

● 彭朝晖 张家奇 楚福录 等编著

铁矿采空区 地球物理勘查

TIEKUANG CAIKONGQU DIQIU WULI KANCHU



地质出版社

铁矿采空区地球物理勘探

彭朝晖 张家奇 楚福录 李丽萍 肖金平
李卫东 郭有平 刘爱平 谢向文 郭继颂
李世雄 张广洪 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

全书分为两篇四章。第一篇简明介绍了铁矿采空区地球物理勘查——磁法勘探、电法勘探中的直流电阻率法、激发极化法、瞬变电磁法等方法的原理、工作方法技术。第二篇为两个铁矿采空区综合物探勘查实例，一是冀东地区沉积变质型铁矿采空区，二是邯邢地区接触交代型（夕卡岩型）铁矿采空区，详细介绍了勘查中综合物探方法的技术组合及应用效果。

本书可供应用地球物理工作者参考。

图书在版编目（CIP）数据

铁矿采空区地球物理勘探/彭朝晖等著. —北京：地质出版社，2007. 8

ISBN 978 - 7 - 116 - 05337 - 3

I. 铁... II. 彭... III. 铁矿床—地球物理勘探 IV. P618.310.8

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2007）第 085520 号

责任编辑：李 莉 高红伟

责任校对：李 玫

出版发行：地质出版社

社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083

电 话：(010) 82324508（邮购部）；(010) 82324573（编辑室）

网 址：<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱：zbs@gph.com.cn

传 真：(010) 82310759

印 刷：北京印刷学院实习工厂

开 本：787 mm × 1092 mm ¹/₁₆

印 张：9.75

字 数：218 千字

印 数：1—800 册

版 次：2007 年 8 月北京第 1 版·第 1 次印刷

定 价：23.00 元

书 号：ISBN 978 - 7 - 116 - 05337 - 3

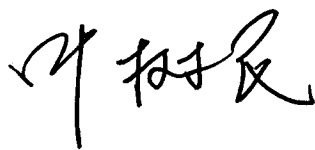
（如对本书有建议或意见，敬请致电本社；如本书有印装问题，本社负责调换）

序

地质灾害的调查和评价与国民经济的发展息息相关。人类采矿活动而形成的采空区所引发的地面沉降、塌陷及地裂缝等灾害日渐增多，人为诱发的地质灾害已日趋严重，它不但造成人员伤亡和财产损失，而且还制约矿山的发展。因而对各类矿山采空区的勘查，是保证人民生命财产不受损失，造福子孙后代的一项重要工作。

地球物理勘探方法在勘查滑坡、岩溶塌陷、地裂缝、地面下沉、采空区、陷落柱、煤层自燃、土地盐碱化和堤坝隐患等地质灾害方面可以发挥巨大的作用。为了解决矿山采空区所造成的安全隐患，在煤矿采空区，从20世纪60年代就开展了地球物理勘探方法的试验性工作，首先是电法勘查相继在全国各煤矿采空区上的应用，目前对采空区勘查常用的方法有电法（电测深法、电剖面法、充电法）、磁法、自然电场法等。到20世纪90年代逐渐将高密度电法、瞬变电磁法等用于采空区的勘查，效果十分明显。

本书主要叙述了利用综合地球物理勘探方法在铁矿采空区勘查方面的应用，它的编辑出版希望引起同行对此问题的关注，共同推动在这一领域内的勘查地球物理方法技术的发展。本书的上篇简明介绍了磁法勘探、电法勘探中的直流电阻率法、激发极化法、瞬变电磁法等的基本原理、工作方法技术及其应用；下篇是应用实例，其一是在河北省东部地区沉积变质型铁矿采空区综合物探方法的应用，其二是在河北省邯邢地区沙河市西郝庄接触交代型铁矿采空区综合物探方法的应用，其应用效果十分明显。目前在铁矿采空区的勘查中，运用综合物探方法还鲜有报道，在河北省亦是首次，表明在铁矿采空区的地球物理勘查刚刚起步，而许多固体矿产矿山采空区的勘查工作还是空白，硃老山空，此项工作亟待开展。因此，本书的出版，应能引起方方面面的重视，进而加强该项工作，使之充实，完善，促进其发展是我们共同的心愿。



2007年2月15日

前 言

地质灾害是严重危害人民生命财产安全和制约社会经济可持续发展的自然灾害之一，它是一种自然地质现象，同时也可由人为工程活动诱发、加剧危害的一种灾害。据统计资料显示，全国因地质灾害造成的损失每年高达数百亿元，有700多个县（市）、数万个村庄面临严重威胁，每年发生地质灾害达十余万次，其中人为诱发的地质灾害已经占到地质灾害总数的50%。因人类采矿活动形成的采空区引起的地面沉降、塌陷和地裂缝等灾害则是地质灾害表现形式之一，这些灾害事故不但造成了极大的财产损失，而且可能造成了人员伤亡。这一现象已引起了各地政府的高度重视，如河北省政府在2006年初就作出决定，针对全省矿山采空区存在的安全隐患，开展拉网式排查。

