



地磁导航原理

DICI DAOHANG YUANLI

杨晓东 王炜◎编著



国防工业出版社

National Defense Industry Press

地磁导航原理

杨晓东 王炜 编著

国防工业出版社

·北京·

内 容 简 介

本书全面介绍了涉及地磁导航的基本理论和与之相关的自差校正理论,全书共分为五章。第1章阐述了与地球磁场和船磁有关的基础理论、基本计算方法和船磁理论,为后续的自差理论的研究奠定基础;第2章介绍了当前用于敏感磁场的基本方法,主要包括磁罗盘技术和磁场传感器技术;第3章介绍了船磁引起的自差分析方法和自差校正理论;第4章分别对地磁导航系统的自差校正方法进行了描述,具有很强的实践指导意义;第5章就当前与地磁导航相关的课题进行了简要的叙述;第6章就在地磁导航信息处理中用到的数学方法进行简要概述,对提高现代地磁导航中信息处理的能力提供一些帮助。

本书可作为船舶导航专业师生和相关工程技术人员的教科书和技术参考书。

图书在版编目(CIP)数据

地磁导航原理 / 杨晓东,王炜编著. —北京:国防工业出版社, 2009.9

ISBN 978 - 7 - 118 - 06406 - 3

I. 地... II. ①杨... ②王... III. 地磁导航 IV. TN96

中国版本图书馆CIP数据核字(2009)第123702号

※

国防工业出版社出版发行

(北京市海淀区紫竹院南路23号 邮政编码100048)

天利华印刷装订有限公司印刷

新华书店经售

*

开本 710×960 1/16 印张 8½ 字数 148千字

2009年9月第1版第1次印刷 印数 1—2000册 定价 26.00元

(本书如有印装错误,我社负责调换)

国防书店:(010)68428422

发行邮购:(010)68414474

发行传真:(010)68411535

发行业务:(010)68472764

前 言

地磁场是地球系统的基本物理场,其为天然的矢量场,为船舶的定位定向及姿态控制航海提供了优良的天然坐标系。利用地磁进行导航,在技术上具有无源、无辐射、全天时、全天候、全地域、体积小、功耗低、性能可靠、抗干扰强的特点,一直是不可缺少的基本导航定位手段。现代地磁传感器研制技术的进步,使精确测量船舶航向和姿态成为现实,当已知船舶航行的速度、起始坐标和航行时间,就可以实时计算出其位置,并引导其准确到达目的地。

指南针是我国古代四大发明之一。远在 2600 多年之前,我国祖先就已经发现了天然磁铁的物理性质并加以应用。在 11 世纪末把指南针运用到航海上,随后传入阿拉伯,再由阿拉伯传入欧洲,为人类历史的发展做出了巨大的贡献。

随着科学技术和航海事业的发展,地磁导航技术也走过了漫长的发展道路。由以磁、机结构一体的普通罗经,经磁、机、光结构一体的反射式磁罗经或投影式磁罗经,发展到今天磁、机、电结构一体的且以电子结构为主的磁通门罗经。罗经所显示的航向由只能在罗盆处读取,到可在罗盆处和光电反射盘上两处读取,发展到今天除在主罗经上读取外,还可在需要航向的地方读取。显示的形式也由度盘显示发展到数字显示。

传感器技术的发展使得利用磁场传感器直接敏感地磁获得导航信息成为了现实,其导航信息的精度和实时性得到了极大的提高。在利用直感式地磁场传感器构成导磁导航系统中,为获得高精度导航信息,就必须对由于船磁引起的自差进行校正。由此引出校正自差的方法与罗盘式地磁导航系统的不同,对此,在本书中做了较为详尽的分析。

本书共分为五章,在第 1 章中,阐述了与地球磁场和船磁有关的基础理论,主要涉及了与地磁导航系统相关的地球磁场的概念、地球磁场的基本计算方法和船磁理论,为后续的自差理论的研究奠定基础;在第 2 章中,介

绍了当前用于敏感磁场的基本方法,主要包括磁罗盘技术和磁场传感器技术;在第3章中,介绍了地磁导航中的自差校正理论,主要包括船磁引起的自差分析方法和自差校正理论;在第4章中,分别对罗盘式和直感式地磁导航系统的自差校正方法进行了描述,具有很强的实践指导意义;在第5章中,就当前与地磁导航相关的课题进行了简要的叙述,以此期望引起读者对地磁导航研究的关注。在第6章中,就现代地磁导航信息处理中,常用的数学处理方法进行了一些概述,对于提高地磁导航信息处理水平及地磁导航技术与其他导航技术进行组合形成组合导航的能力具有一定的帮助。本书所提出的理论和方法,对于在陆上载体和空中飞行器中使用地磁导航系统具有借鉴作用。

