

# 三种地磁日变值模拟方法比较分析

张向宇<sup>1,2</sup>

(1. 中国地质调查局 广州海洋地质调查局, 广州 511458;

2. 天然气水合物勘查开发国家工程研究中心, 广州 511458)

**摘要:** 距离陆地较远的海域因其超过陆地地磁台站有效控制范围, 而投放海底地磁观测站又会出现无法获取数据的现象, 使得远海海域磁测数据日变改正难度大, 因此探讨如何在此情况下合理进行日变改正变得尤为重要。针对海洋磁力测量中地磁日变数据缺失的问题, 分别采用回归分析法、谐波分析法和 CM4 模型法三种方法进行地磁日变值数值模拟, 并与实际采集的日变观测数据比较, 发现以谐波分析法计算结果偏差最大, 回归分析法计算结果偏差最小, 且三种结果偏差大值均集中在磁扰发生时段, 同时三种方法的适用条件各不相同。通过研究分析可知, 对于远海海域使用三种模拟方法均可获得某位置处地磁日变值, 但需要根据已收集地磁台站数据情况进行模拟方法选择。

**关键词:** 海洋磁力测量; 日变改正; 数值模拟; 谐波分析; 回归分析; CM 模型

**中图分类号:** P229.24

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.3969/j.issn.1001-1749.2025.01.13

## 0 引言

日变改正是海洋磁测数据处理中的一项重要改正, 其改正效果直接影响磁测数据精度。通常单个地磁日变站有效控制范围为 300 km~500 km, 但在进行远海磁测时, 受多种因素影响, 使得获取有效控制范围内的地磁日变观测数据难度较大。近期我们在西太平洋某海域进行磁测, 其中一个航次出现了未成功回收海底地磁日变站的情况, 而可下载到数据的陆地台站距离工区远超有效控制范围, 导致该工区数据日变改正精度低, 超过了规范<sup>[1]</sup>的要求。类似这种缺失地磁日变观测数据的现象在海洋磁力测量中时有发生, 将直接导致因数据精度不达标而无法提交成果的后果。因此急需针对远海海域研究适用的地磁日变值数值模拟方法, 用以解决日变改正效果差, 数据无法达标的难题。

近年来, 国内众多学者对于地磁日变值模拟计算方法有所研究, 包括加权平均法、函数拟合法<sup>[2-4]</sup>、纬差加权法、回归分析法、谐波分析法<sup>[5]</sup>、CM (Comprehensive model) 模型法<sup>[6]</sup>、BP (Back Propagation) 神经网络法<sup>[7]</sup>等。以上方法各有优势, 但其中的方法验证都是采用的距离陆地台站较近的区域实例, 对远海海域何种方法效果较为适宜则需要进一步分析。

利用西太平洋海域某航次测量得到的海底地磁台日变观测数据进行多种模拟方法对比试验, 比较利用应用效果较好的回归分析法、谐波分析法、CM4 模型法三种方法计算得到的地磁日变值与实际观测数据的偏差, 并分析各方法的特点, 找寻适用于远海海域的地磁日变值模拟方法, 从而解决海域磁测日变改正难度大的问题, 并为今后遇到类似问题时提供解决方案。

收稿日期: 2023-11-24

基金项目: 中国地质调查局项目 (DD20221912)

作者简介: 张向宇 (1987—), 女, 硕士, 高级工程师, 主要从事海洋重磁数据处理技术研究, E-mail: zhang5821421@163.com。

## 1 数据与方法

### 1.1 数据来源

研究区范围为 15.5°N~17°N、129.5°E~132.5°E, 附近可获取数据的陆地地磁台站和数据采集期间投

放的两个海底地磁观测站的信息如表 1 所示, 其中对于海底日变站高程是指探头距离水面的距离, 对于陆地地磁台站高度是指海拔, 各台站均取观测的地磁场 F 值, 数据间隔均为 1 min, 海底台站数据均是野外实际采集获得, 陆地台站数据均是网络下载获得。

