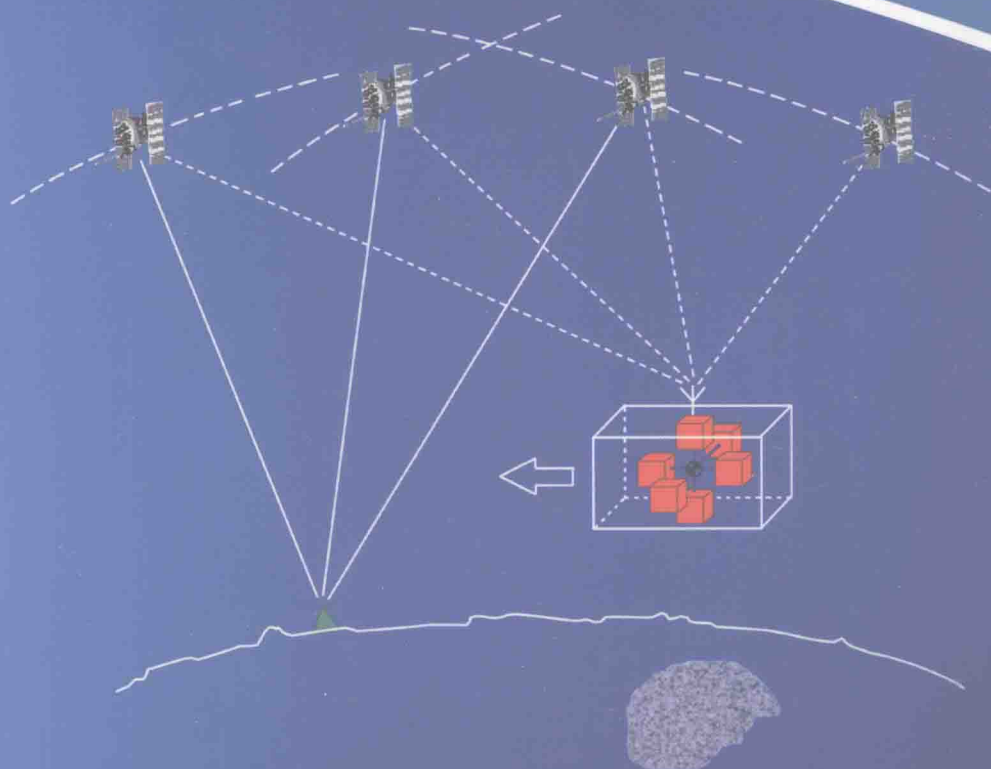


中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院资助

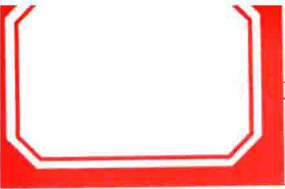
重磁与时间域 电磁法发展趋势研究

ZHONGCI YU SHIJIAN YU DIANCIFA FAZHAN QUSHI YANJIU

张昌达 编著



中国地质大学出版社有限责任公司
ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE YOUXIAN ZEREN GONGSI



武汉)地球物理与空间信息学院 资助

重磁与时间域电磁法 发展趋势研究

ZHONGCI YU SHIJIAN YU DIANCIFA FAZHAN QUSHI YANJIU

张昌达 编著



中国地质大学 出版社有限责任公司
CHINA UNIVERSITY OF GEOSCIENCES PRESS CO., LTD.

内 容 提 要

本书论述航空磁测、卫星磁测、航空重力、卫星重力与航空时间域电磁测量的历史、基本原理、现状与发展趋势。着重介绍航空磁测、卫星磁测与卫星重力最新的测量结果和应用。例如,第一版世界数字化磁异常图 WDMAM 及可资利用的最新全球航磁数据集 EMAG2 可用于划分沉积盆地与造山带、了解地热资源与地震活动性的全球和中国境内的居里温度等温面深度图;根据欧洲宇航局 2009 年发射的 GOCE 引力卫星观测数据,反演得到全球和西藏高原与喜马拉雅地区莫霍面深度图等。还系统地介绍了量子磁力仪,以及与磁异常解释密切相关的岩石磁性问题的。

本书共十章,约 28 万字,附在每一章之后的参考文献条目共约三百条,大部分可从互联网上下载。

本书可供大学生、研究生阅读使用,也可供广大物探工作者和地质工作者阅读参考。作者在编写此书时,力图做到使初学者容易理解,专业人士读后有所启发,获得进一步深入研究的线索。

