第一章 地球的磁场

地球周围存在着的磁场，称为地磁场。地磁场是一个矢量场。在地球上的某一点，将一个磁针通过其重心悬挂起来，使之能自由转动。我们发现，磁针静止时，总是停留在一个确定的方向上，即磁针的 N 极指向近地理北极。而且，磁针不仅指向一定的方位，同时还倾斜一定的角度，在北半球磁针 N 极向下倾斜，倾角随着观测点位置变化而变化。地磁场分布范围广，从地核到空间磁层边缘处处有分布。地磁场的分布、变化规律及起源等问题是地磁学研究的范畴。在磁法勘探中，从磁测设计、野外施工、资料整理、磁异常分析解释，都必须考虑地磁场的分布特征与变化规律。因此，地磁场的有关知识是磁法勘探的基础。

第一节 地磁要素及分布特征

一、地磁要素

地面上任一点地磁场总强度矢量 ***T*** 通常可以用直角坐标系来描述。我们以观测点为坐标原点，选取一个直角坐标系。取 *X* 轴指向地理北，*Y* 轴指向地理东，*Z* 轴铅直向下(图 1-1-1)。观测点处地磁场强度 ***T*** 在 *X*、*Y*、*Z* 轴上的分量分别称为北向分量 ***X***，东向分量 ***Y*** 和垂直分量 ***Z***。***T*** 在 *XOY* 平面上的分量 ***H*** 称为水平分量。***H*** 指向磁北，其延长线即是磁子午线。我们规定，各分量与相应坐标轴的正向一致时为正，反之为负。磁子午线(磁北)与地理子午线(地理北)的夹角称为磁偏角，以 *D* 表示。***H*** 偏东时 *D* 为正，反之为负。***T*** 与 *XOY* 平面的夹角称为磁倾角，以 *I* 表示。***T*** 下倾时 *I* 为正，反之为负。

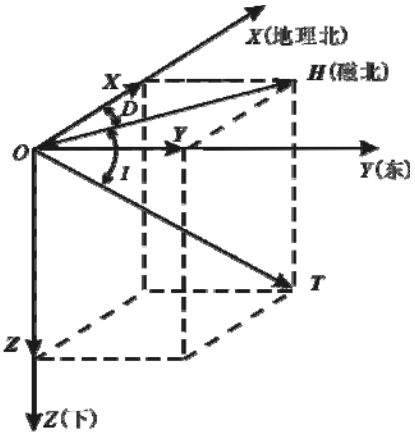


图 1-1-1 地磁要素

T、 ***X***、***Y***、***Z***、***H***、 *I* 和 *D* 各量都是表示地磁场大小和方向的物理量，称为地磁要素。由图 1-1-1 可以看出，它们之间有如下关系：

$$\left.\begin{aligned} &H = T\cos I;\ X = H\cos D;\ Y = H\sin D;\\ &Z = T\sin I;\ tgD = Y/X;\ tgI = Z/H;\\ &H^2 = X^2 + Y^2;\ T^2 = X^2 + Y^2 + Z^2。\end{aligned}\right\} \qquad (1\text{-}1\text{-}1)$$

关于地磁场强度的单位，在国际单位制(SI)中 B 的单位为特[斯拉]，符号 T。在高斯单位制(CGSM)中，B 的单位为高斯，符号 Gs。两单位制之间有 $1Gs=10^{-4}T$。由于特[斯拉]单位太大，常用更小的单位(nT)来表示，$1nT=10^{-9}T$。在 CGSM 制中磁场强度以奥斯特(Oe)为单位，其分数单位是伽马(γ)，$1\gamma=10^{-5}Oe$；又在真空中磁导率 $\mu=1$，故 B 与 H 的量纲相同，它们的单位 Gs 与 Oe 大小相等；$1\gamma=10^{-5}Oe=10^{-5}Gs\hat{=}10^{-9}T=1nT$。纳特和伽马不是相等，只是相当，因为一个是磁感应强度，一个是磁场强度。H 的单位为安/米。符号是 $A\cdot m^{-1}$；$1Oe\hat{=}\frac{10^3}{4\pi}A\cdot m^{-1}$。μ 为绝对磁导率，其单位为亨/米，符号 $H\cdot m^{-1}$。

在真空中μ为μ_0。在SI制中$\mu_0=4\pi\times10^{-7}$H/m。应指出，在CGSM制中，由于真空(或空气)中$\mu_0=1$，故B_0与H相同，两者可以不加区分地应用。在SI制中，B_0与H在数值与量纲上均不相等，故两者不能混用。本书除了介绍岩石等物质磁化时用磁场强度外，其他地方所提及的地磁场均指磁感应强度，故可采用特[斯拉]、纳特等单位。

二、地磁图与地磁场分布的基本特征

(一)地磁测量和地磁图

地磁场是空间和时间的复杂函数，为了满足地面上定向、航空、航海、资源勘查以及地磁学本身研究的需要，根据地磁测量的结果定期地编绘出相应的各种图件。完成地磁观测任务的测点通常为两类:一类是连续地测定地磁要素绝对值及随时间变化场值，此类有固定的测点，称为地磁台；另一类是野外测点，在这些测点上间断地测定地磁要素绝对值。由这两类测点组成了某地区、某国家甚至全球范围的地磁测网。当进行全球性的研究时，不可忽略超过陆地面积四分之三的海域地磁测量。为此，必须充分利用海洋磁测、航空磁测和卫星磁测，它们可以在短时间内获得大面积或全球范围的磁场三分量（**X、Y、Z**)及其它地磁要素的地磁资料。

地磁要素是随时空变化的，要了解其分布特征，必须把不同时刻所观测的数值都归算到某一特定的日期，国际上将此日期一般选在1月1日零点零分，这个步骤称之为通化。将经通化后的某一地磁要素值按各个测点的经纬度坐标标在地图上，再把数值相等的各点用光滑的曲线连结起来，编绘成某个地磁要素的等值线图，便称为地磁图。

地磁图按要素 **T、H、Z、X、Y、** D及I可分别绘制出相应等值线图，按编图范围分类，有世界地磁图和局部地磁图两种；世界地磁图表示地磁场在全球范围内的分布，通常每五年编绘一次，图1-1-2至图1-1-6为2010年代的D、I、**H、Z**及**T**等要素的世界地磁图。我国地磁图每十年编绘一次，自1950年至2000年已正式出版六期，2010年地磁图也将正式编制出版。

根据各地的地磁要素随时间变化的观测资料，还可求出相应要素在各地的年变化平均值，称为地磁要素的年变率。同样可以编制出相应年代的要素年变率等值线图。这类图件一般可以适用五年，与地磁图合用可以求得五年中某一年的地磁要素值。由于地磁场存在长期变化，因此，在使用地磁图时必须注意出版的年代，及相应年代要素的年变率地磁图。

(二)地磁场随地理分布的基本特征

世界地磁图基本上反映了来自地球核部场源的各地磁要素随地理分布的基本特征。

图1-1-2是等偏线图。由图可见，等偏线是从一点出发汇聚于另一点的曲线族，明显地分别汇聚在南、北两磁极区，在这两点上磁北方向可以从0°变到360°，即没有固定的磁偏角。按磁偏角定义，同样在地理两极也是如此。因此，在南北两半球上磁偏角共有四个汇聚点。全图有两条零偏线(D=0°)分布，将全球分为负偏角区(D<0°)和正偏角区(D>0°)两个部分。

图1-1-3是等倾线图。由图可见，等倾线大致和纬度线平行分布。零倾线在地理赤道附近，称为磁赤道，但不是一条直线。由磁赤道向北，磁倾角为正，在北极附近有一点(实际上是一个小区域)$\boldsymbol{I}$=90°,称为北磁极。磁赤道以南，磁倾角为负，有类似的变化特征，有一个南磁极。磁南北两极的位置也随时间变化。2010年两磁极位置是：北磁极为76°1’N，100°W，南磁极是65°8’S，139°E。它们在地球表面上的位置也不是对称的。

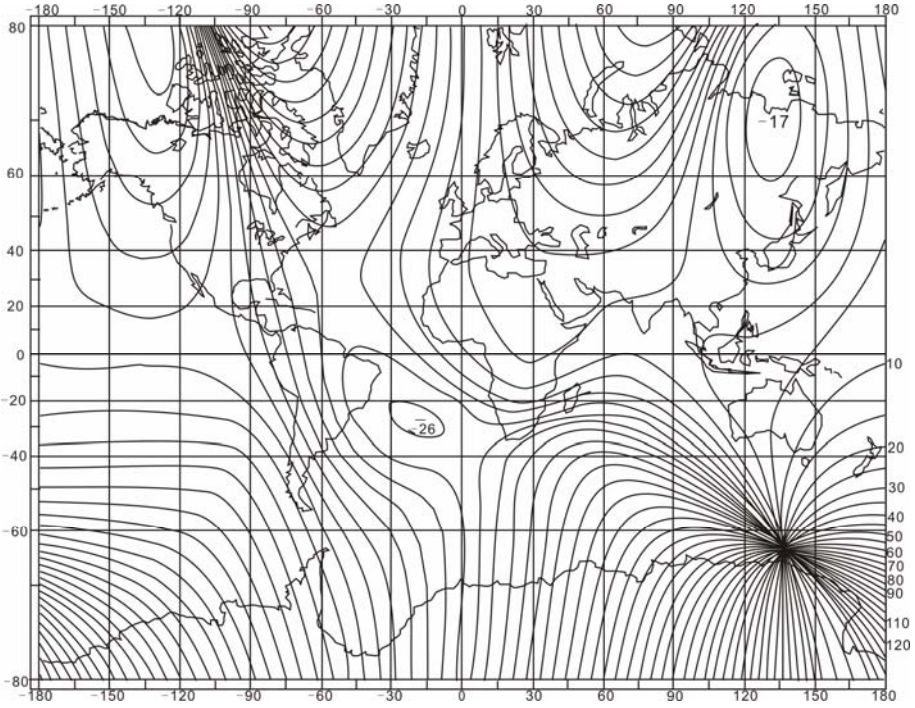


图 1-1-2　2010 年代等偏线图(单位为(°))