表 1 地磁台站信息表

Tab. 1 Information table for magnetic station

代号	类型	位置	高度/m
HD-1	海底	16.4° N, 129.6°E	-300
HD-2	海底	16.1° N, 112.3°E	-300
KNY	陆地	31.4° N, 130.9°E	107
KDU	陆地	12.7° S, 132.5°E	14
GUA	陆地	13.6° N, 144.9°E	140
SYS	陆地	18.4° N, 109.6°E	280

### 1.2 三种地磁日变数值模拟方法原理

#### 1.2.1 回归分析法

根据纬差加权法原理, 测点 P 的地磁日变改正值由局部邻域内的多个同步地磁日变站检测信息加权平均得到。设地磁日变站坐标为  $(\varphi_i, \lambda_i)$ , 在 t 时刻各站的地磁日变改正值为  $\Delta T_i(\varphi_i, \lambda_i, t)$ , 记各站权函数为  $W_i(\varphi, \lambda)$ , 则测点的地磁日变改正值可表示为:

$$\Delta T(\varphi, \lambda, t) = \frac{\sum_{i=1}^m W_i(\varphi, \lambda) \Delta T(\varphi_i, \lambda_i, t)}{\sum_{i=1}^m W_i(\varphi, \lambda)} \quad (1)$$

其中:  $m$  为地磁日变台站数, 设权函数  $W_i(\varphi, \lambda)$  与纬差的  $\mu$  ( $\mu \geq 0$ ) 次方的倒数成正比, 则权函数表达式为:

$$W_i(\varphi, \lambda) = \frac{\varphi^k}{[(\Delta\varphi_{ix})^2 + \varepsilon^2]^{\mu/2}} \quad (2)$$

其中:  $\varphi_i^k$  为第  $i$  个地磁日变站纬度的  $k$  (一般取  $0 \leq k \leq 2$ ) 次幂,  $\varphi_{ix}$  为测点与第  $i$  个地磁日变站之间的纬差;  $\varepsilon$  为平滑因子, 通常取不为零的小数, 当测点距各地磁日变站纬差较大时, 可忽略其影响。文献<sup>[8]</sup>中应用某 3 个台站的实际地磁日变数据对式 (1) 中  $\mu$  和  $k$  分别取 0、1、2 时纬差加权法的计算精度进行统计, 发现当  $\mu = 1, k = 1$  时计算出的误差最小, 这时测点 P 的地磁日变改正值为:

$$\Delta T(\varphi, \lambda, t) = \frac{\varphi_A \Delta\varphi_{BP} \Delta T_1(\varphi_1, \lambda_1, t) + \varphi_B \Delta\varphi_{AP} \Delta T_2(\varphi_2, \lambda_2, t)}{\varphi_A \Delta\varphi_{BP} + \varphi_B \Delta\varphi_{AP}} \quad (3)$$

其中,  $\Delta T_1(\varphi_1, \lambda_1, t)$  和  $\Delta T_2(\varphi_2, \lambda_2, t)$  分别为 A 台站和 B 台站地磁日变改正值,  $\varphi_A$  和  $\varphi_B$  分别为 A 台站和 B 台站的纬度,  $\Delta\varphi_{AP}$  和  $\Delta\varphi_{BP}$  分别为测点 P 与 A 台站和 B 台站的纬度差。

可以看到在公式 (3) 中, 三个日变站的日变数据间是呈现线性关系的, 通过对多组实测地磁日变数据的分析发现, 不同台站的日变数据具有一定的相关性, 纬度差越小的台站数据相关性越好, 因此通过多方面的分析, 可近似认为地磁台站间的日变数是线性相关的<sup>[9-10]</sup>, 即

$$\Delta T = a \Delta T_1 + b \Delta T_2 \quad (4)$$

式中  $a, b$  为常数,  $\Delta T_1, \Delta T_2$  分别为两个基台站的地磁场值,  $\Delta T$  为待推算位置处地磁场值, 公式中的关键在于求取常数  $a, b$  的值, 这里便可以利用统计学中的线性回归分析。

