

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]

南海北部陆海台站地磁观测与磁场模型计算的对比分析

邢琮琮¹, 徐行¹, 陆镜辉², 陈幸莲³

(1. 广州海洋地质调查局, 广州 510760; 2. 广东省地震局, 广州 510700;
3. 广东省地震局阳江地震台, 广东 阳江 529500)

摘要: 研究大气圈、水圈和岩石圈中的地磁场变化特征和相互关系, 是探索日—地能量耦合及地球动力学过程的一个重要科学途径。分析海陆地磁观测数据差异及其规律, 可更加深刻地认识海洋中地磁场变化特征及其影响因素。利用地磁场综合模型 CM4 与国际地磁参考场模型 IGRF 的计算结果与位于海南琼中地震台和南海深海海底的两个纬度相近、环境不同的陆域和海底地磁台观测数据进行对比, 探讨三种不同类型数据在不同磁情环境下的形态、幅值和相位的相关程度及其影响因素。研究表明: ① 受 D_s 指数影响, 磁静日模型曲线与台站曲线的拟合程度比磁扰日好; 海水介质中的感应磁场主导了海陆台站之间的幅值差, 两者的经度不同导致了相位差; ② 地磁场模型计算值和海陆台站观测值的幅值差与地磁活动强弱呈非线性正相关关系; ③ K 指数小于 3 时, 地磁场模型计算值可应用于海洋磁测的日变改正中; K 指数小于 4 时, 需谨慎使用; K 指数大于 4 时, 不建议使用。

关键词: 南海北部; CM4 模型; IGRF 模型; 海底地磁观测; 变化磁场

中图分类号: P318.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-8662(2019)04-0060-09

DOI: 10.13512/j.hndz.2019.04.009

Comparative Analysis of Geomagnetic Observation and Magnetic Field Model Calculation for Land and Marine Stations in the Northern South China Sea

XING Congcong¹, XU Xing¹, LU Jinghui², CHEN Xingliang³

(1. Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou 510760, China; 2. Guangdong Earthquake Agency, Guangzhou 510700, China; 3. Yangjiang Earthquake Agency, Yangjiang 529500, China)

收稿日期: 2019-08-10

基金项目: 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); 中国地震局监测、预测、科研三结合课题“南海海底地磁日变站与邻近地磁台观测数据对比分析”(CEA-KC/3JH-161901); 阳江市科技计划项目“阳江深井地磁观测数据与其地下介质磁性特征关系的研究”(2016026)联合资助

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

通信作者: 徐行(1963-), 男, 教授级高级工程师, 硕士, 主要从事海洋地球物理技术方法研究工作。

E-mail: gz_xuxing@163.com.

Abstract: Exploring the sun-earth energy coupling and geodynamic process is an important scientific way to study the variation characteristics and interrelation of geomagnetic field in atmosphere, hydrosphere and lithosphere. By analyzing the difference and regularity of marine and land magnetic observation data, the authors can have a deeper understanding of the variation characteristics and influencing factors of marine geomagnetic field. This paper compared the calculation results of the geomagnetic field comprehensive model CM4 and the international geomagnetic reference field model IGRF with the observation data of land and submarine geomagnetic stations located in Qiongzong seismic station of Hainan province and the deep seabed of the south China sea with similar latitudes and different environments, and discusses the correlation degree and the influencing factors of three types of data in different magnetic conditions, including the shape, amplitude and phase. The results show that: under the influence of Dst index, the fitting degree of model curve and station curve is better on magnetic static day than on magnetic disturbance day; the induced magnetic field in seawater dominates the amplitude difference between submarine and land stations, and the difference in longitude between them leads to the phase difference; The amplitude difference between the calculated value of the geomagnetic field model and the observed value of the submarine and land stations shows a non-linear positive correlation with the intensity of geomagnetic activity; when K index is less than 3, the calculated value of the geomagnetic field model can be applied to the diurnal variation correction of Marine magnetic measurement; when K index is less than 4, it should be used with caution; It is not recommended if the K index is greater than 4.

Keyword: The Northern South China Sea; CM4 model; IGRF model; Submarine geomagnetic observation; Variation magnetic field

0 引言

地磁场是由主磁场、地壳磁场(也称作岩石圈磁场)、变化磁场及其在地球内部产生的感应磁场组成。其中,主磁场由地核产生,其幅值地磁场值的95%以上;地壳磁场来自岩石的剩余磁化和感应磁化;变化磁场是由电离层、磁层及感应电流产生,其幅值比主磁场低几个数量级^[1]。根据变化磁场的形态特征,可分为“规则变化”和“不规则变化”,又称“平静变化”和“扰动变化(或磁扰)”^[2-4]。对于海洋地磁观测来说,变化磁场还叠加有其它成分。例如,除包括海洋可屏蔽掉10~20cph以上的外源高频电磁场变化之外,还存在流动的海水切割地磁场而产生的发电机磁场,导电的海水因外源场变化而产生的二次感应磁场^[5]。因而,研究海水介质中的变化地磁场特征更为复杂。