各章间既有一定的连贯性,又相对独立,读者可根据需要自行选用所需内容。

参加本书编写的人员有海军潜艇学院的杨晓东教授、王炜讲师以及海军潜艇第一基地王文虎高级工程师。在本书的编写中,得到了海军潜艇学院各级领导和同事们的大力支持。哈尔滨工程大学郝燕玲教授对本书进行了审阅,并提出了许多宝贵意见,在此谨致深切谢意。

由于编者水平有限,加上时间紧迫和资料较少,书中难免存在不妥之处,敬请读者批评指正。

作者

2008年12月

目 录

第 1 章 地球磁场	1
1.1 地磁学研究与地磁导航	1
1.2 地磁场的分布	3
1.2.1 地磁要素	3
1.2.2 地磁图	4
1.3 地磁场的组成及起源	8
1.3.1 地磁场的组成	8
1.3.2 地磁场各组成部分的特点及其成因	8
1.4 地磁场的解析模式	12
1.4.1 地磁场的一级近似表示	12
1.4.2 地磁场的球谐模式	14
1.4.3 地磁场的偶极子模式	18
1.4.4 地区性地磁场模式	19
1.5 地磁极漂移	21
1.5.1 相关分析法	21
1.5.2 球谐分析方法	22
第 2 章 敏感地磁的方法	24
2.1 磁罗经技术	24
2.1.1 磁罗经的分类	24
2.1.2 磁罗经的结构	25
2.1.3 在舰船上安装罗经	28
2.1.4 磁罗经的检查	29
2.1.5 磁罗经技术指标的检测方法	30
2.2 磁通门技术	30
2.2.1 磁通门原理	30
2.2.2 磁通门传感器	32
2.3 固态器件技术	35

2.3.1	霍耳器件	35
2.3.2	磁阻器件	38
2.4	直感式地磁导航系统的一般结构	40
第3章	船磁引起的自差	43
3.1	磁化与船磁模型	43
3.1.1	船磁的基本描述	43
3.1.2	船磁产生的力与自差	46
3.2	船磁力与自差	52
3.2.1	指北力和自差力	52
3.2.2	自差公式	58
3.2.3	倾斜自差	59
3.3	直感式地磁导航系统的自差分析	61
3.3.1	船舶的磁航向	61
3.3.2	船舶的姿态	63
3.3.3	船磁引起的自差	64
3.4	自差随磁纬度的变化	65
第4章	自差校正方法	67
4.1	磁罗经的自差校正方法	67
4.1.1	半圆自差的校正原理	67
4.1.2	象限自差的校正原理	71
4.1.3	倾斜自差的校正原理	72
4.1.4	自差系数的计算	73
4.2	磁罗经的剩余自差测定和计算	74
4.2.1	测定剩余自差的方法	74
4.2.2	剩余自差表的计算	75
4.3	磁罗经自差消除的具体步骤	75
4.3.1	校正倾斜自差	75
4.3.2	校正半圆自差	76
4.3.3	校正象限自差	76
4.3.4	消除固定自差	76
4.3.5	测定剩余自差	77
4.4	直感式地磁导航系统的自差校正	77
4.4.1	多航向比对法自差校正	77
4.4.2	旋回法自差校正	78

4.5	一次自差校正后的适应范围	80
第5章	地磁组合与匹配导航技术	83
5.1	GPS/地磁组合导航技术	83
5.1.1	构成方式	83
5.1.2	系统组合滤波算法	84
5.2	水下地磁匹配导航技术	86
5.2.1	水下地磁匹配导航相关技术分析	86
5.2.2	影响水下地磁匹配导航的因素	87
5.2.3	实现水下地磁匹配导航的一般方法	88
5.2.4	地磁匹配算法	90
第6章	导航信息估计与滤波常用方法	92
6.1	几种线性估计的方法	93
6.1.1	最小二乘估计	93
6.1.2	最小方差估计	94
6.1.3	极大验后估计	95
6.1.4	极大似然估计	96
6.1.5	几种估计的比较	96
6.2	卡尔曼滤波	97
6.2.1	基本卡尔曼滤波	97
6.2.2	卡尔曼滤波精度分析	100
6.2.3	初始条件对卡尔曼滤波精度的影响	100
6.2.4	噪声协方差阵对卡尔曼滤波精度的影响	101
6.3	H_{∞} 滤波与联邦滤波	102
6.3.1	H_{∞} 滤波基本理论	103
6.3.2	H_{∞} 控制的标准设计问题求解	104
6.3.3	联邦卡尔曼滤波	107
6.3.4	广义联邦滤波	112
6.4	非线性滤波方法	113
6.4.1	自适应滤波	114
6.4.2	其他几种方法非线性滤波	118
	参考文献	128