#### 1.2.2 谐波分析重构法

可以运用傅里叶级数展开的方法把一天的静日变化曲线表示成多次谐波的叠加, 则静日变化的谐波分析模型为<sup>[11]</sup>:

$$f(t_i) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^N (a_n \times \cos(\frac{2\pi}{24 \times 3600} \times n \times t_i) + b_n \times \sin(\frac{2\pi}{24 \times 3600} \times n \times t_i)) \quad (5)$$

式中,  $f(t_i)$  为地磁台站观测数据,  $n$  为谐波次数,  $N$  为谐波的最高次数,  $t_i$  为测量时间, 单位为 s,  $a_n$  和  $b_n$  为傅里叶系数, 即:

$$a_n = \frac{2}{24 \times 3600} \times \sum_{i=0}^{24 \times 3600} f(t_i) \cos[\frac{2}{24 \times 3600} \times$$

$$n \times t_i] \times (t_{i+1} - t_i) \quad (6)$$

$$b_n = \frac{2}{24 \times 3600} \times \sum_{i=0}^{24 \times 3600} f(t_i) \sin\left[\frac{2}{24 \times 3600} \times n \times t_i\right] \times (t_{i+1} - t_i) \quad (7)$$

这样对实际观测数据进行谐波分析后,分别求取  $a_n$  和  $b_n$ ,便可得到谐波合成后的数据,即磁静日变化曲线。

在磁扰日做数据分离时,需以磁扰日前后磁平静日的静日变化为样本,对其取平均值作为磁扰日静日变值,实际值减去静日变值便是磁扰值,样本数据的选择直接影响数据分离的效果,应以尽量靠近磁扰发生时段的磁静日变数据为准,另外,存在一天内只在一段时间内发生磁扰的情况,这时需要参考地磁指数,将当天的数据分成磁静时间和磁扰时间分别进行分离,这样可提升磁扰日数据分离的效果。对于分离出的静日变值和磁扰值,分别依据地方时

$$V_{ion}(t, t_{mut}, r) = \Re \left\{ \sum_{s=-2p}^2 \sum_{l=0}^4 \sum_{k=p-1}^{p+1} \sum_{|l|+40}^{|l|+40} \epsilon_{ksp}^{\sim l} \sum_{n=1}^{60} \sum_{m=-\min(n,12)}^{\min(n,12)} \times [(d_{kn,e}^{lm})^* S_{nsp,e}^m(t, t_{mut}, r) + (f_{kns,p}^{lm})^* S_{nsp,i}^m(t, t_{mut}, r)] \right\} \quad (8)$$

$$V_{ion}'(t, t_{mut}, r) = \Re \left\{ \sum_{s=-2p}^2 \sum_{l=0}^4 \sum_{k=p-1}^{p+1} \sum_{|l|+40}^{|l|+40} \epsilon_{ksp}^{\sim l} \sum_{n=1}^{60} \sum_{m=-\min(n,12)}^{\min(n,12)} \times [(\mathcal{Z}_{kn,e}^{lm})^* + (f_{kns,p}^{lm})^*] \times S_{nsp,i}^m(t, t_{mut}, r) \right\} \quad (9)$$

$$\epsilon_{ksp}^{\sim l} = \epsilon_{ksp}^{\sim l} (1 + NF_{10.7}) \quad (10)$$

$$V_{mag}(t, t_{mut}, r) = \Re \left\{ \sum_{s=-2p}^2 \sum_{l=0}^5 \sum_{k=p-1}^{p+1} \sum_{|l|+K(p-l)}^{|l|+K(p-l)} \mu_{ksp}^l [S_{ksp,e}^l(t, t_{mut}, r) + (q_{kks,p}^{ll})^* S_{ksp,i}^l(t, t_{mut}, r)] \right. \\ \left. + \sum_{s=-2p}^2 \sum_{l=0}^5 \sum_{k=p-1}^{p+1} \sum_{|l|}^{|l|} \mu_{ksp,D_{st}}^l \times D_{st} [S_{ksp,i}^l(t, t_{mut}, r) + (q_{kks,p,D_{st}}^{ll})^* S_{ksp,i}^l(t, t_{mut}, r)] \right\} \quad (11)$$