因此，必须加强对各类矿山采空区的勘查工作，查清其分布状况，评价其危险程度，采取有效措施进行治理，减小因采空区引起的地质灾害造成的各项损失。

在采空区的勘查工作中，作为基本技术手段的地球物理勘探方法技术具有显著技术优势和重要作用，可加快采空区勘查速度，提高勘查精度，成为勘查工作中不可缺少的重要手段。针对不同矿种、不同规模、不同深度的采空区，可选择适宜的地球物理勘探方法组合，如电法、磁法、地震等方法，综合分析其地球物理场的变化特征，总结异常规律，对采空区进行平面和空间定位，一般均能达到勘查目的要求。

近几年，河北省地球物理勘查院采用综合地球物理勘探方法针对铁矿采空区做了一些研究和生产工作，并取得了一些成果。我们编写本书的目的，主要是介绍铁矿采空区勘查中的一些物探方法原理及实际勘查应用情况，希望能够给同行一些借鉴。

全书分为四章，前言、第一章由彭朝晖编写，第二章由彭朝晖、张家奇、楚福录、李丽萍、肖金平编写，第三章由张家奇、楚福录、彭朝晖、李卫东、郭有平、刘爱平、李世雄编写，第四章由楚福录、彭朝晖、张家奇、谢向文、郭继颂、张广洪编写。全书由彭朝晖统稿。书中图件由彭朝晖、楚福录、李丽萍、肖金平绘制。

由于编者水平有限，错误在所难免，敬请批评指正。

作者

2007年1月10日

III

目 次

序 前 言

上篇 地球物理勘探方法技术

1 磁法勘探	(3)
1.1 磁法勘探的基本原理	(3)
1.1.1 地磁要素	(3)
1.1.2 磁偶极子场	(4)
1.1.3 变化磁场	(6)
1.1.4 地磁场的构成	(7)
1.1.5 磁异常的处理及解释	(8)
1.2 地面磁测的工作方法	(10)
1.2.1 测区、比例尺和测网的确定	(11)
1.2.2 磁测精度	(11)
1.2.3 基点、基点网的建立	(13)
1.2.4 日变观测	(13)
1.2.5 测线磁场观测	(13)
1.2.6 质量检查	(14)
1.2.7 观测结果的整理计算及图示	(14)
1.3 磁法勘探的应用	(15)
2 电法勘探	(16)
2.1 电阻率法	(16)
2.1.1 电阻率法的基本原理	(16)
2.1.2 电阻率剖面法的工作方法	(22)
2.1.3 电阻率测深法的工作方法	(24)
2.1.4 电阻率法的应用	(27)
2.2 高密度电阻率法	(27)
2.2.1 高密度电阻率法的基本原理	(27)
2.2.2 高密度电阻率法的工作方法	(38)
2.2.3 高密度电阻率法的应用	(38)
2.3 激发极化法	(40)

2.3.1 岩、矿石的激发极化性质	(40)
2.3.2 野外工作方法与技术	(51)
2.3.3 激发极化法的应用	(64)
2.4 瞬变电磁法	(65)
2.4.1 瞬变电磁法的基本原理	(65)
2.4.2 瞬变电磁法的工作方法	(71)
2.4.3 瞬变电磁法的应用	(74)

下篇 勘探实例

3 冀东铁矿采空区的勘测	(75)
3.1 探测目的及内容	(75)
3.2 工区位置及地质特征	(75)
3.2.1 交通位置及自然地理环境	(75)
3.2.2 地质特征	(76)
3.3 工区地球物理特征	(79)
3.3.1 磁性及磁场特征	(79)
3.3.2 电性特征	(79)
3.4 工作布置	(80)
3.5 野外工作方法与技术	(82)
3.5.1 测量工作	(82)
3.5.2 磁法工作	(83)
3.5.3 激电中梯工作	(84)
3.5.4 瞬变电磁工作	(85)
3.6 地质解释	(85)
3.6.1 南测区 (K9 + 900 ~ K13 + 000)	(86)
3.6.2 北测区 (K3 + 800 ~ K8 + 200)	(99)
3.7 采空区现状及未来发展趋势预测	(111)
3.7.1 采空区现状	(111)
3.7.2 发展趋势	(112)
3.8 地下采空区治理方案建议	(113)
3.8.1 注浆法	(113)
3.8.2 回填法	(114)
3.8.3 桥跨法	(115)
3.8.4 治理费用	(115)
4 沙河市西郝庄铁矿采空区的勘测	(116)
4.1 探测目的及内容	(116)
4.2 工区位置及地质特征	(116)