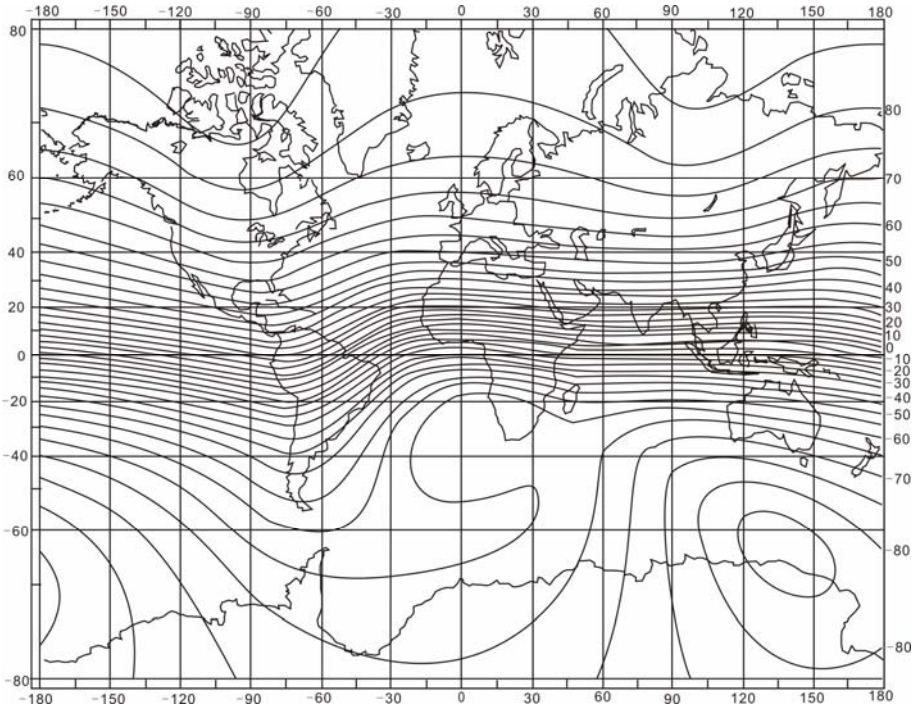


图 1-1-3　2010 年等倾线图(单位为(°))

图 1-1-4 是水平强度（H）等值线图。由图可见，世界地磁场水平强度（H）等值线大致是沿纬度线排列的曲线族，在磁赤道附近最大，约为 34000nT，随着纬度向两极增高，H 值逐渐减小趋于零，在磁南、北两极处 H=0。除了两磁极区之外，全球各点的 H 都指向北。

图 1-1-5 是垂直强度（Z）等值线图。由图可见，其大致与等倾线分布相似，与纬度线

近乎平行，在磁赤道上 Z=0，由此向两极其绝对值逐渐增大，在磁极处达到±60000～±70000nT，约为磁赤道附近水平强度值的两倍，在磁赤道以北 Z>0，表示垂直分量向下，在磁赤道以南 Z<0，表示垂直分量指向上。

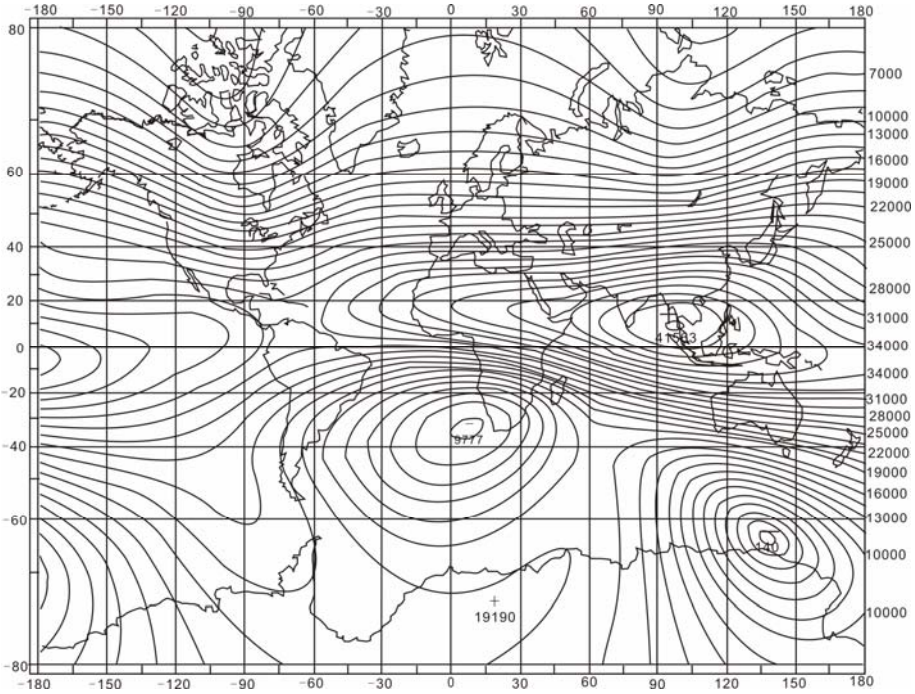


图 1-1-4　2010 年代水平强度等值线图(单位为 nT)

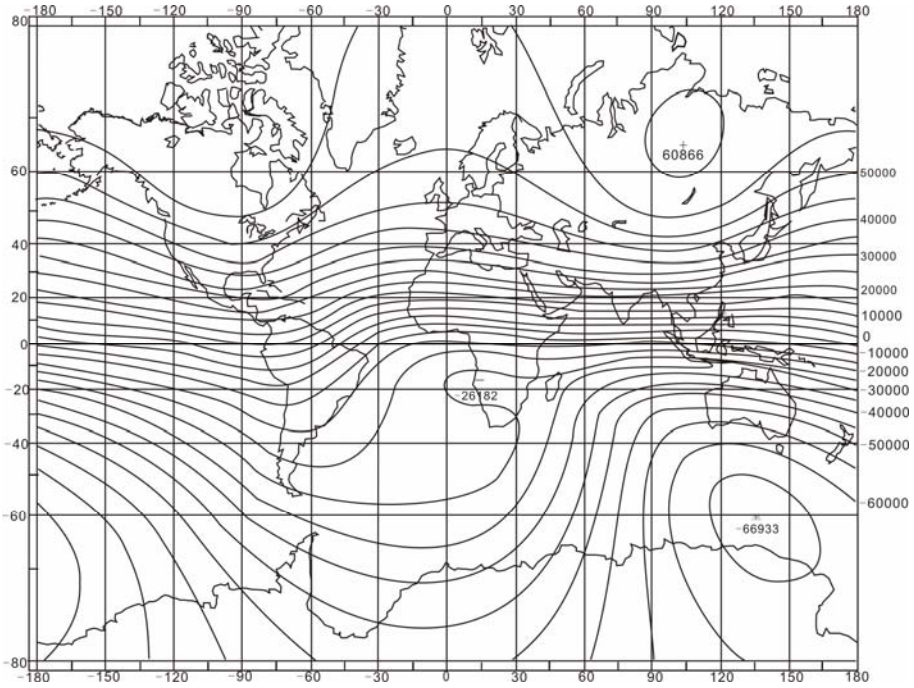


图 1-1-5　2010 年代垂直强度等值线图(单位为 nT)

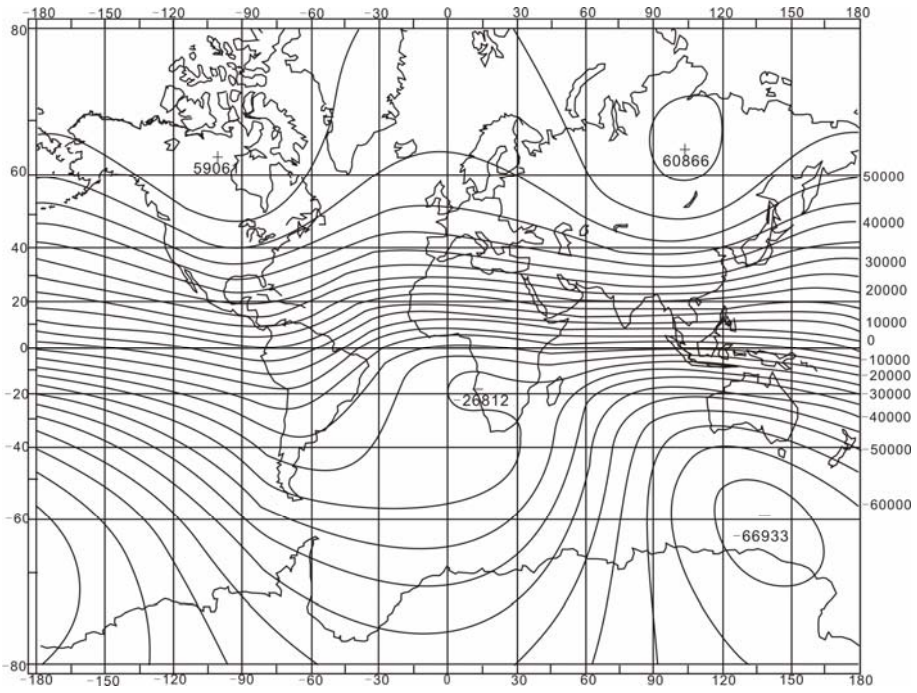


图 1-1-6　2010 年代总场强度等值线图(单位为 nT)