计算 CM4 模型适用时间以外的外源场时需重新与电离层场及其感应场有关的太阳通量指数 ( $F_{10.7}$  指数)、与磁层场及其感应场有关的磁层环电流强度指数 ( $D_{st}$  指数) 以及模型内的对应参数<sup>[12-13]</sup>。

## 2 实验与分析

### 2.1 数据实验

为了讨论上述各方法计算数据的效果,分别采用回归分析法、谐波分析法和 CM4 模型计算与海底地磁台站 HD-1 同一位置处的地磁日变数据,并与 HD-1 台站的实际数据进行比较,考察各个方法计算结果与实际值的偏差程度。HD-1 和 HD-2 台站采集数据日期为 2018 年 7 月 6 日至 7 月 27 日,采集时探头沉放深度为 300 m,因该位置处无可使用的陆地地磁观测台站,为对模拟结果进行有效

和全球时进行改正后做数据重构,便可得到最终的日变改正结果。

### 1.2.3 CM4 模型算法

CM4(第四代地磁场综合模型)由美国国家航空航天管理局戈达德空间飞行中心丹麦空间研究所联合开发,该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,模型适用时间为 1960 年 1 月—2002 年 6 月。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 IGRF 模型计算替代,外源场则是更新 CM4 模型相应的数据参数后进行计算。

根据 CM4 模型外源场中的电离层场及其感应场计算公式(8)、(9)和(10)以及磁层场及其感应场计算公式(11):

对比,则使用由野外作业时投放的海底日变站数据作为对比参照数据<sup>[14-15]</sup>。

根据表 1 所示,依经度最近原则,以 KNY 和 KDU 地磁台站数据为基台站,以 HD-1 台站数据为样本,依据公式(2)进行回归分析,得到回归分析法计算结果。以 HD-2 台站数据为基础,运用公式(3)对测量期间的数据进行谐波分析,分离静日变化值和磁扰值,对静日变化值进行时差改正,将其改正到 HD-1 台站的经度处,再附加上磁扰值,得到谐波分析重构法的计算结果。采用 CM4 模型计算的外源场与 IGRF 模型计算的内源场合成的方法得到 CM4 模型法计算结果。将三组计算结果与海底地磁日变站观测值对比成图,结果见图 1 所示。

从图 1 中可以看到,不同计算方法得到的结果与实际地磁数据的形态相似,但都具有一定程度的差异,部分时间段幅值差异较大,达到 50 nT。

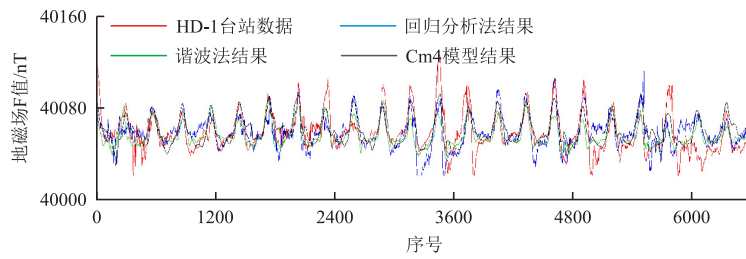


图1 三种模拟方法计算结果对比图

Fig. 1 Comparison of calculation results of three simulation methods

### 2.2 结果分析

#### 2.2.1 磁扰影响分析

从地磁数据曲线上看到,采集期间出现多次磁扰,而磁扰磁暴的发生将对地磁数据计算产生较大影响。为了更直观地评价采集时间内磁扰发生的情况,从地磁台网中心下载采集时间内的地磁指数 Kp (地球总体地磁活动水平)来区分磁扰磁暴发生时段。将三种方法计算的结果与 HD-1 台站数据的偏差同时成图显示,并附加上采集时间内的 kp 指数柱状图,结果见图 2。