第1章 地球磁场

1.1 地磁学研究与地磁导航

地球周围的空间存在的磁场称为地磁场。中国人最早发现并应用了地磁现象。早在战国时代就应用天然磁铁磨成指南针,称为“司南”,宋代发现了地磁偏角的存在。《萍州可谈》等文献中,则记载了中国人将指南针最早应用于航海的事例。直到12世纪,磁的知识才由中国传至欧洲。从此欧洲人对磁性与地磁场的认识及研究逐步进入了领先的阶段。

1492年,哥伦布由欧洲航行到新大陆的途中,不仅证实了地磁偏角的存在,而且还发现了地磁偏角是因地而异的。1544年,哈尔曼(G. Hartmann)发现了磁倾角。最早在海上系统调查磁偏角的是16世纪的若奥·德·卡斯特罗(Joao de Castro)。大约1700年,埃德蒙·哈利(Edmond Halley)编制了最早的等偏角线图,但该等偏角线图仅限于大西洋。磁偏角,尤其是磁偏角的因地而异以及磁倾角的发现,大大推动了对地球磁场的研究,从此地磁学开始蓬勃地发展。1819年,汉斯廷(Hansteeen)编写出第一个地磁水平分量和世界总强度分布图,这是世界地磁图诞生的开端。1840年,高斯(C. F. Gauss)与韦伯(Webb)共同做出了更完整的世界地磁图,发表了《地磁概论》一书。1879年,泰良(R. Thalen)总结了19世纪以来利用地磁场在局部地区的变化现象来寻找磁铁矿的经验,写出了“用磁测量对铁矿床的考察”一文,推动了地磁学研究成果的应用。

随着科学技术的迅猛发展,地磁学的研究也进入了更加活跃的阶段。观测仪器,从单一的机械式磁力仪发展到以现代磁学理论为基础的磁通门磁力仪和建立在原子结构、量子力学等理论基础上的质子旋进磁力仪,光泵磁力仪及超导磁力仪等,提高了测磁的精度和效率,并使磁观测从静磁场观测到大地变化磁场的观测。

现代海洋磁场研究始于20世纪40年代后期M·尤因(Maurice Ewing)领导的“拉蒙特海洋磁摆计划”,1955年,美国海岸和大地测量局在加利福尼亚近海的门德西诺和默里断裂带附近的测磁,发现了奇特的南北向排列的宽13n mile ~ 14n mile,长数百海里的狭长磁力异常带,磁异常线在默里断裂带中断,且东西位

移约 84n mile,在门德西诺断裂带上,位移更大,约为 700 多海里(n mile),这些现象证明了此处的海底向东西移动了几百海里,从而为海底扩张学说首次提供了海洋磁测的证据。

1963 年,欧文(Owen)号调查船在印度洋卡尔斯伯格海岭和大西洋中央海岭的测量中,首次发现了与海岭两侧对称平行分布的线性磁异常带,由此证实了 25 岁的剑桥大学博士研究生 F. 瓦因(F. Vine)提出的可以“用海洋磁异常来检验海底扩张”的观点。1964 年,美国地质调查所的考克斯(Allen Cox)和多尔(Richard Doell)在调查了大陆架边缘熔岩崖的磁性后,发现了正负交替出现的磁化层序,1966 年,皮特曼(Pitman)和海茨勒(Heirtzler)发现了太平洋——南极海岭的磁异常也具有相同的磁化层序。这些充分说明了岩石磁性的极性与岩石形成年代的直接相关性。

20 世纪 70 年代以来,海底扩张说继续支持着大陆漂移、板块构造学说的发展和深化,使得地质科学正发生重大转折。反过来,这一切又刺激了海洋地球物理科学的更大发展,海洋地磁学的研究也进入了一个全新的阶段。

由以上分析可知,地球磁场在地球各点上的复杂性。但在研究利用地磁进行导航时,对于地磁模型在数学上的描述要求往往仅限于稳定场模型即可。地磁场是地球的基本物理场,处在地球近地空间内任意一点都具有磁场强度,且其强度和方向会因经、纬度和高度的不同而不同。地磁场有着丰富的参数信息,如地磁总场、地磁三分量、磁倾角、磁偏角和地磁场梯度等,为地磁导航提供了充足的信息,地磁学研究和发展为地磁导航提供了可靠的理论基础。地磁场的强弱用磁感应强度或磁场强度表示。磁感应强度的 SI 单位制为特斯拉(T),CGSM 单位制中为高斯(Gs), $1\text{T} = 10^{-4}\text{Gs}$,还有更小的单位纳特(nT), $1\text{nT} = 10^{-9}\text{T}$;磁场强度的 SI 单位制为 A/m,CGSM 单位制中为奥斯特(Oe), $1\text{A/m} = 4\pi \times 10^{-3}\text{Oe}$ 。