我国于2004年在南海北部陆坡首次开展了海底地磁总场观测潜标实验,迄今为止有15年的历史^[6],海底地磁观测潜标的应用为深远海区海洋磁测中的日变改正提供了技术支持。随着该技术的推广应用,一些新问题和现象也随之出现。例如,使用深海地磁观测潜标数据做日变改正后所获得的磁测成果精度低于使用遥远的陆地台站数据的^[7],

同一位置的海面、不同深度水体中和海底的地磁观测数据之间有差异,尤其是在磁扰间的观测值在幅度和相位上的差异会更大^[8-9]。本文将利用地磁场综合模型CM4与国际地磁参考场IGRF,对两个纬度相近的陆域和海底地磁观测台的数据与相应位置的地磁场模型计算值进行系统对比,研究和分析这三种不同类型数据在不同K指数下的差异及其影响因素,进而探讨海水介质中变化地磁场特征和地磁场模型计算值在海洋磁测的日变改正中应用的可行性等科学问题。

2 数据和方法

地磁场模型计算采用CM4模型的外源场与IGRF模型的内源场合成的方法,两种模型计算出的均是X、Y、Z三分量数据,将每个分量相加之后再合成为地磁总场。其中,“地磁场综合模型”(CM模型)于20世纪90年代由美国国家航空和航天管理局戈达德空间飞行中心和丹麦空间研究所联合开发,1993—2002年间经历了CM1~CM4的版本更迭^[10-13],最新的CM4模型使用了大量的陆地台站数据,POGO卫星和CHAMP卫星的标量数据,Magsat卫星、Oersted卫星的标量和矢量数据,

利用迭代重加权最小二乘法求出各场源共 25243 个系数, 适用时间为 1960 年 1 月~2002 年 6 月^[13]。CM4 模型将场源分为内源场与外源场。内源场包括主磁场和地壳场; 外源场包括磁层场、磁层感应场、电离层场、电离层感应场及环形场。由于内源场随时间变化缓慢, 在 CM4 模型适用时间范围之外, 内源场可通过国际地磁参考场 (IGRF) 模型或其他适用时间更长的全球模型替代, 外源场则是更新相应的数据参数后进行计算^[14]。

2.1 数据来源

本文数据来源有两类。一类是观测数据, 分别是海底地磁观测站(下文简称海底站)数据和海南地震局琼中地震台(下文简称陆地台)数据, 另一类为模型计算数据。

海底站和陆地台的相互位置示意图见图 1。海底站位置为 114.00°E, 18.44°N, 水深 2304 m。其观测仪器(Sentinel 磁力仪)的主要技术指标是: 量程: 18 000~120 000 nT, 灵敏度: 0.015 nT, 分辨率: 0.001 nT, 绝对精度: 0.2 nT; 无方向性误差,

无温度漂移, 无测量盲区。观测时间从世界时 2008 年 11 月 5 日 00 时 00 分至 2008 年 11 月 20 日 00 时 00 分, 共计 15 d。陆地台的位置为 109.800°E, 19.000°N, 海拔 227 m。观测仪器(FHDZ-M15 磁力仪)的主要技术指标是: 测量范围: ± 62500 nT, 动态范围: ± 2500 nT, 采样率 1sps, 分辨力 0.1 nT, 噪声小于 0.1 nT, 工作温度 0~+60 °C。其中, 陆地台的数据通过中国地震台网申请获得, 包括对应海底站观测数据时间的地磁总场观测数据和 K 指数数据。其中, K 指数为磁情指数, 是单个地磁台用来描述每日每 3 h 内地磁扰动强度的指标, 从 00~03 时开始, 每天 24 h 分 8 个时段, 分别用 $K_1 \sim K_8$ 来表示, 其强度又从 0~9 共分 10 级, 数字越大表示地磁扰动越强, K_{sum} 为当日 K 指数总和。海南地震台提供地磁基准台地磁场总场数据及其 K 指数见表 1。在这 15 d 的数据中, 5~6 日为磁静日, 7~9 日有一强磁扰产生, K 指数较大, 地磁场变化剧烈, 10~13 日总体较为平静, 15~17 日有一弱磁扰产生, 18~19 日恢复平静。

表 1 陆地台 K 指数数据
Table 1 The K index data of land station

日期	K_1	K_2	K_3	K_4	K_5	K_6	K_7	K_8	K_{sum}
2008-11-05	1	0	1	1	0	0	0	0	3
2008-11-06	1	1	1	1	0	1	1	1	7
2008-11-07	2	3	2	2	3	2	3	4	21
2008-11-08	2	3	2	4	3	1	2	1	18
2008-11-09	3	2	2	3	1	3	1	2	17
2008-11-10	1	1	1	1	1	2	0	0	7
2008-11-11	2	1	1	1	0	1	1	1	8
2008-11-12	1	1	1	1	0	1	0	1	6
2008-11-13	1	1	0	0	0	0	0	1	3
2008-11-14	2	1	1	1	0	2	1	1	9
2008-11-15	2	1	1	1	1	1	2	3	12
2008-11-16	3	2	2	2	3	1	1	2	16
2008-11-17	3	1	2	1	0	0	1	1	9
2008-11-18	2	1	1	1	1	0	0	0	6
2008-11-19	1	1	1	0	0	1	1	1	6