4.2.1	交通位置及自然地理环境	(116)
4.2.2	地质特征	(119)
4.3	工区地球物理特征	(124)
4.3.1	岩、矿石的磁性特征	(124)
4.3.2	地层(岩石)电性特征	(125)
4.3.3	渗透电场	(125)
4.4	工作方法与技术	(126)
4.4.1	测地工作	(126)
4.4.2	直流电阻率测深法	(126)
4.4.3	高密度电阻率法	(126)
4.4.4	瞬变电磁法(TEM)	(126)
4.4.5	自然电场法	(127)
4.5	地质解释	(127)
4.5.1	Ⅵ号矿体	(128)
4.5.2	Ⅸ矿体	(133)
4.5.3	Ⅶ矿体	(133)
4.5.4	X矿体	(136)
4.5.5	Ⅷ矿体	(137)
4.6	结论与建议	(140)
4.6.1	结论	(140)
4.6.2	建议	(140)
参考文献		(142)
图 版		

上篇 地球物理勘探方法技术

地球物理勘探简称“物探”，即用地球物理原理研究地质构造和解决矿产勘查中的问题方法。它是以各种岩石和矿石的密度、磁性、电性、弹性、放射性等物理性质的差异为研究基础，用不同的地球物理方法和地球物理仪器，探测天然的或人工的地球物理场的变化，通过分析、研究所获得的地球物理资料，推断、解释地质构造和矿产分布情况。目前主要的地球物理勘探方法有：重力勘探、磁法勘探、电法勘探、地震勘探、放射性勘探、井中物探等。依据工作空间的不同，又可分为：地面地球物理、航空地球物理、海洋地球物理、井中地球物理勘探等。

重力勘探是地球物理勘探方法之一。是利用组成地壳的各种岩、矿体间的密度差异所引起的地表重力加速度值的变化而进行地质勘探的一种方法。它以牛顿万有引力定律为基础，只要勘探地质体与其周围岩体有一定的密度差异，就可以用精密的重力测量仪器（主要为重力仪和扭秤）测出重力异常。然后，结合工作区的地质和其他地球物理资料，对重力异常进行定性解释和定量解释，便可以推断覆盖层以下密度不同的地质体空间赋存状态，进而找到隐伏矿体和与其相关的地质构造等。

磁法勘探是常用的地球物理勘探方法之一。自然界的岩石和矿石具有不同磁性，可以产生各不相同的磁场，它使地球磁场在局部地区发生变化，形成相应的磁异常。利用仪器发现和研究这些磁异常，进而寻找磁性地质体和研究地质构造的方法称为磁法勘探。它包括地面、航空、海洋磁法勘探及井中磁测等。磁法勘探主要用来勘查与磁性有关的矿产（如铁矿和有铁磁性矿物伴生的铅锌矿、铜镍矿等）；配合基础地质调查进行地质填图；研究与油气有关的地质构造及大地构造等方面的问题。新中国成立以来，在我国大多数铁矿区、多金属矿区及油气田等都开展了大量的磁法勘探工作，取得了良好的地质效果。磁法勘探也是基本地球物理勘探手段，已经纳入全国范围内的系统测量计划，并已基本覆盖了全国重要地区。

电法勘探是根据岩石和矿石电学性质（如导电性、电化学反应性、电磁感应特性和介电性等）差异来找矿和研究地质构造的一种地球物理勘探方法。它是通过仪器观测人工的、天然的电场或交变电磁场，分析、解释这些场的特点和规律达到找矿勘探的目的。电法勘探分为两大类。研究直流电场的，统称为直流电法，包括电阻率法、充电法、自然电场法和直流激发极化法等；研究交变电磁场的，统称为交流电法，包括交流激发极化法、电磁法、大地电磁法、无线电波透视法和微波法等。按工作场所的差别，电法勘探又分为地面电法、坑道和井中电法、航空电法、海洋电法等。电法勘探方法比起前面讲的重