图书在版编目(CIP)数据

重磁与时间域电磁法发展趋势研究/张昌达编著. —武汉:中国地质大学出版社有限责任公司,2013. 8

ISBN 978-7-5625-3120-3

I. 重…

II. 张…

III. 航空磁法勘探—研究

IV. P631.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2013)第 121039 号

重磁与时间域电磁法发展趋势研究

张昌达 编著

责任编辑:王凤林

选题策划:郭金楠

责任校对:张咏梅

出版发行:中国地质大学出版社有限责任公司(武汉市洪山区鲁磨路 388 号) 邮政编码:430074

电 话:(027)67883511

传真:67883580

E-mail:cbb@cug.edu.cn

经 销:全国新华书店

<http://www.cugp.cug.edu.cn>

开本:787 毫米×1 092 毫米 1/16

字数:280 千字 印张:11

版次:2013 年 8 月第 1 版

印次:2013 年 8 月第 1 次印刷

印刷:武汉中远印务有限公司

印数:1—500 册

ISBN 978-7-5625-3120-3

定价:68.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

评 介

张昌达教授于1955年毕业于吉林大学物理系后,长期在长春地质学院、中国地质大学(武汉)执教,任教研室主任。1970—1983年曾在黑龙江、湖南地质局物探大队从事物化探找矿工作,任技术负责人。他先后从事物化探工作近六十年。在教学工作中,对物探方法技术基本理论概念及其应用进行深入地传授。他一贯关注国内外科技研究开发进展,并及时将新的成果纳入教学内容予以宣传推广。在物探大队工作期间,他积极采用先进快速的航空普查找矿方法(航空磁测与放射性测量),取得了很好的找矿效果,他同时还主持了航空时间域电磁系统的研发工作,加大航空电法的探测深度,填补了国内空白。

矿产物探工作的找矿效果,与三方面的因素有关:一与方法技术本身的发展水平有关;二与地区的矿床地质地球物理条件有关;三与从事物探工作者的道德及业务素质有关。现在物探工作中普遍存在“简单化倾向”,在工作部署上,特别是对物探测量数据的物理解释及地质解释方面,甚至于完全忘掉了物探数据反问题的多解性,今天非常需要大力提倡加强多学科结合与反复深入探究的做法。张昌达教授在教学中,在物探勘查工作中一贯重视抓基本理论概念的传输与研究地质找矿工作中发挥物探作用的问题,积极引进外国有关先进科技,并结合中国实际,指出切实可行的发展方向,大声地向同行发出呼吁。

年近八十高龄的他,最近编写出的《重磁与时间域电磁法发展趋势研究》专著,是他的又一新贡献。作者在本专著中论述了航空磁测、卫星磁测、航空重力、卫星重力与航空时间域电磁测量的历史、基本原理、现状与

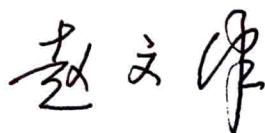
发展趋势。着重介绍航空磁测、卫星磁测与卫星重力最新的测量结果和应用。论述详尽,内容丰富、新颖。

专著再次强调,航空磁测、航空重力测量以及航空时间域电磁测量是地质调查与矿产勘查的三种主要的先进的有效的技术方法,应该自主研制与引进并举,大力推广应用。在近年来国家支持下,经过国土资源部航空遥感中心的努力,已在引进的基础上开发成功并投入试用。这样,将会取得大量的数据,需要大家投入更大的力量研究它并开发其应用。数据再多,不用起来也是极大的浪费!此外作者还强调要重视卫星磁测和卫星重力观测成果的利用。

地质矿床学家们已划分出我国的主要成矿区带及主要找矿靶区,面积很大,普查找矿工作程度很低,如何提高找矿效果与效率?作者提出要实施饱和勘查战略,即对于有成矿远景的地带,利用多种合适的地球物理方法开展大面积的工作。作者预言,这样做一定会取得地质找矿工作的突破。当然数据的地质解释工作要相应地跟上,钻探验证要及时,各项工作不能脱节、简单化。

本专著可供大学生、研究生阅读使用,也可供广大物探工作者和地质工作者阅读参考。作者在编写此书时,力图做到使初学者容易理解,专业人士读后有所启发,获得进一步深入研究的线索。作者希望这本书能起到抛砖引玉的作用。

中国工程院院士



2013年1月20日

前 言

勘探地球物理学或称地球物理勘探,简称物探,在大地构造研究、地质调查与矿产勘查方面起着很重要的作用。勘探地球物理学有四种主要的方法:磁法勘探、重力勘探、电法勘探与地震勘探。

地震勘探主要用于油气资源勘查,在大地构造研究方面,只是做一些长剖面的工作。

磁法勘探与电法勘探(这里指频率域与时间域电磁法),分别从 20 世纪四五十年代起从地球表面测量上升为航空测量,效率高、成本低,地质找矿效果好。大规模的海上和航空磁测结果,还为新的大地构造学说提供了依据。航空电磁测量近十多年来发展迅速,航空时间域电磁测量,特别是直升机时间域电磁测量有了飞跃的发展,甚至可以根据测量结果直接布钻。

重力测量从地球表面测量上升为航空测量,要解决一些技术难题,由于全球定位系统(GPS)的开发运用,航空重力测量与航空重力梯度测量技术在世纪之交才取得突破性的进展并日趋成熟。近年来,为了勘查矿产、油气和地质填图,国外每年航空重力测量的工作量大约为 1.1×10^6 测线公里,每年航空重力梯度测量的工作量大约为 30×10^4 测线公里。

磁测与重力测量不仅由地面上升到航空,而且上升到空间测量,近十年来卫星磁测、卫星重力测量取得了空前的丰硕成果。卫星磁测与重力测量的精确度和空间分辨力不断提高,除了用于研究大地构造问题,而且开始应用于地质找矿工作。

半个世纪以来,我国航空磁测数据,已覆盖我国大陆面积的 97% 及部分海域,总共覆盖面积达 $2002 \times 10^4 \text{ km}^2$, 为地质找矿工作作出了巨大贡献。我国区域

