

地球主磁场模型

白春华¹, 徐文耀¹, 康国发²

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所,北京空间环境国家野外科学观测研究站,北京 100029;

2. 云南大学地球物理系,昆明 650091)

摘要 主磁场建模是一项综合性的研究工作,它涉及主磁场理论、磁场测量、数据同化、模型表达、模型解释以及模型运用等多方面的研究.本文综述了近五十年来德国、丹麦和美英各国研究者提出的数十个地球主磁场模型,回顾了主磁场模型研究方面的进展,概述了模型描述以及建模的理论基础和方法.

关键词 主磁场,地磁场模型,建模

中图分类号 P353

文献标识码 A

文章编号 1004-2903(2008)04-1045-13

Main geomagnetic field models

BAI Chun-hua¹, XU Wen-yao¹, KANG Guo-fa²

(1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing Observatory for Space Environment,*

Beijing 100029, China; 2. *Department of Geophysics, Yunnan University, Kunming 650091, China*)

Abstract Modeling the main geomagnetic field is a kind of all-around research work, concerning with the research on the main geomagnetic field theory, magnetic survey, data reduction, model expression, and model interpretation and application. In this article, we present a brief summary of more than ten main geomagnetic field models that have been put forward by many workers in German, Denmark, U. S. A. and Britain over the last five decades. The progresses of the studies on the main field models are briefly reviewed. Finally, the model description, the theoretical basis and construction methods are summarized.

Keywords main geomagnetic field, geomagnetic field model, model construction

0 引言

地磁场由不同场源的贡献组成,主要来自地球液态外核、地壳/上地幔、电离层、磁层等几个部分.若从地面台站资料出发,电离层和磁层可以归为外源;而从卫星资料出发则将电离层归为内源,磁层作为外源.地磁场是各种磁场成分的叠加,且各组成部分之间存在相互作用,其中,主磁场(即地核磁场)约占地球总磁场的 95%,是地磁场中最主要的部分.

实际磁测资料的分析中通常很难将各组分完全分离出来.特别是地核场和地壳场,二者合起来,再加上外源磁场在地球内部的感应场就是所谓的内源场.它们叠加在一起,使得研究地表和近地磁场以及发电机起源变得问题重重.在地壳场信号的干扰下

某些地核场的短波特征会丢失;同样的,地核场也可能压制部分大尺度地壳场的特征.

由于磁场起源不同,不同截断水平的球谐系数描述不同成分和不同波长的地磁场.波长大于 3000 km 时主磁场占支配地位,而波长小于 2500 km 时地壳场起主要作用. Jackson^[1] 的研究认为, $N \leq 15$ 阶的磁场主要代表地核场,它起源于地球外核的磁流体发电机过程; $N > 15$ 的球谐系数代表整个地壳的壳场,源于地壳居里点温度以下岩石的剩余磁化和感应.

在地表,地球磁场是一个位场,因此可以用标量磁位来描述.由于地幔的衰减作用和地壳磁化作用,限制了地磁场能量密度谱(空间功率谱)系数的观测,如果将这个位函数表达为球谐函数的形式,则只

收稿日期 2008-01-10; 修回日期 2008-02-20.

基金项目 国家自然科学基金项目(批准号 40436016)和中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX3-SW-144)资助.

作者简介 白春华,女,1981年生,云南玉溪人,2007年毕业于云南大学地球物理系,现在中国科学院地质与地球物理研究所攻读博士学位,主要从事地磁场及其长期变化研究.(E-mail: baichh@mail.igcas.ac.cn)

有低于某一截断水平的系数才能在地表观测到. 如果用先进的近地卫星观测, 那么主磁场的阶数可以取到 14 阶(有时取到 15 阶). 一般国际参考场 IGRF 模型将 $N \leq 10$ (第十代 IGRF 取到 13 阶) 的球谐系数作为地核场.

从产生磁场的源来看, 地球磁场是地核、地幔、地壳不同部分的物质磁性和动力学过程所产生的磁场叠加的结果. 因此, 主磁场的结构特征及其变化规律是由这些过程共同决定的. 因为主磁场具有地核起源, 所以可以给出与源的过程和状态相联系的理论模型.

当今对地磁场的观测着力于回答有关地球深部、岩石圈、近地环境的基础问题. 地磁场可作为探测岩石圈和地球深部以及理解日-地耦合的基础. 地磁资料对其它地球物理研究非常有用, 如地幔电导率结构、日长变化、核幔耦合等. 在运用领域, 地磁场模型已经被烧结到电脑芯片中, 并包含在空间和地面的导航系统中, 例如军事上可以运用地磁场进行导航定位^[2]; 地磁场也可用于石油工业中的定向钻孔, 因为钻孔感应产生的变化会限制回转仪技术的有效性. 地磁模型在地球发电机理论、矿物勘探、地磁感应电流对电网系统的影响和卫星计划等研究中也具有广泛的应用前景.

本文简要综述近年来主磁场模型研究方面的进展, 回顾了早期和现有的一些主磁场模型, 特别是根据先进的 Oersted、CHAMP 等磁测卫星资料得到的新型模型, 概述了建模的基本原理和方法.

1 主磁场模型

1.1 国际地磁参考场模型及有关模型

IGRF 模型(国际参考地磁场模型)是国际上通用的标准模型, 是用来描述地球主磁场及其长期变化的系列模型, 数学上常使用地心坐标系下标量位的球谐级数来表示. 通常由 IAGA (Division V, Working Group 8) 地磁场模型研究小组提出一组模型系数, 代表特定时期的地球主磁场, 每隔五年一个. IGRF 模型从开始建立到最后确定需要一段时间, 如果使用后来出现的新数据来修正以前的 IGRF 模型, 得到的模型称为 DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field) 模型. 值得注意的是, 当引用这些模型的时候, 需要具体指出是哪一代 IGRF 模型, 以免发生混淆. 例如, 必须具体指出是 IGRF2000 模型 或者 IGRF1990 模型, 而不能简单地用 IGRF 或 DGRF 来表示.

在 1968 年国际地磁学与高空物理联合会 (IAGA) 第一代 IGRF 模型 IGRF1965 问世之后, 迄今已经陆续提出了 10 代 IGRF 模型. 目前最新的 IGRF10th 是 2004 年 12 月发布的^[3]. 为了保证 IGRF 模型的精度, IAGA 决定从 2000 年开始, 将 IGRF 主磁场模型的截止阶数由 10 阶(精度为 1 nT) 扩展到 13 阶(精度为 0.1 nT). 所以第 10 代 IGRF 模型中包括了 1900~2005 年(间隔 5a) 共 22 个主磁场模型, 其中 1900~1995 年球谐系数的阶次为 $N=M=10$, 2000~2005 年的阶次为 $N=M=13$, 以及 2005~2010 年的长期变化预测(SV) 模型($N=M=8$, 精度为 0.1 nT).

在 IGRF 模型出现以前, 有一些曾经广泛用于理论研究和实际应用的主磁场模型, 它们是重要的参考地磁场模型. IGRF 模型是 IAGA 工作组在各国提供的候选模型基础上, 经过归纳比较而得到的一种综合模型. 在 IGRF 模型出现并成为主要的标准磁场模型之后, 其他地磁模型还在不断地被提出. 美国、英国、俄罗斯等国在为 IGRF 提供候选模型的同时, 又根据自己的研究和应用需求, 发展出其它几种磁场模型, 如表 1 所示, 以下简单介绍这些主磁场模型.

1.1.1 Jensen-Cain 模型^[4]

在 IGRF 模型出现之前, 迫切需要一个精确的主磁场模型, 将那些新获取的有关磁层捕获粒子的资料组织起来. Jensen-Cain 模型是根据 1940 年以来水平磁场 H 和总强度 F 的 74000 个地面观测值建立的模型, 第一次在高速计算机上运用现代数学分析方法直接分析最新的磁测资料, 并给出了 1960 年的球谐系数, 模型的截断水平 $N=6$, 包括 48 个非零球谐系数. 该模型没有考虑随时间变化的导数, 在确定系数的时候也没有考虑地球的扁率. 这个模型精度虽差, 但在多次卫星计划中, 曾经广泛用于计算地磁坐标. 虽然之后又出现了一系列更好的模型, 但在当时也可以算得上较为精确和令人满意的模型之一.

