

中等专业学校教材試用本

# 磁 力 勘 探

北京地质学校編

只限学校内部使用

中国工业出版社

# 目 录

緒論 .....	3
§1 磁法勘探的实质及其一般介紹 .....	3
§2 磁法勘探的主要历史发展情况及其在我国的应用 .....	4
§3 磁法勘探的发展方向 .....	5

## 第一篇 磁法勘探的理論基础

第一章 地磁場 .....	6
§1 地磁要素 .....	6
§2 地磁場要素在地面的分布規律和正常地磁图 .....	7
§3 地磁場的空間变化 .....	7
§4 地磁場随時間的变化 .....	9
§5 正常磁場和磁异常 .....	11
第二章 岩石磁性 .....	11
§1 岩石的磁化率 .....	12
§2 岩石的剩余磁化强度 .....	15
§3 岩石磁化的退磁作用 .....	16
§4 矿体走向对感应磁化强度方向的影响 .....	18

## 第二篇 磁法勘探的仪器与輔助設備

第三章 金屬机械結構式磁力仪 .....	20
§1 直讀式磁力仪 .....	20
§2 M-1磁秤 .....	55
§3 补偿式磁力仪 .....	61
§4 金属机械結構磁力仪的特点及其維護 .....	70
第四章 航空磁力仪 .....	71
§1 AM-9J感应式航空磁力仪 .....	71
§2 ACTM-25型航空綜合測量台 .....	72
§3 AЭM-49型航空磁力仪 .....	76
第五章 其他仪器的介紹 .....	78
§1 电子管感应式磁力仪 .....	78
§2 A-4 磁力仪 .....	80
§3 核子旋进式磁力仪 .....	81

## 第三篇 磁法勘探的野外工作方法与技术

第六章 地面磁测的野外工作方法 .....	84
§1 踏勘工作和試驗工作 .....	84
§2 测区、比例尺、测网的選擇及其应用 .....	85
§3 磁测的精确度問題 .....	90
§4 磁测测网的布置和联測 .....	97

§5	岩石磁性的測定方法	99
§6	岩石磁測結果的利用	104
第七章	磁測結果的整理和图示	104
§1	野外觀測数据的整理	105
§2	磁測結果的图示方法	107
第八章	航空磁測的野外工作方法	111
§1	航空磁測的特点及其應用範圍	112
§2	測量比例尺及測綫上的飞行高度和方向	113
§3	基綫測量	114
§4	工作測綫上的飞行方法	114
§5	輔助測量	115
§6	室內的資料整理	117
第九章	关于磁測工作設計書和報告之編写	118
§1	磁測工作的設計	118
§2	磁法勘探的劳动生产定額	120
§3	編写報告	126

#### 第四篇 磁法勘探的地质解釋及應用

第十章	簡單几何形状的磁性体的磁異常	128
§1	磁場分布与引力場分布間的关系	128
§2	斜磁化与垂直磁化的关系	129
§3	磁場强度分量的坐标变换	130
§4	无明显走向的磁化体的磁異常	131
§5	有明显走向的磁化体的磁異常	134
§6	米科夫量板	144
第十一章	磁異常定量計算的几种方法	147
§1	切綫法	148
§2	分析法	150
§3	向量法	154
§4	塔非耶夫对数量板	158
§5	根据平面上已知磁場 $Z_a$ 的分布計算磁場 $H_a$	162
§6	根据在較低平面上已知磁場分布情况計算在較高平面上的磁場分布	164
§7	磁位高次微商的計算方法及其應用	167
§8	西莫年柯积分法	173
§9	磁化体傾角的計算方法	174
第十二章	解釋的一般知識	179
§1	磁測成果解釋的任务	179
§2	磁測成果的解釋原則和方法	179
§3	解釋工作的大概程序	181
第十三章	磁法勘探的实际应用	206
§1	磁法勘探在区域地质測量中的应用	206
§2	磁法勘探在普查与勘探鉄矿时的应用	207
§3	磁法勘探在地质填图及找非鉄矿产的应用	216