CM4 模型计算值使用了 1960—2002 年间 POGO 卫星和 CHAMP 卫星的标量数据以及 Magsat 卫星和 Oersted 卫星的标量和矢量数据^[15]; 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^[11-14]: ① 1960—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 h 为间隔的台站时均值(OHM-MUL)。IGRF 模型计算使用国际上每五年发表一次的球谐系数, 由一组高斯球谐系数(g_m^n 、 h_m^n)和年变率系数(Δg_m^n 、 Δh_m^n)组成^[15]。

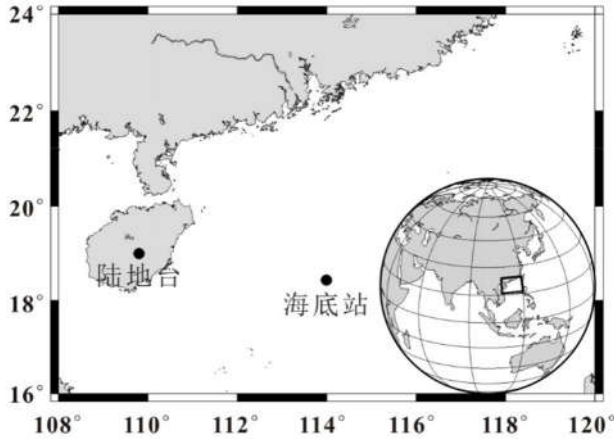


图1 海底站和陆地台位置示意图

Fig.1 Location of submarine stations and land stations

2.2 模型计算方法

2.2.1 外源场计算

CM4 模型计算可分为内源场和外源场两类。其中, 外源场可再分为磁层场及其感应场, 电离层场及其感应场两类。本文的外源场计算方法如下所述^[18]。

(1) 电离层场及其感应场计算: 因电离层电流引起的地磁变化在磁地方时相对稳定, 主要受到季节、太阳周期、地球主磁场等影响发生变化, 电离层电流可等效为能在外部产生相同的磁场的高度为 $h=110$ km 的片状电流。又因这些磁场会随时间而变化, 所以在地球内部会产生相应的伴生感应电流。其中参与计算的测量数据不是在源电流流动的区域获得, 可将这些场表示为位势函数的梯度。由于推理过程较为繁杂, 本文只给出最终表达式^[12]。

对于 $a \leq r \leq a+h$ 和 $r > a+h$ 的区域(a 为地球平均半径 6371.2 km), 电离层场及其感应场可以表示为:

$$V_{ion}(t, t_{mut}, \mathbf{r}) = \Re \left\{ \sum_{s=-2}^2 \sum_{p=0}^4 \sum_{l=p-1}^{p+1} \sum_{k=\max(1, |l|)}^{|l|+40} \epsilon_{ksp}^0 \sum_{n=1}^{60} \sum_{m=-\min(n, 12)}^{\min(n, 12)} \left[(d_{kn,e}^{lm})^* S_{nsp,e}^m(t, t_{mut}, \mathbf{r}) + (f_{knsp}^{lm})^* S_{nsp,i}^m(t, t_{mut}, \mathbf{r}) \right] \right\} \quad (1)$$

$$V'_{ion}(t, t_{mut}, \mathbf{r}) = \Re \left\{ \sum_{s=-2}^2 \sum_{p=0}^4 \sum_{l=p-1}^{p+1} \sum_{k=\max(1, |l|)}^{|l|+40} \epsilon_{ksp}^0 \times \sum_{n=1}^{60} \sum_{m=-\min(n, 12)}^{\min(n, 12)} \left[(z_{kn}^{lm})^* + (f_{knsp}^{lm})^* \right] \times S_{nsp,i}^m(t, t_{mut}, \mathbf{r}) \right\} \quad (2)$$

这里 t_{mut} 为磁世界时, 公式 (1) 和 (2) 中

$$S_{nsp,e}^m(t, t_{mut}, \mathbf{r}) = a \left(\frac{r}{a} \right)^n P_n^m(\cos \theta_d) \times \exp \left[i \left(m\phi_d + \omega_s st + \omega_p pt_{mut} \right) \right]$$

$$S_{nsp,i}^m(t, t_{mut}, \mathbf{r}) = a \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta_d) \times \exp \left[i \left(m\phi_d + \omega_s st + \omega_p pt_{mut} \right) \right]$$

$$d_{kn,e}^{lm} = \left(\frac{a}{a+h} \right)^{n-1} d_{kn}^{lm}$$

$$z_{kn}^{lm} = - \left(\frac{n}{n+1} \right) \left(\frac{a+h}{a} \right)^{n+2} d_{kn}^{lm}$$

$$f_{knsp}^{lm} = q_{nsp}^{mm} d_{kn,e}^{lm}$$

式中下标 e 表示外源场, i 表示其感应场, θ_d 为偶极余纬度, ϕ_d 为偶极经度, 基本季节角频率 $\omega_s = 2\pi \text{ rad} \cdot \text{a}^{-1}$, 其相关波数为 s , 基本每日角频率 $\omega_p = 2\pi/24 \text{ rad} \cdot \text{h}^{-1}$, 其相关波数为 p 。 P_n^m 为 n 阶 m 次勒让德展开式, z_{kn}^{lm} 和 f_{knsp}^{lm} 是中间计算系数, d_{kn}^{lm} 是通过标准球谐函数转换得到, 准偶极场的电离层展开系数可表示为:

$$\epsilon_{ksp}^0 = \epsilon_{ksp}^0 (1 + NF_{10.7})$$

$$(f_{knsp}^{lm})^* = f_{knsp}^{-l-m}$$

类似形式的转换与上式相同, $N=14.85 \times 10^{-3} (10^{-22} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \text{ Hz}^{-1})^{-1}$ 。