地磁场的磁子午线与地理子午线间的夹角叫磁偏角(在研究地磁导航时,又称为磁差),地球上某处地磁场方向与地面水平方向间的夹角叫磁倾角。地磁总场、磁倾角和磁偏角这三个物理量称为“地磁三要素”。在地球邻近的两个地方,地磁要素的变化一般都十分微小。尽管地磁要素的变化是很小的,但跟太阳活动有密切联系的磁暴现象,却发生得十分突然。太阳黑子活动剧烈的时候,释放的能量相当于几十万颗氢弹爆炸的威力,同时喷射出大量带电粒子。这些带电粒子射到地球上形成的强大磁场迭加到地磁场上,使正常情况下的地磁要素发生急剧变化,引起磁暴。发生磁暴时,地球上会发生许多奇异的现象。在漆黑的北极上空会出现美丽的极光。指南针会摇摆不定,无线电短波广播突然中断。地磁场能阻挡宇宙射线和来自太阳的高能带电粒子,是生物体免遭危害的

天然保护伞。

在描述地磁场时,一种观点将地球磁场简化为磁偶极子模型,即近似于把一个磁铁棒放到地球中心,使它的 N 极大体上对着南极而产生的磁场形状。其实,地球中心并没有磁铁棒,而是通过电流在导电液体核中流动的发电机效应产生磁场的。地磁场强度很弱,这是地磁场的另一特性,在最强的两极其强度不到 10^{-4}T ,平均强度约为 $0.6 \times 10^{-4}\text{T}$,而它随地点或时间的变化就更小,常用 nT (纳特)表示。

地球磁层位于地面 $600\text{km} \sim 1000\text{km}$ 高处,磁层的外边界叫磁层顶,离地面 $50000\text{km} \sim 70000\text{km}$ 。在太阳风的压缩下,地球磁力线向背着太阳一面的空间延伸得很远,形成一条长长的尾巴,称为磁尾。在磁赤道附近,有一个特殊的界面,在界面两边,磁力线突然改变方向,此界面称为中性片。中性片上的磁场强度微乎其微,厚度大约有 1000km 。中性片将磁尾部分成两部分,北面的磁力线向着地球,南面的磁力线离开地球。

应用地磁导航技术主要还集中在磁罗盘航向导航方面,技术发展也比较成熟。它是航海、航空、军事以及地质工作不可缺少的工具。在船舶和飞机上,用磁罗盘测得的是地磁方位角,当知道当时当地的磁偏角数值后,才能确定地理方位和航行路线。

由于现代航行载体多为钢铁构件及电气线路组成,这些材料所形成的磁场,对地磁传感器产生影响。对载体硬磁场补偿常采用固定磁棒或通电线圈,对载体软磁场感应场补偿常采用坡膜合金,电气线路涡流场的补偿采用导电板。除此以外,还可采用建立载体磁场数学模型的方法,实时计算出干扰大小达到补偿目的。

研究和实践表明,利用地磁导航不需要接收外部信息,这种导航具有隐蔽性能好、即开即用、误差不随时间积累等特点,可应用于舰船、车辆等载体的自主导航,显示出很好的应用前景。

1.2 地磁场的分布

1.2.1 地磁要素

描述地磁场的特征,通常利用地磁场强度 T 和它的分量。如图 1.2.1 所示,在观测点建立坐标系 $OXYZ$,并设观测点为原点 O ,原点处磁场值 T 所在的垂面为磁子午面, X 轴沿地理子午线向北为正, Y 轴沿纬度方向东为正, Z 轴垂直向下为正。

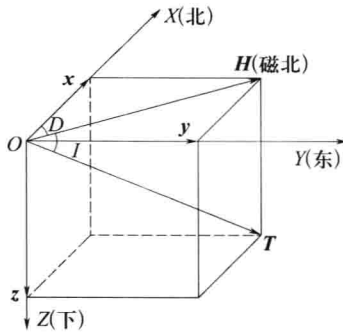


图 1.2.1 地磁要素图

T 在 X 轴上的投影 x , 称为北向强度。 T 在 Y 轴上的投影 y , 称为东向强度。 T 在 Z 轴上的投影 z 称为垂直强度。 T 在水平面 OXY 上的投影 H , 称为水平强度。磁子午面与地理子午面的夹角 D , 称为磁偏角, 并规定 H 向东偏为正, 向西偏为负。 T 与水平面的夹角 I , 称为磁倾角, 在北半球, T 指向地平线之下, I 角为正, 在南半球, T 向上, I 为负。 T 、 H 、 z 、 x 、 y 、 I 和 D 七个量统称为地磁要素, 它们之间的关系为

$$\begin{cases} H = T\cos I, z = T\sin I, I = \arctan\left(\frac{z}{H}\right) \\ x = H\cos D, y = H\sin D, D = \arctan\left(\frac{y}{x}\right) \\ T^2 = H^2 + z^2 = x^2 + y^2 + z^2 \end{cases} \quad (1.2.1)$$