图 1-1-4 是总强度等值线图。由图可见，在大部分地区，等值线也与纬线近乎平行。其强度值在磁赤道附近约为 30000～40000nT，由此向两极逐渐增大，在南北两磁极处总强度值大约是 60000～70000nT。

根据各地磁要素在地理分布上的基本特征，可以认为地球基本磁场的模式与一个位于地球中心并与其旋转轴斜交 11.5° 的地球中心偶极子场很类似。两者各地磁要素分布基本特征大致吻合，但两者在相当广大的区域内存在着明显的差异。从世界地磁图中减去地磁场的偶极子磁场(T_0,约占主磁场的 80%)，即可得到非偶极子磁场(T_m)。主磁场随时间的缓慢变化，称为地磁场的长期变化。磁偏角、磁倾角和地磁场强度都有长期变化。从伦敦、巴黎和罗马的资料可以推测，磁偏角的变化周期约为 500 年。此外，偶极子磁矩逐年也有微小的改变。长期变化的主要特征是地磁要素的“西向漂移”，偶极子场和非偶极子场都有西向漂移，且偶极子磁矩的衰减和非偶极子场的西向漂移都具有全球性质。

三、我国境内地磁要素的分布

由我国编制的中国地磁图有以下特征：(1) 磁偏角的零偏线由蒙古穿过我国中部偏西的甘肃省和西藏自治区延伸到尼泊尔、印度。零偏线以东偏角为负，其变化由 0° 至-11° ；零偏线以西为正，变化范围由 0° 至 5° 。(2) 磁倾角由南向北，I 值由-10° 增至 70° 。(3) 地磁场水平强度（H ）从南至北，H 值由 40000nT 降至 21000nT。(4) 垂直强度自南至北由-10000nT 增加到 56000nT。(5) 总场强度由南到北，变化值为 41000nT 至 60000nT。

根据我国 1980 年编制的中国地磁图，列举我国各地的地磁要素值，见表 1-1-1。

表 1-1-1 我国各地地磁要素

分量 / 场 / 值 / 地名	H (10^5nT)	Z (10^5nT)	I	D	分量 / 场 / 值 / 地名	H (10^5nT)	Z (10^5nT)	I	D

北京	0.2962	0.4618	57°19'	−5°59'	广州	0.3809	0.2369	31°51'	−1°25'
石家庄	0.3028	0.4375	55°18'	−4°48'	南宁	0.3390	0.2323	31°08'	−1°03'
太原	0.3044	0.4390	55°16'	−4°14'	哈尔滨	0.2556	0.4865	62°18'	−9°55'
呼和浩特	0.2851	0.4751	59°01'	−4°28'	长春	0.2659	0.4721	60°36'	−8°58'
西安	0.3281	0.3993	50°37'	−2°34'	沈阳	0.2798	0.4552	58°25'	−7°49'
兰州	0.3161	0.4246	53°20'	−1°46'	济南	0.3122	0.4165	53°12'	−5°10'
西宁	0.3122	0.4312	54°08'	−1°21'	合肥	0.3388	0.3565	46°48'	−4°02'
乌鲁木齐	0.2540	0.5617	63°06'	2°37'	上海	0.3389	0.3420	45°31'	−4°40'
银川	0.3000	0.4510	56°20'	−2°36'	南京	0.3390	0.3608	46°48'	−4°12'
成都	0.3500	0.3525	45°13'	−1°20'	南昌	0.3552	0.3152	41°33'	−3°02'
昆明	0.3795	0.2675	35°13'	−1°00'	杭州	0.3445	0.3290	43°55'	−4°09'
贵阳	0.3710	0.2925	38°10'	−1°25'	福州	0.3640	0.2743	36°57'	−2°50'
拉萨	0.3560	0.3378	43°32'	−0°14'	漠河	0.1995	0.5700	70°14'	−10°57'
郑州	0.3232	0.3996	50°58'	−3°54'	台北	0.3642	0.2576	35°17'	−2°41'
武汉	0.3474	0.3436	44°41'	−3°07'	曾母暗沙	0.4020	-0.1100	−15°10'	0°25'
长沙	0.3603	0.3125	40°57'	−2°26'	香港	0.3827	0.2266	30°37'	−2°33'

四、地磁场的结构与磁异常

（一）地磁场的构成

在地面上观测所得到的地磁场 $\boldsymbol{T}$ 是各种不同成分的磁场之总和。它们的场源分布有的在地球内部，有的在地面之上的大气层中。按其来源和变化规律不同，可将地磁场分为两部分：一是主要来源于固体地球内部的稳定磁场 $\boldsymbol{T}_s$；二是主要起因于固体地球外部的变化磁场 δT 。因而，地磁场 $\boldsymbol{T}$ 可以表示为

$$\boldsymbol{T}=\boldsymbol{T}_s+\delta\,\boldsymbol{T}$$

继 1838 年高斯提出球谐分析之后，1885 年由 A.史密特(A.Schmidt)利用总磁场的球谐分析方法和面积分法，把稳定磁场和变化磁场分解为起源于地球内、外的两部分，故有

$$\boldsymbol{T}_s=\boldsymbol{T}_{si}+\boldsymbol{T}_{sc}\ ,\ \delta\boldsymbol{T}=\delta\boldsymbol{T}_i+\delta\boldsymbol{T}_c$$

其中 $\boldsymbol{T}_{si}$ 是起因于地球内部的稳定磁场，占稳定磁场总量的 99%以上，$\boldsymbol{T}_{sc}$ 是起源于地球外部的稳定磁场，仅占 1%以下。$\delta\boldsymbol{T}_c$ 是变化磁场的外源场，约占变化磁场总量的 2/3；$\delta\boldsymbol{T}_i$ 为内源场约占其总量的 1/3, $\delta\boldsymbol{T}_i$ 实际上也是由于外部电流感应而引起的。一般情况下，变化场为稳定场的万分之几到千分之几，偶尔可达到百分之几。故通常所指的地球稳定磁场主要是内源稳定场，它由以下三部分组成

$$\boldsymbol{T}_{si}=\boldsymbol{T}_0+\boldsymbol{T}_m+\boldsymbol{T}_a$$

其中，$\boldsymbol{T}_0$ 为中心偶极子磁场，$\boldsymbol{T}_m$ 为非偶极子磁场，也称为大陆磁场或世界异常，这两部分的磁场之和又称为地球基本磁场，编制的世界地磁图大多为地球基本磁场的分布图。共中 $\boldsymbol{T}_0$ 场几乎占 80～85%，故它代表了地磁场空间分布的主要特征。

内源稳定磁场的另一个组成部分，是地壳内的岩石矿物及地质体在基本磁场磁化作用下所产生的磁场，称之为地壳磁场，又称为异常场或磁异常，以 $\boldsymbol{T}_a$ 表示。其分布范围一般在数千米或数十千米的，称为局部异常($\boldsymbol{T}_a$')，达数百或数千千米的，称为区域磁场($\boldsymbol{T}_a$")。这两部分磁异常对编制世界地磁图来说，均属全球地磁场的局部现象，应属于光滑滤波除掉的部分。而磁法勘探是通过测定和研究地壳磁场来解决地质构造和矿产资源调查的。

综上所述，地球磁场的构成可用下式表示

$$\boldsymbol{T}=\boldsymbol{T}_0+\boldsymbol{T}_m+\boldsymbol{T}_{sc}+\boldsymbol{T}_a'+\boldsymbol{T}_a''+\delta\boldsymbol{T}$$

而式中外源稳定磁场 $\boldsymbol{T}_{sc}$，因数量级极小，通常可忽略。

(二)正常场和磁异常

按研究地磁场的目的不同，可将地磁场分为正常地磁场(正常场)和磁异常(异常场)两部分。在地磁学研究中，有确定的正常地磁场和明确含义的磁异常的概念。而通常情况下，正常场和异常场是相对的概念，正常磁场可以认为是磁异常(即所要研究的磁场)的背景场或基准场。如研究大陆磁异常，则将中心偶极子场作为正常地磁场；研究地壳磁场时，以中心偶极子场和大陆磁场之和为其正常场，可见正常场的选择是根据所研究磁异常的要求而确定的。

磁法勘探在地质工作中的应用，因解决各种地质问题的对象不同、测区大小不同、以及由于对不同深度场源性质的研究，因而，关于正常磁场的选取也是相对的。例如，在弱磁性或非磁性地层中要圈定强磁性岩体或矿体，通常将前者所引起的磁场作为正常背景场，而后者产生的磁场为磁异常；有时要在磁性岩层中圈定非磁性地层，这时可把磁性岩层的磁场作为正常场，而非磁性地层中的磁场相对变化为异常场。总之，以正常背景场作为基准场，有效地提取所要研究对象的磁场变化，进一步研究其异常场与所要解决的各种地质问题的对应关系，这是磁法勘探中解释磁异常的一项重要任务。

由于磁异常是一个矢量场 $\boldsymbol{T}_a$，若直接测量 $\boldsymbol{T}_a$ 的大小和方向是比较困难的。实际工作中常测量 $\boldsymbol{T}_a$ 的分量，如垂直分量 $\boldsymbol{Z}_a$、水平分量 $\boldsymbol{H}_a$ 以及地磁场总强度的模量差△$\boldsymbol{T}$，分别称为垂直磁异常、水平磁异常和总强度磁异常。要测出异常值，一般采用相对测量和绝对测量两种办法。相对测量只需测出测点磁场值对于正常场中某一固定点上磁场的相对值即可。绝对测量则测出磁场各点的实际值，再以测点值与正常场中某一固定点（基点）上的绝对值相减得到异常值。因此磁异常 Z_a、H_{ax}、H_{ay} 和△T 可分别表示为

$$Z_a=Z-Z_0 \quad H_{ax}=H_x-H_{0x} \quad H_{ay}=H_y-H_{0y} \quad \triangle T=T-T_0$$