(2) 磁层场及其感应场计算: 磁层场由环流强度、季节和太阳风参数变化的特征所主导, 但也包含在磁地方时相对固定的特征。由于磁层场的主要贡献源是位于采样区域之外的磁尾磁顶和环电流综合体, 磁层场可用位势函数的梯度来表示^[12]:

$$V_{mag}(t, t_{mut}, \mathbf{r}) = \Re \left\{ \sum_{s=-2}^2 \sum_{p=0}^5 \sum_{l=p-1}^{p+1} \sum_{k=\max(1, |l|)}^{|l|+K(p-1)} \mu_{ksp}^l \left[S_{ksp,e}^l(t, t_{mut}, \mathbf{r}) + (q_{ksp}^{ll})^* S_{ksp,i}^l(t, t_{mut}, \mathbf{r}) \right] + \sum_{s=-2}^2 \sum_{p=0}^5 \sum_{l=p-1}^{p+1} \sum_{k=\max(1, |l|)}^1 \mu_{ksp,D_{st}}^l \times D_{st} \left[S_{ksp,e}^l(t, t_{mut}, \mathbf{r}) + (q_{ksp,D_{st}}^{ll})^* S_{ksp,i}^l(t, t_{mut}, \mathbf{r}) \right] \right\} \quad (3)$$

其中 D_{st} 为磁层环电流强度指数, l 与较窄的带宽 p 相关, k 为补偿常数, K 为局部时与非局部时的函数。计算过程中设定了一个转化矩阵 Q , s , p 和 D_{st} 从 Q 进行索引。

2.2.2 内源场计算

本文的内源场选用了国际地磁参考场

$$\begin{aligned} X &= \mu_0 \frac{\partial U_m}{r \partial \theta} = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r} \right)^{n+2} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \frac{d}{d\theta} P_n^{(m)}(\cos \theta) \\ Y &= -\mu_0 \frac{\partial U_m}{r \sin \theta \partial \lambda} = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n m \left(\frac{R}{r} \right)^{n+2} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \frac{P_n^{(m)}(\cos \theta)}{\sin \theta} \\ Z &= \mu_0 \frac{\partial U_m}{r \partial \theta} = -\sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n (n+1) \left(\frac{R}{r} \right)^{n+2} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^{(m)}(\cos \theta) \end{aligned} \quad (4)$$

式中

$$\frac{d}{d\theta} P_n^{(m)}(\cos \theta) = -\frac{1}{\sin \theta} [(n+m) P_{n-1}^{(m)}(\cos \theta) - n \cos \theta P_{n-1}^{(m)}(\cos \theta)]$$

其中 X 、 Y 、 Z 分别代表地磁场的北向、东向和垂向分量, R 为地球平均半径 6371.2 km, $\theta=90^\circ - \varphi$, φ 为计算点的地理纬度; λ 为以格林威治向东起算的计算点地理经度, g_n^m 、 h_n^m 为高斯球谐系数。其他地磁要素根据以下公式得出:

$$\begin{aligned} F &= (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2} & H &= (X^2 + Y^2)^{1/2} \\ D &= \arctan(Y/X) & I &= \arctan(Z/H) \end{aligned}$$

上式中, F 为地磁场总强度, H 为水平分量, D 为磁偏角, I 为磁倾角。

3 计算与分析

3.1 模型计算与海陆台站的对比分析

用 CM4 与 IGRF 模型进行地磁场模型计算, 以海陆台站的经纬度位置及高程作为计算参数, 时间为 2008 年 11 月 5 日~19 日, 共计 15 d。图 2 中的 a 和 b 分别为模型计算值(黑色曲线)与陆地台(红色曲线)和海底站(蓝色曲线)观测值对比图; 其中, 横坐标为世界时, 纵坐标为地磁场总场值, 图中曲线均换算至同一基准值。

图 2 所示, 15 d 中磁静日居多, 典型的单日曲线形态为一个波峰加一个波谷, 波峰的变化幅值比波谷大, 波谷附近有微小波动。7~9 日和 14~17 日曲线相比其他时间, 其形态、幅值和相位均相差较大, 为磁扰日。在曲线的形态上, 模型计算值与台站数据大致相同, 低频部分吻合较好, 体现细节的高频部分有欠缺。在曲线的幅值上,

(IGRF), 它是由国际地磁与高空物理学协会 (IAGA) 发布的用来计算地球主磁场的数值模型。在地磁场源区之外空间域坐标系 (r, θ, λ) 中, 其高斯球谐表达式如下^[19-20]:

模型计算值日变曲线最大值、最小值和曲线扰动较大(对应地磁活动剧烈的磁扰日)处相差较大, 且模型计算值的变化幅度要小于陆地台和海底站的。例如, 在 11 月 7 日~9 日模型计算值最大变化 20 nT 左右, 而陆地台和海底站最大变化均在 45 nT 左右。在曲线的相位上, 与陆地台及海底站数据相比, 模型计算值均略有提前。

为进一步细化模型计算值和海底站对比结果, 选取 12~13 日作图 3a, 7~8 日作图 3b。图 3a 中, 12~13 日 K 指数均在 1 以下, 为典型的磁静日, 模型计算值与海底站数据的对比曲线较为接近, 尤其是 13 日 0 点到 8 点, 曲线基本重合, 两曲线幅值差均值为 2.74 nT; 但这两日的 21 时前后幅值差偏大, 最大值为 8.53 nT。图 3b 中 7~8 日的 K 指数多为 2 和 3, 有两个时段达到了 4, 存在着明显磁扰, 两条曲线的变化趋势大致相同, 但在幅值上有较大差异, 两者幅值差均值为 7.25 nT, 最大值达到 24.73 nT。

3.2 陆地台与海底站的对比分析

图 4 为陆地台与海底站观测曲线对比图, 两条曲线取同一基准值。从曲线的总体形态来看, 两者极为相似。但在一些磁扰严重的局部时段中, 两者的曲线形态差异较大。

通常, 在地磁静日期间同一纬度上的地磁记录幅值变化相近, 而相位有些差异; 同一子午线上不同纬度的地磁台, 相位相差不大, 但幅值有明

显变化。本次研究中的海底站和陆地台之间经度相差 4.20° ，纬度相差 0.56° 。从观测记录的幅值上看，因两台站纬度相近，曲线的幅值相差较小，平均在 $3\sim 4\text{ nT}$ 。在曲线每天的最大值和最小值位置幅值差较大，9~10 日的曲线比较典型，见图

5a。值得注意的是，在 15 d 的观测中，5 日、6 日和 17~19 日 5 d 的 15:00 前后海底站的幅值均比陆地台小。从相位上看，两台站的经度相差大，曲线之间存在相对固定的相位差，海底站的相位较提前，见图 5b 的典型曲线对比图。

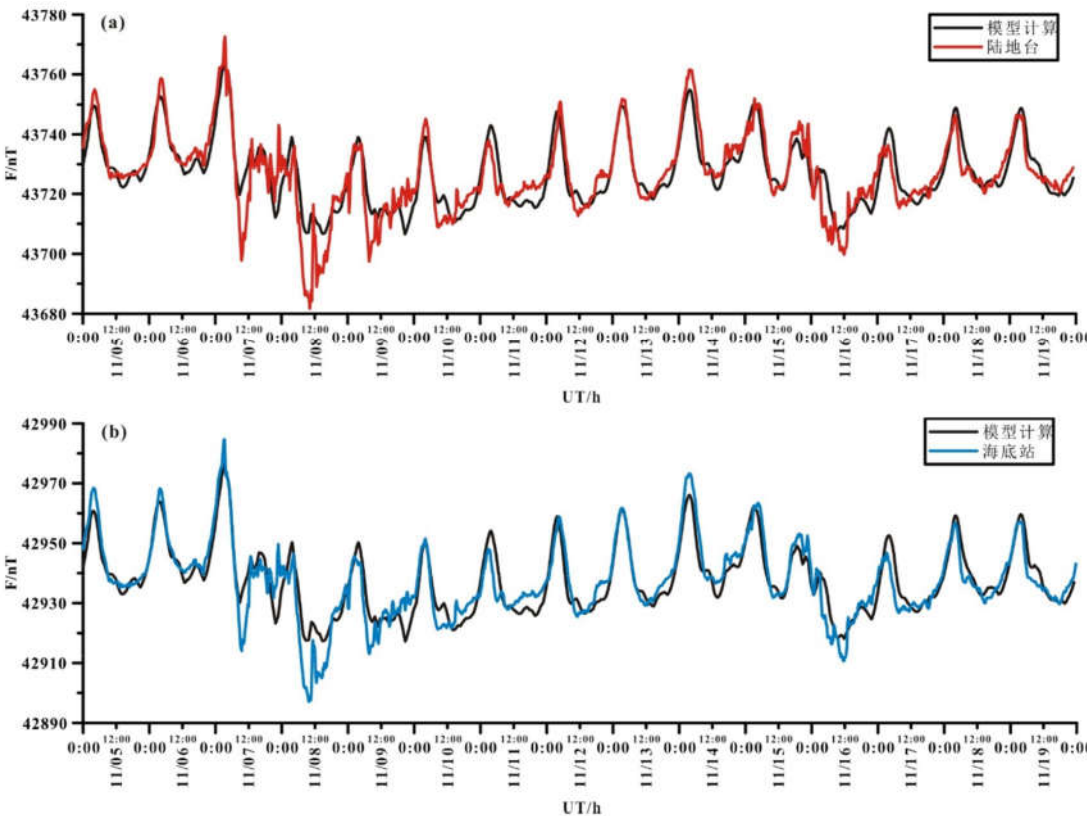


图 2 (a)模型计算值与陆地台观测值对比图;(b)模型计算值与海底站观测值对比图

Fig.2 (a)Comparison between the calculated values of the model and the observed values of the land station;(b)Comparison between the calculated values of the model and the observed values of the submarine station