为了解地磁场的分布规律及随时间变化的特点, 可在地球表面许多地方设立地磁观测台, 用精密仪器长期连续地测定各地磁要素。根据测定结果绘制地磁要素分布图或随时间变化图, 以分析研究地球磁场。

1.2.2 地磁图

为清晰地表现地磁场的分布规律, 一般将地磁要素测定结果绘成等值线图, 也就是在地图上将某种地磁要素具有相同数值的各点连成的曲线而成的图。

例如, 磁偏角数值相同的曲线为等倾角线, 水平强度相同的曲线为水平等力线或 H 等值线, 垂直强度相同的曲线为垂直等力线或 z 等值线等。这种地磁图可以把整个地球或一定区域的地磁场情况从数量上以及特征上清晰地显示出来。

因为各地磁要素在时间上不是恒定的, 这就要使地磁图的描绘适合于某一个特定的时期, 一般采用一年的中期。例如, 绘制某年的地磁图, 就应该把地磁

要素的数值都化为该年度7月1日零时零分的数值。现时的地磁图的绘制,通常按每五年绘制一次。地磁图的绘制可分为某一地区的,某一国家范围的和全球的,后者即为世界地磁图。显然,地磁图的比例尺越小,描绘等值线的准确性就越差。因此,世界地磁图以及各国地磁图实际是地磁各要素的一种平均分布图。世界地磁图表现了地球表面各地磁要素分布的一般形态。如图1.2.2、图1.2.3、图1.2.4所示,世界地磁等偏角线图、等倾角线图及等强度线图。

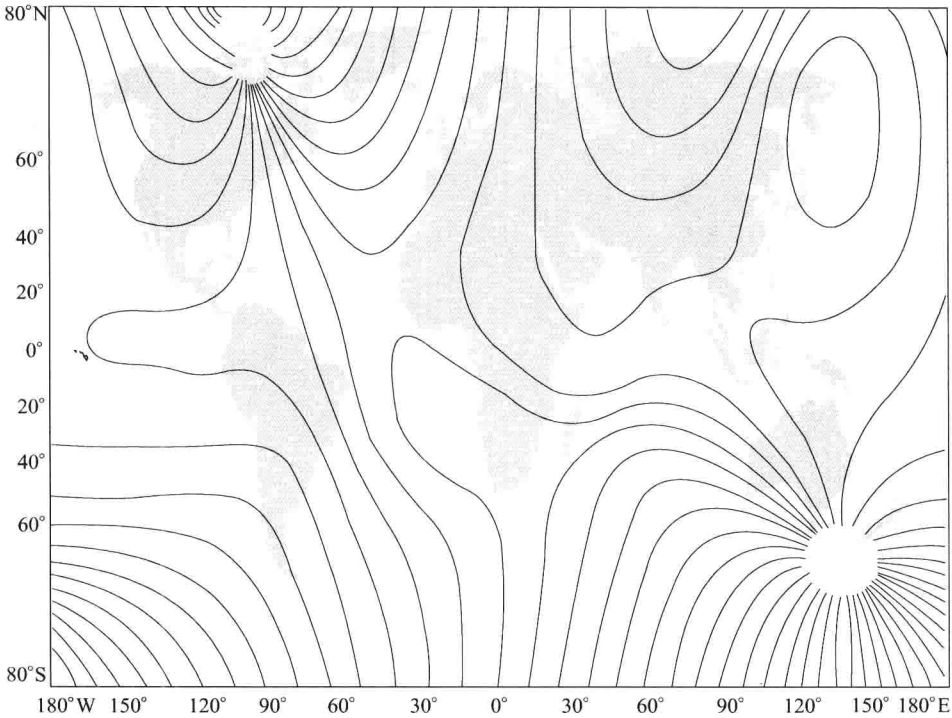


图 1.2.2 等偏角地磁图

由图可知,地磁等偏角线图是从一点出发汇聚于另一点的曲线族。它有两点 $D=0^\circ$ 的等偏角线把磁偏角分为正负两个区域。负等值线表示偏角值小于0 ($D < 0$, 磁针西偏), 正等值线表示偏角值大于0 ($D > 0$, 磁针东偏)。