力勘探方法和磁法勘探方法要多得多，按场的成因不同，可分为天然场法和人工场法两大类。天然场法包括大地电磁法、声频电磁法。

地震勘探是近代发展最快的地球物理勘探方法之一。它的原理是利用人工激发的地震波在弹性不同的地层内的传播规律来勘探地下的地质情况。在地面某处激发的地震波向地下传播时，遇到不同弹性的地层分界面就会产生反射波或折射波返回地面，用专门的仪器可记录这些波，分析所得记录的特点，如波的传播时间、振动形状等，通过专门的计算或仪器处理，能较准确地测定这些界面的深度和形态，判断地层的岩性。地震勘探是勘探含油气构造甚至直接找油的主要地球物理勘探方法，也可以用于勘探煤田、盐岩矿床、个别的层状金属矿床，以及解决水文地质工程地质等问题。近年来，应用天然震源的各种地震勘探方法也得到不断发展。

下面将应用于铁矿采空区勘探的主要地球物理勘探方法技术做一简单介绍。

1 磁法勘探

1.1 磁法勘探的基本原理

磁法勘探通过观测和分析由岩石、矿石或其他探测对象磁性差异所引起的磁异常，进而研究地质构造和矿产资源或其他探测对象分布规律的一种地球物理勘探方法。它研究的磁异常是指磁性体产生的磁场叠加在地球磁场之上而引起的地磁场畸变；它是一个空间矢量场，可以通过它在三个坐标轴的分量或正常地磁场方向的投影量来确定，也可进一步用各分量的垂向、水平梯度来表示。所以，磁异常是一个多参量磁场。磁异常的起因取决于地球磁场和岩（矿）石磁性，前者是外因，后者是内因，两者是磁法勘探的物理基础。用高精度磁力仪观测获得磁异常多参量信息是磁法勘探的一个重要环节。为了获得可靠的磁异常值，还需要正确的工作方式和消除各种干扰的改正方法，以确保所获得的磁异常是由地质因素引起。可靠的磁异常多参量数据是磁法勘探的信息基础。建立各种磁性体模型，采用数学解析或数值模拟方法计算其磁场多参量，分析研究其空间分布特征，从中总结出磁异常多参量场与磁性体之间的对应关系与规律，以便利用这些规律对磁异常进行磁性体的埋深、形状、产状、分布范围和性质做大致判别。另一方面，所建立的各种磁性体磁场多参量表达式为进一步定量分析磁性体几何参数与磁性参数提供理论基础。由于实际地质问题的复杂性、多样性，为了提取出与探测对象有关的信息，还需要对磁异常进行有针对性的消除非探测对象影响的处理与转换，在此基础上选择合适的定量反演磁性体参数的方法，并结合地质与其他地球物理方法对探测对象逐步逼近，做出合理的解释推断。

按其观测的空间位置不同，可分为地面、航空及海洋磁测。

1.1.1 地磁要素

地球周围存在着磁场，称为地磁场。根据测量结果，地磁场是一矢量场，并且在地球表面是不均匀的。在地球上某一点，悬挂一个磁针，悬丝通过磁针的重心，使磁针可以自由摆动；当磁针静止时，磁针的 S 极到 N 极的指向表示这一点地磁场的方向。地磁场的强度和方向依观测点的位置而定，并且随时间的变化而发生变化。研究地磁场的分布特征，首先要从数量上来表示某一点地磁场强度的大小和方向。设某一点地磁场的总强度为 T ，为了确定 T 的方位，习惯上以该点的地理子午线或地理北极作为参考方向。一般用 T 和 T 在直角坐标系的分量和方向角来表示地磁场的大小和方向。

直角坐标系的选取是以观测点 O 为坐标原点， x 轴指向地理正北， y 轴指向地理正东， z 轴垂直向下， xOy 所在的平面为水平面，如图 1.1 所示。 T 在 z 轴上的分量称为垂直分量，以 Z 表示，指向下为正，指向上为负。 T 在水平面上的分量称为水平分量，以 H 表示。 T 和水平面之间的夹角表示 T 的倾角，称为磁倾角，以 I 表示；当 T 向下倾时， I

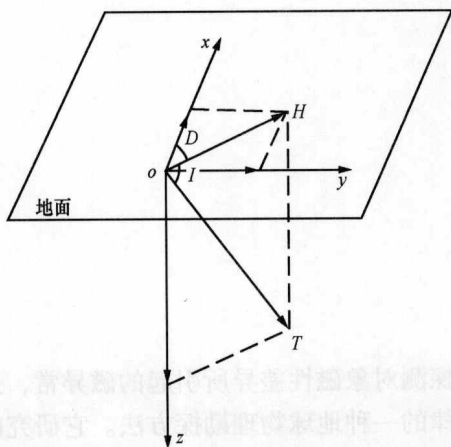


图 1.1 地磁要素图

为正, T 向上倾时, I 为负。 H 的指向为磁北方向, 磁北方向的延长线, 称为磁子午线。观测点的 H 的方位由磁子午线 (磁北) 和该点地理子午线 (地理北) 之间的夹角来确定, 这个夹角称为磁偏角, 以 D 表示。磁北自地理北向东偏, 磁偏角 D 为正; 反之, 向西偏时, D 为负。水平分量 H 在 x 和 y 轴上的分量, 分别称为北向分量和东向分量, 并分别以 X 和 Y 表示。 T 、 Z 、 H 、 I 、 D 、 X 、 Y 各量都是表示某点地磁场大小和方向特征的物理量, 称为地磁要素。其中, T 、 Z 、 H 、 I 都和球面上一点的特征方向——径向方向直接有关, 它们是地磁场的固有物理量; D 、 X 、 Y 是在所选择的坐标系中用以确定 H 的方位、表示 H