重力测量的研究程度很低,大约不到一半的国土面积完成了 1:20 万重力测量,另有不到一半的国土面积完成了 1:50 万和 1:100 万的重力测量,青藏高原一百多万平方公里的广袤地带,基本上是空白地区。大比例尺的重力测量工作面积很小。最近我国引进了一台航空重力仪,开始进行试验生产飞行,因此开展航空重力测量、充分利用卫星重力资料非常重要。国内有关单位制成了一款新的固定翼时间域电磁系统和直升机时间域电磁系统。我们有了一些技术进步,但与国际先进水平相比,差距甚大。

航空磁测、航空重力测量以及航空时间域电磁测量是地质调查与矿产勘查的三种主要的先进的技术方法,应该自主研制与引进并举,大力推广应用。卫星磁测和卫星重力的观测成果应该充分利用。专家们已规划出我国成矿区带及主要找矿远景区,面积很大,恐怕到 21 世纪中叶也做不完。在找矿工作方面,笔者推崇饱和勘查战略,即不限于成矿预测地带,利用有效的地球物理方法,迅速大面积开展工作。笔者相信,上述三种手段一直会沿用到 21 世纪末。笔者希望这本书能起到抛砖引玉的作用。

目 录

第 1 章 球谐分析与球冠谐和分析	(1)
1.1 球谐分析 SHA	(1)
1.2 地核磁场模型	(3)
1.3 球冠谐和分析 SCHA	(9)
1.4 地磁场的功率谱(Mauersberger-Lowes 谱)	(12)
1.5 地球磁场与几个星球磁场的对比	(14)
第 2 章 卫星磁测	(17)
2.1 初期的卫星磁测	(17)
2.2 中国境内 MAGSAT 磁异常	(18)
2.3 磁卫星能探测到铁矿吗?	(20)
2.4 卫星磁测进入成熟兴盛时期	(27)
2.5 卫星磁测与航空磁测的衔接	(31)
第 3 章 世界数字化磁异常图 WDMAM 及数据集合 EMAG2	(35)
3.1 世界数字化磁异常图 WDMAM	(35)
3.2 陆壳与洋壳	(39)
3.3 中国及其毗邻海域航空磁力 ΔT 异常图	(39)
3.4 地壳磁异常网格数据集合 EMAG2	(40)
3.5 新疆和四川几个盆地的磁异常特点	(43)
第 4 章 量子磁力仪	(50)
4.1 量子磁力仪的定义与分类	(50)
4.2 核子旋进磁力仪	(51)
4.3 光泵磁力仪	(54)
4.4 原子磁力仪	(58)
4.5 磁力仪的几个技术指标	(60)

4.6	超导磁力仪 SQUID	(63)
第5章	岩石磁性	(70)
5.1	岩石中的磁性矿物	(70)
5.2	感应磁化、剩余磁化和黏滞磁化、主要的剩磁类型	(72)
5.3	磁畴构造	(73)
5.4	岩石与矿石的磁化率	(74)
5.5	矿物与岩石的剩余磁化	(77)
5.6	强磁性火山岩对普查磁性铁矿的干扰	(79)
第6章	航空磁测	(83)
6.1	航空磁测的历史与技术发展的三个阶段	(83)
6.2	地磁场矢量测量	(85)
6.3	地面磁梯度张量测量	(87)
6.4	航空全张量磁力梯度测量	(88)
6.5	利用无人飞行器进行航空地球物理探测	(92)
第7章	居里温度等温面深度 CTD	(98)
7.1	研究工作概况	(98)
7.2	中国大陆的 CTD	(99)
7.3	中国大陆 CTD 的解释	(102)
7.4	中国海域的 CTD	(104)
7.5	利用卫星磁测数据计算 CTD	(106)
7.6	应该充分利用卫星磁测成果	(108)
第8章	磁异常探测 MAD	(111)
8.1	地质勘探中的航空磁测与 MAD	(111)
8.2	利用中的量子磁力仪	(111)
8.3	反潜飞机和反潜直升机上的 MAD	(112)
8.4	MAD 的探测距离	(114)
8.5	原子磁力仪将构成新一代 MAD	(114)
第9章	航空重力与卫星重力	(116)
9.1	历史与基本原理	(116)
9.2	航空标量重力测量	(119)
9.3	航空重力矢量测量	(124)

9.4 航空重力梯度测量 (125)

9.5 卫星重力 (129)

9.6 重力场模型 (132)

9.7 卫星重力的应用 (134)

第 10 章 航空时间域电磁法测量系统 (141)

10.1 固定翼飞机时间域电磁法观测系统..... (141)

10.2 直升机时间域电磁法系统..... (149)

10.3 几种新的航空 TDEM 系统 (155)

10.4 总括与议论..... (159)

致 谢..... (163)

第1章 球谐分析与球冠谐和分析

1.1 球谐分析 SHA

地磁场 B 是一个矢量,随空间位置和时间而变化。磁力仪测得的磁场是由若干不同的源产生的若干磁场的总和。这些磁场互相叠加并彼此影响。地磁场的主要组成部分是:基本磁场 B_M ,又称为地核磁场,主(要)磁场;岩石圈磁场 B_L 和干扰磁场 B_D 。 B_M 是地磁场的主要部分,占 95% 以上,由导电的外核产生,它缓慢地随时间而变化,即有所谓的长期变化; B_L 主要由岩石圈中亚铁磁性磁铁矿引起,是地球物理勘探工作者的研究对象,与主要磁场相比幅度很小,可以认为是恒定的,不随时间而变,陆地上的异常幅度比海洋上的要大,空间上变化范围由几米到上千公里; B_D 是由电离层和磁层中的电流以及其在地壳、地幔和海洋中感应产生的电流引起的磁场,因此 B_D 因地、因时而变化。