# 緒 論

## §1 磁法勘探的实质及其一般介紹

磁法勘探是地球物理勘探方法之一，它是利用岩石具有的磁性来进行找矿勘探工作的。

岩石磁性的来源有两方面：一是某些岩石本身就带有磁性，如含有磁铁矿的岩石及矿体，另一种则是存在于地壳下面的岩石受到地球磁场的作用而感应出的磁性。地磁场强度不同，特别是岩石性质不同，则磁化程度不同。但不管磁性来源如何，磁化程度如何，它们都可以在地面上产生磁场，而附加在地球磁场之上，通常就称它为“磁异常”。正因为“磁异常”是由含磁性的岩石或矿体磁参数(磁化率及磁化强度)的差异而引起的，显然“磁异常”的大小和方向就和磁性岩石或矿体的产状、大小、地下埋藏深度及其生成历史有密切的关系，利用这种关系来进行找矿勘探就称为磁法勘探。

由于近年来磁法勘探理论的发展，仪器的改进和实际工作经验的积累，目前在许多地质找矿工作中都可利用磁法勘探方法，其应用范围概括如下：

一、在直接找矿方面：可以用来普查和勘探磁性矿床，如磁铁矿、磁黄铁矿、钴、镍、铬及其它等。

二、在间接找矿方面可以用来：

(一)圈定基性或超基性岩的分布范围，寻找生在这些岩体中的铬矿、镍矿及钛磁铁矿等金属矿床。

(二)圈定花岗岩长岩等中酸性侵入体的分布范围，确定接触带，并在其附近寻找接触式铁矿及铜、铅、锌等有色金属矿。

(三)普查大花岗岩侵入体附近的小侵入体，以便在其附近寻找金属矿床。

(四)寻找河流、沟谷的地下河床、古河床，普查金、铂等冲积砂矿床。

三、在地质填图方面可以用来：

(一)研究结晶基岩的起伏及岩性变化，寻找潜伏的侵入体，配合其他物探方法，研究复盖区的地下地质构造，以寻找含油、气藏的远景区。

(二)划分沉积岩及火成岩的分布范围以及不同类型的火成岩的分布范围，以指导找矿工作。

在航空磁测迅速发展的情况下，磁法勘探对大规模的区域性地质填图，研究结晶基岩，特别是寻找和圈定超基性火成岩体等普查找矿工作起着极大的作用。当然随着整个地球物理学和勘探仪器制造技术以及其它有关科学的进一步发展，磁法勘探的应用范围将会有更大的发展。

但是我们知道，地质情况是复杂的，特别在没有地质资料的地区；同时，方法本身又有一定的局限性，使解释上存在着不单一性的问题；因此，各种找矿方法互相配合，进行综合地质——物探——化探普查勘探工作是非常重要的。综合地质——物探——化探普查勘探是目前找矿勘探工作的方向，是多、快、好、省的解决地质任务的较好途

徑。

## §2 磁法勘探的主要历史发展情况及其在我国的应用

### 一、磁法勘探的主要历史发展情况

最早的地磁科学发明于我国，远在战国时期(公元前)我国人民就发现了磁石的吸铁性和指极性，并据此发明了指南车。在11世纪以前，我国人民就已经知道了地磁偏角的存在，并作了不同式样的磁针，而在相隔几世纪以后，欧洲人才知道地磁偏角的存在。

1835—1838年间，俄罗斯学者西蒙诺夫与高斯差不多在同一时期分别发表了论文，证明了地磁场的绝大部分(包括不规则的部分)是来自地球内部，并指出了—个明确的分析方法。他们的理论，直到现在仍证明是基本正确的。

1875年瑞典教授泰良(R. Thalen)发表了“论利用磁法测量来寻找铁矿”，在这篇论文中，他第一次研究了一个柱状矿体所产生的磁场。以后他又和铁贝尔(E. Tiberg)将简单的罗盘作了较大的改进，造成了所谓“泰良—铁贝尔磁力仪”(即万能磁力仪)。

1915年德国地球物理学家施密特初次创造了两种磁秤。一种用来测量磁场的水平强度，另一种用来测量磁场的垂直强度。此即水平磁秤和垂直磁秤。

1936年苏联教授罗加契夫创造了磁感应式航空磁力仪，在第二次世界大战期间又创造了磁饱和式航空磁力仪，大大地提高了仪器的灵敏度。航空磁力仪的出现，使磁法勘探进入了一个新的发展阶段。

近年来，新的高灵敏度的磁力仪不断地在研究和试制；同时原有的仪器也获得了改进。例如：核子旋进式磁力仪，半导体感应式磁力仪，磁力梯度仪，新式的零点补偿M-3型磁力仪和改进后的M-4磁力仪和悬丝式磁力仪等。