大小的必要的参考量, 一般称这三个量为地磁场的相对物理量。

7 个地磁要素之间的关系见式 (1.1):

$$\left. \begin{aligned} T^2 &= H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \\ Z &= T \sin I, \quad H = T \cos I \\ X &= H \cos D, \quad Y = H \sin D, \quad Z = H \tan I \end{aligned} \right\} \quad (1.1)$$

可见, 描述地磁场的特征需要已知三个独立要素, 如 X 、 Y 、 Z 或 H 、 D 、 I 或 T 、 D 、 I 等, 其他要素可按式 (1.1) 求得。在地磁学中常测定的是 H 、 D 和 I , 用它们来研究地磁场的分布特征。

1.1.2 磁偶极子场

地磁场相当于在地心存在一个磁偶极子所引起的磁场, 下面讨论地心偶极子场的表达式。如图 1.2 所示, m 和 $-m$ 表示磁偶极子正负磁荷量, $2l$ 表示它们之间的距离, P 表示相当远的任一空间点, 它与偶极子中心 O 以及两磁极间的距离分别为 r 、 r_1 和 r_2 , M 表示磁偶极子的磁矩, 其大小为 $M = 2ml$, 方向由 $-m$ 指向 m 。磁偶极子在 P 点的磁位 U 等于其正负两极分别在该点的磁位 U_{+m} 及 U_{-m} 之和, 磁偶极子在空间任一点的磁位可表示为

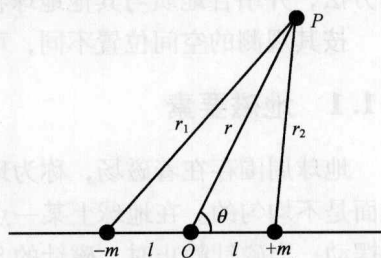


图 1.2 磁偶极子示意图

$$\begin{aligned} U_p &= U_{+m} + U_{-m} = m \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_1} \right) = \frac{m}{r - l \cos \theta} - \frac{m}{r + l \cos \theta} \\ &= \frac{2ml}{r^2} \cos \theta = \frac{M}{r^2} \cos \theta \end{aligned} \quad (1.2)$$

上式表示磁偶极子在空间某一点的磁位, 式中的 θ 表示偶极子磁矩的方向与径向 r 之间的夹角。地球被近似地视为均匀磁化球体, 它在地表任一点产生的磁场和置于球心的磁偶极子磁场相同。现在假设球心磁偶极子的磁轴和地轴重合, 南北两磁极和地理南北两极相重合, 如图 1.3 所示。

从图 1.3 中可见： $\theta = 90^\circ + \varphi$ ，角 φ 为 P 点的磁纬度（在目前的假设条件下， φ 也表示地理纬度）。再将式 (1.2) 中径向 r 代入地球半径 R ，从而可得地面上任一点的磁位：

$$U_P = -\frac{M}{R^2} \sin\varphi \quad (1.3)$$

设 T 为球心磁偶极子在 P 点的磁场的总强度，根据磁场和磁位的关系，有：

$$T = -\text{grad}U \quad (1.4)$$

若在地面上以 P 点为原点建立一个直角坐标系，取 x 轴向北、 y 轴向东、 z 轴由垂直向下，则可求出 T 沿坐标轴的三个分量：

$$X = -\frac{\partial U}{\partial x}, \quad Y = -\frac{\partial U}{\partial y}, \quad Z = -\frac{\partial U}{\partial z} \quad (1.5)$$

X 、 Y 、 Z 分别是 T 的北向分量、东向分量和垂直分量。由图 1.3 可见，直角坐标与球坐标变量有以下关系：

$$dx = r d\varphi; \quad dy = r \cos\varphi d\lambda; \quad dz = -dr \quad (1.6)$$

