Seaspy 海洋磁力仪,与 Sentinel 磁力仪同一厂家,其技术指标也相同。以上实测数据从广州海洋地质调查局的调查项目中收集,野外资料的技术要求和质量均满足海洋地质

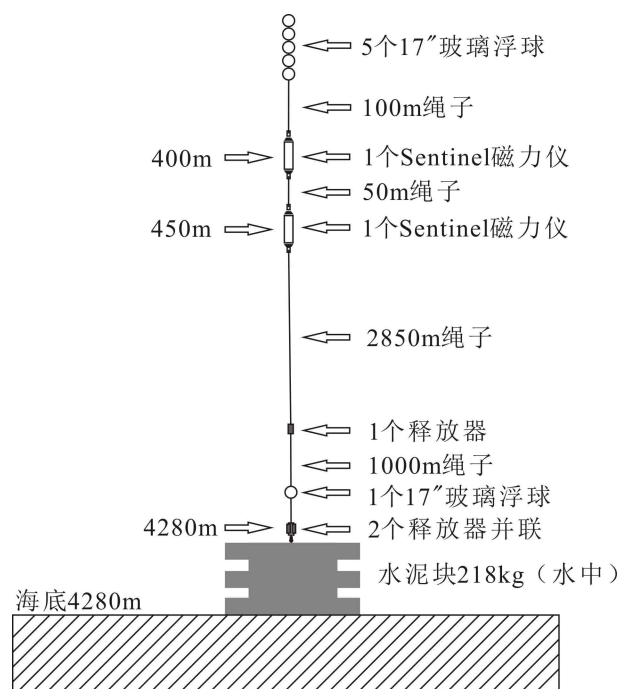


图1 地磁日变观测站结构图

Fig.1 The structure of geomagnetic diurnal observatory

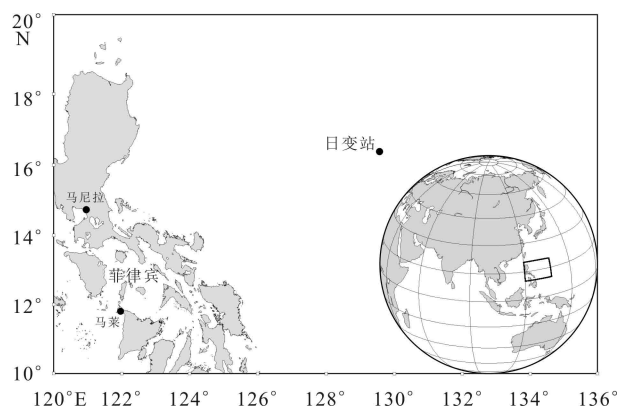


图2 地磁日变观测站布放位置图

Fig.2 Location of the geomagnetic diurnal observatory

调查规范的要求。

K指数是单个地磁台用来描述每日每3小时内的地磁扰动强度的指数,称为3小时指数或磁情指数。它是一种定量的分级指数,从0到9共分10级,数字越大表示地磁扰动越强。每日分为8个时段(世界时),00~03时为第1时段,03~06时为第2时段等, ..., 21~24时为第8时段,每个时段确定一个K值<sup>[8-9]</sup>。本文使用了广东省地震局肇庆基准地磁台(22°58.20'N、112°27.00'E)的K指数数据,相应时段与本文中的日变站记录时段一致。K指数的波动与日变站观测数据所反映出的磁情变化基本一致,数据质量可靠。

CM4模型的卫星数据使用了1960—2002年间

POGO 卫星和 CHAMP 卫星的标量数据, Magsat 卫星和 Oersted 卫星的标量与矢量数据、更新的磁层环电流指数(Dst 指数)和太阳通量指数(F10.7 指数);台站数据使用了地磁台站每月最静时时均值,分为两种不同采样率<sup>[10-11]</sup>:①1960—1985 年最接近 01:00 地方时的时均值(OHM-1AM);②在 POGO 和 MAGSAT 卫星任务期间,每月磁静日中以 2 小时为间隔的台站时均值(OHM-MUL)。IGRF 模型使用了国际上每 5 年发表一次的球谐系数,由一组高斯球谐系数( $g_n^m$ 、 $h_n^m$ )和年变率系数( $\Delta g_n^m$ 、 $\Delta h_n^m$ )组成<sup>[12-13]</sup>。