### 二、我国应用磁法勘探的一般情况

磁法勘探和其他科学事业一样，在半封建半殖民地的旧中国得不到应有的发展。1938年以后，才有少数地球物理学者开始在一些铁矿地区利用磁法零星地作了些工作，至于工作的结果，既无人去证实，亦无人去利用。只是到了解放以后，在社会主义制度的新中国，磁法勘探才真正有了充分利用和迅速发展的前途。

解放初期，在山东、辽宁和湖北的一些矿区开展了磁法勘探工作，取得了效果，积累了经验，培养了人材，在这个基础上磁法勘探有了发展。在第一个五年计划期间，便成立了专门的地球物理勘探机构，并相继在若干高等院校和中等专业学校中开设了物探专业，有计划地培养大批专业人材，从而保证了给物探工作提供源源不断的后备力量，使我国的物探队伍迅速成长和壮大。与此同时，在物探仪器制造方面则不断以国产仪器装备着这支队伍。特别是1958年大跃进以来，磁法勘探工作不论在工作量和地质效果上都取得了丰收，出现了空前蓬勃发展的景象，为飞跃发展的社会主义建设提供了丰富的矿产资源。

目前，在野外工作中已采用了国际上正在使用的最新技术和方法，掌握着各种近代仪器，并扩充了装备，与其他各种地质工作相配合，在区域地质，普查找矿和矿区勘探等项工作中，不断的取得新的成绩。例如：在区域地质工作方面，我国很多地区进行了区域性的面积测量，从而追踪某些带有磁性的岩层，圈定火成岩体的分布范围，以推断解释各种地质构造问题，并发现磁性矿体。在找寻铁、铜、钴、锌、镍、铬等金属矿产

方面；利用航空及地面磁測来发现具有强磁性矿体等方面，在我国許多地区都已进行了大量的工作。此外在寻找非金属矿方面，磁法与其他物探方法配合之下，也得到了有效地应用。

### §3 磁法勘探的发展方向

在我国，磁法勘探事业和其他事业一样，在党的正确领导和三面紅旗的光輝照耀下，正在以高速度向前发展着。

在总路綫精神的鼓舞下，目前在地质工作中所出現的“綜合地质——物探——化探普查勘探”，打开了包括磁法勘探在內的找矿勘探工作的多快好省的发展道路，对发展工业、加强农业和提高地质勘探工作的科学技术水平、更好地符合飞跃发展的国民經济的需要方面，都有其重大的意义。

国民經济飞跃发展的今天已对找矿勘探工作提出了更多、更高的要求，要求能发现某些矿种的更直接找矿的途徑，同时要求向深部找矿，从貧矿中圈定富集带以及直接寻找稀有元素等。

除了直接找矿之外，要求磁法勘探在区域地球物理普查中充分发挥作用，即在巨大面积上展开工作，从而解决較大面积內出露的和隱伏的地质現象間的关系，这是从长远出发必須进行的工作。

为适应国民經济发展的需要，我国的仪器制造事业正在繼續朝高精度、輕便化和大量生产的方向发展。此外，基于我国的具体情况，在理論方面正在加强斜磁化解釋推断方面問題的研究。



# 第一篇 磁法勘探的理論基础

## 第一章 地 磁 場

### §1 地 磁 要 素

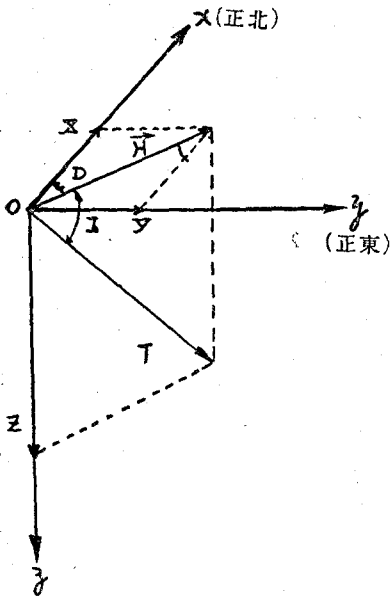


图 1-1

試將一根可以自由作水平旋轉的磁針，放在地球表面的任何一點，我們就會發現磁針最終總是指向同一個方向。也就是一端指南；另一端指北。這說明在地球上到處都有磁力作用。而這種地球磁力所作用的空間就稱為地磁場。地磁場不僅有大小，而且具有一定方向。所以地磁場的強度則用矢量表示。