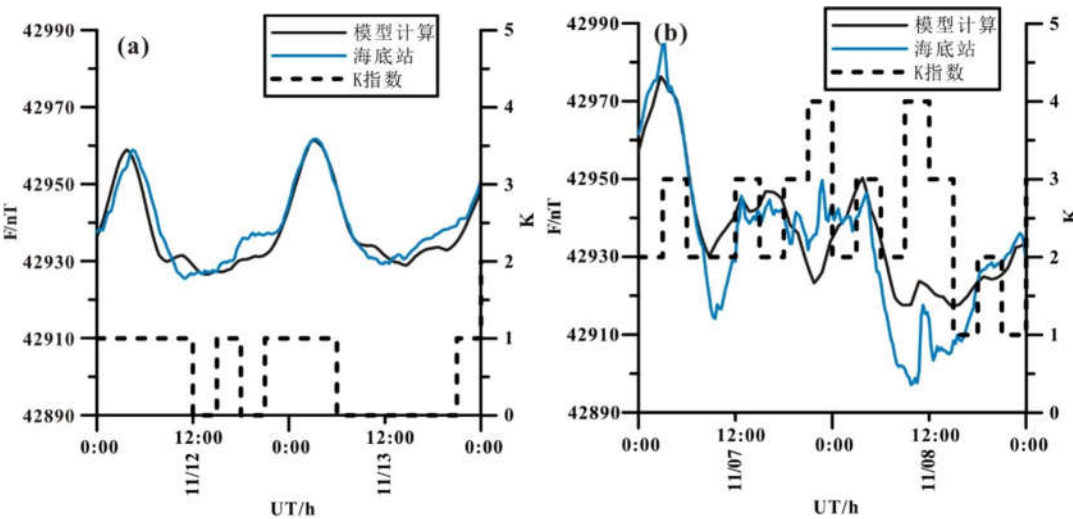


图 3 模型计算值与海底站数据典型曲线对比图

(a)12~13 日曲线图;(b)7~8 日曲线图

Fig.3 The typical curves of comparison between the calculated values of the model and submarine station data

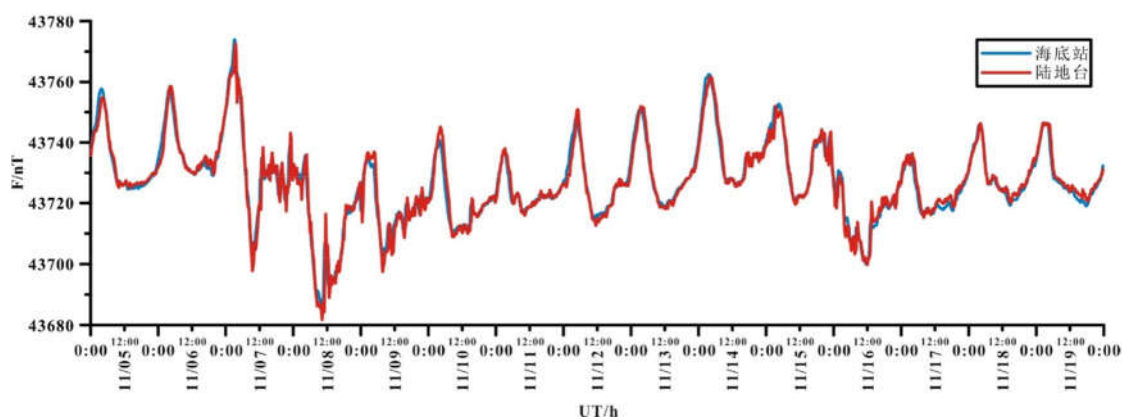
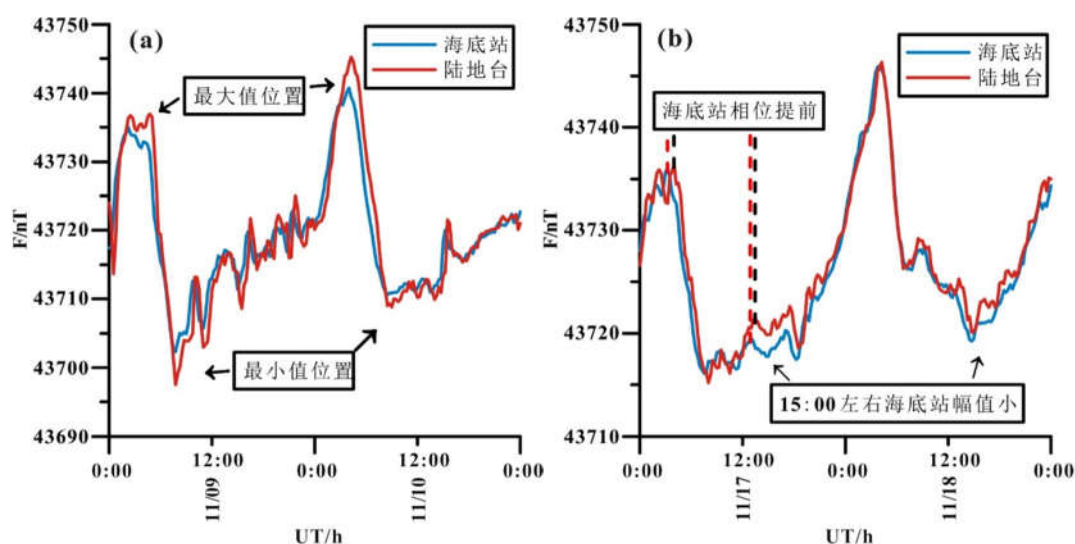