### 1.2 模型计算方法

CM4 模型的适用时间为 1960 年 1 月—2002 年 6 月,它的计算分为内源场与外源场两部分。对于近地表的观测,内源场是由地核磁场、地幔感应电流和地壳磁场组成;外源场是由磁层场及其感应场、电离层场及其感应场和环形电流组成<sup>[14-15]</sup>。为突破 CM4 模型的适用时间限制,根据内源场的成分组成及其随时间变化缓慢的性质,本文使用全球地磁场模型国际地磁参考场(IGRF)替代;外源场则是更新 CM4 模型中相应的卫星数据之后进行计算<sup>[7,10]</sup>。由于 IGRF 模型计算内源场和 CM4 模型计算外源场的结果均为三分量数据,最终将它们合成为地磁总场值。具体的计算公式和方法见作者的前期成果<sup>[16]</sup>。

### 1.3 磁测数据的处理和精度评价

海洋磁测的原始数据需要经预处理以及一系列的改正才可得磁异常值。根据海洋地质规范中的处理方法<sup>[17]</sup>,其数据处理流程图见图 3 所示。

海洋磁测精度评价的重要信息来源是主测线和联络测线的交点差。一般采用交叉点的内符合精度来衡量数据质量,其统计方法<sup>[18-19]</sup>如公式 1 所列:

$$\sigma_{\text{内}} = \pm \sqrt{\frac{[\delta\delta]}{2n}} \quad (1)$$

式中, $\sigma_{\text{内}}$ 为交叉点的内符合精度, $\delta$ 为主测线与联络测线的交点差, $n$ 为交叉点个数。

## 2 数据处理

### 2.1 整体日变曲线对比

对比的地磁日变曲线共两种:一是日变站观测的记录曲线(下文简称,实测日变曲线),二是用地磁场模型计算获得的计算曲线(下文简称,计算日变曲线)。其中,日变站数据的时段为世界时 2018 年 12 月 4 日 06:00 至 2018 年 12 月 28 日 23:00,经去除跳点、插值及滑动窗口平均之后,得到实测日变曲线。在 CM4 模型和 IGRF 模型计算中,所设参数均为本文日变站布放位置和采集时段,高程为 0 m;其中,IGRF 模型在采集时间内每天计算一次。最终将 CM4 模型和 IGRF 模型合成地磁总场值得到计算日变曲线。

图 4 为实测日变曲线与计算日变曲线的对比图。从 K 指数的波动程度分析,2018 年 12 月 4 日—11 日和 16 日—19 日,K 值在 1~3 之间波动;12 日—15 日,K 值多为 0~2,偶有 3 的跳变;20 日—26 日,K 值最大为 2,是磁静日时段;27 日—28 日的 K 值为 3~4,为磁扰日时段。

比较实测日变曲线和计算日变曲线(图 4):在形态方面,两者变化趋势相似;其中的低频部分拟合较好,高频细节部分有差异。在幅值方面,两者在曲线的极大值和极小值位置有一定的幅值差,计算日变曲线的幅值变化幅度大多数情况下小于实测日变曲线;特别是在出现磁扰(K 指数较大)的位置上,其幅值变化的差异更加明显。在相位方面,两者基本相同,计算日变曲线略有延后。