其中 λ 为 P 点的经度。由于假设磁轴与地轴重合，磁偶极子在 P 点产生的磁位与经度无关，仅决定于纬度，将式 (1.6) 代入式 (1.5)，则对球面上任一点 P 有 $Y=0$ ，其他分量为

$$\left. \begin{aligned} X = H &= -\frac{1}{R} \frac{\partial U}{\partial \varphi} = \frac{M}{R^3} \cos\varphi \\ Z &= -\left(-\frac{\partial U}{\partial r}\right) = \frac{2M}{R^3} \sin\varphi \end{aligned} \right\} \quad (1.7)$$

P 点的总磁场强度为

$$T = \sqrt{Z^2 + H^2} = \frac{M}{R^3} (1 + 3\sin^2\varphi)^{\frac{1}{2}} \quad (1.8)$$

P 点的磁倾角可表示为

$$\tan I = \frac{Z}{H} = 2\tan\varphi \quad (1.9)$$

式 (1.7)、(1.8)、(1.9) 是有实际应用意义的重要公式。通观这三式可见：一个均匀磁化球体表面上任一点的地磁要素大小都和这一点的纬度有密度关系。对以下特殊地区，可推得地磁要素值如下：

在两极处， $\varphi = \pm 90^\circ$ ； $Z = \pm \frac{2M}{R^3} = T$ ， $H = 0$ ， $I = \pm 90^\circ$ 。

在赤道处， $\varphi = 0^\circ$ ； $Z = 0$ ， $H = \frac{M}{R^3} = T$ ， $I = 0^\circ$ 。

由以上近似公式计算所得结果与地磁图所示或实际观测值大致符合。例如在两极处的磁场强度大约比在赤道区的磁场强度多一倍（在两极处总场强度约为 60 000 ~ 70 000 nT，在赤道区的总场强度为 30 000 ~ 40 000 nT）。因此，用均匀磁化球体的磁场（即偶极子的

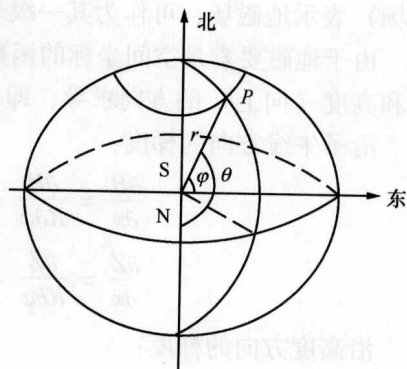


图 1.3 地球表面 P 点位置坐标示意图

磁场)表示地磁场,可作为其一级近似值。

由于地磁要素是空间坐标的函数,我们可以对式(1.7)的 H 和 Z 分别沿子午线的方向和高度(向上)的方向求导,即得 H 和 Z 沿这两方向上的梯度。

沿子午线方向的梯度:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial x} &= \frac{\partial H}{R \partial \varphi} = -\frac{M}{R^4} \sin \varphi = -\frac{H}{R} \tan \varphi = -\frac{Z}{2R} \\ \frac{\partial Z}{\partial x} &= \frac{\partial Z}{R \partial \varphi} = \frac{2M}{R^4} \cos \varphi = \frac{Z}{R} \cot \varphi = \frac{2H}{R} \end{aligned} \right\} \quad (1.10)$$

沿高度方向的梯度:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial R} &= -\frac{3M}{R^4} \sin \varphi = -\frac{3H}{R} \\ \frac{\partial Z}{\partial R} &= -\frac{6M}{R^4} \cos \varphi = -\frac{3Z}{R} \end{aligned} \right\} \quad (1.11)$$

可见,水平磁场与垂直磁场都随高度与纬度变化而发生变化,因此在做大面积磁测工作或者进行高精度磁测时,必须消除随纬度及高度变化的影响。校正这种影响的校正称为正常梯度改正或纬度改正。

1.1.3 变化磁场

地磁场除了随空间位置的变化而发生变化外,还会随时间变化而发生变化。地磁场随时间的变化总体上可以分为两大类,一类是主要因地球内部场源引起的缓慢的长期变化,另一类是主要来源于地球外部的场源引起的短期变化。

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、连续的观测数据取其平均值来进行研究的。研究表明,偶极子场的变化对长期变化的贡献小,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漂移,而且数值也在变化,并且地磁偏角和倾角的长期变化也是十分明显的。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。由于地磁场长期变化缓慢,在短期内变化幅度很小,可以不计,因而在磁法勘探中不予考虑。