其中 Z_0、H_{0x} 、H_{0y}、T_0 为正常场中基点上的磁场值，T_0 为 Z_0、H_{0x}、H_{0y} 点分量的合成模量，而 Z、H_x、H_y 为相应测点上的磁场值，T 为 Z、H_x、H_y 三分量的合成模量。△T 是 $\boldsymbol{T}$ 和 $\boldsymbol{T}_0$ 的模量差，而 $\boldsymbol{T}_a$ 是 $\boldsymbol{T}$ 和 $\boldsymbol{T}_0$ 的矢量差，特别应注意△T 与 $\boldsymbol{T}_a$ 是不同的。不同的磁异常参量有不同的磁场特征，因此研究磁异常多参量解释方法，要比重力异常更为复杂和多样性。

五、地磁场的起源

地球磁场的起源问题至今仍是地球科学研究的重要问题之一。人们曾经提出过有关地球磁场起源的各种假设，试图来解释地球基本磁场的起源，但是都不能得到满意的解释。

一种建立在地球内部构造的现有知识基础上的自激发电机效应的假说较为合理。这种假说认为：1.液态地核内部由于温度梯度、或温差、压力差等原因产生涡旋运动，结果使地核成为良导电体；2.由于地球绕轴自转所引起的回旋磁效应就存在一微弱初始磁场，虽然比地磁场小 10 倍，但对于引起再生效应来说已经足够了；3.地核电流体形成，通过感应方式电流自身形成的场又可以连续不断地再生磁场，从而增强了原来的磁场，由于地核电流体持续运动而不断提供能量，因而引起一种自激发电机效应。由于能量的不断消耗和供应，磁场增强到一定程度就会稳定下来，形成现在的地球基本磁场。这种假说不仅能满意地定性解释地磁偶极子场和非偶极子场的起源，而且也能解释地球磁轴倒转等现象，所以，目前认为它是最可取的地磁场成因理论之一。但也存在一定问题，尚待进一步研究。

第二节　地磁场的解析表示

一、地球磁场的球谐分析

1838 年，高斯首先提出地磁场的球谐分析方法，该方法是表示全球范围地磁场的分布及其长期变化的一种数学方法。该方法还可区分外源场和内源场。假设地球是均匀磁化球体，球体半径为 R，N 为地理北极。这里设地球旋转轴与地磁轴重合，故 N 也表示地磁北极（注意：北磁极下对应的是地磁偶极子的 S 极性）。若采用球坐标系，如图 1-2-1 所示。坐标原点为球心，球外任一点 P 的地心距为 r，余纬度为 θ(θ=90°-φ，φ 为纬度)，经度为 λ。则在地磁场源区之外空间域坐标系（r，θ，λ）中，磁位 u 的拉普拉斯方程可以写成如下形式：

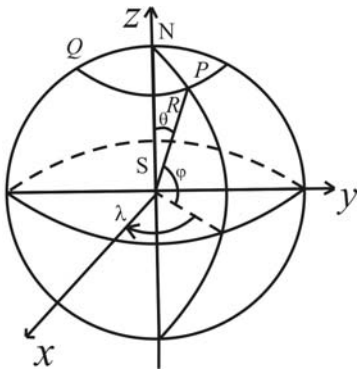


图 1-2-1 球极坐标系

$$\frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2\frac{\partial U}{\partial r}\right)+\frac{1}{r^2\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\sin\theta\frac{\partial U}{\partial\theta}\right)+\frac{1}{r^2\sin^2\theta}\frac{\partial^2 U}{\partial\lambda^2}=0 \qquad (1\text{-}2\text{-}1)$$

对上式采用分离变量法，即令 $U(r,\theta,\lambda)=R(r)\cdot H(\theta)\cdot\Phi(\lambda)$，则可解得拉普拉斯方程的一般解，从而可分别获得其内源场和外源场的磁位球谐表达式，若设外源场磁位为零，则内源场的磁位球谐一般表达式为：

$$U=\sum_{n=1}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\frac{1}{r^{n+1}}\left[A_n^m\cos(m\lambda)+B_n^m\sin(m\lambda)\right]\overline{P_n^m}(\cos\theta) \qquad (1\text{-}2\text{-}2)$$

式中：$\overline{P_n^m}(\cos\theta)$ 为施密特准归一化的缔合勒让德函数

$$\overline{P_n^m}(\cos\theta)=[\frac{C_m(n-m)!}{(n+m)!}]^{\frac{1}{2}}(\sin\theta)^m\frac{d^m}{d(\cos\theta)^m}P_n(\cos\theta)$$

其中：$P_n(\cos\theta)$ 为勒让德多项式，

$$P_n^{\mathrm{m}}(\cos\theta)=(\sin\theta)^{\mathrm{m}}\frac{d^{\mathrm{m}}}{d(\cos\theta)^{\mathrm{m}}}P_n(\cos\theta)$$

为 n 阶 m 次缔合(或伴随)勒让德多项式。

$$C_m=\begin{cases}1 & \text{当m=0}\\ 2 & \text{当m}\geq 1\end{cases}$$

而 A_n^m、B_n^m 为内源场磁位的球谐级数系数，它与球体内任一 $d\tau$ 体积元的磁荷量 dm_0 有关

$dm_0=\rho d\tau$，ρ 为体磁荷密度。若小体积元中心点坐标为 (r_0,θ_0,λ_0)，则有

$$A_n^m = \frac{1}{4\pi\mu_0}\iiint r_0^n \overline{P_n^m}(\cos\theta_0)\cos(\mathrm{m}\lambda_0)\mathrm{dm}_0$$
$$\mathrm{B}_n^m = \frac{1}{4\pi\mu_0}\iiint r_0^n \overline{P_n^m}(\cos\theta_0)\sin(\mathrm{m}\lambda_0)\mathrm{dm}_0 \qquad (1\text{-}2\text{-}3)$$

由上可知，磁位的球谐级数形式中第一项等于零，即 n=0 时，得到磁位表达式 $U = \frac{1}{4\pi\mu_0 r}\iiint dm_0 = 0$；它表示磁源体内正、负磁荷之和应为零。所以，式中阶次 n 由 1 开始。

对式（1-2-2）计算其沿轴向的微商，便可得到相应三个轴向磁场强度的三分量。而地磁场感应强度的三个分量即北向水平分量 X 、东向水平分量 Y 、垂直分量 Z 如下（注意这里定义 x 轴指北为正， z 轴向下为正）。

$$X = -\mu_0\frac{\partial u}{\partial x} = \mu_0\frac{\partial u}{r\partial\theta}$$
$$Y = -\mu_0\frac{\partial u}{\partial y} = -\mu_0\frac{\partial u}{r\sin\theta\partial\lambda}$$
$$Z = -\mu_0\frac{\partial u}{\partial z} = \mu_0\frac{\partial u}{\partial r}$$

$$X = \sum_{n=1}^{N}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{R}{r}\right)^{n+2}\left[g_n^m\cos(m\lambda)+h_n^m\sin(m\lambda)\right]\frac{d}{d\theta}\overline{P_n^m}(\cos\theta)$$
$$Y = \sum_{n=1}^{N}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{R}{r}\right)^{n+2}\frac{m}{\sin\theta}\left[g_n^m\sin(m\lambda)-h_n^m\cos(m\lambda)\right]\overline{P_n^m}(\cos\theta) \qquad (1\text{-}2\text{-}4)$$
$$Z = -\sum_{n=1}^{N}\sum_{m=0}^{n}(n+1)\left(\frac{R}{r}\right)^{n+2}\left[g_n^m\cos(m\lambda)+h_n^m\sin(m\lambda)\right]\overline{P_n^m}(\cos\theta)$$

式中：R 为国际参考球半径，即地球的平均半径，$R = 6371.2km$；$\theta = 90^\circ - \varphi$，$\varphi$ 为 P 点的地理纬度；λ 为以格林威治向东起算的 P 点地理经度；g_n^m 、h_n^m 称之为 n 阶 m 次高斯球谐系数（以 nT 为单位），其关系式为

$$g_n^m = R^{-(n+2)}A_n^m\mu_0, h_n^m = R^{-(n+2)}B_n^m\mu_0$$

设 N 为阶次（ n ）的截断阶值，则球谐系数的总个数 $S = (N+3)N$ 。

上式（1-2-4）即为地球磁场的高斯球谐表达式。若已知球谐系数和某点地理坐标纬度，利用此式便可计算地球表面（ $r = R$ ）和它外部（ $r > R$ ）的任意一点的地磁要素三分量。由以下关系式求其它要素值：

$$\text{标量总强度 } T = \sqrt{X^2+Y^2+Z^2} \text{ 、磁偏角 } D = tg^{-1}(Y/X)$$
$$\text{水平强度 } H = \sqrt{X^2+Y^2} \text{ 、磁倾角 } I = tg^{-1}(Z/H) \qquad (1\text{-}2\text{-}5)$$

同样，可以利用式（1-2-4）来求解球谐系数 g_n^m 和 h_n^m 。由已知通化后的磁场值建立远多于 S 个的方程，用最小二乘法便解得球谐系数 g_n^m 和 h_n^m 。若有已知地磁场的长期变化值，