### 2.2 典型时段日变曲线及其改正效果对比

在图 4 中分别选择 K 指数在不同数值区间的

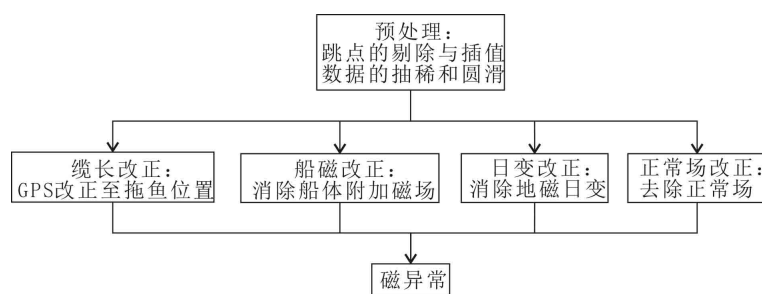


图 3 海洋磁测数据处理流程图

Fig.3 The processing flow chart of marine magnetic data

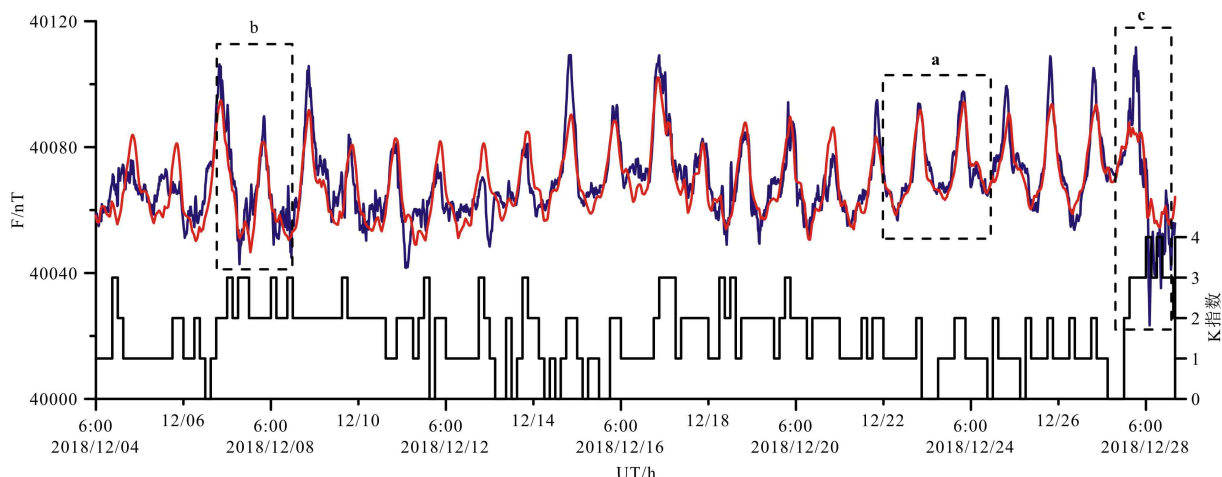


图 4 地磁日变曲线对比图 (红色线为计算日变曲线, 蓝色线为实测日变曲线, 黑色线为 K 指数; a、b、c 虚线框为典型细节图范围)

Fig.4 Comparison of geomagnetic diurnal variation curves (The red line is the calculated curve, the blue line is the measured curve, and the black line is the K index; The dotted lines of a, b, and c are those showing typical details)

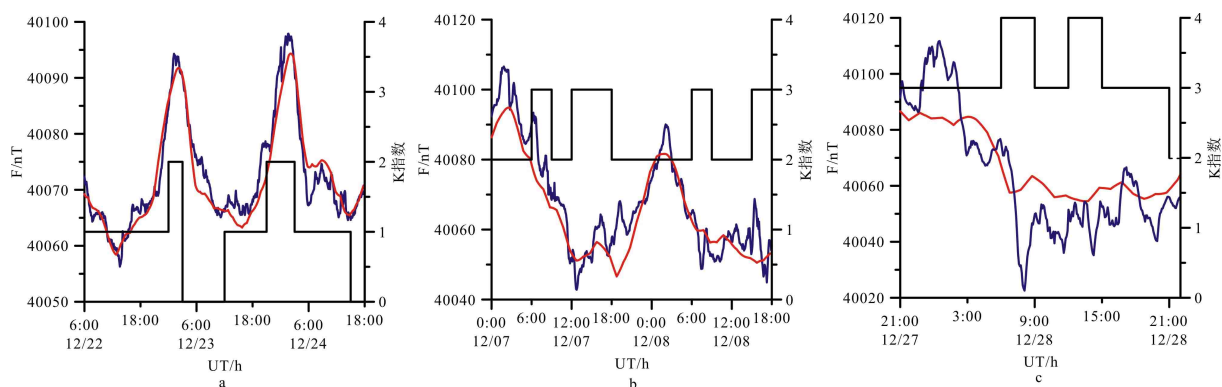


图 5 日变曲线细节对比图 (红色线为计算日变曲线, 蓝色线为实测日变曲线, 黑色线为 K 指数)

Fig.5 Comparison of diurnal variation curve details (The red line is the calculated curve, the blue line is the measured curve, and the black line is the curve of K index)

时段作图分析, a、b、c 区域分别代表 K 指数在 0~2、2~3 和 3~4 之间的细节图。

图 5a 的时段为 12 月 22 日 06:00 至 24 日 18:00。K 指数有 3 个时段最大为 2, 4 个时段最小为 0, 其他时段为 1, 为磁静时段。两曲线形态基本相同, 拟合程度较好, 曲线的细节波动有差异, 幅值差小, 在两个波峰位置处, 两曲线的极大值差值分别为 2.22 和 3.56 nT, 曲线的后半段可看出模型计算日变曲线的相位有延后。