等偏角线在南北两半球上汇聚于四个点。两个是磁极,两个是地极。在南北磁极处,水平强度为0,倾角为 90° , 在水平面内能自由转动的磁针在此处可停止在任意位置,水平强度 H 的指向(磁子午线的方向)在此处已失去意义。因此,该处的磁偏角可以有 $0^\circ \sim \pm 180^\circ$ 的数值。同样,在地理两极处、地理子午线的概念亦失去了意义,磁偏角也可以有 $0^\circ \sim \pm 180^\circ$ 的数值。

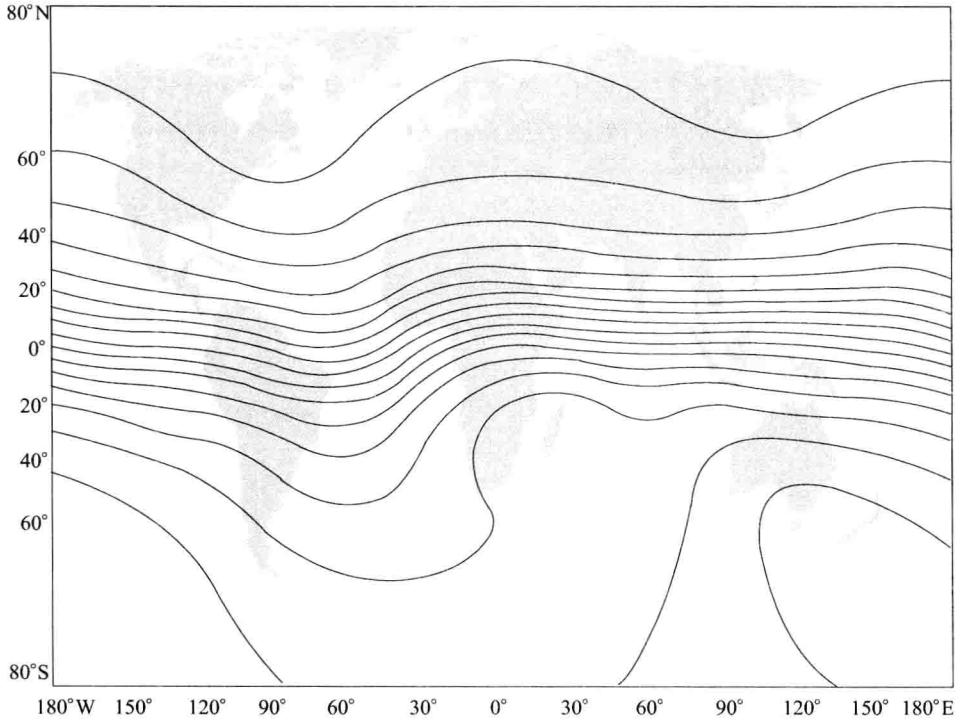


图 1.2.3 等倾角地磁图

而水平等力线大致是沿地理纬度方向排列的曲线族。从北磁极到南磁极其数值先由 0 逐渐增加到最大,然后再逐渐减小到 0,最大值在赤道附近。在不同子午线上最大值有差别,最大磁场强度为 $0.40e$,位于巽他群岛附近。

等倾角线图也是大致沿纬度圈分布的一系列平行曲线,形态更为匀称和规则。零值等倾角线称为磁赤道。由赤道至两极,倾角由 0° 逐渐增加到 90° 。磁赤道以北,磁针 N 极下倾,倾角为正,磁赤道以南,磁针 N 极上仰,倾角为负。

等强度线图也是大致沿纬度方向排列的曲线族,它在南北两极处最大,约为 $0.60e \sim 0.70e$,而在赤道附近为 0。

由世界地磁图可知,磁场的分布几乎不反映地壳的地质地理情况,说明地球磁场的来源在地球内很深或在远离地球外很远处。

地磁场的分布具有以下特点:

(1) 地球有两个磁极,与地理极靠近,其位置各在 $75^\circ N$ 、 $105^\circ W$ 及 $67^\circ S$ 、 $143^\circ E$ 附近。在磁极上,磁倾角为 $\pm 90^\circ$,水平分量为 0,垂直分量最大,磁偏角无定值。