1.1.2 GSFC 模型^[5~9]

GSFC 模型是美国国家宇航局戈达德飞行中心 (NASA Goddard Space Flight Center) 的科研人员得到的一系列主磁场模型, 主要包括:

GSFC(9/65)1966 模型包含 1960 年主磁场的 147 个球谐系数, 是根据 1945 年到 1964 年间约 197,000 个磁测数据建立的, 模型的最大阶数 N 扩展到 9 阶, 长期变化的截断水平为 $N=6$. 建模时考虑到了地球的扁率(1/298.3).

GSFC(12/66)1967 模型是美国地质调查局根

据 1900 年到 1964 年期间所有磁测资料和 Vanguard 3、Alouette 和 OGO2 磁测资料建立的. 主磁场模型、长期变模型、加速度模型的截断水平均为 $N=10$, 共包括 360 个球谐系数.

GSFC(9/80)1983 模型由 462 个系数组成, 建模的资料包括①1979 年 11 月 5 到 6 日 MAGSAT 矢量观测数据 15,206 个(此同 MGST(6/80)模型),②71,000 个 OGO 标量观测数据(同 POGO(8/71)模型),外加 24,000 个数据,③148 个台站的观测资料,④300 个航海磁测数据,⑤600 个选定的复测点的观测数据. 主磁场和长期变化项的截断水平均取到 13 阶,加速度取到 6 阶,三阶导数取到 4 阶. 这个模型比早期的模型有了很大的提高,因为模型所使用的地面台站资料经过了地壳磁异常场校正.

GSFC(12/83)1985 模型是根据 MAGSAT 卫星 1979 年 11 月到 1980 年 4 月的 54,728 个数据,以及 1978~1982 年的 91 个地面台站资料建立的模型. 主磁场模型截断水平 $N=14$, 长期变化 $N=11$, 共 367 个系数. 不同于以往以 MAGSAT 卫星资料为基础的模型,该模型只利用磁纬 50° 以内赤道向的 MAGSAT 的矢量数据,极向 50° 以上只使用标量数据,并给出了 1 阶外源场系数,而且在建模过程中引入了 D_{st} 指数. GSFC (12/83) 也用来推导 IGRF1945、1950、1955 和 1960 年的 DGRF 模型.

GSFC(11/87)1988 模型是第一个使用 DE2 (1981/9/30~1983/1/6)太空船数据库的模型,并结合 MAGSAT(11/79~4/80)、MAGNET (1981~1983)计划、158 个地面台站(1979~1983)、海洋磁测(1980~1983.5)、陆地磁测(1979.5~1983.5)所有数据源建立模型,包括 448 个系数,主磁场和长期变化的阶和次都是 $N=13$. 这个模型可以看作是 GSFC(12/83)模型的扩展.

1.1.3 POGO 模型^[10~13]

POGO(3/68)1968 模型是根据 1965 年 10 月 12 日到 1967 年 8 月 2 日期间 POGO 卫星的 22,252 个磁场强度观测资料建立的,磁场模型和长期变化模型的截断水平均为 $N=9$,共包括 198 个球谐系数. 这个模型比早先的 GSFC(12/66)模型较好地表示出 OGO 卫星的结果,并作为 IGRF 的候选模型提交 IAGA 工作组.

POGO(10/68)1968 模型包含 286 个系数,磁场模型和长期变化模型的截断水平均为 $N=11$,除了 POGO(3/68)的资料外,还利用了 OGO4 卫星直到 1967 年 12 月的共计 32,649 个数据,数据的时间

跨度和精度都得到了较大的扩展和提高.

POGO(8/69)1970 模型利用了 OGO2, 4, 6 号三颗卫星直到 1968 年 5 月的资料,与以前模型相比,扩展了资料的范围,并且更加仔细筛选磁静时期的资料. 模型共有 240 个系数,最大截止水平为 $N=10$.

POGO(8/71)1974 模型包含 240 个球谐系数,地球主磁场和长期变化的阶和次扩展到 $N=M=10$. 这是 POGO 系列模型的最后一个模型,依据 OGO2, OGO 4 和 OGO 6(10/65~3/70)整个寿命期磁静条件下的磁场强度资料,即总数超过 50,000 个的卫星观测数据.

1.1.4 IGS(75) 1975 模型^[14]

该模型是根据地面、海洋、航空磁测和 OGO 卫星磁测资料建立的,模型的截断水平为 $N=12$,长期变化截断水平为 $N=8$,此外,长期变化加速度截断水平为 $N=6$,共包括 296 个球谐系数.

1.1.5 AWC(75) 1976 模型^[15]

这个模型是美国地质调查局根据 1939 到 1974 年期间地面、海洋、航空磁测约 100000 个磁场观测资料建立的,磁场模型的截断水平为 $N=12$,长期变化截断水平为 $N=8$,共包括 248 个球谐系数. 以后每五年公布一个主磁场及其长期变化模型.

1.1.6 MGST 模型^[16, 17]

MGST(6/80)1980 模型是 MAGSAT 卫星任务最初发表的结果之一,它根据 1979 年 11 月 5 到 6 日磁静时期的初始矢量观测,用 $N=1$ 的项来描述外源场的统计方法具有重要意义. 主磁场的截止水平为 $N=13$,不包含长期变化项,共有 195 个系数.

MGST(4/81)1981 模型没有公开发表,它是根据 MAGSAT 磁测卫星 15 d 的磁测资料建立的,磁场模型的截断水平为 $N=13$,长期变化截断水平为 $N=7$,共包括 258 个球谐系数.

1.1.7 USGS1985 模型^[18]

这个模型是美国地质调查局模型,目的在于描述 1985 年以后的美国地磁场及其变化率. 模型是根据地面、海洋、航空磁测、地磁台以及复测点磁测资料,并参考 IGRF1985 的值而建立的. 对于美国大陆,磁场模型的截断水平为 $N=4$ (24 个球谐系数),对于夏威夷地区,截断水平为 $N=2$ (8 个球谐系数).

1.2 历史主磁场模型

1.2.1 BJ 模型和 gufml 模型

1992 年, Bloxham 和 Jackson^[19] 根据历史地磁观测资料给出了 1690~1990 年每隔 2.5 年一个地磁场球谐模型(以下简称 BJ 模型),这一模型共分为

表 1 早期的主磁场模型
Table 1 The early Geomagnetic Field Models

模型名称	截止水平 n/m			系数	资料来源及时间跨度	年代
	主磁场	长期变	加速度			
Jensen, Cain	6			48	1945~1962	1960
GSFC 9/65	9	6		147	1945~1964	1960
GSFC 12/66	10	10	10	360	1900~1966	1960
GSFC 9/80	13	13	6	462	OGO, MAGSAT, 1960~1980	1980
GSFC 12/83	14	11		367	MAGSAT, 1978~1982	1980
GSFC 11/87	14	14		448	DE, MAGSAT, 1978~1983	1982
POGO 3/68	9	9		198	OGO	1960
POGO 10/68	11	11		286	OGO	1960
POGO 8/69	10	10		240	OGO 1965. 7~1968. 4	1960
POGO 8/71	10	10		240	OGO 1965. 12~1970. 3	1960
MGST 6/80	13			195	MAGSAT Nov. 5~6, 1979	1979, 85
MGST 4/81	13	7		258	MAGSAT 15 days	1980
Barraclough-75	12	8	6	296	Aircr., OGO, Obs.	1975
USGS, ACW75	12	8		248	1967~1974	1975
USGS, Cont. U. S	4			24	Land, Marine, Aerial	1985
USGS, Hawaii	2			8	Surveys, IGRF	1985

2 组, 1690~1840 年的模型称为 ufm2, 1840~1990 年的模型为 ufm1, 每一模型的截断水平为 $N=14$. 2000 年 Jackson 等人^[20] 又给出了 1590~1990 年每隔 2.5 年一个的地磁场球谐模型(以下简称 gufm1 模型), 模型截断水平也是 $N=14$; 虽然作者 Jackson 还未给出 gufm1 模型的正式名称, 但地磁学界趋向于认为这一缩写代表“Grand Unified Field Model”, 即“大统一磁场模型”。