图 5b 的时段为 12 月 7 日 00:00 至 8 日 18:00。K 指数有 5 个时段为 3, 9 个时段为 2, 有轻度磁扰。虽两曲线形态相似, 但存在一定的幅值差。其中的计算日变曲线较为圆滑, 缺失高频成分。

图 5c 的时段为 12 月 27 日 21:00 至 28 日 22:00。K 指数有 2 个时段最大为 4, 1 个时段最小为 2, 其他时段为 3, 是典型的磁扰时段。虽然两曲线总体

变化趋势类似, 但不仅形态相差大, 而且幅值差也较大。在本时段中的计算日变曲线幅值变化幅度为 32.14 nT, 小于日变站的 89.14 nT。

在西太平洋某工区的 15 条海洋磁测测线的数据处理过程中, 分别使用了模型计算数据和日变站实测数据进行地磁日变改正, 其他所用数据以及处理方法均相同。使用模型计算数据得到磁异常简称为“模型磁异常”, 使用日变站实测数据处理得到的磁异常简称为“实测磁异常”。取其典型海洋磁测的测线进行分析(图 6)。

图 6 中 a、b、c 3 条测线分别对应图 5 中 a、b、c 3 个时段, 图中纵轴幅值比例相同。图 6a 两条磁异常曲线重合度高, 相关性较好, 形态和相位相同, 幅值在 K 指数为 2 的时段存在微小差异。图 6b 两条磁异常曲线形态和相位基本相同, 相关性一般, 幅值在 K 指数由 3 降至 2 前后存在一定差异。图 6c

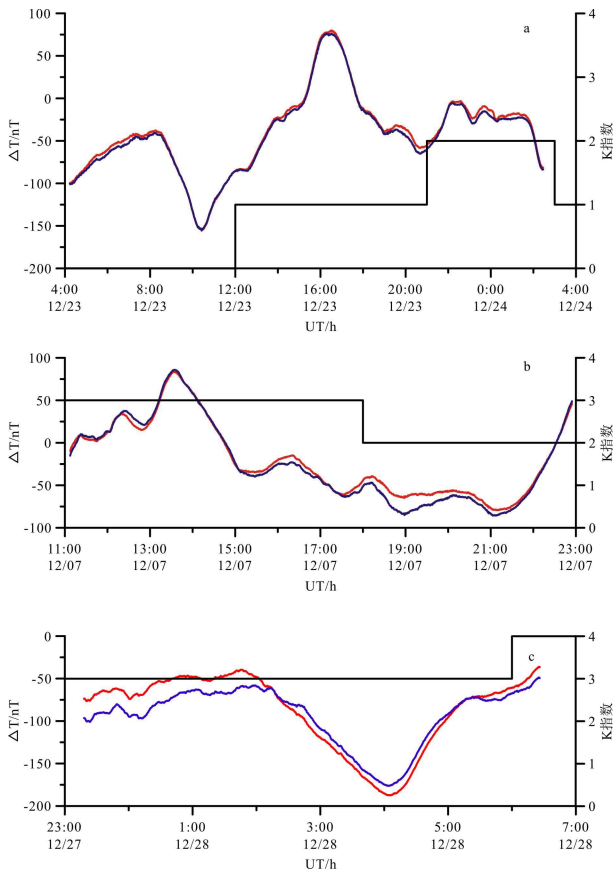


图6 测线磁异常对比图 (红色线为模型磁异常曲线, 蓝色线为实测磁异常曲线, 黑色线为K指数)

Fig.6 Magnetic anomaly comparison of survey line (The red line is the magnetic anomaly curve of the model, the blue line is the measured magnetic anomaly curve, and the black line is the K index)

两条磁异常曲线形态和相位相似, 相关性较差, 两者的幅值重合度较低, 有较大差异。

### 3 讨论

#### 3.1 模型计算和日变站曲线分析

根据图4中的计算日变曲线与实测日变曲线对比分析, 两者形态相似, 低频拟合好, 高频有缺失, 幅值变化相对平缓, 相位略延后。为评价两曲线的拟合程度, 计算两者的相关系数, 如公式2所列:

$$r(X, Y) = \frac{Cov(X, Y)}{\sqrt{Var[X]Var[Y]}} \quad (2)$$

式中  $r$  为相关系数,  $Cov(X, Y)$  为  $X$  与  $Y$  的协方差,  $Var[X]$  为  $X$  的方差,  $Var[Y]$  为  $Y$  的方差, 其中  $X$ 、 $Y$  分别代表计算日变曲线与实测日变曲线。经计算, 两者的相关系数为 0.85, 拟合程度较高。