还可求得年变率球谐系数，记为 $\dot{g}_n^m$ 和 $\dot{h}_n^m$ （单位 nT/年）。利用它们可计算经年变率校正后的某年地磁要素值。

1968 年国际地磁和高空物理协会（IAGA）首次提出并公认了 1965.0 年代高斯球谐分析模式，并在 1970 年正式批准了这种模式，称为国际地磁参考场模式，记为 IGRF。它是由一组高斯球谐系数 $\left(g_n^m、h_n^m\right)$ 和年变率系数 $\left(\dot{g}_n^m、\dot{h}_n^m\right)$ 组成的（见表 1-2-1），为地球基本磁场和长期变化场的数学模型，并规定国际上每五年发表一次球谐系数，及绘制一套世界地磁图。IGRF 表示确定的地磁参考场，其高斯系数今后不再修改；每 5 年改变一次模型，即通过年变率的调整取得。

历年的球谐系数可以通过有关文献查到。球谐系数是由准球面平均半径计算获得的，若要考虑地球形态为旋转椭球体时，则要采用国际天文协会（IAU）的国际天体椭球坐标，取赤道半径为 $6378.16km$，扁率为 1/298.25。利用球谐系数经地心坐标转换可求得椭球体的参考场。这对大范围磁测是应予以考虑的。

表 1-2-1　2010.0—2015.0 年代 IGRF 球谐系数

			IGRF					IGRF	
g/h	n	m	2010	SV(nT/yr)	g/h	n	m	2010	SV(nT/yr)
g	1	0	-29496.5	11.4	h	9	9	7.0	0.0
g	1	1	-1585.9	16.7	g	10	0	-2.0	0.0
h	1	1	4945.1	-28.8	g	10	1	-6.3	0.0
g	2	0	-2396.6	-11.3	h	10	1	2.8	0.0
g	2	1	3026.0	-3.9	g	10	2	0.9	0.0
h	2	1	-2707.7	-23.0	h	10	2	-0.1	0.0
g	2	2	1668.6	2.7	g	10	3	-1.1	0.0
h	2	2	-575.4	-12.9	h	10	3	4.7	0.0
g	3	0	1339.7	1.3	g	10	4	-0.2	0.0
g	3	1	-2326.3	-3.9	h	10	4	4.4	0.0
h	3	1	-160.5	8.6	g	10	5	2.5	0.0
g	3	2	1231.7	-2.9	h	10	5	-7.2	0.0
h	3	2	251.7	-2.9	g	10	6	-0.3	0.0
g	3	3	634.2	-8.1	h	10	6	-1.0	0.0
h	3	3	-536.8	-2.1	g	10	7	2.2	0.0
g	4	0	912.6	-1.4	h	10	7	-4.0	0.0
g	4	1	809.0	2.0	g	10	8	3.1	0.0
h	4	1	286.4	0.4	h	10	8	-2.0	0.0
g	4	2	166.6	-8.9	g	10	9	-1.0	0.0
h	4	2	-211.2	3.2	h	10	9	-2.0	0.0
g	4	3	-357.1	4.4	g	10	10	-2.8	0.0
h	4	3	164.4	3.6	h	10	10	-8.3	0.0
g	4	4	89.7	-2.3	g	11	0	3.0	0.0
h	4	4	-309.2	-0.8	g	11	1	-1.5	0.0
g	5	0	-231.1	-0.5	h	11	1	0.1	0.0
g	5	1	357.2	0.5	g	11	2	-2.1	0.0
h	5	1	44.7	0.5	h	11	2	1.7	0.0
g	5	2	200.3	-1.5	g	11	3	1.6	0.0
h	5	2	188.9	1.5	h	11	3	-0.6	0.0
g	5	3	-141.2	-0.7	g	11	4	-0.5	0.0

h	5	3	-118.1	0.9	h	11	4	-1.8	0.0
g	5	4	-163.1	1.3	g	11	5	0.5	0.0
h	5	4	0.1	3.7	h	11	5	0.9	0.0
g	5	5	-7.7	1.4	g	11	6	-0.8	0.0
h	5	5	100.9	-0.6	h	11	6	-0.4	0.0
g	6	0	72.8	-0.3	g	11	7	0.4	0.0
g	6	1	68.6	-0.3	h	11	7	-2.5	0.0
h	6	1	-20.8	-0.1	g	11	8	1.8	0.0
g	6	2	76.0	-0.3	h	11	8	-1.3	0.0
h	6	2	44.2	-2.1	g	11	9	0.2	0.0
g	6	3	-141.4	1.9	h	11	9	-2.1	0.0
h	6	3	61.5	-0.4	g	11	10	0.8	0.0
g	6	4	-22.9	-1.6	h	11	10	-1.9	0.0
h	6	4	-66.3	-0.5	g	11	11	3.8	0.0
g	6	5	13.1	-0.2	h	11	11	-1.8	0.0
h	6	5	3.1	0.8	g	12	0	-2.1	0.0
g	6	6	-77.9	1.8	g	12	1	-0.2	0.0
h	6	6	54.9	0.5	h	12	1	-0.8	0.0
g	7	0	80.4	0.2	g	12	2	0.3	0.0
g	7	1	-75.0	-0.1	h	12	2	0.3	0.0
h	7	1	-57.8	0.6	g	12	3	1.0	0.0
g	7	2	-4.7	-0.6	h	12	3	2.2	0.0
h	7	2	-21.2	0.3	g	12	4	-0.7	0.0
g	7	3	45.3	1.4	h	12	4	-2.5	0.0
h	7	3	6.6	-0.2	g	12	5	0.9	0.0
g	7	4	14.0	0.3	h	12	5	0.5	0.0
h	7	4	24.9	-0.1	g	12	6	-0.1	0.0
g	7	5	10.4	0.1	h	12	6	0.6	0.0
h	7	5	7.0	-0.8	g	12	7	0.5	0.0
g	7	6	1.6	-0.8	h	12	7	0.0	0.0
h	7	6	-27.7	-0.3	g	12	8	-0.4	0.0
g	7	7	4.9	0.4	h	12	8	0.1	0.0
h	7	7	-3.4	0.2	g	12	9	-0.4	0.0
g	8	0	24.3	-0.1	h	12	9	0.3	0.0
g	8	1	8.2	0.1	g	12	10	0.2	0.0
h	8	1	10.9	0.0	h	12	10	-0.9	0.0
g	8	2	-14.5	-0.5	g	12	11	-0.8	0.0
h	8	2	-20.0	0.2	h	12	11	-0.2	0.0
g	8	3	-5.7	0.3	g	12	12	0.0	0.0
h	8	3	11.9	0.5	h	12	12	0.8	0.0
g	8	4	-19.3	-0.3	g	13	0	-0.2	0.0
h	8	4	-17.4	0.4	g	13	1	-0.9	0.0
g	8	5	11.6	0.3	h	13	1	-0.8	0.0
h	8	5	16.7	0.1	g	13	2	0.3	0.0
g	8	6	10.9	0.2	h	13	2	0.3	0.0
h	8	6	7.1	-0.1	g	13	3	0.4	0.0
g	8	7	-14.1	-0.5	h	13	3	1.7	0.0
h	8	7	-10.8	0.4	g	13	4	-0.4	0.0
g	8	8	-3.7	0.2	h	13	4	-0.6	0.0

h	8	8	1.7	0.4	g	13	5	1.1	0.0
g	9	0	5.4	0.0	h	13	5	-1.2	0.0
g	9	1	9.4	0.0	g	13	6	-0.3	0.0
h	9	1	-20.5	0.0	h	13	6	-0.1	0.0
g	9	2	3.4	0.0	g	13	7	0.8	0.0
h	9	2	11.6	0.0	h	13	7	0.5	0.0
g	9	3	-5.3	0.0	g	13	8	-0.2	0.0
h	9	3	12.8	0.0	h	13	8	0.1	0.0
g	9	4	3.1	0.0	g	13	9	0.4	0.0
h	9	4	-7.2	0.0	h	13	9	0.5	0.0
g	9	5	-12.4	0.0	g	13	10	0.0	0.0
h	9	5	-7.4	0.0	h	13	10	0.4	0.0
g	9	6	-0.8	0.0	g	13	11	0.4	0.0
h	9	6	8.0	0.0	h	13	11	-0.2	0.0
g	9	7	8.4	0.0	g	13	12	-0.3	0.0
h	9	7	2.2	0.0	h	13	12	-0.5	0.0
g	9	8	-8.4	0.0	g	13	13	-0.3	0.0
h	9	8	-6.1	0.0	h	13	13	-0.8	0.0
g	9	9	-10.1	0.0					

二、球谐系数的分析

地球磁场以球谐级数展开，形式上是一种数学分析的方法。近期通过大量地磁测量资料的球谐分析研究，很多研究者认为球谐级数的每一项都有一定的物理意义。据地磁场的构成可知其偶极子场是地球磁场的主要成分；对地心偶极子磁场，可直接由球谐分析据 n=1 时导出，也可由磁偶极子磁位求得。