为了描述主(要)磁场 B_M 和岩石圈磁场 B_L 的形态和强弱,通常采用球谐分析(Spherical Harmonic Analysis, SHA)和球冠谐和分析方法(Spherical Cap Harmonic Analysis, SCHA),前者用于全球,后者用于区域,也可采取变通的办法用于全球。这种方法既可适用于恒定场,也可适用于时变场。

地磁场 B 可以一个标量位 V 表示, $B = -\text{grad } V$,在无源空间中 V 满足拉普拉斯方程 $\Delta V = 0$ 。在球坐标系中用分离变量法解这个方程,对内源场来说,得到由调和函数组成的级数

$$V = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi] \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n^m(\cos\theta) \quad (1.1)$$

式中: r, θ, ϕ 是球坐标, a 是地球半径; g_n^m 和 h_n^m 是球谐展开系数,也称为高斯系数; $P_n^m(\cos\theta)$ 是 n 阶(degree) m (order) 次施密特归一化缔合勒让德函数,这是高斯 1839 年得出的结果。这些调和函数是幅度不同、周期不同的周期函数,所用的调和函数愈多,愈接近实际。换句话说,级数的截止阶数愈大,愈接近实际。如果展开式截止到 $n = N$ 阶,则有 $(N+2)N$ 个高斯系数^[1]。

地磁场是随空间位置和时间而变化的,因此高斯系数也随时间而变。磁位 V 要加一项长期变化项 V_{sv} ,其中有时变高斯系数,一般认为是线性变化,取一级近似,截止阶数 N_{sv} 小于 N 。

根据地面地磁台站、磁卫星以及航空、海上磁测获得的观测结果,可以估算出上述高斯系数。所谓模型(模拟,建模)是由一组根据物理定律推导出来的数学公式,以及公式中一组由观测数据确定的系数(常数)构成。模型也常常用图形表示。

阶数 n 可理解为空间频率 k ,两者的关系是 $[n(n+1)]^{1/2}/r=(k^2)^{1/2}=k$ 或 $k \approx n/r$,而空间频率 $k=(2\pi)/\lambda$, λ 是空间波长,因此 $\lambda \approx (2\pi r)/n$, λ 和 r 都以公里(km)为单位,阶数 n 愈高,波长 λ 愈短^[2]。

高斯根据当时地磁场的观测数据算出四阶次的内源球谐系数,共 24 个。由于观测数据少,分布不均匀,直到 20 世纪中叶、发射磁测卫星、磁测进入了空间时代以前,只构建成 $n=6$ 的地磁场模型。虽然有学者提出 $n=8$ 到 $n=22$ 的模型,但未得到普遍认可。

近 50 年来,由于能获得大量的磁测数据、计算能力极大地提高,人类对于地磁场的认知有了飞跃式进展,地磁学的研究进入了一个辉煌时期。

1979 年 MAGSAT 发射后,由美国宇航局哥达德空间飞行中心(NASA/GSFC)的 Langel R A 等根据 MAGSAT 数据作了阶次较高的球谐分析,取 $n=m=23$,绘出了 $R_n - n$ 曲线,发现在 $n=14$ 处曲线有一个拐点^[3]。

新近制作的 $R_n - n$ 曲线表明,在 $n=12$ 以下谱主要受主磁场控制,在 $n=16$ 以上,谱主要受岩石圈磁场控制,在中间的一段,谱互相重叠,不能区分上述两种场。

由于 MAGSAT 的磁测精度不是很高,飞行时间又短,异常图的分辨率大约只有 1000km,球谐展开阶次相当于 $n=15(?) \sim 40$ 。

在沉寂了 20 年之后,丹麦于 1999 年 2 月发射了奥斯特(Orsted)卫星,接着丹麦与阿根廷、美国合作又发射了 SAC-C(又称为 Orsted-2)卫星(2000 年 11 月),这两颗卫星磁测精度较高,飞行高度也较高,测得的地壳磁场球谐展开阶次约为 $n=15(?) \sim 60$ 。由第 2 章表 2-2 可见,根据 CHAMP 磁测数据制作的岩石圈磁场模型 MF 系列,球谐展开的阶次已由 $n=15 \sim 80$ 提升到 $n=16 \sim 133$ 。

据估计,高精度航空磁测,可以获得最长波长为 200km 的异常场,对应的球谐展开阶次为 200。航空磁测为我们提供关于上地壳岩石磁性分布状况的信息。迄今为止,卫星磁测为我们提供了关于下地壳、上地幔顶部岩石磁性分布状况的信息。然而,目前卫星磁测不足以反映从上到下的整个地壳,2010 年公布的最新岩石圈磁场模型 MF7,球谐展开阶次为 $n=16 \sim 133$ (见第 2 章)。133~200 之间有一个波段的“空白”,大体上对应于中地壳。如果在广大地区系统地进行高空航空磁测,也许可以测到包含比 200km 更长波长成分的磁场。在卫星磁测方面,由于德国磁卫星 CHAMP 飞行高度逐渐降低,最后获得的数据,可以构建阶次 133 的岩石圈磁场模型,以后可能还会有分辨率更高的模型问世。更现实的是,欧洲航天局计划于 2013 年发射的 Swarm 卫星群,可望填补上述“空白”。预计由 Swarm 测得的数据,可以建立球谐展开最高阶次高于 130 的模型,向填补“空白”、向航空磁测与卫星磁测的衔接更进一步。