从图 2 中看到,采集时间段内 kp 指数变化范

围为 0+~4+,大部分时间段内 kp 指数等级在 2- 以下,根据地磁指数的相关定义,当 kp 指数达到 3- 以上时,为明显的磁扰发生时段<sup>[16-18]</sup>,各模拟算法计算结果与观测值偏差均较大,查阅关于各方法的相关文献,均有提到在磁扰发生时,计算误差会比较大,这与笔者的计算结果相吻合。对每种方法的计算结果与 HD-1 台站数据的偏差分别进行统计,结果见表 2,在统计前已将 HD-1 台站数据中的大值噪音进行了滤除,对三种方法的计算结果和 HD-1 台站数据进行了基值统一。

表 2 计算结果偏差统计表

Tab. 2 Statistical table for deviation of calculation results

数据	偏差最大值/nT	偏差均值/nT
回归分析法计算结果	55.00	8.45
谐波分析法计算结果	63.84	10.55
CM4 模型计算结果	46.47	9.05

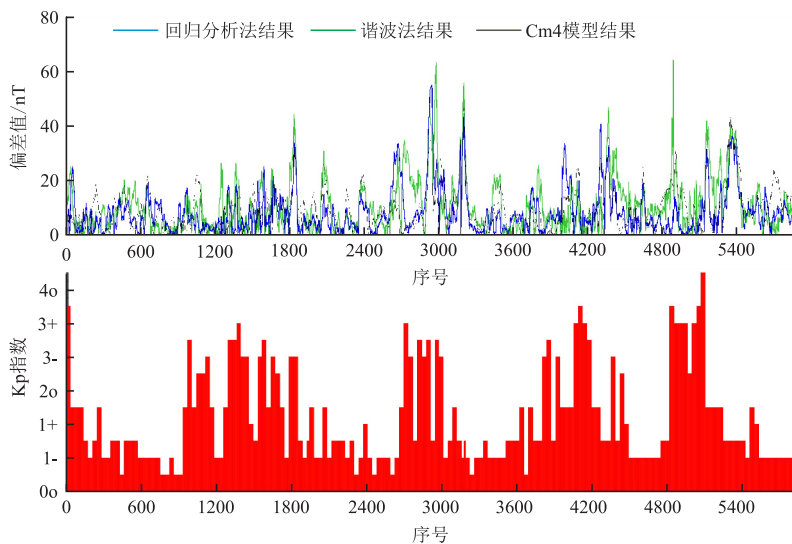


图2 不同方法计算结果与观测偏差对比图

Fig. 2 Comparison chart of deviation between calculated results and observed values using different simulation methods

从表 2 中看到,三种方法中,以谐波分析法计算结果与实际值偏差最大,回归分析法计算结果与实际值偏差幅度随  $k_p$  指数增大而增大,当  $k_p$  值大于 3 时,偏差值可达到 20 nT 以上,因此在发生磁扰的时间段,一般是  $k_p$  指数大于 3 时,三种方法都将产生较大误差。

同时从图 2 中看到三种方法计算结果与实际值偏差幅度随  $k_p$  指数增大而增大,当  $k_p$  值大于 3 时,偏差值可达到 20 nT 以上,因此在发生磁扰的时间段,一般是  $k_p$  指数大于 3 时,三种方法都将产生较大误差。

### 2.2.2 测线交点差统计

分别使用海底地磁台数据和三种模拟方法计算结果对采集测线进行日变改正,统计处理后磁异常交点差情况见表 3 所示,该航次共 11 条测线,包括 10 条主测线和 1 条副测线,共 11 个交点。

表 3 测线磁异常交点差统计表

Tab. 3 Statistical table for  $\Delta T$  difference of suvey lines

交点序号	交点差(海底站,nT)	交点差(回归分析法,nT)	交点差(谐波重构法,nT)	交点差(CM4 模型法,nT)
1	-5.31	-4.51	-8.81	-12.01
2	-8.10	-6.40	-12.63	-5.80
3	-6.96	2.33	-7.67	-17.71
4	-9.24	15.22	-1.04	-12.78
5	-6.33	11.57	10.97	15.65
6	-10.12	3.01	12.36	5.28
7	-7.64	-2.10	-23.69	-24.90
8	-13.05	-14.55	-41.67	-36.92
9	-12.00	-12.03	-30.93	-22.03
10	-19.66	-20.61	-46.26	-24.16
11	-14.17	-0.07	-19.87	1.44
中误差(nT)	7.77	7.47	17.00	13.45