分析两曲线差异的原因, 应为计算外源场时使用 Dst 指数时间分辨率低, 导致计算结果高频不足;

而且 Dst 指数是由 4 个近赤道中低纬地磁台 H 变化均值归算到赤道后求平均得到的。当有地磁扰动时, 不能精确反映计算点实际磁扰情况, 导致曲线幅值变化相对平缓。

图5显示了 K 指数在不同区间时计算日变曲线与实测日变曲线的细节对比。计算 a, b, c 细节图的曲线相关系数, 分别为 0.95, 0.93, 0.87。说明当磁扰变大时, K 指数相应增大, 变化地磁场复杂, 幅值差异逐渐增大, 导致了两种曲线的相关程度逐渐降低, 代表  $3 \leq K \leq 4$  的 c 图的相关系数明显低于 a、b 两图。

表1为在不同 K 指数下两类曲线的幅值差绝对值的均值与最大值统计表, 表中差值绝对值与 K 指数为非线性正相关关系,  $K=4$  时差值绝对值的均值明显增大, 结合图5中 c 图的相关系数明显减小, 证明  $K=4$  时的模型计算精度较差。

表1 K 指数与两种日变曲线差值绝对值统计表  
Table 1 Statistical of K index and absolute value of difference between two kinds of diurnal variation curves

差值绝对值 (nT)	K 指数				
	0	1	2	3	4
平均值	2.97	3.79	5.85	6.81	12.77
最大值	13.68	19.30	21.56	27.45	36.67

#### 3.2 两种磁异常的幅值差分析

综合图6中 a、b、c 3 个图的分析, 随着 K 指数的增大, 模型磁异常与实测磁异常的差异随之增大。图7反映了图6中 3 条典型测线的模型磁异常曲线和实测磁异常曲线之间的差值变化曲线。表2为两种磁异常差值绝对值的平均值和最大值统计表。显然, 两种磁异常的差异主要体现在幅值方面。

在磁测数据处理时, 尽管使用了两种不同类型的地磁日变数据, 但计算方法和过程是相同的, 所以得到的磁异常差异归咎于地磁日变数据类型的差异。在图7中, 测线 a 的统计值均小于 8 nT, 磁异常差异较小; 测线 b 的统计值多数小于 10 nT, 少数为 10~20 nT, 磁异常差异略有增大; 测线 c 的统计

表2 两种磁异常差值绝对值统计表  
Table 2 Statistical of absolute value of difference between two kinds of magnetic anomalies

差值绝对值 (nT)	测线		
	a	b	c
平均值	3.08	5.23	12.98
最大值	7.94	20.25	28.09

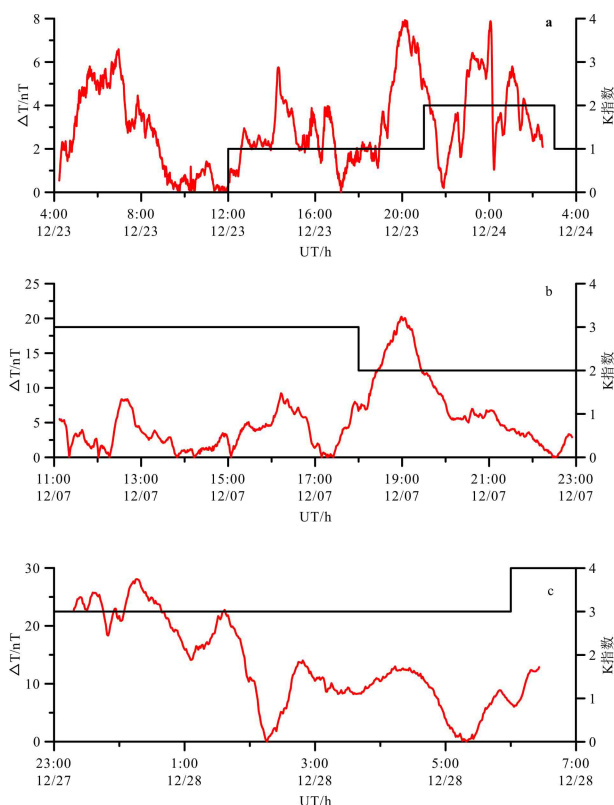


图 7 两种磁异常差值绝对值分析图 (红色线为磁异常差值绝对值曲线, 黑色线为 K 指数)

Fig.7 Absolute value analysis of difference between two magnetic anomalies (The red line is the absolute value curve of magnetic anomaly difference, and the black line is K index)