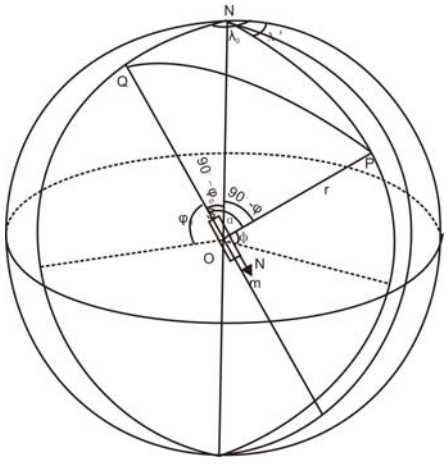


图 1-2-2　均匀磁化球体磁轴与地理轴示意图

设地球磁场为均匀磁化球体，相当于地心处有一偶极子。若磁轴与地理轴之间有一夹角，磁轴延长线交于球面 Q 点，其地理经纬度分别为 λ_0 及 φ_0。球面上观测点 P 的地理坐标为 λ 及 φ，见图 1-2-2。这时均匀磁化球体在 P 点的偶极子磁位为

$$U = -\frac{m}{4\pi r^2}\cos\alpha \qquad (1\text{-}2\text{-}6)$$

式中：α 角为磁轴 OQ 与矢径 OP 之间夹角，若代人的 α 角为球体磁矩 m 方向与 OP 之间夹角．则上式无负号。由球面三角形 PQN 求得以余纬度($\theta = 90° - \varphi, \theta_0 = 90° - \varphi_0$)表示的 α 角，即：

$\cos\alpha = \cos\theta\cos\theta_0 + \sin\theta\sin\theta_0\cos(\lambda - \lambda_0)$ 又根据球体磁矩 m 在三个坐标轴上的投影，若引入下列符号：

$$g_1^0 = \frac{\mu_0 m}{4\pi R^3}\cos\theta_0,\ g_1^1 = \frac{\mu_0 m}{4\pi R^3}\sin\theta_0\cos\lambda_0,\ h_1^1 = \frac{\mu_0 m}{4\pi R^3}\sin\theta_0\sin\lambda_0 \qquad (1\text{-}2\text{-}7)$$

将 $\cos\alpha$ 和式(1-2-7)代入式(1-2-6)，则 P 点磁位为：

$$U=-\frac{R^3}{\mu_0 r^2}\left[g_1^0\cos\theta+g_1^1\sin\theta\cos\lambda+h_1^1\sin\theta\cos\lambda\right] \qquad (1\text{-}2\text{-}8)$$

由式(1-2-8)可求得均匀磁化球体磁轴与地理轴不一致时偶极子磁场三分量。它与利用式（1-2-4）当$n=1$时导出的结果是一致的。

当磁轴与地理旋转轴重合时，由图 1-2-2 可知$\varphi_0=90°$，所以有$g_1^1=0$，$h_1^1=0$。这时地心偶极子磁场三分量可用地理纬度表示(与经度无关)。故有：

$$X=H=g_1^0\sin\theta=\frac{\mu_0 m}{4\pi R^3}\cos\varphi\text{，Y=0} \qquad (1\text{-}2\text{-}9)$$

$$Z=2g_1^0\cos\theta=\frac{2\mu_0 m}{4\pi R^3}\sin\varphi\text{，}\ tan I=\frac{Z}{H}=2tan\varphi \qquad (1\text{-}2\text{-}10)$$

所以，在赤道($\varphi=0°$):

$$X=H=\frac{\mu_0 m}{4\pi R^3}\text{，Z=0} \qquad (1\text{-}2\text{-}11)$$

在两极($\varphi=\pm 90°$)：

$$X=H=0\text{，}\ Z=\pm\frac{2\mu_0 m}{4\pi R^3} \qquad (1\text{-}2\text{-}12)$$

可见，在两极处垂直场强是赤道处水平场强的两倍，此特征与前述地球磁场随地理分布的基本特征是一致的。从球谐系数(表 1-2-2)可以看到g_1^0和h_1^1系数值也是最大，这也说明地磁场中偶极子场占绝对优势地位，这与地磁场的构成也是一致的。所以，当$n=1$时偶极子场的假设是正确的；可将地球磁场视为一级近似的均匀磁化球体偶极子场。

由式（1-2-7）还可利用球谐系数近似计算磁偶极子磁矩和地磁两极的坐标(λ_0,θ_0)。若已知磁北极地理坐标(λ_0,φ_0)时，还可通过下式实现某点的地理坐标(λ,φ)与该点地磁坐标(λ_m,φ_m)的转换。

$$\sin\varphi_m=\sin\varphi\sin\varphi_0+\cos\varphi\cos\varphi_0\cos\left(\lambda-\lambda_0\right)$$

$$\sin\lambda_m=\cos\varphi\sin\left(\lambda-\lambda_0\right)/\cos\varphi_m \qquad (1\text{-}2\text{-}13)$$

球谐级数的二阶和三阶项分别表示四极子和八极子在球内分布，可用来解释地磁场分布不对称性等特征。有人认为$n=13$是地核场和地壳场的分界点，n≤13 的项表示地核场，$n>13$表示地壳场。目前一般取至$n=m=10$。因此，采用 IGRF 进行正常场校正时有可能有不足。另外从不同年代球谐系数的变化，也说明地磁场不是恒定的；而是随时间变化有着缓慢的长期变化之特征。

三、地磁场的正常梯度

有了地磁场高斯球谐表达式，还可以直接由式（1-2-3）导出地磁场三分量相对于球坐

标的正常梯度场，以垂直分量为例有：$\frac{\partial Z}{\partial r}$、$\frac{1}{r}\frac{\partial Z}{\partial \theta}$及$\frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial Z}{\partial \lambda}$。并由已知球谐系数和该点坐标求得梯度值。

对地心偶极子的正常梯度场，则有：

沿子午线方向的梯度场

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial H}{\partial x}=\frac{\partial H}{R\partial\varphi}=\frac{-\mu_0 m}{4\pi R^4}\sin\varphi=-\frac{Z}{2R}\\
&\frac{\partial Z}{\partial x}=\frac{\partial H}{R\partial\varphi}=\frac{2\mu_0 m}{4\pi R^4}\cos\varphi=\frac{2H}{R}\\
&\frac{\partial T}{\partial x}=\frac{\partial T}{R\partial\varphi}=\frac{\mu_0 m}{4\pi R^4}3\sin\varphi\cos\varphi/(1+3\sin^2\varphi)^{1/2}=-\frac{3ZH}{2RT}
\end{aligned}\qquad (1\text{-}2\text{-}14)$$

沿高度方向的梯度场

$$\begin{aligned}
&\left.\frac{\partial H}{\partial r}\right|_{r=R}=-\frac{3\mu_0 m}{4\pi R^4}\cos\varphi=-\frac{3H}{R}\\
&\left.\frac{\partial Z}{\partial r}\right|_{r=R}=-\frac{6\mu_0 m}{4\pi R^4}\sin\varphi=-\frac{3Z}{R}\\
&\frac{\partial T}{\partial r}=\frac{-3\mu_0 m}{4\pi R^4}(1+3\sin^2\varphi)^{1/2}=-\frac{3T}{R}
\end{aligned}\qquad (1\text{-}2\text{-}15)$$

式中μ_0是真空磁导率（$\mu_0=4\pi\times10^{-7}$H/m）。

例如，武汉地区某年的垂直强度Z=34350nT，水平强度H=34800 nT，取R=6371km，则其梯度值为

$$\frac{\partial T}{R\partial\varphi}=\frac{\partial T}{\partial x}=5.76\text{nT/km}$$

$$\frac{\partial T}{\partial r}=-23.02\text{nT/km}$$

就是说，在武汉地区，当高度升高 1km 时，T 值减小 23.02nT；向北方向移动 1km 时，T 值增加 5.76nT。高差 30m，地磁场垂直变化可达 0.69 nT；高度改正从总基点高程起算，约每 43m 高度改正 1nT，比总基点高 43m 加 1 nT，比总基点低 43m 减 1 nT。

由上述分析可知，正常梯度值是随着地理坐标及高度变化而变化的。因而，在较大面积进行地面或航空高精度磁测时，必须消除随地理坐标及高度变化的影响，这种影响的校正称为正常梯度校正。值得一提的是，当利用国际地磁参考场（IGRF）做完了正常场改正就不必再做水平梯度改正（或称纬度改正）。

第三节 变化磁场

叠加在地球基本磁场上的变化场，指的是随时间变化而变化的磁场，从它们的特征和成因来说，总体可以分为两大类型：一类是地球内部场源缓慢变化的长期变化场，另一类主要起因于地球外部场源的短期变化场。现简介如下：

一、地磁场的长期变化

地磁场长期变化总的特征是随时间变化缓慢，周期长。一般变化周期为几年、几十年，有的更长。对地磁场的长期变化，主要是通过世界各地的地磁台长期的、连续的观测数据取其平均来进行研究的，但因从事这方面测量的历史较短、分布范围有限，对更长周期变化场的研究有较大限制，故必须提出相应的间接研究方法，如：考古地磁及古地磁等，可追索得到古代地磁场的长期变化场的许多重要资料。

通过垂直强度等年变率图分析，可清晰地看到等变线均围绕着所谓长期变化中心展布，变化中心有的达到正极值为正区，也有的为负区。各等变线图与一般地磁要素图很少有相似之处，而与非偶极子场等值线图却有着更多共同特点，这说明偶极子场的变化对长期变化的贡献小，而长期变化与非偶极子场的变化有更密切的关系；另一个特点是地球磁场的向西漂移，不仅是长期变化中心向西位移，而且数值也在变化，这些现象与大陆异常中心向西迁移也非常相象，并且地磁偏角和倾角的长期变化也是十分明显的。如图 1-3-1，在伦敦的磁偏角和倾角长期变化图中清楚地见到 1600 年~1700 年的一百年间磁偏角自$9°E$ 一直向西偏移到$-4°W$，共向西移了$13°$,倾角约增大$2°$。在后一百年间磁偏角继续向西偏移，但倾角减小。图中还明显看到这种长期变化的周期性，据统计，向西漂移的周期为 600 年，每年约以经度$0.18°$的速度西移。磁场强度数值变化周期为 60 年，第三个特点是地球磁矩的衰减变化，1835 年高斯计算磁矩值为 $8.5\times10^{22}A\cdot m^2$，而 1960 年算得 $8.0\times10^{22}A\cdot m^2$，在此期间地球磁矩几乎每年以 0.05%的速率递减，预计 2000 年以后，地球磁矩将变得很小。这种现象揭示了地球磁极倒转的征兆。从古地磁研究中发现，在地质历史年代中，地球磁极已多次发生倒转现象。地球磁矩变化具有明显波动形式的特点，可以分出很多周期，而 7～8 千年是磁矩最基本的变化周期。