从表 3 中看到,4 组数据交点差最大值分别为 19.66 nT、20.61 nT、46.26 nT、36.92 nT,且四组结果中交点差较大的点集中在 8 号和 10 号交点处,通过观察地磁日变曲线,发现在经过该两点处时副测线测量过程中均发生大幅度磁扰,这也是导致交点差偏大的主要原因,而四组数据中以回归分析法中误差最小,且与海底地磁台改正数据中误差最接近。

### 2.2.3 方法效果分析

根据上述对比分析可知,各方法的使用效果和适用条件有所不同,主要有以下几点认识:

1)三种方法中回归分析法计算结果误差较小,谐波分析法计算结果误差稍大,计算方法难度上以谐波分析法最大,回归分析法最小。

2)三种方法中以回归分析法对基础数据的要求最高,需要距离研究区较近的两个地磁台站做为基台站,及曾经采集到的待计算位置处的地磁日变数据作为样本数据,三组数据同时具备该方法才可使

用,且样本数据距离待计算时间越接近,基台站距离研究区越近计算效果越好;谐波分析法需要有一个地磁台站数据作为基础,但要求该台站距离研究区经度差距不宜太大;而 CM4 模型算法无需任何地磁台站日变化数据,但需要定期更新计算参数文件,包括 F107 和 Dst 指数文件,及国际地磁参考场计算用到的球谐系数文件。

3)三种方法可计算的数据范围有所不同,CM4 模型计算方法不受空间限制,更新参数文件后,可计算任意地点的地磁场值,谐波分析法得到的是与基台站同一纬度处某点的地磁场值,而回归分析法只可计算与样本数据同一位置处的地磁场值。

4)三种方法计算结果均在磁扰时间内(一般是  $k_p$  指数大于 3 时)产生较大误差,因此在使用各方法时应结合测量时间内的地磁指数进行分析,并对磁扰时间段内的计算数据谨慎使用。

三种计算方法均可弥补远海海域地磁观测数据缺失的问题,但使用条件和计算效果有所差距,在对

研究区的磁测数据做预处理时,应根据实际获取数据的情况及用户需求,选取适当的方法。

### 3 结论

针对远海海域磁测处理中常遇到的地磁日变数据缺失的问题,笔者选取回归分析法、谐波分析重构法和 CM4 模型法三种地磁日变数值模拟方法进行研究,分析各方法的原理,并选取西太平洋某海域实测数据,分别利用三种模拟方法计算研究区内某位置处的地磁日变值,并与该处投放的海底地磁台站采集的日变数据进行对比分析,同步统计了分别采用 3 种方法模拟的数据进行日变改正后的磁测测线交点差,结合各组计算结果得到以下认识:

1)使用三种方法均可模拟出研究区内某处地磁日变数据,三组数据与实测海底地磁日变数据形态相似,具有一致性,其中以回归分析法所得结果与实测数据误差最小。

2)使用三种方法模拟得到的地磁日变数据均可完成对研究区实际采集的磁测数据的日变改正处理,统计处理后测线交点差,以回归分析法所得结果精度最高,效果最好。

3)结合日变观测数据及测线改正数据误差统计结果,三种方法得到的模拟结果误差最大值均集中在磁扰发生时段,在进行日变改正处理时需对数据进行适当删减以提高处理数据精度。

4)三种计算方法均可在缺失地磁日变数据的情况下进行数据补缺,但需根据实际可获取数据的情况,并结合各方法的特点进行合理选取。

地磁日变数值模拟方法较多,其使用条件及使用效果千差万别,笔者从各方法的原理入手,选取了适合于远海海域使用的回归分析法、谐波分析法和 CM4 模型三种方法,通过对三种方法的分析,以及结合实测数据的处理结果统计对比,对三种方法的使用条件和效果进行了归纳和总结,加深了对三种方法的了解,以此为今后相关磁测数据处理工作的顺利进行提供了参考依据,有效解决了地磁日变数据缺失的难题,更好地指导海洋磁测工作的开展。