1.2 地核磁场模型

地球的磁场是由各种不同源的磁场组成的,因而有表示不同成分磁场的模型。除了电离层和磁层电流系的模型外,地磁场模型的类型可分为:主磁场模型、岩石圈磁场模型、岩石圈磁场网格数据(或图件)、综合模型(同时顾及地磁场随时间随空间的变化)及联合模型(主磁场加岩石圈磁场)。与以上分类对应,几个最新的重要模型是:WMM2010,IGRF-11;NGDC-720,MF1-MF7;CM4;EMM2010,POMME-6;EMAG2,WDMAM^[4]。

与磁法勘探有密切关系的磁场模型是地核磁场(主磁场)模型和岩石圈磁场模型。后者也称为地壳磁场模型,它可以直接用来研究地质构造和资源勘查问题。主磁场模型广泛应用于导航和定位,作为GPS的辅助手段,也是构建电离层和磁层磁场模型的基本数据。在磁法勘探工作中,则作为定义磁异常的基准,用于分离磁异常和编图工作中。

地球的圈层基本上是按弹性波特点来划分的,地壳是最上面的一层,与下伏的地幔以莫霍(Moho)面隔开,岩石圈比地壳厚,它包括地壳和地幔最上层。这些定义对于地磁学来说,就嫌不够了。磁性层的厚度是由地下铁磁性(亚铁磁性)矿物居里温度的深度确定的。1979年,美国NASA有学者提出:“莫霍面是一个磁性界面(The Moho is a magnetic boundary)”。实际上,有的地方居里点深度在莫霍面之上,有的地方居里点深度在莫霍面之下。1992年上面提到的学者就修正了他们的提法。大家知道,磁场的短波长成分随高度急剧衰减,我们在近地表观测到的是浅部的小规模磁性源磁场,而在近地轨道卫星上观测到的是深部大规模磁性源磁场。因此,当涉及飞机飞行高度测量的磁场时,我们可以使用地壳磁场这个名词,而在涉及卫星观测结果或作一般讨论时应该采用岩石圈磁场这个名词。

现在广泛使用的有两种主磁场模型,世界磁场模型(World Magnetic Model,WMM)和国际地磁参考场(International Geomagnetic Reference Field,IGRF)。

1.2.1 国际地磁参考场 IGRF

科技界倾向于采用IGRF,IGRF是在国际地磁学与大气物理学协会(IAGA)领导下各国众多科学家合作的成果。地球的内源磁场随时间缓慢变化,因此IGRF要不断更新,与时俱进尽可能准确,规定每5年修改一次。每一代模型包括一系列模型(隔5年一个),每个模型标明为确定的或非确定的,一旦一个组成模型标明为确定的,就称为确定的地磁参考场DGRF(Definitive Geomagnetic Reference Field,DGRF),在随后的各代IGRF中,DGRF不再修改。非确定的组成模型称为IGRF模型。只是1945年以后才制作DGRF。

IAGA于2009年12月公布了第11代IGRF(IGRF-11)。IGRF的阶次和精度随着磁测精度的提高而提高,从1971年公布IGRF-1,到2009年公布IGRF-11,共计11代IGRF,覆盖的年代越来越长。IGRF-11模型给出主磁场从1900.0到2010.0间隔5年

的高斯系数,球谐展开最高的阶数 N ,在 1995 年及以前, $N=10$,在 1995 年以后,由于 Ørsted 和 CHAMP 卫星提供了精确的数据,则取 $N=13$ 。

IGRF 的重要特点是往后回溯,进行调整,可以提供比以往年代更精确的确定模型 DGRF。其更注意在实际工作中的应用,在磁测工作中规定采用 IGRF 作正常场改正,这样就不必作水平梯度改正,也便于拼图、编图。对于不同年代所做的工作,也可统一,例如,如果一项磁测工作是在 1983 年完成的,作图时减去当时采用的 IGRF-3。如果要升级,则要先加上 IGRF-3,即减掉什么就加上什么,然后再减去 IGRF-11,其中包括所需用的当年的 DGRF 模型。IGRF-11 以及过去各个版本的 IGRF 见[5]及所附文献。表 1-1 列出了各代 IGRF、适用年限、DGRF 及相关文献汇总。表中的参考文献可从[5]查得。这篇文章还列出了 IGRF-11 的施密特半归一化球谐系数,对于 IGRF 和 DGRF,列出了主磁场 $n=1\sim 13$ 系数,单位为纳特。为了预测长期变化,还列出了 $n=1\sim 8$ 的变化系数,单位为 nT/a 。