图4 陆地台与海底站对比图

Fig.4 Comparison between land station and submarine station



(a)9~10 日曲线图;(b)17~18 日曲线图

图5 陆地台与海底站数据典型曲线对比图

Fig.5 The typical curves of comparison between land station and submarine station data

3.3 K 指数与差值绝对值分析

根据上述分析可知,地磁活动的强弱与模型计算值和陆地台及海底站的幅值差有一定关系。为探究这种关系,将模型计算值与陆地台及海底站分别做差,取差值的绝对值与 15 d 内的陆地台 K 指数作图分析。

由于 K 指数是 3 h 值,故图中 K 指数形态为阶梯状。图 6 中,模型计算值与陆地台和与海底站观测值的差值绝对值较为接近,最大值分别为 29 nT 和 25 nT,此时 K 指数也达到最大。两条曲线和 K 指数线趋势基本相同,有较好的相关性,取差值绝对值每 3 小时的均值与 K 指数作相关分析,相关系数分别为 0.469(模型与陆地台)和

0.418(模型与海底站)。由于模型计算值与观测值有一定相位差,所以图中曲线的极大值位置相对于 K 指数极大值略有延迟。

表 2 为不同 K 指数对应的模型计算与陆地台及海底站的差值绝对值的最大值和平均值。由表可知 K 指数与统计值有较强的正相关性,但不是线性的。 K 指数增大,差值绝对值的最大值和平均值随之增大。当 K 指数为 2 和 3 时,统计值没有遵循上述规律,可能是因模型计算值的相位提前导致。

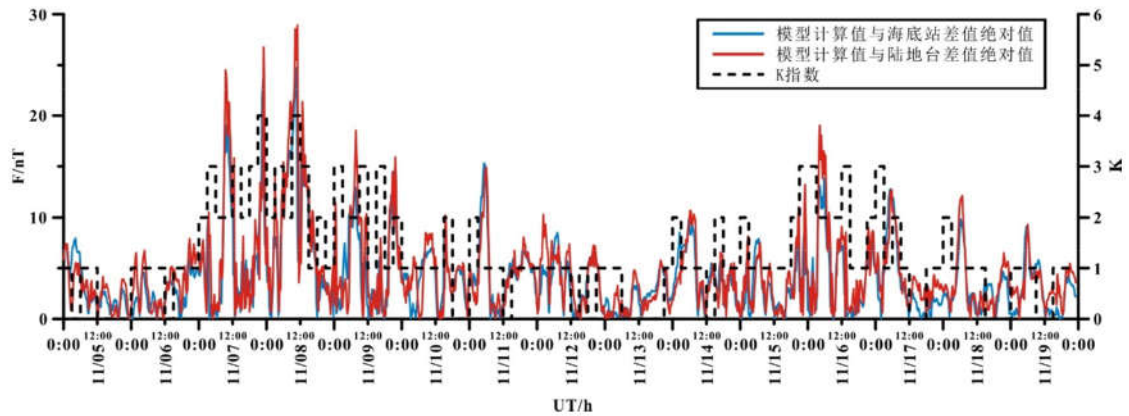


图 6 模型计算值与陆地台和海底站差值绝对值与 K 指数关系图

Fig.6 Relationship between the K index and the absolute difference between calculated values of model and land station/submarine station

表 2 K 指数与差值绝对值统计表

Table 2 Statistical table of K index and absolute difference of value

差值绝对值		K 指数				
		0	1	2	3	4
平均值	模型与陆地台	2.88	3.87	6.68	5.40	16.29
	模型与海底站	2.68	3.76	6.16	4.31	14.33
最大值	模型与陆地台	7.28	14.91	24.53	21.36	28.93
	模型与海底站	7.97	15.32	19.08	17.45	24.73

4 讨论

4.1 模型计算值、陆地台和海底站差异的表现及原因

根据数据对比,模型计算值相比于实测值曲线形态相近,相位略有延后,低频部分吻合好。图 3 是局部放大的典型曲线图,地磁活动平静时,两曲线形态相对简单,幅值变化有一定规律;地磁活动活跃时,两曲线形态复杂,幅值变化大,无规律。模型计算曲线高频部分缺少的原因应是在计算外源场时所用的 D_s 指数时间分辨率有限,导致计算结果时间分辨率不足。又因 D_s 指数由 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值得到,所以当有地磁活动影响时,不能准确反映计算点地磁场变化信息,导致曲线幅值拟合较差。相位差产生的原因可能是模型计算所用的卫星数据有时间延迟或模型计算结果有时间延迟。