与 BJ 模型相比, 新的 gufm1 地磁场模型时间跨度向前推进了 100 年, 并成功克服了 BJ 模型中 1840 年前后两组模型的不连续性, 模型高斯系数更为可靠。

ufm1/ufm2 使用的数据超过 250,000 个, 这些数据来自于一些老的航海日志, 磁测资料, 台站以及卫星磁测. gufm1 模型虽然也使用此类数据, 但该历史资料已得到了极大的扩展, 资料时间跨度超过 400 年, 这也是 gufm1 模型优于其他历史地磁场模型之处. 模型包含超过 365,000 个数据和 36,512 个参数^[20]. 其中很大一部分是未公开发表的海军和商船的航海观测记录, 以及早期汇编和印刷的记录. 目前已经积累了大量早期的地磁场观测资料, 数据为标准格式, 数量也是前所未有的. 该资料在地球物理研究的许多领域具有潜在的应用价值。

图 1 是 18 世纪以来的航海磁测图, 主要是磁偏角的观测, 这也是人类开始最早(中国唐代的一行和

尚在公元 720 年左右最早测量了磁偏角)且最简单的一种绝对观测方式. 而 19 世纪中期以前还未有严格意义上的磁场强度值的绝对观测, 所以这一时期多以偏角观测为主, 之后倾角和强度值的资料才逐渐多了起来. 由图 1(a~b)可以看出, 19 世纪以来比 18 世纪的航海资料在数量上要多一些, 且分布更加均匀。

1.2.2 CALS7K 模型

CALS7K 模型^[22, 23] 是根据过去 7000 年考古地磁资料和湖泊沉积古地磁资料导出的主磁场模型. 由于资料质量差, 且分布不均匀, 它的时空分辨率明显低于从现代资料导出的模型. 在此之前, 第一个连续磁场模型是为过去 3000 年构建的 CALS3K. 1 模型^[24], 该模型只用了偏角和倾角资料, 而无强度信息. CALS3K. 2 模型首次包括了磁场强度资料, 并立即升级到适用于过去 7000 年的 CALS7K. 1 和 CALS7K. 2 模型。

1.3 现代卫星主磁场模型

地磁场建模可分为三个阶段: 1701 年 Halley 编成首张大西洋磁偏角图为第一阶段, 接着 Gauss 于 1839 年提出球谐分析方法为第二阶段, 2000 年问世的综合模型方法标志着第三阶段的开始^[25]. 第三阶段主要依据卫星资料, 这也是现代主磁场模型建模的一个新趋势。

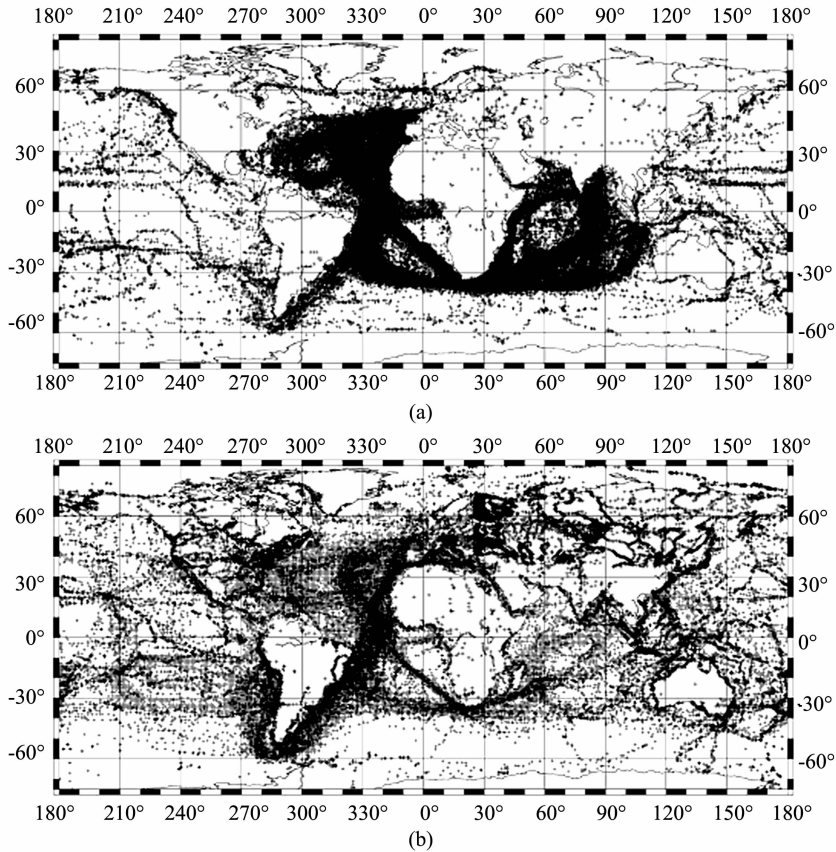


图 1 地磁数据的地理分布(a) 1700~1799 的偏角观测,数据点 $n=68,076$;
(b) 1800~1930 的偏角观测,数据点 $n=71,323$ (引自文献[21]).

Fig. 1 Geographical data distribution. (a) declination observations made in 1700~1799, data number $n=68,076$;
(b) declination observations made in 1800~1930, $n=71,323$, by courtesy of paper [21]

自从 1957 年 10 月 4 日前苏联发射第一颗人造地球卫星以来,人类开始利用各种空间飞行器探索太空世界. 第一颗携带磁力仪进入地球轨道的卫星是俄罗斯的 Sputnik 3 (1958). 绘制全球地磁场强度图的工作开始于美国的 POGO 卫星计划(1967~1971). 1979~1980 年为期六个月的 MAGSAT 卫星任务,是第一颗能够为地磁场建模提供有价值的矢量数据的卫星. 此后,卫星磁测中断了近 20 多年. 到了上世纪末 21 世纪初,随着“国际地球位势研究十年计划”的开展,又开始了新一轮的卫星磁测热潮. 1999 年 2 月丹麦发射 Oersted 卫星,标志着 IUGG“国际地球位势研究十年计划”的开始. 紧跟其后,在 2000 年 7 月和 11 月分别发射了 CHAMP 卫星(德国)和 Oersted-2/SAC-C(阿根廷/美国),SAC-C 卫星是作为 Oersted 卫星第二阶段的试验. 这三颗卫星任务都搭载了基本相同的装置,从而能够获得太空中的磁场观测资料,数据能达到的精度也是前所未有的. 三颗卫星飞行高度不同(Oersted:

630~860 km, CHAMP: 350~450 km, SAC~C: 700 km), 卫星漂移率随地方时不同,但能够自动检测各种内外源场的贡献. 欧空局的另外一项“三星”计划——Swarm 星座任务预定于 2009 年发射. 这是由三颗近地、极轨卫星组成的星群(star constellation),有望提供最精确的地磁场观测,尤其是分离各种源的贡献,从而对研究地磁场的时空变化规律发挥巨大作用.

随着卫星计划的蓬勃发展,地磁学也开始跨入卫星地磁学(Satellite geomagnetism)的时代. 卫星地磁学作为一个新发展起来的学科分支,具有以下特点:以卫星计划得到的海量高分辨率磁测数据为基础,分离各种场源对地磁场的贡献,获得从卫星高度向下延续到地表的地磁场资料.

“国际地球位势研究十年计划”也将是国际地磁场模型研究的黄金十年. 该计划的前五年为国际地磁界留下了一笔宝贵的财富——高质量的卫星数据. 综合运用 Oersted, CHAMP 和 SAC-C 等磁测卫

星为代表的卫星资料,各种各样的地磁场模型层出不穷,而且模型的复杂程度和精度都有所提高.比较有代表性的有以下几种模型:

1. 3. 1 德国主磁场模型系列

德国波茨坦地学中心(GFZ)几位研究磁异常以及进行磁场模拟和解释工作比较突出的地磁学家如 Lesur, Manda, Maus 等人提出了一系列模型:

(1) GRIMM 模型^[26]

GRIMM 模型(The GFZ Reference Internal Magnetic Model)即波茨坦主磁场参考模型,是德国地磁学家 Lesur, Wardinski, Rother, Manda 等根据近 6 年的 CHAMP 卫星资料和 5 年的地磁台小时值资料构建的模型,地核场部分的最大阶数为 $N=60$,长期变化及其加速度为 $N=14$. 在高纬度地区,所有地方时均使用卫星的矢量磁场观测资料,可将电离层电流/场向电流产生的磁场和地核/岩石圈产生的磁场分离开来.这一技术消除了夏季极区的资料空隙,提高了地核场模拟的分辨率.模拟地核场时采用了 5 次 B 样条函数(4 次 B 样条就是立方 B 样条),从而可以计算 2001.5 年到 2005.5 年的地核磁场变化的加速度.由于采用了正则化技术,球谐系数阶数 $n=6\sim 11$ 的加速度项能量明显大于其它模型.