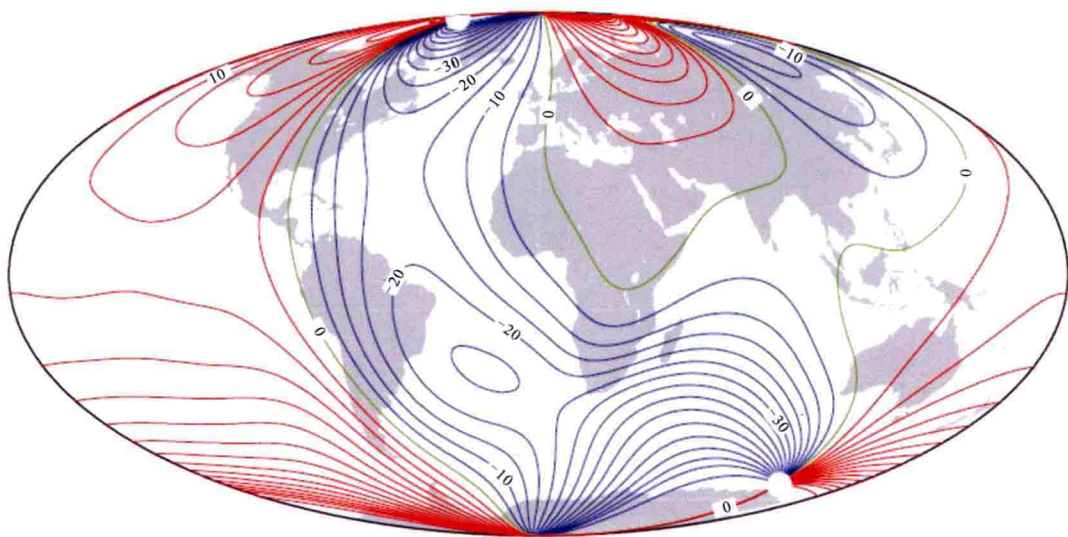
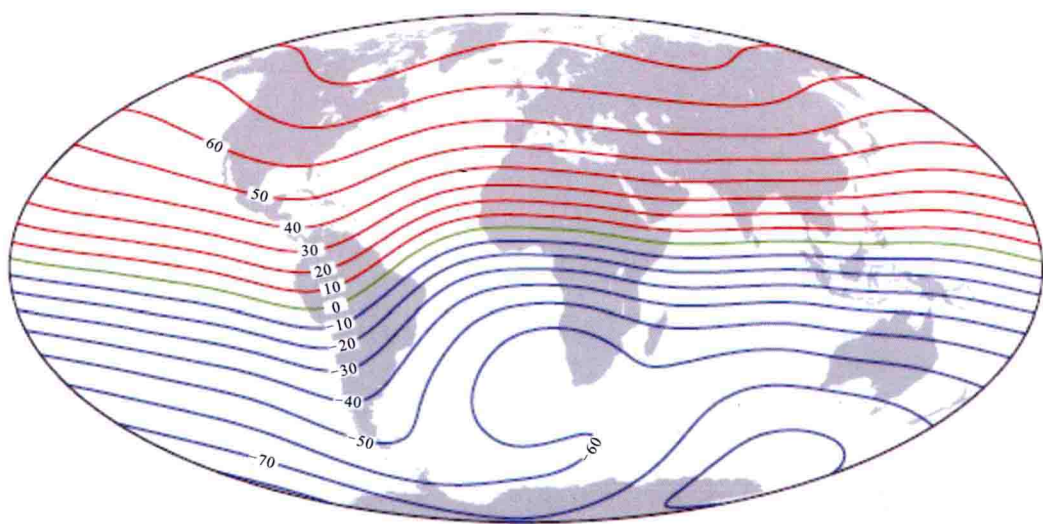
IGRF2010.0 新模型 2010 年地表磁偏角 D 、磁倾角 I 及总场强度等值线图,见图 1-1、图 1-2 及图 1-3。

表 1-1 各代 IGRF、适用年限、DGRF 及相关文献汇总

全称	简称	适用期	DGRF	参考文献
IGRF 11th generation	IGRF-11	1900.0—2015.0	1945.0—2005.0	Maus <i>et al.</i> (2010)
IGRF 10th generation	IGRF-10	1900.0—2010.0	1945.0—2000.0	Maus <i>et al.</i> (2005a)
IGRF 9th generation	IGRF-9	1900.0—2005.0	1945.0—2000.0	Macmillan <i>et al.</i> (2003)
IGRF 8th generation	IGRF-8	1900.0—2005.0	1945.0—1990.0	Mandea & Maemillan(2000)
IGRF 7th generation	IGRF-7	1900.0—2000.0	1945.0—1990.0	Barton(1997)
IGRF 6th generation	IGRF-6	1945.0—1995.0	1945.0—1985.0	Langel(1992)
IGRF 5th generation	IGRF-5	1945.0—1990.0	1945.0—1980.0	Langel <i>et al.</i> (1988)
IGRF 4th generation	IGRF-4	1945.0—1990.0	1965.0—1980.0	Barraclough(1987)
IGRF 3rd generation	IGRF-3	1965.0—1985.0	1965.0—1975.0	Peddie(1982)
IGRF 2nd generation	IGRF-2	1955.0—1980.0	—	IAGA(1975)
IGRF 1st generation	IGRF-1	1955.0—1975.0	—	Zmuda(1971)

1.2.2 世界磁场模型 WMM

WMM 是美国国防部、英国国防部、北大西洋公约组织和国际海道测量组织(International Hydrographic Organization, IHO)使用的标准模型(图 1-4~图 1-6)。目前使用的模型 WMM2010 是 2009 年 12 月公布的,2014 年 12 月 31 日到期,由于主磁场的长期