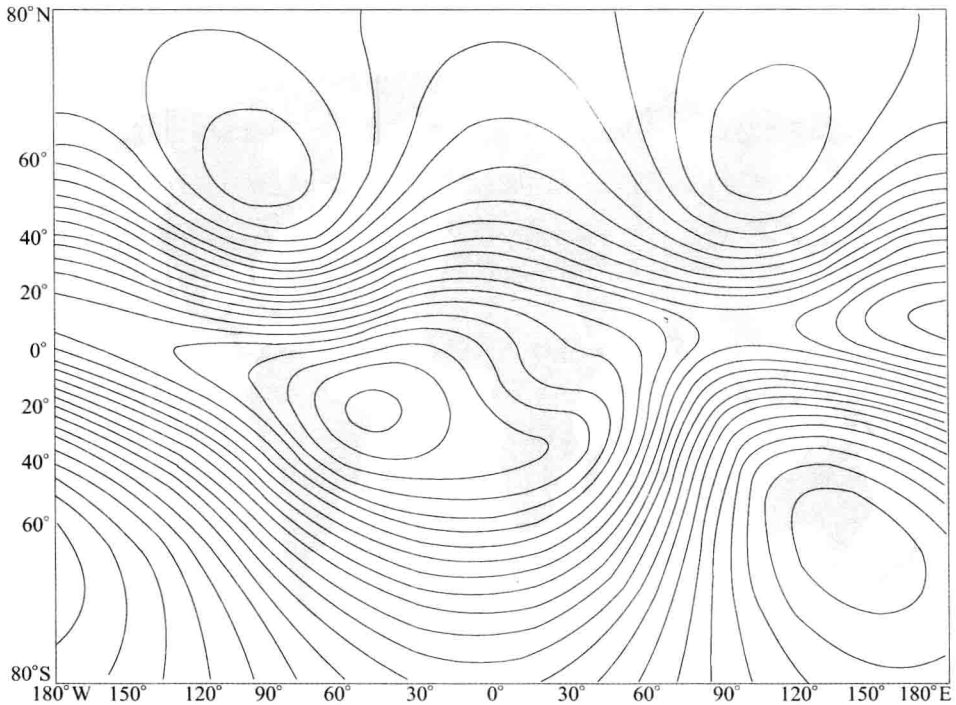


图 1.2.4 等强度地磁图

(2) 水平分量除了在地极附近外的其他任何地方,均指向北。垂直分量在北半球指向下,在南半球向上。地球磁场在北半球的是 S 极,在南半球的是 N 极。

(3) 两极处的总磁场强度为 $0.60e \sim 0.70e$,赤道处的总磁场强度为 $0.30e \sim 0.40e$,前者约为后者的 2 倍。磁倾角沿纬度按一定规律变化,这与均匀磁化球体或偶极子磁场的分布相似。

(4) 地球的磁化是不对称的,其磁轴与地球自转轴不重合,交角约为 11.5° 。偶极子的中心偏离地球中心约 400km。

中国的各地磁要素分布的大致情况:垂直分量 z ,由南至北从 $-0.100e$ 增至 $0.560e$;水平分量 H ,由南至北从 $0.400e$ 降至 $0.210e$;磁倾角 I ,由南至北从 -10° 增至 $+70^\circ$;磁偏角 D ,其零偏线 ($D=0^\circ$ 的等值线) 在中国中部偏西处,由北向南通过,经过甘肃的安西及西藏的得宋,零偏线以东偏角的变化由 0° 降低到 -11° (H 的方向由正北偏向西),零偏线以西偏角的变化由 0° 增加至 $+5^\circ$ (H 的方向由正北偏向东)。中国近海的磁偏角为负值。

1.3 地磁场的组成及起源

1.3.1 地磁场的组成

地磁场可以划分为性质不同的两部分:一部分是地球的稳定磁场;一部分是地球的变化磁场。

变化磁场一般很弱,最大变化(在磁暴条件下)也只有地磁场总强度的2%~4%,一般在1%以下。

稳定磁场是地磁场的主要部分,总磁场可写成

$$\mathbf{T} = \mathbf{T}_0 + \Delta\mathbf{T} \quad (1.3.1)$$

式中: \mathbf{T} 为总磁场; \mathbf{T}_0 为稳定磁场; $\Delta\mathbf{T}$ 为变化磁场。

稳定磁场和变化磁场又可划分为起源于地球内部和地球外部的两个部分,即

$$\begin{cases} \mathbf{T}_0 = \mathbf{T}_i + \mathbf{T}_e \\ \Delta\mathbf{T} = \Delta\mathbf{T}_i + \Delta\mathbf{T}_e \end{cases} \quad (1.3.2)$$

式中: \mathbf{T}_i 为起源于地球内部的稳定磁场,称为地磁场的内源磁场,其强度约为稳定磁场的94%; \mathbf{T}_e 为起源于地球外部的稳定磁场,称为地磁场的外源磁场,其强度约为稳定磁场的6%; $\Delta\mathbf{T}$ 为磁场变化部分。