(2) C³FM 模型^[27]

C³FM 模型(Continuous Covariant Constrained-end-points Field Model)是一个描述主磁场及其长期变化的时变模型,球谐级数展开到 15 阶,高斯系数的时间变化用立方 B 样条函数表示.该模型的约束条件是,既要拟合由 1980 年 MAGSAT 和 2000 年 Oersted 卫星高质量矢量观测导出的磁场模型,又要拟合 1980 到 2000 年 20 年间地磁台和复测点(每月 130 个站点)的长期变化.

(3) POMME 系列模型

POMME 主磁场模型,即波茨坦地球磁场模型(Potsdam Magnetic Model of the Earth),给出了从地表到几千公里高度的地磁场分布的近似表示. POMME 模型包括对地磁场贡献最大的几个部分,即随时间变化的地核场、地壳磁场、受 $D_{st}/E_{st}/I_{st}$ 指数调制的环电流磁场、时间平均的磁层磁场、行星际磁场(IMF)水平部分的穿透、地球在外源磁场中旋转所产生的感应磁场.

在 GSM 坐标系下的磁层磁场的表达式是 POMME 模型所特有的一个特征,除此之外还具有如下几个特点:①在 SM 和 GSM 坐标系中对外部

场进行参数化,用来解释环电流,磁层和太阳风的几何图形.②使用全球的矢量数据,代替通常在低纬使用矢量数据,在高纬用标量数据的方法.③用 Oersted 卫星资料做联合反演,同时估计 CHAMP 的星成像仪(star camera)与矢量磁力仪之间的夹角.④模型中包括磁场的二阶时间导数,表示卫星资料中存在不可忽略的长期变化加速度.

CHAMP 卫星从 2000 年发射到现在已经进入了卫星任务的第八个年份,且运转正常.之前长达七年的高分辨率矢量和标量数据提供了一个前所未有的机会追踪地核场的长期变化,并发展了一系列 POMME 模型:

最早的 POMME1.4 模型^[28]包括 2001 年 5 月 15 日到 2002 年 9 月 30 日的 CHAMP 矢量数据以及 1999 年 4 月 21 日到 2002 年 9 月 30 日的 Oersted 矢量数据,高斯系数和长期变化的阶数为 15 阶,长期变化加速度的阶数为 10 阶.

第二代 POMME-2.5 模型^[29]跟 POMME-1.4 的区别在于环电流的校正中使用了 E_{st}/I_{st} 指数,模型的阶数为 36 阶.

POMME-3 模型^[30]资料的时间跨度为 2000 年 6 月到 2005 年 5 月, POMME-3.0 的截止水平为 60 阶,而 POMME-3.1 增加到 90 阶;只利用低纬已经被证实未受到电离层等离子体不规则性扰动影响的卫星轨道资料,并输入数据进行重力驱动的 F 区场向电流(FACs)校正;与第二代模型的差异主要是,只用了 CHAMP 的资料, Oersted 和 SAC-C 的资料只用作模型精确度的检验,而 POMME-2.5 模型则使用了三颗卫星的资料.

第 4 代 POMME-4 模型(<http://geomag.org/models/pomme4.html>)中未进行 FACs 校正,而是校正了海洋潮汐感应和周围等离子体的抗磁效应,模型的时间跨度为 2000 年 5 月到 2007 年 6 月.其中 POMME-4.0 和 POMME-4.0s 的模型系数为 36 阶, POMME-4.1 和 POMME-4.1s 包含第五代地壳场模型 MF5 的 100 阶的模型系数;而 POMME-4.2 和 POMME-4.2s 另外还包括 NGDC-720 模型 720 阶的系数,其中“s”代表以 2004.0 年为分界点,将 2000~2007 年的长期变化加速度分成前后两部分.

图 2 给出 POMME-4 模型的长期变化和长期变化加速度.由图 2(a)可以看出,2000.5~2007.5 年卫星磁测资料随时间的变化可以表示成长期变化的线性变化.先假定长期变化加速度是不变的(图 2(b)),相当于将磁场用一种比较保守的方式来表

示。但是,这种磁场变化可用发生变化的长期变化加速度更准确地表示出来。比较图 2(b)中整个时间段内的长期变化加速度以及图(c)和(d)中 2004.0 年前后的加速度可以发现,(c)图和(d)图反映的非洲和印度洋的西向漂移特征比(b)图更可靠,因而把长期变化加速度从 2004.0 年分成两部分是可行的。

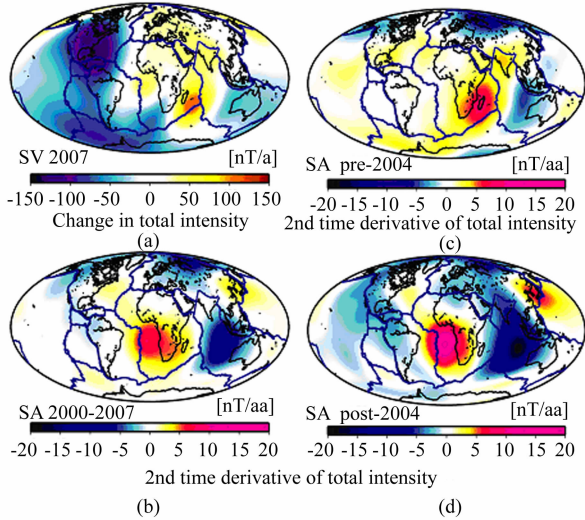


图 2 POMME-4 模型的长期变化和长期变加速度
(a)POMME-4 模型的长期变化,(b)长期变化加速度,
(c) POMME-4s 模型 2004.0 年前的长期变化加速度,
(d) 2004.0 年后的加速度

Fig. 2 Secular variation and secular acceleration given by the POMME-4 model

(a)Secular variation and (b)secular acceleration given by the POMME-4 model. (c)Secular acceleration before 2004.0 and (d) secular acceleration after 2004.0 given by the POMME-4s model

(4)CHAOS 模型^[31]

CHAOS 模型(CHAMP/Oersted/SAC-C model)是利用 1999 年 3 月~2005 年 9 月 CHAMP、Oersted、SAC-C 三颗卫星超过 6.5 年的高精度数据导出的地磁场模型。磁场模型的球谐级数展开到 50 阶,线性长期变化模型展开到 18 阶。在模型构建的过程中,采用了一些新的改进技术,如重新确定资料筛选标准、矢量资料的坐标转化、外源磁场的拟合等等,使模型的可靠性得以提高。

(5)CO₂ 和 CO₂+模型

CO₂ 模型(CHAMP/Oersted/Oersted-2 Model)包括地核磁场、长期变化和大尺度地壳场三部分。其中主磁场的最大阶数 $N=29$,长期变化部分为 $N=13$,外源场部分最高到 2 阶。它是 2003 年 Holme 和 Olsen^[32] 根据 Oersted-CHAMP-Oersted-2(SAC-

C)三颗卫星以及地面台站观测资料建立的主磁场及长期变化模型,其中最主要的输入数据来源于 CHAMP 卫星 2000 年 8 月到 2001 年 12 月的有效资料,所以也可以称之为 CHAMP 卫星模型。CO₂+模型(Improved CO₂ model)与 CO₂ 模型基本相同,只是主磁场部分的截断水平扩展到 $N=49$ 。