陆地台和海底站曲线形态基本一致,幅值相差小,在每天的最大值和最小值位置以及磁扰日时相差变大,且两者有固定相位差,海底站在前。相位上,两者存在经度差,地方时不同。幅值上,

两者纬度近似,但运动海水切割地磁场磁力线,存在产生动生电动势的发电机过程,良导海水还存在产生感生电动势的电磁感应过程,两个过程均产生变化磁场。

4.2 K 指数与幅值差的关系及原因

图 6 和表 2 的分析指出, K 指数与模型计算值和陆地台及海底站的幅值差有较强的非线性正相关关系。随 K 指数的增大,两者的幅值差也增大。原因是随着地磁活动增强,不同位置变化磁场的活跃程度有较大差异,经由多个地磁台求平均得到的 D_s 指数与计算点的实际磁扰程度相差会增大,最终导致 K 值越大幅值差越大。

4.3 模型计算值在海洋磁测的日变改正中运用的可行性

如图 2 及图 3 所示,模型计算值与陆地台及海底站观测值在磁静日非常接近,在磁扰日拟合效果较差;结合表 2 中模型与海陆台站的统计结果可认为,当 K 指数小于 3 时(对应平静变化时),两者的幅值相差不大,地磁场模型计算值可应用于海洋磁测的日变改正中;当 K 指数小于等于 4

时,需谨慎使用;当 K 指数大于等于 4 时(对应扰动变化时),两者的幅值相差变大,不建议使用。

5 结语

本文对比分析了时长为 15 d 的模型计算曲线、海底站及陆地台地磁观测曲线的形态,幅值和相位特征,参照该阶段磁情,着重分析了地磁活动性强弱与幅值差的关系,得出了以下结论:

(1)模型计算曲线与台站实测曲线比较,磁静日的相关程度比磁扰日好,受限于计算使用的 D_s 指数,它在时间分辨率和高频成分缺少;海陆台站观测值的幅值差主要是因附加了海水介质中的感应磁场成分所致,而两者之间的相位差是因经度不同产生的;

(2)模型计算与海陆台站的幅值差与地磁活动强弱有非线性正相关关系,归因于 D_s 指数的平均求取过程;

(3)在地磁场平静变化时($K < 3$),模型计算值可用于海洋磁测的日变改正中;但在地磁场平静变化严重时($K > 4$)不建议使用。

致谢:海南地震局琼中地震台提供了论文的陆地台资料,云南省地震局预报中心姚休义博士在计算方法上给予了重要帮助,广东省地震局广州地震台陆镜辉工程师、中国地震局地球物理研究所赵旭东研究员在资料分析中给予的宝贵意见和审稿专家在论文修改中提出的宝贵意见。

参考文献:

- [1] 杨诺夫斯基. 地磁学[M]. 北京:地质出版社, 1982.
- [2] Chapman S, Bartels J. Geomagnetism [M]. London Oxford: Clarendon Press, 1940.
- [3] Mayaud P N. Derivation, meaning, and use of geomagnetic Indices[M]. Washington D C: American Geophysical Union, 1980.
- [4] 倪喆, 陈斌, 崔兴平, 等. 地震孕育过程中地下磁化率结构的变化分析[J]. 地震研究, 2017, 40(3): 382–387.
- [5] 徐文耀. 地磁活动性概论[M]. 北京: 科学出版社, 2014.
- [6] 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.
- [7] 张锡林. 海水层对地磁日变的影响[J]. 海洋测绘, 2011, 31(5): 21–23.
- [8] 夏伟, 边刚, 金绍华, 等. 海面与海底地磁日变化差异及其对海洋磁力测量的影响[J]. 海洋测绘, 2015, 35(1): 7–10.
- [9] 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.
- [10] Sabaka T J, Baldwin R T. Modeling the Sq magnetic field from POGO and Magsat satellite and contemporaneous hourly observatory data: phase I [R]. NASA/GSFC Contract NAS5, 1993, 31760.
- [11] Langel R A, Sabaka R J, Baldwin R T, et al. The near Earth magnetic field from magnetospheric and quiet-day ionospheric sources and how it is modeled[J]. Phys. Earth Planet Int., 1996, 98 (324): 235–267.
- [12] 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: 32–68.
- [13] Sabaka T J, Olsen N, Purucker M E. Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Oersted and CHAMP data [J]. Geophysical Journal International, 2004, 159: 521–547.
- [14] 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.
- [15] 王 黎, 袁浩浩, 王振东, 等. 基于 2008 年 CHAMP 卫星地磁总强度数据分析中国及邻区地磁异常特征[J]. 地震研究, 2017, 40(3): 399–403.
- [16] 陈幸莲, 徐行, 柴剑勇, 等. 广东阳江深井地磁观测系统研究与数据分析[J]. 华南地震, 2017, 37(3): 81–89.
- [17] 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.
- [18] 冯彦, 安振昌, 孙涵, 等. 磁静日期间中国大陆地区地磁外源场研究[J]. 空间科学学报, 2011, 31(4): 441–452.
- [19] 张立永. 对 IGRF 模型的计算分析及 IGRF2010–2015 软件的开发[J]. 电子信息, 2016, 04(2): 68.
- [20] 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, 2015, 33(3): 280–285.