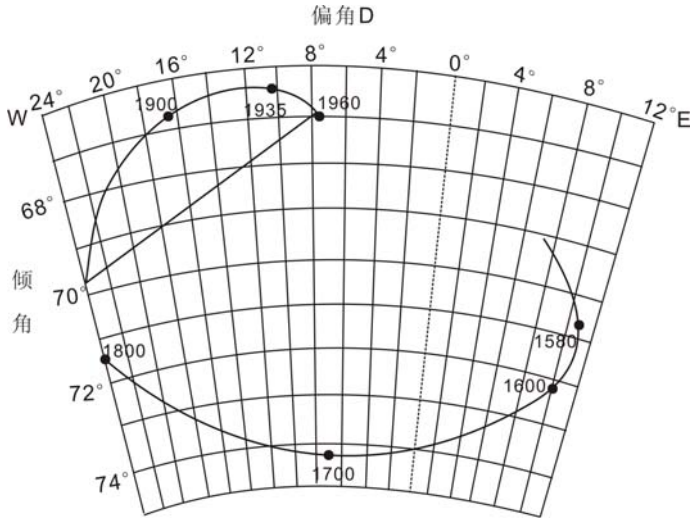


图 1-3-1 伦敦的磁偏角和磁倾角长期变化图

二、地磁场的短期变化

地球的变化磁场是指起源于地球外部并叠加在主磁场上的各种短期地磁变化。变化磁场可以分为两类：一类是连续出现的，比较有规律且有一定周期的变化；另一类是偶然发生的、短暂而复杂的变化。前者称为平静变化，来源于电离层内长期存在的电流体系的周期性改变。后者称为扰动变化，是由磁层结构、电离层中电流体系及太阳辐射等的变化引起。

（一）平静变化

平静变化又根据其变化周期和幅度等特征，分为太阳静日变化(S_q)和太阴日变化(L)两

种。由于后者变化幅度仅 1～2nT,又重叠在太阳静日变化之中，对磁法勘探影响甚微。故不单独考虑。

太阳静日变化是以一个太阳日 24 小时为周期的变化，称为地磁日变。它的变化是依赖于地方太阳时。其基本特点是:各个地磁要素的周日变化是逐日不停地在进行，其中振幅易变、相位几乎不变。白天(6：00～18：00)磁场变化较大，夜间较平静。夏季的变化幅度最大、冬季的幅度最小、春秋季节居中。日变的平均幅度为 n～n×10nT，见图 1-3-2。太阳静日变化另一特点是它与该日的地磁活动性有关，受太阳黑子活动周期性的影响。经统计可选出一个月中有最大和最小干扰各五天，这几天内世界各地磁台测得的周日变化，分别称为国际扰日变化(S_d)和静日变化(S_q)，其它称为一般日变化。扰日变化和静日变化有显著区别，尤其是垂直分量的曲线形态及变幅均有明显差异；利用世界各地磁台的国际静日变化(S_q)记录的统计平均资料，可以得出地球表面不同点上的 S_q 变化特征。在同一磁纬度上，它们的变化几乎从形态到幅值均很相似。而在同一经度不同纬度上则变化的差异很大。由图 1-3-3 清楚地看到不同纬度上春秋分三分量静日变化的特点。Z 分量的 S_q（Z）曲线的基本特征是在中午前后有一明显的极值；变幅在磁纬度 $\varphi_m=\pm30°$ 附近最大，向两极或赤道变幅均逐渐减小；赤道附近近于零，曲线有明显的相位反转，北半球为负极值、南半球为正极值，东向分量 S_q(Y)在早晨和中午各有符号相反的两个极值；在 ±30° 附近变幅最大，赤道附近近于零；在南、北半球的曲线有明显的相位反转。北向分量 S_q(X)曲线在午前有一更明显的极值，在赤道附近变幅最大，甚至可达 200nT；而在 ±30° 附近最小，近于零，曲线也有明显的相位反转。

中国地区静日变化随磁纬度分布的基本特征与世界的 S_q 变化在北半球中低纬度区的特征相似。

静日变化有自己的场源，高空电离层中的涡旋电流体系很可能就是其场源。因为在太阳的紫外线辐射下，100～120km 高度上高空大气层内要发生极其复杂的物理化学过程，其中包括电离作用，形成电离层，位于向日半球处的电子、离子浓度一定远远大于背日半球处的浓度，也就是白天浓度大于夜间；电离层和地球大气在太阳的热力作用下形成大气环流动，在日、月引力作用下形成大气潮汐运动；这些运动均是在地球磁场中进行的，而电离层又是良导体，为此，必然产生感应电流，形成电流体系。通过对该电流体系的计算以及观测分析，南北半球在春秋有四个涡旋电流体系，两个在北半球，另两个在南半球，且两个强的涡旋电流位于向日半球，两个弱的位于背日半球，它们的中心位置位于 ±30° 磁纬度附近；约在地方时 11 时出现极值，它们相对于太阳的位置是不变的；而在地球上的某点由于随地球自转，则它相对于这个电流体系在旋转，所以在一天之内在此点可将这些电流体系所引起的全部磁场变化记录一下来。

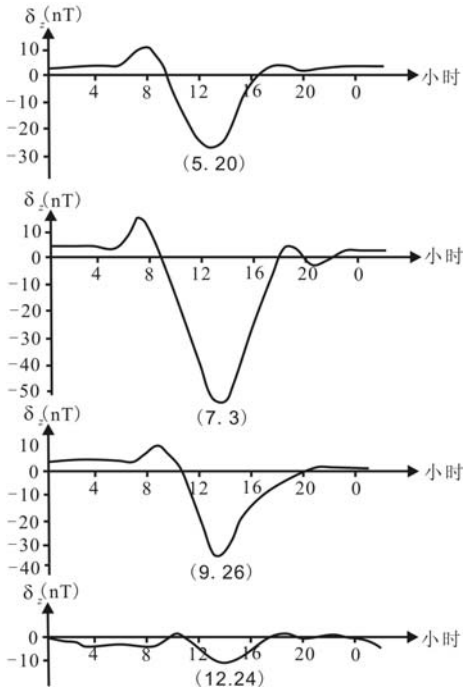


图 1-3-2 我国南方城市不同季节 Z 日变曲线

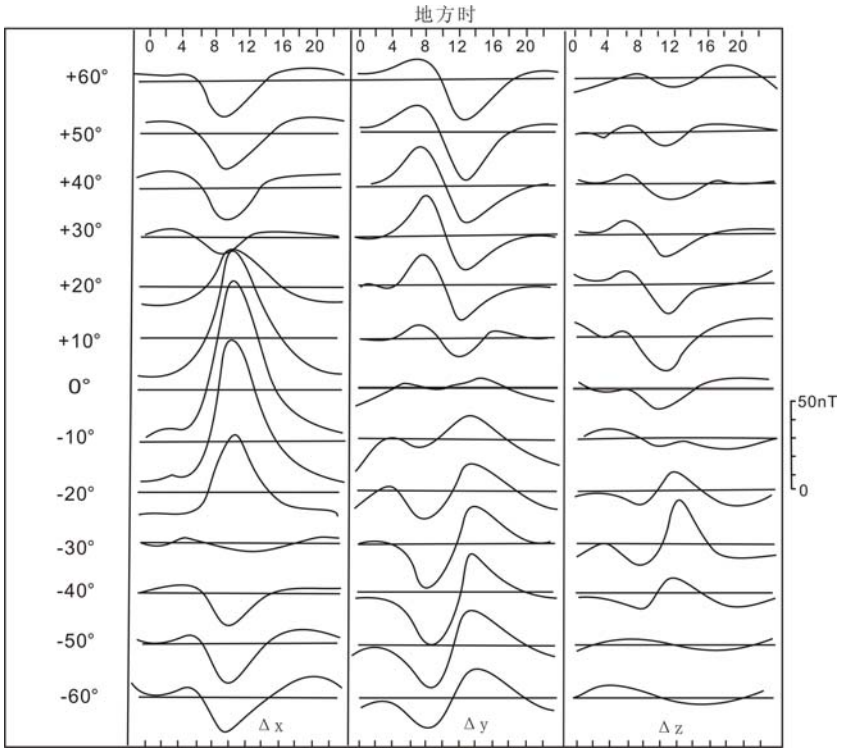


图 1-3-3　地磁要素 X、Y、Z 在不同纬度上春秋分静日变化曲线

（二）扰动变化

地磁场的扰动变化是叠加在平静变化场水平上的地磁扰动，变化幅度可小于 1nT 或到 n×10^3nT，持续时间可小于 1 秒到几天不等，而且相互重叠。地磁扰动可分为两类：一类为无明显周期，变化幅度范围较大的地磁扰动。按其物理机制又可分成六种，其中磁暴往往遍及全球，另一类为变化幅度很小，具有准周期结构特征的地磁脉动，同样它也可进一步分类。与磁法勘探关联更密切的是磁暴和地磁脉动，现简介如下。