1.3.2 美英世界磁场模型 WMM

WMM 模型(<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/WMM/>)是美英联合建立的世界磁场模型(Joint US/UK World Magnetic Model),也是描述地球主磁场和长期变化的全球模型,是为 IGRF 提供的候选模型之一。但是 WMM 模型的截止水平比 IGRF 提高了 2 阶,它的主磁场部分的截止阶数 $N=12$,长期变化为 $N=8$,包括 168 个球谐系数。第一代 WMM 模型从 1990 年开始,每五年更新一次。第四代世界磁场模型 WMM2005 给出 2005.0 年的主磁场模型,并替代 WMM2000 模型用于导航系统,其长期变化模型的时间跨度为 2005.0~2010.0 年,主要依据地磁台站资料,有效期到 2009 年 12 月 31 日。除 IGRF 模型外,WMM 模型成为美、英、北大西洋组织通用的标准磁场模型^[33]。为了适应导航的需求,他们以 WMM 为基础,发展出截断水平高达 720 的精细地壳磁场模型 NGDC-720 模型。

图 3 表示分别用 Oersted 和 CHAMP 卫星资料估算 WMM 模型的系数并比较得到的结果,可以看到两颗卫星得到的偏角 D 和总强度值的差异非常小,表明两颗卫星观测资料具有很高的精确性和很好的一致性。

1.3.3 丹麦美国模型

(1)综合磁场模型 CM

20 世纪 90 年代,美国国家宇航局戈达德飞行中心(NASA/GSFC)和丹麦空间研究所(DSRI)联合开发了一种地磁场建模的新方法,这就是“综合建模”(comprehensive modeling,简称 CM),用于克服地面和卫星高度观测磁场时空变化存在的问题。

丹麦空间研究中心的地磁学家 Sabaka 和 Olsen^[34] 等人在 2002 年提出了第三代 CM 模型—CM3,内源场最大截止水平 $N=65$,其中 $N=1\sim 15$ 阶的部分代表主磁场,时间跨度为 1960~1985 年,前身是 Sabaka 和 Baldwin^[35] 在 1993 年提出的 GSFC(12/93)模型和 Langel^[36] 等人 1996 年给出的 GSFC(8/95,Sq)模型,这也是早期的第一、二代 CM 模型。CM3 相对于前两代模型的进展主要在于对外源场的处理。

Sabaka^[37]等 2004 年得到的 CM4 模型的截止水平和 CM3 模型的相同,时间跨度为 1960~2002 年,主要描述磁静日地核场、地壳场、电离层和大尺度磁层电流产生的场,以及二级感应磁场的贡献.资料来源于 POGO、MAGSAT、Oersted 和 CHAMP 卫星的矢量和标量数据,总数超过 160 万个.以及超过 500000 个地面台站数据,由 1960~2002.5 年期间每个月最平静的几天凌晨 1:00 的观测值(时均值)组成,加上 POGO 和 MAGSAT 磁静条件下每两小时的观测值. CM4 模型相对于 CM3 模型增加了季节变化.

图 4 给出 CM4 模型地核场的变化图.图 4(a)表示 $N=1\sim 15$ 阶的地核场在地表的变化,是用 2000 年 Oersted 卫星的磁场强度减去 1980 年 MAGSAT 的强度值得到的.可以看出显著的印度洋、东亚、欧洲正异常和加勒比地区、南极洲负异常,其中印度洋和加勒比地区是两个非常明显的异常中心.图 4(b)表示 2000 年地核场的径向分量 B_r 在 CMB 界面的变化,可以看出核幔边界的磁场变化非常复杂,存在很多小尺度的异常区.并且在正(负)异常背景下还分布有负(正)异常区.北半球主要为负异常,南半球多为正异常.

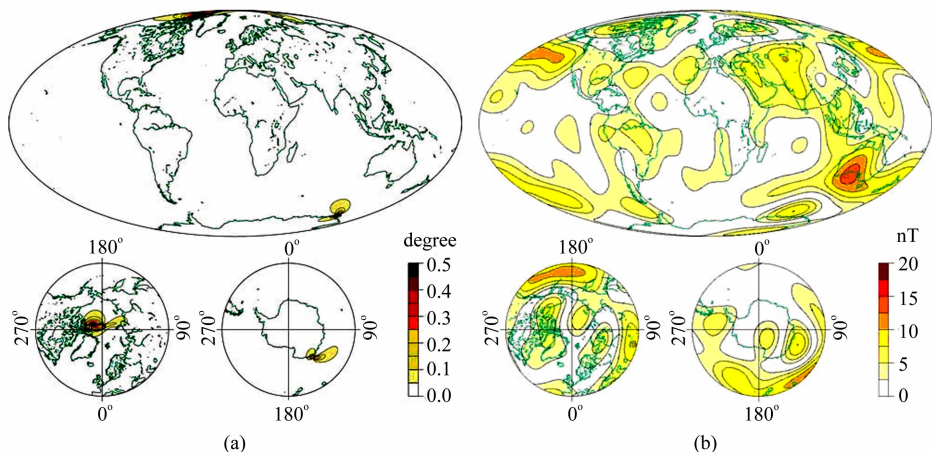


图 3 Oersted 和 CHAMP 卫星得到的 WMM2005 模型在地表的差异

- (a) Oersted 和 CHAMP 卫星得到的 WMM2005 模型偏角在地表的差异(等值线间隔 0.05°)
- (b) Oersted 和 CHAMP 卫星得到的 WMM2005 模型地表总强度的误差估计在地表的差异

Fig. 3 Difference between independent Oersted and CHAMP models for 2005.0 at the Earth's surface
 (a) Difference in declination between independent Oersted and CHAMP models for 2005.0 at the Earth's surface. Contour interval 0.05o (b)Estimated error in the strength of the total intensity (F) for the WMM 2005, given by the difference between independent Oersted and CHAMP models for 2005 at the Earth's surface.

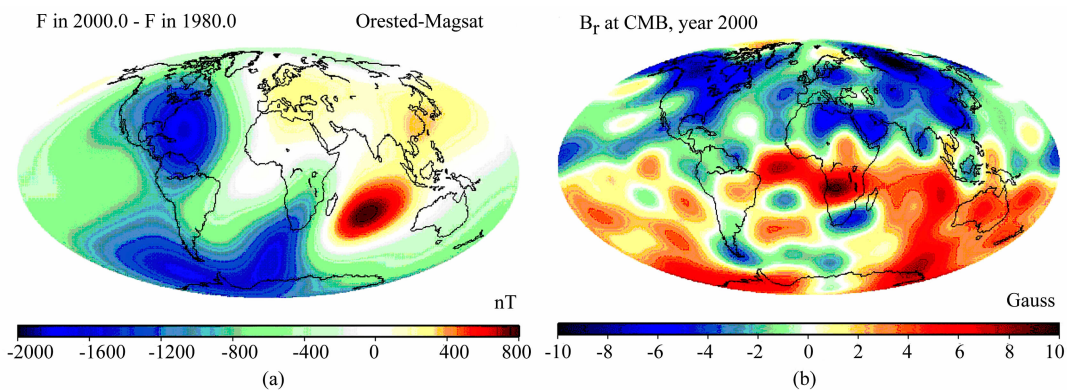


图 4 CM4 模型在地表和核幔边界的地核场

- (a) 1980~2000 年 CM4 地核场在地表的变化 (b) 2000 年 CM4 地核场 B_r 分量在核幔边界的变化

Fig. 4 Core F of CM4 model on the Earth surface and on core-mantle boundary

(a)CM4 Core F change at the Earth surface from 1980 to 2000; (b) CM4 Core B_r at core-mantle boundary in 2000

除地核长期变化之外,在地磁数据中还记录到了许多其它场源的影响.在 CM4 模型的基础上, Sabaka^[38] 等人 2006 年发展了一种加强型方法——综合反演 (comprehensive inversion, 简称 CI) 方法来进行信号分离.这种方法可以运用到未来的 Swarm 卫星上,可用于恢复小尺度的地核场长期变化 SV 和岩石圈的磁信号,以及地幔电导率结构的信息.

(2) Oersted 卫星模型

OIFM 初步模型:利用 Oersted 卫星 2000 年 1 月 1 日前后几个星期内地磁平静期的磁测资料, Olsen^[39] 等人 2000 年建立了 Oersted 初步磁场模型 OIFM (Oersted Initial Field Model).这是一种“快照”(snapshot)全球磁场模型(适用于特定的时期).该模型内源场截断水平为 19,外源场为 2. Langlais^[40] 等人 2003 年利用 Oersted 卫星 14 个月的数据,利用比 OIFM 模型更加严格的资料筛选标准,并根据地方时和地磁活动来确定数据范围,得到 1999~2000 年间 29 阶的内源场和 13 阶的线性长期变化模型.