#### 参考文献:

[1] 中华人民共和国国家技术监督局. 海洋调查规范 海洋地质地球物理调查: GB/T 13909—1992[S]. 北京: 中国标准出版社, 1992.  
State Bureau of Quality and Technical Supervision of

the People's Republic of China. Specification for oceanographic survey-Marine geology and geophysics investigation: GB/T 13909—1992[S]. Beijing: Standards Press of China, 1992. (In Chinese)

- [2] 单汝俭, 金国, 曾志成. 局部地区地磁日变及拟合方法研究[J]. 长春地质学院学报, 1990, 20(3): 315—322.  
SHAN R J, JIN G, ZENG Z C. Study on geomagnetic diurnal variation and its fitting methods in local area [J]. Journal of Changchun Institute of Geology, 1990, 20(3): 315—322. (In Chinese)
- [3] 姚俊杰, 孙毅, 徐洪章. 地磁日变观测数据幅值关系分析与应用[J]. 海洋测绘, 2006, 26(6): 6—9.  
YAO J J, SUN Y, XU H Z. Analysis and application of amplitude relationship of geomagnetic diurnal observation data[J]. Ocean Surveying and Mapping, 2006, 26(6): 6—9. (In Chinese)
- [4] 边刚, 刘雁春, 卞光浪, 等. 海洋磁力测量中多站地磁日变改正值计算方法研究[J]. 地球物理学报, 2009, 52(10): 2613—2618.  
BIAN G, LIU Y C, BIAN G L, et al. Research on computation method of multi-station diurnal variation correction in marine magnetic surveys [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2009, 52(10): 2613—2618. (In Chinese)
- [5] 刘帆, 吴晓平, 肖凡. 磁扰日日变改正的最小二乘谐波建模实现方法[J]. 测绘科学技术学报, 2016, 33(6): 582—587.  
LIU F, WU X P, XIAO F. The method realizing diurnal correction with harmonic model created by least square method in magnetically disturbed day[J]. Journal of Geomatics Science and Technology, 2016, 33(6): 582—587. (In Chinese)
- [6] 李细顺, 高登平, 刘立申, 等. 基于 CM4 模型的中国大陆地区地磁场时空分布特征分析[J]. 震灾防御技术, 2018, 13(1): 98—113.  
LI X S, GAO D P, LIU L S, et al. Characteristics of spatial and temporal distribution of geomagnetic field in Chinese mainland based on CM4 model[J]. Technology for Earthquake Disaster Prevention, 2018, 13(1): 98—113. (In Chinese)
- [7] 卢兆兴, 吕志峰, 李婷, 等. 基于 BP 神经网络的地磁变化场预测研究[J]. 大地测量与地球动力学, 2021, 41(3): 229—233.  
LU Z X, LV Z F, LI T, et al. Forecasting of the variable geomagnetic field based on BP neural network[J]. Journal of Geodesy and Geodynamics, 2021, 41(3): 229—233. (In Chinese)