值多数为 10~30 nT, 少数小于 10 nT, 磁异常差异较大。分析表 2 的相关信息, 当 K 指数从 0~2 变化至 2~3 时, 磁异常差值绝对值的平均值由 3.08 nT 增大至 5.23 nT, 增长量不大; 而当 K 指数从 2~3 变化至 3~4 时, 其平均值是阶跃式增长, 从 5.23 nT 增大至 12.98 nT。

William W. Sager 等在对大塔木海山的海洋磁测中同样使用了 CM4 模型计算外源场, 筛选数据的标准为 Kp 指数(地磁行星指数)大于 5。由于 Kp 指数反映的是全球磁场扰动水平, 而 K 指数反映的是单个地磁台的地磁扰动水平<sup>[20-21]</sup>, 本文认为调查区附近的地磁台站 K 指数更适于反映调查区的地磁扰动。

系统地对比两种不同类型的地磁日变数据以及典型测线的数据处理结果, 可认为: 在  $0 \leq K \leq 2$  时, 用地磁场模型计算值进行日变改正的成果精度较高; 在  $3 \leq K \leq 4$  时, 其成果精度要低一些; 在  $K > 4$  时, 需谨慎使用, 甚至建议不使用。

### 3.3 精度评价

交点差及其内符合精度是评价数据精度的重要指标。在 15 条海洋磁测测线的数据处理中, 有 8 条东西向主测线, 7 条南北向联络测线, 测线交点共计 56 个。图 8 为处理得到的实测磁异常交叉点

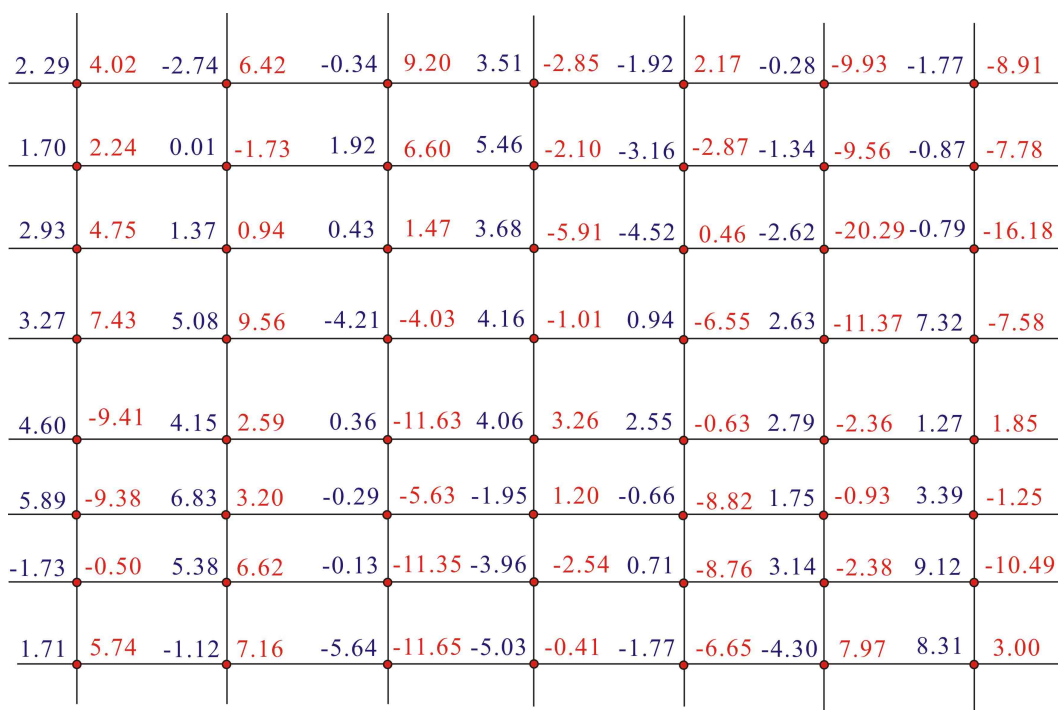


图 8 交点差对比图 (交点右上红色值为模型交点差, 左上蓝色值为实测交点差)

Fig.8 Comparison of intersection difference (The red value on the upper right of the intersection point is the model intersection point difference, and the blue value on the upper left is the measured intersection point difference)