图 1-1 IGRF2010.0 新模型 2010 年地表磁偏角 D [单位($^{\circ}$)]^[5]图 1-2 IGRF2010.0 新模型 2010 年地表磁倾角 I [单位($^{\circ}$)]^[5]

变化,每 5 年更新一次,球谐展开截止阶次 $N=12$ 。WMM 由美国国家海洋与大气局地球物理数据中心(NOAA National Geophysical Data Center, NNGDC)和英国地质调查所(British Geological Survey)研制^[6]。US/UK 世界地磁场模型 WMM2010.0 主磁场磁偏角 D 、磁倾角 I 及总场强度 F 等值线见图 1-4 图 1-5 及图 1-6。

IGRF 模型与 WMM 基本上根据同样的数据组,以及同样的地磁场建模算法构制的,虽然展开的阶次略有差别,两者有同样的优点与局限性。

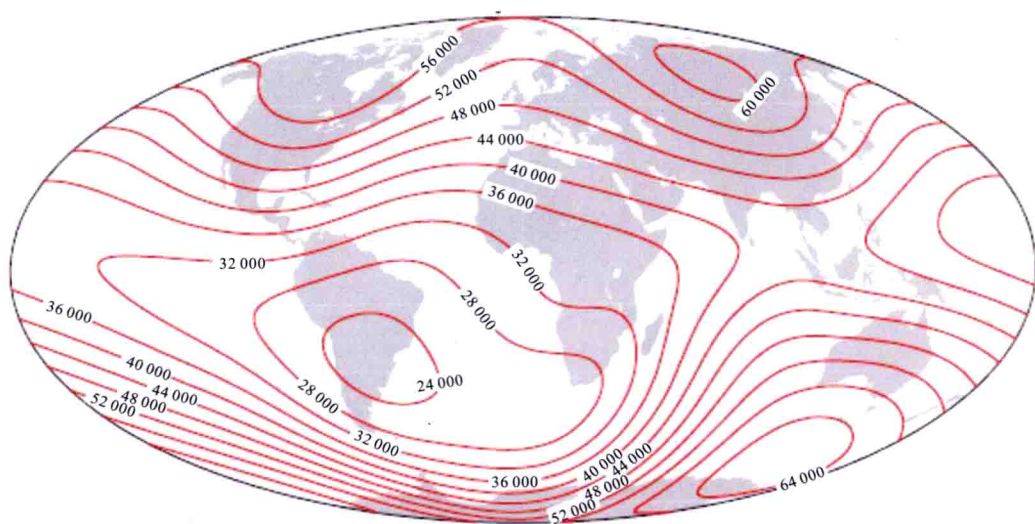


图 1-3 IGRF2010.0 新模型 2010 年地表总场强度(单位:nT)图^[5]

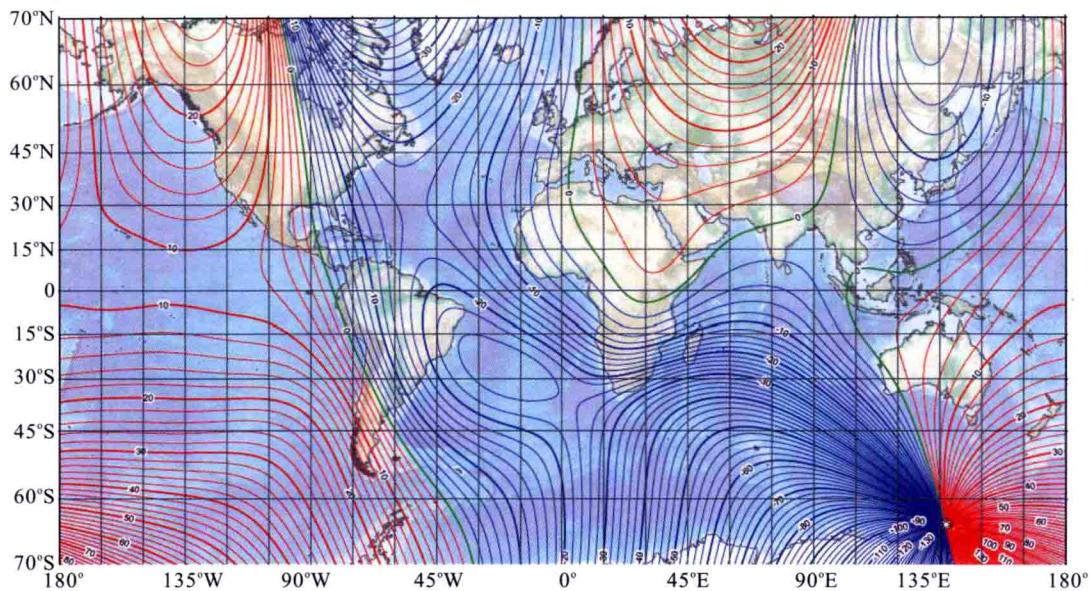


图 1-4 US/UK 世界地磁场模型 WMM2010.0 主磁场磁偏角 D [单位:°]^[6]

(等值线间距 2°, 红线为正(偏东), 蓝线为负(偏西), 绿线是零线(零磁偏线))