OSVM 模型:即 Oersted 主磁场及长期变模型 (Oersted Main and Secular Variation Model),是 Olsen^[41] 利用 1999 年 3 月到 2001 年 9 月的 Oersted 卫星资料以及 1998~1999 年的地磁台站资料建立的磁场模型,主磁场的截止水平 $N=29$,长期变化 $N=13$.

2 建模的基本原理和步骤

2.1 数据的收集和资料预处理

2.1.1 资料的来源

通过使用陆地磁测、海洋磁测、航磁,以及近地轨道卫星资料,极大地丰富了地磁场建模的信息来源.目前用于建模的数据主要有以下几种来源.

(1) 地面台站数据:地面台站观测提供的数据主要包括分钟值,时均值,年均值等几类.自从 1833 年 Gauss 设立了世界上第一个地磁台以来,台站的数目不断增加.开始只能提供年均值,1900 年有时均值;1958 年国际地球物理年 (IGY),地磁台站的数目快速增加;20 世纪 80 年代出现了分钟值.这些都是国际地磁史上非常具有里程碑意义的事件.1989 年国际地磁台网 (INTERMAGNET) 的建立,使获得全球地面地磁台站的实时数据成为可能,从而推动了地磁场全球特性的相关研究.

(2) 流动磁测数据:包括大陆磁测、海洋磁测、航空磁测等传统的资料来源.20 世纪美国海岸和大地测量局为 1965 年的世界地图准备了大量的磁场资料,被后来的研究者多次使用,并成为多个 IGRF 模

型的依据.早期航海磁测与导航密切相关,主要是偏角的观测,随着商业船队和海军的足迹遍布世界各大洋,获得了大量海洋偏角、倾角和强度的磁测资料.20 世纪的海洋磁测继续发展,最著名的是美国的“卡内基号”(the Carnegie)无磁性船的航海磁测.1951 年到 1994 年,为了支持美国世界磁场建模和制图的需要,美国海军的“磁铁”计划连续收集了大量航空磁测矢量数据,包括高密度单航线磁测,高海拔矢量数据和区域磁异常网格资料.此外,还包括一些复测点的资料.

(3) 卫星磁测数据:卫星观测是一种能将地磁场观测范围扩展到全球的有效方式,也是目前最先进,精度最高的一种数据来源方式.卫星技术的运用使得地磁数据的精度在很大程度上得以提高,对现在的卫星地磁学来说,既是机遇又是挑战.卫星观测可以提供高精度的全球范围内的近地、三分量低轨卫星矢量数据,这些数据对建立精确的地磁模型是非常必要的.结合地面和航空磁测数据,只用一颗或者综合多颗卫星,就可以涵盖地核流动,地幔电导率,岩石圈组分,海洋环流,以及电离层动力学和磁层电流的研究,而挑战正来自于如何最大化运用这些卫星数据.

未来一个研究方向就是联合分析卫星磁测数据和地面数据,从而更好地模拟大尺度磁场源的时空结构.卫星磁测和航空磁测也可以很好的结合起来,且具有很好的发展势头.例如,为了研究较小尺度的磁异常和信号较弱的地磁场变化,如地壳磁场,应尽可能降低(磁)卫星的飞行高度,也就是发射低轨卫星.如 CHAMP 卫星从发射到预定轨道后卫星高度就一直在降低,经过 5 年的飞行,就已经由发射时的起始飞行高度约 455 km 下降到 300 km 以下,下降高度非常可观.卫星高度的降低使得地磁模型的阶数大大提高,对应的空间波长也大大缩小了,可以反映更细微的地磁场变化.

2.1.2 资料的筛选标准

由于使用的资料和模拟的方法不同,各模型之间存在一定的差异.有的模型只用矢量或标量数据,有的两种数据都包括.有的只用一颗卫星的数据或综合好几颗卫星的数据.一般我们优先考虑矢量数据,只有在无法获得的情况下才尽可能考虑标量数据.关于数据选择的标准,各国地磁学家的研究基本具有以下几个共同点:

(1) 多选择地球夜晚一侧的资料,即磁地方 (MLT) 时 18:00 时以后到 06:00 时之前夜晚一侧的数据.

(2) 多选择地磁活动平静时期的资料. K_p 指数

的值在 4 以下代表扰动很小或几乎没有扰动的情况,一般取 K_p 指数小于 2(观测时段内取 $K_p \leq 1^\circ$ 的,前三小时间隔取 $K_p \leq 2^\circ$ 的)时期的资料. 因为 D_{st} 指数可以定义大尺度外源场比较弱或稳定的时期,以及监测磁赤道处磁层对水平分量的贡献(包括内外源场的贡献). 很多情况下考察 K_p 指数的同时关注 D_{st} 指数的变化,通常选择 D_{st} 在 ± 10 nT 到 ± 20 nT 之间,对应磁场变化范围不超过 $2 \sim 3$ nT/hr.

(3)高纬度地区多选用标量数据. 卫星轨道倾角(卫星轨道平面与赤道面之间的夹角)决定了资料的纬度范围. 尽量在赤道向 $\pm 50^\circ$ 或 $\pm 60^\circ$ 倾角纬度范围内使用三分量矢量数据,如果在极向 $\pm 50^\circ$ 或 $\pm 60^\circ$ 以上的高纬地区缺乏矢量数据则转为使用标量数据.

2.2 模型模拟的方法

2.2.1 模型的参数化

如何有效地将地磁场内外源场的贡献分离出来成为模型参数化的关键问题. 因为在地表和卫星高度观测的地磁场受到多种来自内部和外部的源的影响. 参数化的目的就是用物理上可行又比较简单的模型来分离各种源的影响,从而得到最佳的结果. 改进的方法有很多,例如平滑主磁场的长期变化;用电导率约束条件和主磁场的相互作用进行高分辨率和高效的电离层参数化;或者通过一个径向变化的先验地幔电导率模型,参数化和外源场相关的感应场,且这个外源场是随时间变化的.

模型参数化的难题之一就是估计每个资料系列所占的权重系数大小,以及内部各个系数值所占的权重. 原理上可通过反演观测误差的变化来确定权重的大小,但这种变化通常是未知的. 其次,地磁场建模不可能完全模拟所有源产生的场,所以确定每个数据权重大小的时候也要考虑模拟时未包含进来的信号,此外要准确估计这些信号的幅度大小也很困难. 考虑到近两极的数据密度较高,而且在高纬地区噪声水平增加,所以卫星数据在这些区域的权重会降低. 处理台站数据也需要考虑不同区域的权重,因为地面台站的分布在西欧和北美比较密集,在南半球较为稀疏. 考虑高纬电离层粒子沉降和磁层各种电流体系可能的噪声水平,也应该降低这些地区的权重. 由于卫星轨道的特征,以及多选用磁平静时期的数据,卫星资料的分布也是不均匀的,因此,可以使用等面积加权法补偿这种不均匀性.

2.2.2 建模方法

自从 18 世纪中叶高斯发明球谐分析以来,这种

方法就一直是研究行星尺度主磁场时空变化的主要方法^[42],特别在内外源磁场分离方面取得了巨大的成功^[43]. 在球坐标系下将地磁场的位场写成标量函数的形式,得到满足拉普拉斯的解的形式. 从而可以模拟地表和近地空间到卫星高度的磁场. 球谐分析从地磁场是位场这一理论出发,物理上是合理的,但是由于测点分布不均和球谐级数所能反映的空间尺度有限,所以又发展了其他一系列分析方法,如球冠谐和分析、矩谐分析等方法^[44~49].