地磁场的短期变化主要起因于固体地球外部的各种电流体系。按其变化特征也可以分为两类,一类是按一定的周期连续出现,变化平缓而有规律,称为平静变化;另一类是偶然发生、持续一定时间后就消失,是短期而复杂的变化,变化幅度可以很强烈,也有的很小,称之为扰动变化。平静变化包括太阳静日变化和太阳日变化。太阳静日变化是以一个太阳日24 h为周期,称为地磁日变。它的变化依赖于地方太阳时。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;白天时磁场变化较大,夜间较平静;夏季的变化幅度最大,冬季的变化幅度最小,春秋季节居中。由于地磁要素 T 、 Z 等的日变幅度一般达数十纳特,在磁法勘探工作中观测磁异常时会受到影响,因此,需根据日变曲线对观测结果进行校正,称为日变改正。太阳日变化是地球相对于月球自转一周的时间,由于其变化幅度仅1~2 nT,又重叠在太阳静日变化之中,在磁

法勘探工作中已将这种变化包括在日变之内而不单独考虑。

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 1 nT 或到 $n \times 10^3$ nT;持续时间可小于 1 s 或到几天不等;且相互重叠。地磁扰动可分为两类,一类为地磁场除每天连续出现周日变化外往往发生不规则的突然变化,叫做磁扰,磁扰的形态复杂,变化剧烈,强度大并遍及全球的磁扰称为磁暴。磁暴发生时,地磁场水平强度突然增加,垂直强度变化相对较小,磁偏角发生起伏变化,不仅变化小,也无规则形态。一般认为磁暴发生与太阳黑子出现有关。另一类为变化幅度很小,具有准周期结构特征的地磁脉动,一般周期介于 $n \times 10^{-1} \sim n \times 10^2$ s,频率范围从毫赫兹至数赫兹;振幅的变化范围为 $n \times 10^{-3} \sim n \times 10$ nT (在强扰动期间也可达数百纳特)。因此,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覆盖在地质体异常或探测目标体异常之上。

1.1.4 地磁场的构成

地磁场和地球中心存在一个磁偶极子所引起的磁场基本相似,但从地磁图上又可以看出各地磁要素在地面上的分布并不完全符合磁偶极子磁场,两者有差异。这种差异(地面各测点的地磁数据与地心存在磁偶极子所产生的磁场值之差),称为大陆磁场。

在地面上观测所得到的地磁场 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 T_s ;二是主要起因于固体地球外部变化磁场 δT 。因而,地磁场 T 可以表示为

$$T = T_s + \delta T \quad (1.12)$$

再将稳定磁场和变化磁场分解为起源于地球内、外的两部分,有:

$$T_s = T_{si} + T_{sc}, \quad \delta T = \delta T_i + \delta T_c \quad (1.13)$$

式中: 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, T_{sc} 是起源于地球外部的稳定磁场,仅占 1% 以下; δT_c 是变化磁场的外源场,约占变化磁场总量的 2/3; δT_i 是变化磁场的内源场,约占变化磁场总量的 1/3。一般情况下,变化场为稳定磁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:

$$T_{si} = T_0 + T_m + T_a \quad (1.14)$$

式中: T_0 为中心偶极子磁场, 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。其中 T_0 场几乎点 80% ~ 85%,故它代表了地磁场空间分布的主要特征。

内源稳定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 T_a 表示。其分布范围一般在数千米或数十千米者,称为局部异常 (T'_a),达数百千米或数千千米者,称为区域磁场 (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。对于磁法勘探来说,测定和研究地壳磁场,则是解决地质构造和矿产资源调查的一个重要研究对象。

综上所述,地球磁场的构成可用下式表示:

$$T = T_0 + T_m + T_{sc} + T'_a + T''_a + \delta T \quad (1.15)$$

而式中外源稳定磁场 T_{sc} ，因数量级很小，通常可被忽略。

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。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，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；有时要在磁性地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 T_a ，若直接测量 T_a 的大小和方向是比较困难的。实际工作中常测量 T_a 的分量，如垂直分量 Z_a 、水平分量 H_a 以及地磁场总强度的模量差 ΔT ，分别称为垂直磁异常、水平磁异常和总强度磁异常。为要测出异常值，一般采用相对测量和绝对测量两种方法。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 ΔT 可分别表示为

$$Z_a = Z - Z_0, H_{ax} = H_x - H_{0x}, H_{ay} = H_y - H_{0y}, \Delta T = T - T_0 \quad (1.16)$$

式中： 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。 ΔT 是 T 和 T_0 的模量差，而 T_a 是 T 和 T_0 的矢量差，特别应注意 ΔT 与 T_a 是不同的。不同的磁异常参量有不同的磁场特征，因此对磁异常要研究多参量解释方法。