稳定磁场主要起源于地球内部。变化磁场也有内源和外源两部分,其内源部分 $\Delta\mathbf{T}_i$ 只占变化磁场的1/3,外源部分 $\Delta\mathbf{T}_e$ 则占2/3。

从本质上讲,变化磁场起源于地球外部的各种电流体系(如高度约为100km处的电离层中的电流体系),内源部分也是由它的感应所引起,变化磁场的实质是起源于地球外部而叠加在地球稳定磁场上的各种短期变化的磁场。

由以上分析可知,地球磁场可以进一步区分为三个基本部分,即

$$\mathbf{T} = \mathbf{T}_i + \mathbf{T}_e + \Delta\mathbf{T} \quad (1.3.3)$$

式中: \mathbf{T}_i 为内源磁场; \mathbf{T}_e 为外源磁场; $\Delta\mathbf{T}$ 为变化磁场。

内源磁场又包括偶极子磁场 \mathbf{T}_M ,大陆磁场 \mathbf{T}_m 和异常磁场 \mathbf{T}_α ,即有

$$\mathbf{T}_i = \mathbf{T}_M + \mathbf{T}_m + \mathbf{T}_\alpha \quad (1.3.4)$$

故地磁场 \mathbf{T} 可写为

$$\mathbf{T} = \mathbf{T}_M + \mathbf{T}_m + \mathbf{T}_\alpha + \mathbf{T}_e + \Delta\mathbf{T} \quad (1.3.5)$$

1.3.2 地磁场各组成部分的特点及其成因

作为地球磁场的一级近似值,采用均匀磁化球体的磁场 \mathbf{T}_M ,即磁偶极子磁

场模型,其强度和形态特点决定了地磁场的基本特征和分布规律。地球偶极子磁场形成的原因有多种假说,其中主要有一种称为“自激发电机说”。布拉德和格尔曼(Blard and H. Gellman,1954)以及利累(F. E. M. Lilley,1970)为持此种观点的代表。其主要观点认为,地心3500km半径内的地核是由铁、镍等物质组成的,处于高温高压条件下的液态金属介质黏滞系数很小,具有良好的导电性能,如同地壳物质,地核内存在有少量的放射性物质。放射性物质在其蜕变过程中释出热能,使地核中形成温度梯度,加上重力加速度的作用,使液态金属介质产生对流运动,形成封闭涡流。此时只要有极小的初始磁场存在,运动金属介质中就会产生感应电流。在对流运动的适宜形态下,感应电流又会引起加强原始磁场的次生磁场。只要有支持对流运动的能量,这种磁场就会一直变化下去。在这种情况下。地核就好比一个自激的发电机一样,其能量只是消耗在变成楞茨—焦耳的热量上,由于地核黏滞性很小,这种自激发电机不难形成。

类似的另一种假说认为,在液态金属涡流中形成电流的机制是有热电动势的存在。由于地球自转力对涡流产生影响,使涡流的东边缘上升西边缘下降,加之液态物质成分不均匀,存在的温差形成热电动势,从而产生电流及磁场的激励。

关于磁轴相对于地轴的偏移,被解释为因涡流环相对地理赤道的倾斜及其形态和数目的分布不均匀而造成的。

精确的地磁测量表明,各地磁要素在地面上的分布,在广泛的地域内并不符合地磁偶极子场的分布规律,二者之间存在较为显著的差异,因这种差异出现在广大的地域内,往往与一个大陆的面积相当,所以称其为大陆磁场 T_m 。

通过卫星的高空磁测结果表明,大陆磁场随高度的增加而衰减很慢,这说明它起源于地球深部。一般认为,大陆磁场的成因可能是由于地球内部构造得不均匀性造成的。在地核的边缘部分存在着液态金属介质的对流运动,形成涡旋电流,从而产生了大陆磁场。而形成地心偶极子磁场的介质运动不同的是,产生大陆磁场的涡旋运动是不均匀分布于地核和地幔的边缘部分的。

外源磁场 T_e 的数值很小,仅有偶极子磁场的5%~6%,其起源与地球无关,系由地球以外的一些空间因素引起的。

异常磁场 T_a ,也称为磁异常,往往在较小的范围内分布,如在几百平方千米、几十平方千米或几平方千米内。在异常磁场分布的区域内,地磁要素的地面分布常呈现较复杂的情况,主要表现在不仅地磁场的水平梯度(磁场强度沿地面水平方向的变化)变化很大,而且这种梯度变化很不一致。这些区域也称为磁异常区。为了突出磁异常区的磁场特征,常绘制磁异常的等值线图。从磁测数据中减去该地区的地磁场的正常值,或直接测定异常区的磁场和正常磁场的