和模型磁异常交叉点差值空间分布图。图8中两者的交点差均为调差前交点差。

在56个交点中,有37个交点的模型交点差绝对值大于实测交点差绝对值,占总数的三分之二。模型交点差绝对值的均值为5.74 nT,最大值为20.29 nT,内符合精度为5.04 nT;实测交点差绝对值的均值为2.93 nT,最大值为9.12 nT,内符合精度为2.55 nT。由对测线磁异常的讨论可知,在 $K > 3$ 时模型计算数据的处理结果可信度低,去除处于12.27—28日磁扰时段的6个交点再次统计,模型内符合精度为4.46 nT,实测内符合精度为2.64 nT。两者的精度变化表明:在 $3 \leq K \leq 4$ 时,实测数据的改正效果比模型计算数据好,所以去除磁扰时段交点后实测内符合精度变化小而模型内符合精度明显提升,从中验证了模型计算数据在海洋磁测资料处理中的改正能力。

根据海洋磁力测量规范中的精度要求为调差后交叉点内符合精度小于4 nT,对本文中的56个交点进行了调差。调差后,用模型计算和实测数据做海洋磁测处理的内符合精度分别为3.74和1.68 nT,两者均符合要求,但前者的精度低于后者。

## 4 结论

(1)用计算数据和实测数据做海洋磁测的处理时,在调差前,两者的内符合精度分别为5.04和2.55 nT,基本满足海洋地质规范的要求;在调差后,两者的内符合精度分别为3.74和1.68 nT,均符合海洋地质规范的要求,但前者的精度低于后者。

(2)磁静时,计算数据和实测数据拟合程度高;磁扰时,两者幅值差异较大,磁扰越强相关系数越小。在 $0 \leq K \leq 2$ 时,用计算数据进行日变改正的成果精度较高;在 $3 \leq K \leq 4$ 时,成果精度低;在 $K > 4$ 时,建议谨慎使用或不使用。

**致谢:** 感谢广东省地震局肇庆地磁台提供的论文K指数数据,云南省地震局预报中心姚休义博士在计算方法上给予的重要帮助,海军测绘研究所黄漠涛研究员在论文修改中提出的宝贵意见。

## 参考文献 (References)

- [1] 安振昌. 区域和全球地磁场模型[J]. 地球物理学进展, 1995, 10(3): 63-73. [AN Zhenchang. Regional and global geomagnetic field models [J]. Progress in Geophysics, 1995, 10(3): 63-73.]
- [2] 焦新华, 吴燕冈. 重力与磁法勘探[M]. 北京: 地质出版社, 2009. [JIAO Xinhua, WU Yangang. Gravity and Magnetic Prospecting [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009.]
- [3] 徐行, 廖开训, 盛堰. 海底地磁日变观测站的设计与应用[J]. 海洋测绘, 2005, 25(1): 67-69. [XU Xing, LIAO Kaixun, SHENG Yan. Technology and application of the geomagnetism observation mooring system on the seafloor [J]. Hydrographic Surveying and Charting, 2005, 25(1): 67-69.]
- [4] 廖开训, 徐行, 王功祥, 等. 不同方式地磁观测数据对磁测精度的影响分析[J]. 海洋测绘, 2017, 37(5): 22-25. [LIAO Kaixun, XU Xing, WANG Gongxiang, et al. Analysis of effects made by using different geomagnetic observation data upon magnetic measurement precision [J]. Hydrographic Surveying and Charting, 2017, 37(5): 22-25.]
- [5] 徐行, 赵旭东, 王功祥, 等. 南海西南次海盆深海地磁观测潜标的数据分析[J]. 地球物理学报, 2017, 60(3): 1179-1188. [XU Xing, ZHAO Xudong, WANG Gongxiang, et al. Analysis of data from the deep-sea geomagnetic observation buoy in the southwest Subbasin of the South China Sea [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2017, 60(3): 1179-1188.]
- [6] 高金耀, 刘强, 翟国君, 等. 与海洋地磁日变改正有关的长期变化和磁扰的处理[J]. 海洋学报, 2009, 31(4): 87-92. [GAO Jinyao, LIU Qiang, ZHAI Guojun, et al. Processing of secular variation and disturbance related to marine geomagnetic diurnal variation correction [J]. Acta Oceanologica Sinica, 2009, 31(4): 87-92.]
- [7] Sager W W, Huang Y M, Tominaga M, et al. Oceanic plateau formation by seafloor spreading implied by Tamu Massif magnetic anomalies [J]. Nature Geoscience, 2019, 12(8): 661-666.
- [8] 徐文耀. 地磁活动K指数值量算和确定方法的改进[J]. 西北地震学报, 2005, 27(S1): 36-41. [XU Wenyao. Improvement of scaling and evaluating of K index [J]. Northwestern Seismological Journal, 2005, 27(S1): 36-41.]
- [9] 严大华, 周锦屏. K指数测量及其意义[J]. 地震地磁观测与研究, 1984, 5(4): 11-17, 30. [YAN Dahua, ZHOU Jinping. K index measurement and its significance [J]. Seismological and Geomagnetic Observation and Research, 1984, 5(4): 11-17, 30.]
- [10] 冯彦, 安振昌, 孙涵, 等. 利用地磁场综合模型CM4分析中国大陆地区地磁场变化[J]. 物理学报, 2010, 59(12): 8941-8953. [FENG Yan, AN Zhenchang, SUN Han, et al. Analysis of variation in geomagnetic field of Chinese mainland based on comprehensive model CM4 [J]. Acta Physica Sinica, 2010, 59(12): 8941-8953.]
- [11] 李细顺, 高登平, 李琪, 等. CM4模型数据与台站实测数据的对比研究[J]. 震灾防御技术, 2015, 10(2): 418-425. [LI Xishun, GAO Dengping, LI Qi, et al. Comparison of CM4 model data and the measured data of the station [J]. Technology for Earthquake Disaster Prevention, 2015, 10(2): 418-425.]
- [12] 冯春. Matlab实现IGRF国际地磁参考场模型的计算[J]. 内蒙古石油化工, 2014(12): 43-46. [FENG Chun. International geomagnetic reference field model (IGRF) calculated by Matlab [J]. Inner Mongolia Petrochemical Industry, 2014(12): 43-46.]
- [13] 柴松均, 陈曙东, 张爽. 国际地磁参考场的计算与软件实现[J]. 吉林大学学报: 信息科学版, 2015, 33(3): 280-285. [CHAI Songjun,