- [8] 卞光浪, 刘雁春, 翟国君, 等. 基于纬差加权法的海洋磁力测量多站地磁日变改正值计算[J]. 测绘科学, 2010, 35(3): 118—120.  
BIAN G L, LIU Y C, ZHAI G J, et al. Diurnal geomagnetic correction with multi-observatories in marine magnetic surveying[J]. Science of Surveying and Mapping, 2010, 35(3): 118—120. (In Chinese)
- [9] 张向宇, 关永贤, 张锡林. 回归分析法在日变数据推算中的应用[J]. 物探与化探, 2016, 40(3): 603—608.  
ZHANG X Y, GUAN Y X, ZHANG X L. The application of regression to estimating geomagnetic data [J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2016, 40(3): 603—608. (In Chinese)
- [10] 张向宇, 关永贤, 崔秀云. 利用回归分析法补偿海底日变数据[J]. 物化探计算技术, 2017, 39(3): 327—332.  
ZHANG X Y, GUAN Y X, CUI X Y. Compensating the data of geomagnetism observation on the sea floor by regression method[J]. Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration, 2017, 39(3): 327—332. (In Chinese)
- [11] 彭飞, 张启国, 罗深荣. 调和分析方法在海洋磁力测量日变改正中的应用[J]. 海洋测绘, 2015, 35(5): 38—42.  
PENG F, ZHANG Q G, LUO S R. Application of harmonic analysis method applied in diurnal correction of marine magnetic surveys[J]. Hydrographic Surveying and Charting, 2015, 35(5): 38—42. (In Chinese)
- [12] 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 C C, XU X, LU J H, 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. (In Chinese)
- [13] 邢琮琮, 徐行. 地磁场模型在海洋磁测资料处理中的应用研究[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2020, 40(3): 214—221.  
XING C C, XU X. Application of geomagnetic field model to marine magnetic data processing[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2020, 40(3): 214—221. (In Chinese)
- [14] 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.  
XIA W, BIAN G, JIN S H, et al. Difference of geomagnetic diurnal variation between sea surface and ocean bottom and its effects on marine magnetic survey [J]. Hydrographic Surveying and Charting, 2015, 35(1): 7—10. (In Chinese)
- [15] 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 K X, XU X, WANG G X, et al. Analysis on the influence of different geomagnetic observation data on the accuracy of magnetic measurement[J]. Marine Surveying and Mapping, 2017, 37(5): 22—25. (In Chinese)
- [16] 吴迎燕, 徐文耀, 陈耿雄, 等. 磁暴期间几种主要磁扰成分的演化特征[J]. 地球物理学报, 2007, 50(1): 1—9.  
WU Y Y, XU W Y, CHEN G X, et al. The evolution characteristics of geomagnetic disturbances during geomagnetic storms[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2007, 50(1): 1—9. (In Chinese)
- [17] 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(1): 36—41.  
XU W Y. Improvement of calculation and determination method of K index value of geomagnetic activity [J]. China Earthquake Engineering Journal, 2005, 27(1): 36—41. (In Chinese)
- [18] 吴文鹏, 管志宁, 高艳芳, 等. 重磁异常数据三维人机联作模拟[J]. 物化探计算技术, 2005, 25(3): 227—232.  
WU W L, GUAN Z N, GAO Y F, et al. Interactive man/computer moding 3D body of gravity and magnetic anomaly data[J]. Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration, 2005, 25(3): 227—232. (In Chinese)

## Comparison and analysis of three numerical simulation methods for geomagnetic diurnal variation

ZHANG Xiangyu<sup>1,2</sup>

(1. Guangzhou Marine Geological Survey, China Geological Survey, Guangzhou 511458, China;

2. National Engineering Research Center for Gas Hydrate Exploration and Development, Guangzhou 511458, China)

**Abstract:** Diurnal variation correction is an important step in marine magnetic data processing; however, correcting the daily variation in the open sea area is more challenging than in the offshore sea. It will directly affect the diurnal variation correction especially when the geomagnetic observation data close to the study area cannot be obtained. We select a region in the western Pacific Ocean as the research area and compare the deviation between the data calculated by three different methods, which are regression analysis, harmonic analysis, CM4 model calculation, and the observation data from the undersea geomagnetic observation station, then we found that deviation of harmonic analysis is the largest, the deviation of regression analysis is the smallest, and the results obtained by the three methods are all concentrated in the time when the magnetic disturbance occurred; however, the application conditions of the three methods are different, the regression analysis method has the highest requirements for data. We know that for the research area, diurnal variation data at a particular location can be obtained by all three methods, but we need to select a suitable method according to the actual condition. We can provide the basis for the following work by discussing the method of diurnal variation correction, which is suitable for some regions of the Western Pacific Ocean.

**Keywords:** marine magnetic data; diurnal variation correction; data simulation; regression analysis; harmonic analysis; CM model