1、磁暴

磁暴是一种强烈的地磁扰动。从赤道到极区均可观察到磁暴现象，而且几乎是全球同时发生。发生时对地磁场水平分量的强度影响特别显著，而对垂直分量影响相对小些。因此，通常研究磁暴的形态和特征是通过水平分量强度变化来进行的。

磁暴按其始发时间通常可分为急始型(SC)和缓始型(GC)两种。若按其变化强度可分为三级，即小磁暴、中强磁暴和强烈磁暴。磁暴强度有从低磁纬度到高磁纬度逐渐变强的规律。就同一磁暴，其变幅在不同地磁纬度上也有所不同。一般中强磁暴可达数百纳特，持续时间可达数天。单个磁暴也可使水平分量强度增到几千纳特。在磁暴发生的过程中，H 分量的平均值(D_{ss})以一定形态变化，可分为三个相阶段，即磁暴始发时的初相段、主相段和结束时的恢复平静相段，这三个相段在任何全球性磁暴的发展过程中都可以观察到。图 1-3-4 为 1959 年 7 月 l4 日中国佘山地磁台观察的磁暴曲线，明显地可以见到此特征。

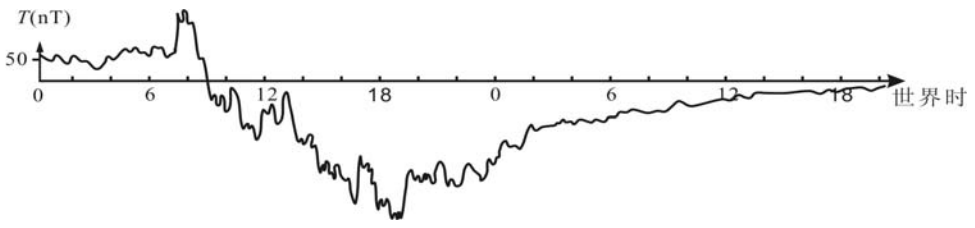


图 1-3-4　1959 年 7 月 14 日中国佘山地磁台磁暴曲线

一般认为磁暴发生与太阳黑子出现有关。因而，磁暴发生也有一定时间分布规律，太阳活动性愈强的年份磁暴发生频率愈高，最多一年可有 20～40 次。即使太阳活动性极小的年份也可有 5～20 次，且相当多的磁暴具有相隔 27 天左右重现的规律性，以及以 11 年为周期的特点。磁暴发生频率还与季节性有关，通常春秋磁暴多，冬夏较少。

2、地磁脉动

地磁脉动是一种地磁场的微扰变化，它具有准周期结构的特点，一般周期介于 $n\times10^{-1}$～$n\times10^{2}$s,频率范围从毫赫兹到数赫兹，振幅的变化范围为 $n\times10^{-1}$～$n\times10$ nT(在强扰动期间也可达数百纳特)。

地磁脉动可分为两大类型：一类是规则稳定连续型脉动，也称 Pc 型脉动，它具有准正弦波形和稳定状态的振动特点。脉动周期范围一般为 0.2～1000s ,这类脉动持续时间可达数小时。根据其周期及形态特征和脉动物理性质不同，再可划分成六种类型。地磁脉动的周期与幅频曲线见图 1-3-5，主要反映了 Pc 型脉动从 Pc1—Pc6 各种类型的基本特点。另一类是不规则型的或衰减型的振动系列，记为 Pi 型。它也可再分为三种类型。这类微扰形态虽为不规则型，但类似于阻尼振荡之特点，在振动中振幅是逐步衰减的，持续时间为几分到几十分钟。图 1-3-6 为典型的 Pi2 型衰减振动系列。

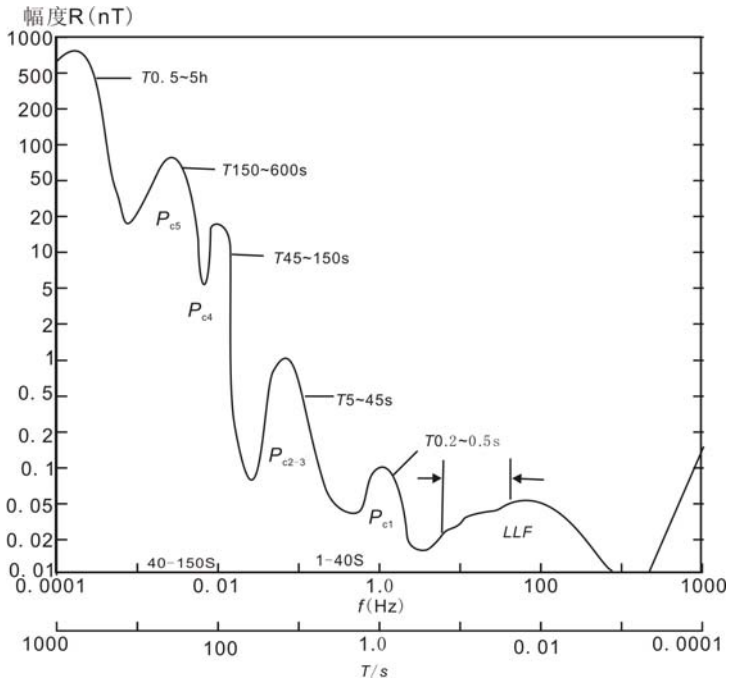


图 1-3-5 地磁脉动的周期与幅频曲线

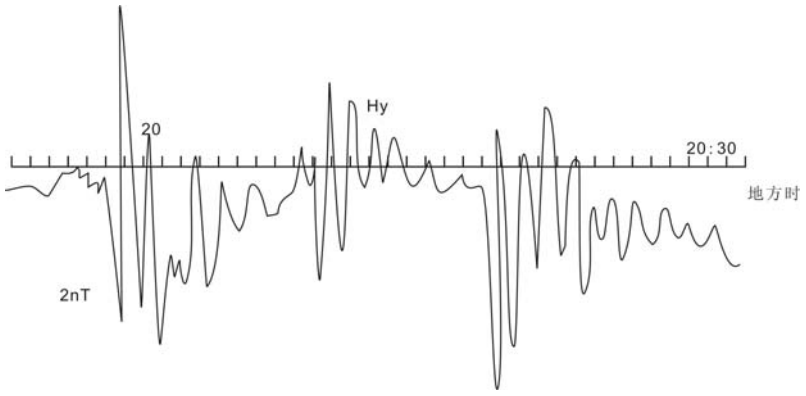


图 1-3-6 巴罗克地磁台记录的 Pi2 型脉动(1961.3.29)

通过本节讨论可知，地球变化磁场与磁法勘探是十分密切关联的。例如利用不同年代的航磁资料进行编图时，应该考虑到地磁场的长期变化的特点，需在不同年代的时间统调的基础上进行。

在高精度磁测中，地磁周日变化是一种严重干扰场，一般在地面磁测、航空磁测过程中设有专用仪器进行地磁日变观测，以便进行相应的校正，称为日变改正。但在海上磁测时，这是一个困难的问题，如近海测量，虽然可建立日变站进行观测校正，但由于海岸效应等因素会影响其精度。若为远洋磁测，就根本无法建立日变站。因此，人们采用一些措施，如海洋梯度测量方法来消除日变的影响，或在海上投放磁力仪进行自动观测记录日变。

在磁暴和强磁扰期间，应该停止野外磁测工作，避免那些严重的地磁扰动叠加在地质体异常之上。

短期变化场也有对磁法勘探工作有利之处，如地磁脉动微扰是一种更短周期的电磁波，它在具有高电导率的地壳层中可能是产生感应大地电流电磁场的天然场源，作为磁测的激发场。故有可能利用它来区分矿与非矿异常，且测量其大地电流可以确定地壳层的电导率及其厚度等，以解决某些地质、地球物理问题。

习　题

1.解释下列名词:地磁要素，国际地磁参考场 IGRF，通化，地磁图。

2.试述地磁场随空间、时间变化的基本特征？

3.磁偏角在全球有几处为不定值？为什么？

4.绘图表示一个通过重心绕水平轴自由转动的磁针，其水平轴分别平行于磁子午面、垂直于磁子午面，由地磁南极向北极移动时，磁针的静止状态。

5.简述球谐系数的物理意义。

6.如何定义正常磁场和磁异常？

7.地磁场随空间、时间变化的特征，对磁法勘探工作的意义何在？

发展趋势与参考文献

地磁场与地球的起源是地球科学尚未解决的一个重要问题;利用地磁场进行卫星导航与利用地磁图进行潜艇导航是近年地磁场的新应用领域;我国磁法勘探中已经广泛采用国际地磁参考场（IGRF）进行正常地磁场改正；根据我国台站的磁场观测资料，我国已建立了地区性的地磁场模型（CGRF）并得到应用。

参考文献

1． 谭承泽，郭绍雍等：磁法勘探教程，地质出版社，1984

2． 管志宁 地磁场与磁力勘探，地质出版社，2005

3． 罗孝宽，郭绍雍等：应用地球物理教程—重力 磁法，地质出版社，1991

4． 武汉地质学院、成都地质学院、河北地质学院、合肥工大合编：应用地球物理学—磁法教程，地质出版社，1980

5． 张胜业，潘玉玲 应用地球物理原理，中国地质大学出版社，2004

6． 长春地质学院磁法教研室：磁法勘探，地质出版社，1979

7． 董焕成 磁法勘探教程，地质出版社，1993

8． 申宁华，管志宁，磁法勘探问题，地质出版社，1985

9． Б.М.扬诺夫斯基（刘洪学，周烑秀译），地质出版社，1982

10．R.T.梅里尔，地球磁场—它的历史、起源以及其它行星的磁场，中国科学技术出版社，1986

11．IGRF2010 网站 http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html