早期的模型多用 Taylor 多项式获得高斯系数. 第一个通过 Taylor 扩展得到的模型是 Cain^[6, 50] 等人提出的 GSFC(4/64) 和 GSFC(12/66) 模型,其时间变化用 1 阶时间导数和 2 阶时间导数来截断. Langel^[7] 等人 1982 年得到的 GSFC(9/80) 出现了三阶导数. 最近,有研究用 Taylor 多项式技术得到卫星资料随时间变化的模型. 例如, Olsen^[51] 使用一阶多项式, Maus^[52] 使用二阶多项式处理数年的卫星资料. 对于较短的时间间隔, Taylor 多项式得到的模型是合理的. 当模型时间周期较长时,很明显需要更多的项. 因其数学上的不稳定性和参数化过程缺乏灵活性,这种模拟方法不再那么有吸引力的. 在这点上,其他的多项式如 Legendre 多项式和 Chebyshev 多项式与之等价. 从上世纪 80 年代中叶开始,开始引入了一系列灵活的代表方法. 常用的基本函数及其参照模型见表 2. B-样条函数后来成为许多研究经常用到的基本函数. 样条函数是分段函数的一种,各段交接的地方是光滑的,可以分段低次多项式,既稳定收敛性又好. 三次 B-样条(cubic B-spline)是常用的样条函数之一,这种方法比较早的开始于 1992 年 Bloxham 和 Jackson 的工作^[19],大部分来源于 Langel^[53~55] 等人早期所倡导的思想.

自然正交分量法(NOC 方法)是一种建立地磁场模型很有用的方法,不仅可以对观测资料进行简单的数值拟合,而且可以把不同磁场源分离出来. 首先,由高斯系数求出各本征模,然后以此为基函数系,求出各本征模的强度系数,即可得到表示地磁场空间结构和时间变化的 NOC 模型^[43, 56, 57].

2.3 模型评价

模型评价最主要的是误差估计,即评价模型的不确定性. 主磁场建模的最大误差来源于地壳磁异常场. 其它还包括台站、航海、航空观测资料误差等,可通过计算资料的均方根误差来消除. 现以 IGRF 模型为例,简单介绍模型估计的过程.

表 2 主磁场随时间变化的特征

Table 2 Characteristics of some models of the time-varying magnetic field

Model	L	No.	Time period	Expansion	Author
GSFC(4/64)	5	2	1940~1963	Taylor	Cain et al (1965)
GSFC(12/66)	10	3	1900~1966	Taylor	Cain et al (1967)
GSFC(9/80)	13	4	1960~1980	Taylor	Langel et al (1982)
MFSV/1900/1980/OBS	14	8	1900~1980	Legendre	Bloxham (1987)
	14	10	1820~1900, 1900~1980	Chebyshev	Bloxham & Jackson (1989)
ufm1, ufm2	14	63	1690~1840, 1840~1990	B-spline	Bloxham & Jackson (1992)
gufm1	14	163	1690~1990	B-spline	Jackson et al (2000)
CM3	13	14	1960~1985	B-spline integrals	Sabaka et al (2002)
CM4	13	24	1960~2002.5	B-spline integrals	Sabaka et al (2004)

IGRF 是国际地磁参考场模型,其他主磁场模型是 IGRF 的候选模型.由 IAGA 第八工作小组对各国提交的候选模型进行评价,比较每个模型使用的数据和模拟的方法,并与最新得到的台站和卫星观测数据对比分析,确定最终的 IGRF 模型.

第十代 IGRF 模型是从四组候选模型(包括 7 个主磁场和 8 个长期变化模型)中综合得到的.单独比较这些模型比较困难,可通过绘制模型差异图,计算所有模型和平均值之间的均方根差值来实现,同时,研究各系数的功率谱和角向分布可以得到很多有用的信息.2005.0 年的第十代模型是从候选模型中挑选三个模型平均得到的,地表处的均方根误差仅为 5nT,2005.0~2010.0 年长期变化模型的误差大小约为 20 nT/a.

3 结 语

上述主磁场模型适用于描述磁静日(K_p 指数小于 2)条件下的近地磁场,磁扰过强的情况下应慎用.未来磁场建模可以在以下几方面做一些改善和工作.

(1)联合卫星磁测以及航空磁测、地面和航海磁测数据,提高模型的截断水平,将模型所能反映的磁场变化朝着尽可能小的空间尺度扩展.

(2)增强模型在较高地磁活动水平下的适应性,特别强调合理分离内外源场的贡献,可使用自然正交分量法、改正球冠谐和分析和小波分析等新的分析方法.

(3)提高模型的预测能力,必要时提高资料预处理和修正卫星磁测的结果.

就像许多其他的科学领域,论文本身所获得的

结果还不是这项工作的最终目标,而仅只是一个副产品.我们唯一感兴趣的是,当获得来自其他卫星的资料时,我们可以将这些模型作为工具,研究地球磁场的变化.

参 考 文 献 (References):

- [1] Jackson A. Bounding the long wavelength crustal magnetic field [J]. *Phys Earth Planet Int*, 1996, 98(3-4):283~302.
- [2] 徐文耀,国连杰.空间电磁环境研究在军事上的运用[J].*地球物理学进展*, 2007,22(2):335~344.
Xu W Y, Guo L J. Study of space electromagnetic environment and its application on military affairs [J]. *Progress in Geophysics*, 2007, 22(2):335~344.
- [3] Maus S, Macmillan S, Chernova T, et al. The 10th-Generation International Geomagnetic Reference Field [J]. *Geophys J Int*, 2005, 161(3):561~565.
- [4] Jensen D C, Cain J C. An interim geomagnetic field [J]. *J Geophys Res*, 1962, 67:3568~3569.
- [5] Cain J C. GSFC (9/65) model coefficients (1966) [J]. *Planet Space Sci*, 1992, 40(4):558~558.
- [6] Cain J C. GSFC (12/66) model coefficients (1967) [J]. *Planet Space Sci*, 1992, 40(4):558~559.
- [7] Langel R A. GSFC (9/80) field model (1983) [J]. *Planet Space Sci*, 1992, 40(4):561~561.
- [8] Langel R A. GSFC (12/83) field model (1985) [J]. *Planet Space Sci*, 1992, 40(4):561~561.
- [9] Langel R A. GSFC (11/87) model coefficients (1988) [J]. *Planet Space Sci*, 1992, 40(4):562~562.
- [10] Cain J C. POGO (3/68) model coefficients (1968) [J]. *Planet Space Sci*, 1992, 40(4):559~559.
- [11] Cain J C. POGO (10/68) model coefficients (1968) [J]. *Planet Space Sci*, 1992, 40(4):559~559.
- [12] Cain J C. POGO (8/69) model coefficients (1970) [J]. *Planet Space Sci*, 1992, 40(4):559~559.
- [13] Langel R A. POGO (8/71) model coefficients (1974) [J].