- CHEN Shudong, ZHANG Shuang. Calculation and software realization of international geomagnetic reference field [J]. Journal of Jilin University: Information Science Edition, 2015, 33 (3): 280-285.]
- [14] Sabaka T J, Olsen N, Langel R A. A comprehensive model of the quiet-time, near-Earth magnetic field: phase 3 [J]. *Geophysical Journal International*, 2002, 151 (1): 32-68.
- [15] Sabaka T J, Olsen N, Purucker M E. Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Ørsted and CHAMP data [J]. *Geophysical Journal International*, 2004, 159 (2): 521-547.
- [16] 邢琮琮, 徐行, 陆镜辉, 等. 南海北部陆海台站地磁观测与磁场模型计算的对比分析[J]. 华南地震, 2019, 39 (4): 60-68. [XING Congcong, XU Xing, LU Jinghui, et al. Comparative analysis of geomagnetic observation and magnetic field model calculation for land and marine stations in the northern South China Sea [J]. *South China Journal of Seismology*, 2019, 39 (4): 60-68.]
- [17] GJB 7537-2012海洋磁力测量要求[S]. 2012. [GJB 7537-2012 Specification for marine magnetic survey[S]. 2012.]
- [18] 任来平, 王耿峰, 张哲, 等. 海洋磁力仪性能指标分析与测试[J]. *海洋测绘*, 2016, 36 (6): 38-42. [REN Laiping, WANG Gengfeng, ZHANG Zhe, et al. Test and analysis of marine magnetometer performance [J]. *Hydrographic Surveying and Charting*, 2016, 36 (6): 38-42.]
- [19] 常国宾, 边少锋. 海洋测量交叉点误差分析(一): 交叉点误差的确定[J]. *海洋测绘*, 2015, 35 (4): 1-6. [CHANG Guobin, BIAN Shaofeng. Analysis of crossover errors in marine surveys, Part I: The determination of crossover errors [J]. *Hydrographic Surveying and Charting*, 2015, 35 (4): 1-6.]
- [20] 王庚. 地磁Kp指数现报模式及全球K指数分布预报模式[D]. 中国科学院大学硕士学位论文, 2015. [WANG Geng. Algorithm for nowcast of Kp index and a model for forecast of global K index distribution[D]. Master Dissertation of University of Chinese Academy of Sciences, 2015.]
- [21] 黄林峰, 黄江, 邓柏昌, 等. 利用单台地磁数据估算Ap和Kp指标的可行性分析[J]. *地震地磁观测与研究*, 2011, 32 (3): 45-51. [HUANG Linfeng, HUANG Jiang, DENG Baichang, et al. The feasibility analysis of the Ap and Kp indices estimated using the geomagnetic data of a single station [J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 2011, 32 (3): 45-51.]