1.1.5 磁异常的处理及解释

磁法勘探的根本任务是解决地质问题。即根据测得的磁异常来确定引起磁异常的磁性体几何参数（位置、形状、大小、产状）及磁性参数（磁化强度大小、方向）。根据静磁场理论，运用数学工具由已知磁性体计算其磁场分布，这个过程称为正演问题；反之，根据已知的磁场分布确定磁性体的磁性参数和几何参数，这叫做反演问题。显然，只有求出不同磁性体磁场的分布，并总结出磁场特征与磁性体几何参数及磁性参数之间的相互联系的内在规律，才能运用这些规律对磁异常作解释推断。特别在对磁异常进行磁性体磁性几何参数的反演问题求解时，必须建立在正演问题给出场的数学表达式基础上才能进行，所以正演问题是反演问题的基础。当然，要完成磁法勘探解释推断的全部解释任务，仅仅依靠数学计算是不够的，还必须掌握可靠的地质、物性及其他物化探资料，进行综合分析及解释，才能得出比较符合客观实际的地质结论，为查明地下矿产资源或其他探测目标提供依据。

对于磁异常的正演问题，在有关的教材中均有论述。这里仅举一个简单的实例进行说

明。设地下埋藏一个球形磁性体，它的磁性大于围岩的磁性，为斜磁化，其球体外部的磁力线示于图 1.4。则该磁性体在其上方任一点处所引起的磁异常矢量为过该点的磁力线的切线方向。图中 P_1, P_2, P_3 点其相应的磁异常分别为 $\Delta T_1, \Delta T_2, \Delta T_3$ 。图中上边的曲线即为在地表观测到的磁异常曲线。

从图 1.4 中可看出，磁异常是矢量，各点处磁异常不仅大小不等，而且方向亦不一致。磁异常 ΔT_a 由于斜磁化的原因一般都是正负相伴出现。

在进行磁异常的正演问题的讨论中，为了简单起见往往对讨论的问题作了种种假设。然而，实际情况却往往与这些理论假设有很大差别，此时，我们应根据磁异常的数学物理特征，对实测磁异常进行必要的数学加工处理，使之满足某些特定的需要，这个过程称为磁异常的处理和转换。其目的是：

- 1) 使实际异常满足或接近解释理论所要求的假设条件；
- 2) 使实际异常满足解释方法的要求；
- 3) 突出磁异常某一方面的特点。

实践表明，磁异常的处理和转换对于提高解释推断的效果是很重要的，随着磁测精度的提高，高精度磁测的出现，实测异常中所包含的信息也不断增加。为了更有效地突出目标体信息，压制非目标体信息，将实测单参量转换成解释需要的多参量，磁异常的处理与转换变得更为重要。

目前磁异常的处理与转换的内容主要有圆滑和划分异常；磁异常的空间换算；分量换算；导数换算；不同磁化方向之间的换算以及曲面上磁异常转换等。磁异常的处理与转换的方法包括空间域和频率域两类，具体包括插值、圆滑、数据网格化、空间延拓、空间转换、求导数、分量转换、化极等等。

磁异常的解释推断的反演方法，习惯上分为定性及半定量解释和定量计算，前者是后者的基础，后者是前者的继续和深入，二者密切相关，定量计算只有在对磁异常做定性及半定量解释的基础上，才能正确地选择计算的公式。实践表明，在没有做正确的定性及半定量解释，初步判断磁性体的形状和产状之前，立即套用某种反演计算公式，往往使计算结果与实际情况有很大的出入，甚至可能得到错误的结论。

磁异常的定性及半定量解释包括两方面的内容：一是初步解释引起磁异常的地质原因，二是根据实测磁异常的特点，结合地质特征运用磁性体与磁场的规律，大体判定磁性体的形状、产状及其分布。其具体步骤是：

- 1) 将磁异常进行分类；
- 2) 由“已知”到“未知”；
- 3) 深入研究区内的岩、矿石磁性；
- 4) 对异常进行详细分析，即初步判断磁性体的形状与产状。

磁异常的定量解释的内容包括：根据磁性地质体的几何参数和磁性参数的可能数值，结合地质规律，进一步判断场源的性质；提供磁性地层或基底的几何参数在平面或沿剖面

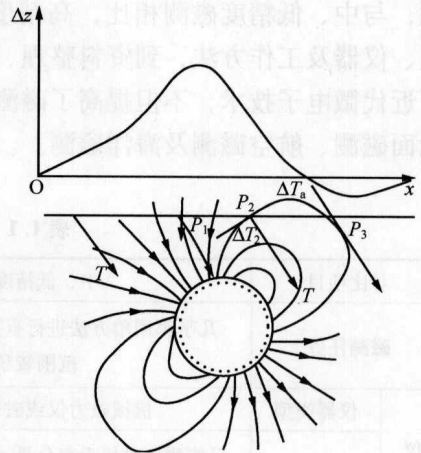


图 1.4 球体磁异常