1.2.3 综合模型 CM4

综合模型是同时顾及地磁场随时间随空间的变化模型。CHAMP 发射后,由美国宇航局戈达德空间飞行中心(NASA/GSFC)和丹麦空间研究院的三位科学家提出综合模型(Fourth Version of the Comprehensive Model, CM4),这个模型根据 POGO、MAG-SAT、Orsted 和 CHAMP 卫星数据以及地磁台数据制成,覆盖 1960~2000.5 年,球谐展

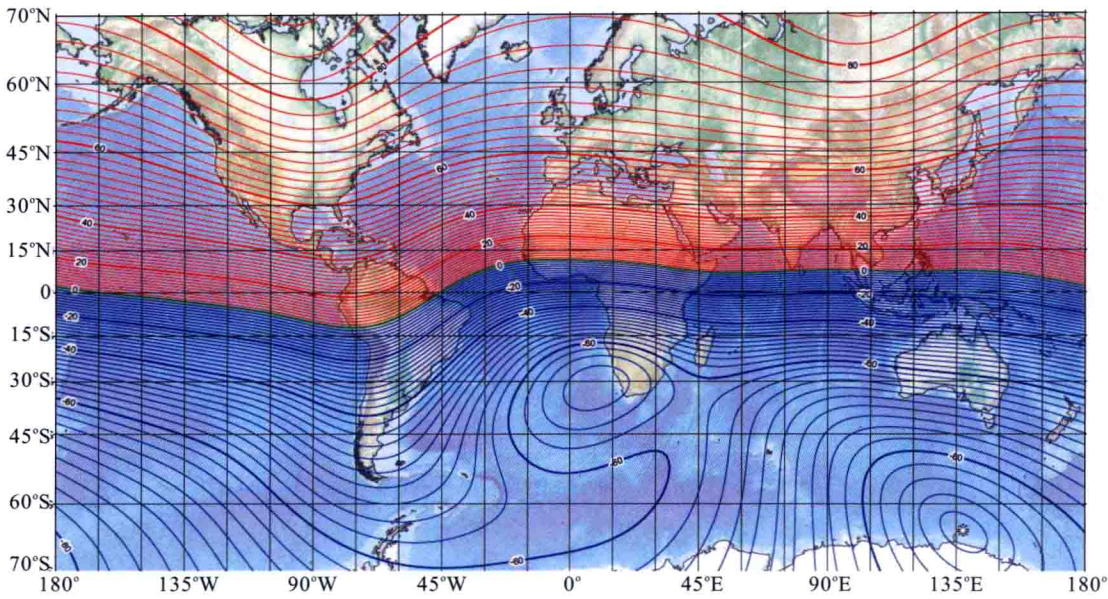


图 1-5 US/UK 世界地磁场模型 WMM2010.0 主磁场磁倾角 I [单位($^{\circ}$)]^[6]

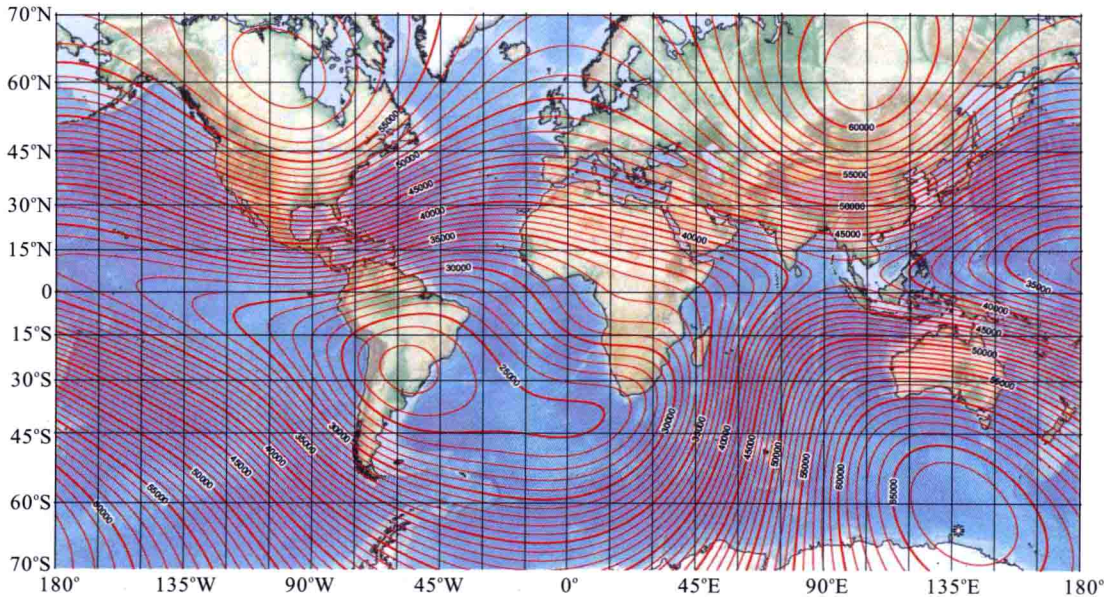


图 1-6 US/UK 世界地磁场模型 WMM2010.0 主磁场总场强度 F (单位:nT)^[6]

开到 65 阶、次,长期变化计算到 13 阶、次。建立 CM4 的目的是模拟不同源的时变场以克服将磁场的空间变化和时间变化分离开来考虑的问题。新版 WDMAM 将采用 CM4。美国最近在编制全国磁异常图时,采用 CM4 将不同年代完成的航磁测区统一起来,Nabig-