- Planet Space Sci, 1992, 40(4):559~560.
- [14] Barraclough D R. IGS (75) model coefficients (1975) [J]. Planet Space Sci, 1992, 40(4):560~560.
- [15] Peddie N W, Fabiano E B. AWC (75) model coefficients (1976) [J]. Planet Space Sci, 1992, 40(4):560~560.
- [16] Langel R A. MGST (6/80) model coefficients (1980) [J]. Planet Space Sci, 1992, 40(4):560~560.
- [17] Langel R A. MGST (4/81) model coefficients (1981) [J]. Planet Space Sci, 1992, 40(4):560~561.
- [18] Peddie N W. USGS model coefficients for continental U. S. and Hawaii (1985) [J]. Planet Space Sci, 1992, 40(4):561~561.
- [19] Bloxham J, Jackson A. Time-Dependent Mapping of the Magnetic-Field at the Core-Mantle Boundary [J]. J Geophys Res, 1992, 97(B13):19537~19563.
- [20] Jackson A, Jonkers A R T, Walker M R. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records [J]. Philos Trans R Soc London, Ser A, 2000, 358(1768):957~990.
- [21] Jonkers A R T, Jackson A, Murray A. Four centuries of geomagnetic data from historical records [J]. Rev Geophys, 2003, 41(2), 1006, doi: 10.1029/2002RG000115.
- [22] Korte M, Genevey A, Constable C G, *et al.* Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation [J]. Geochem Geophys Geosyst, 2005, 6, Q02H15, doi:10.1029/2004GC000800.
- [23] Korte M, Constable C G. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K [J]. Geochem Geophys Geosyst, 2005, 6, Q02H16, doi: 10.1029/2004GC000801.
- [24] Korte M, Constable C. Continuous global geomagnetic field models for the past 3000 years [J]. Phys Earth Planet Int, 2003, 140(1-3):73~89.
- [25] 徐文耀. 地磁场的三维巡测和综合建模[J]. 地球物理学进展, 2007, 22(4):1035~1039.
- Xu W Y. Three-dimensional survey and comprehensive modeling of geomagnetic field [J]. Progress in Geophysics, 2007, 22(4):1035~1039.
- [26] Lesur V, Wardinski I, Rother M, *et al.* Lithospheric component of GRIMM-the GFZ Reference Internal Magnetic Model [R]. Geotechnologien Science Report. Munich (De): GeoforschungsZentrum Potsdam, 2007, 149~153.
- [27] Wardinski I, Holme R. A time-dependent model of the Earth's magnetic field and its secular variation for the period 1980-2000[J]. J Geophys Res, 2006, 111, B12101, doi:10.1029/2006JB004401.
- [28] Maus S, Lühr H, Balasis G, *et al.* Introducing POMME, the Potsdam Magnetic Model of the Earth[A]. In: Reigber C, Lühr H, Schwintzer P, Wickert J, ed. Earth Observation with CHAMP Results from Three Years in Orbit [C]. Berlin Heidelberg: Springer, 2005, 293~298.
- [29] Maus S, McLean S, Dater D, *et al.* NGDC/GFZ candidate models for the 10th generation International Geomagnetic Reference Field [J]. Earth Planets Space, 2005, 57(12):1151~1156.
- [30] Maus S, Rother M, Stolle C, *et al.* Third generation of the Potsdam Magnetic Model of the Earth (POMME)[J]. Geochem Geophys Geosyst, 2006, 7, Q07008, doi:10.1029/2006GC001269.
- [31] Olsen N, Lühr H, Sabaka T J, *et al.* CHAOS-a model of the Earth's magnetic field derived from CHAMP, Orsted, and SAC-C magnetic satellite data [J]. Geophys J Int, 2006, 166(1):67~75.
- [32] Holme R, Olsen N, Rother M, *et al.* C02 - A CHAMP magnetic field model[A]. In: Reigber C, Lühr H, Schwintzer P, Wickert J, ed. Proceedings of the First CHAMP Science Meeting, First Champ Mission Results for Gravity, Magnetic and Atmospheric Studies[C], Springer Verlag, 2003, 220~225.
- [33] Macmillan S, Quinn J M. The 2000 revision of the joint UK/US geomagnetic field models and an IGRF 2000 candidate model [J]. Earth Planets Space, 2000, 52(12):1149~1162.
- [34] Sabaka T J, Olsen N, Langel R A. A comprehensive model of the quiet-time, near-Earth magnetic field: phase 3 [J]. Geophys J Int, 2002, 151(1):32~68.
- [35] 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 NAS5.31760, 1993.
- [36] Langel R A, Sabaka T 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(3-4):235~267.
- [37] Sabaka T J, Olsen N, Purucker M E. Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Orsted and CHAMP data[J]. Geophys J Int, 2004, 159(2):521~547.
- [38] Sabaka T J, Olsen N. Enhancing comprehensive inversions using the Swarm constellation [J]. Earth Planets Space, 2006, 58(4):371~395.
- [39] Olsen N, Holme R, Hulot G, *et al.* Orsted initial field model [J]. Geophys Res Lett, 2000, 27(22):3607~3610.
- [40] Langlais B, Manda M, Ulte-Guerard P. High-resolution magnetic field modeling: application to MAGSAT and Orsted data [J]. Phys Earth Planet Int, 2003, 135(2-3):77~91.
- [41] Olsen N. A model of the geomagnetic field and its secular variation for epoch 2000 estimated from Orsted data [J]. Geophys J Int, 2002, 149(2):454~462.
- [42] 王宣文. 在地磁学与地球重力学中的球谐分析[J]. 地球物理学进展, 2005, 20(1):211~213.
- Wang T W. The spherical harmonic analysis in geomagnetism and gravitation [J]. Progress in Geophysics (in Chinese), 2005, 20(1):211~213.
- [43] 徐文耀, 孙伟. 1900-2000年地球主磁场的本征模分析[J]. 地球物理学报, 1998, 41(1):1~9.

- Xu W Y, Sun W. Eigen mode analysis of Earth's main magnetic field [J]. Chinese Journal of Geophysics, 1998, 41(1): 1~9.
- [44] 安振昌. 地磁场模型和冠谱分析[J]. 地球物理学进展, 1992, 7(3): 73~80.
- An Z C. Geomagnetic field models and spherical cap harmonic analysis [J]. Progress in Geophysics, 1992, 7(3): 73~80.
- [45] 安振昌. 卫星磁异常的理论模型[J]. 地球物理学进展, 2000, 15(2): 55~62.
- An Z C. Theoretical models of satellite magnetic anomalies [J]. Progress in Geophysics, 2000, 15(2): 55~62.
- [46] 王月华. MAGSAT 卫星矢量磁异常的矩谱分析[J]. 地球物理学进展, 1992, 35(5): 655~660.
- Wang Y H. Rectangular harmonic analysis of MGSAT vector magnetic anomalies in China [J]. Progress in Geophysics, 1992, 35(5): 655~660.
- [47] 高金田, 安振昌, 顾左文, 韩炜, 詹志佳, 姚同起. 地磁正常场的选取与地磁异常场的计算[J]. 地球物理学报, 2005, 48(1): 56~62.
- Gao J T, An Z C, Gu Z W, Han W, Zhan Z J, Yao T Q. Selections of the geomagnetic normal field and calculations of the geomagnetic anomalous field [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 2005, 48(1): 56~62.
- [48] 王月华, 安振昌, Golovkov V P, 等. 东亚地区地磁场的理论与矩谱模型[J]. 地球物理学报, 1999, 42(5): 640~647.
- Wang Y H, An Z C, Golovkov V P, *et al.* Theoretical analysis of geomagnetic field over East Asia and rectangular harmonic model [J]. Chinese Journal of Geophysics, 1999, 42(5): 640~647.
- [49] 高金田, 安振昌, 顾左文, 韩炜, 詹志佳, 姚同起. 用曲面 Spline 方法表示 1900~1936 年中国(部分地区)地磁场及其长期变化的分布[J]. 地球物理学报, 2006, 49(2): 398~407.
- Gao J T, An Z C, Gu Z W, Han W, Zhan Z J, Yao T Q. Distributions of the geomagnetic field and its secular variations expressed by the surface Spline method in China (a part) for 1900~1936 [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 2006, 49(2): 398~407.
- [50] Cain J C, Daniels W E, Shirley J H, *et al.* An evaluation of the main geomagnetic field 1940-1962 [J]. J Geophys Res, 1965, 70: 3647~3674.
- [51] Olsen N, Moretto T, Friis-Christensen E. New approaches to explore the Earth's magnetic field [J]. J Geodyn, 2002, 33(1-2): 29~41.
- [52] Maus S, Rother M, Hemant K, *et al.* Earth's lithospheric magnetic field determined to spherical harmonic degree 90 from CHAMP satellite measurements [J]. Geophys J Int, 2006, 164(2): 319~330.
- [53] Langel R. Average high latitude magnetic field: Variation with interplanetary sector and with season—I. Disturbed conditions [J]. Planet Space Sci, 1973, 21(5): 839~855.
- [54] Langel R A. Variation with interplanetary sector of the total magnetic field measured at the OGO 2, 4 and 6 satellites [J]. Planet Space Sci, 1974, 22(10): 1413~1425.
- [55] Langel R A, Estes R H. Derivation of proposed international geomagnetic reference fields models for 1945, 1950, 1955 and 1960 [J]. Phys Earth Planet Int, 1987, 48(3-4): 293~305.
- [56] 徐文耀. 地球主磁场的 NOC 模型 [J]. 中国科学(D 辑), 2002, 32(7): 572~587.
- Xu W Y. NOC model of the earth's main magnetic field [J]. Science in China (Ser. D), 2002, 32(7): 572~587.
- [57] 徐文耀, 白春华, 康国发. 地壳磁异常的全球模型 [J]. 地球物理学进展, 2008, 23(3): 641~651.
- Xu W Y, Bai C H, Kang G F. Global models of the Earth's crust magnetic anomalies [J]. Progress in Geophysics, 2008, 23(3): 641~651.