地磁場分布的規律是利用總磁場強度  $T$  和它的分強度進行研究的。通常用直角坐標系來測量分強度。即以坐標系的  $x$  軸指向地理坐標的北方， $y$  軸指向地理坐標的東方， $z$  軸垂直向下，以上方向均為正，反之為負。

圖 1-1 是利用直角坐標系表示  $\vec{T}$  與分強度之間的关系及在空間的位置。

設取所要討論的空間某一點  $O$  為坐標原點。圖中矢量  $\vec{T}$  在  $z$  軸上的投影稱為垂直分量  $Z$  (在北半球， $Z$  是指向下的)； $\vec{T}$  在  $oxy$  水平面上的投影稱為水平分量  $\vec{H}$ ，它指向坐標原點的磁北方向； $\vec{H}$  在  $x$  軸上的投影稱為北向分量  $X$ ，在  $y$  軸上的投影稱為東向分量  $Y$ ； $x$  軸與分量  $\vec{H}$  之間的夾角稱為磁偏角  $D$ ；總磁場強度  $\vec{T}$  與  $oxy$  水平面的夾角稱為磁傾角  $I$  (在北半球  $\vec{T}$  是向下的，這時  $I$  角規定為正)；在所規定的坐標系統中，上述各要素間的相互关系如下：

$$Z = T \sin I \quad H = T \cos I \quad Z = H \tan I \quad X = H \cos D \quad Y = H \sin D$$

$$T^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2, \quad \tan D = \frac{Y}{X}$$

$T$ 、 $H$ 、 $Z$ 、 $X$ 、 $Y$ 、 $D$ 、 $I$  都稱為地磁要素，其中  $(I, D, H)$ 、 $(X, Y, Z)$  及  $(H, Z, D)$  為獨立的三組，已知其中任何一組，就能求出全部的地磁要素。在進行磁法勘探時，常要測定  $H$ 、 $Z$  的相對變化量，有時也要測定磁方位角。

磁場強度的單位，在 C.G.S.M. 制中一般用“奧斯特”來表示，其符號為  $\vartheta$ ；弱磁場強度用較小的單位“毫奧斯特”和“伽僂”表示，其符號為  $\frac{\mu\vartheta}{mb}$  和  $\gamma$ ，與奧斯特的关系是：

$$1 \text{ 奧斯特} = 1,000 \text{ 毫奧斯特} = 100,000 \text{ 伽僂}; \quad 1 \text{ 毫奧斯特} = 100 \text{ 伽僂}。$$

# 地磁要素

## §2 地磁場要素在地面的分布規律和正常地磁图

对地面各点的地磁要素經過測定求出其絕對值后，再将每一种地磁要素具有相同数值的各点在平面图上用綫連接起来，成为該要素的等值綫。具有不同数值的等值綫就組成了正常地磁图。一般的地磁等值綫图有 $H$ 等值綫图、 $Z$ 等值綫图、 $D$ 等值綫图和 $I$ 等值綫图。

地磁等值綫图是在一定的時間内測定地球表面各点地磁要素的基础上制出的，由于条件的限制，不可能制得十分細致与全面，因此目前的地磁等值綫图还不能很全面地反映地磁場細微的变化情况，仅能用来对地磁場作大致地了解。

由 $Z$ 等值綫图上可知在接近地球赤道处 $Z$ 值为零，愈向两极 $Z$ 的絕對值愈大，在两极附近 $Z$ 值达 $\pm 0.6 \sim 0.7$ 奥斯特；在北半球 $Z$ 向下，其值为正，在南半球則相反， $Z$ 的等值綫在地球表面的大部分地区几乎与地球緯綫平行。

从 $H$ 等值綫图上看：在接近赤道处， $H$ 值最大，达 $0.3 \sim 0.4$ 奥斯特，愈向两极愈小，在两极附近 $H$ 小到零，無論在南半球或北半球， $H$ 指向北都是正值。

在 $I$ 等值綫图上，赤道附近，磁傾角几乎为零，愈接近两极則愈大，在两极附近傾角 $I$ 为 $90^\circ$ 。

在 $D$ 等值綫图上，位于地球两极及其附近磁偏角一般在 $\pm 10^\circ$ 以内。磁偏角可从 $0^\circ$ 变到 $\pm 180^\circ$ 。一般的等值綫都彼此近于平行并大部与地理緯度相交，在地理两极上，全部等值綫則在此集中，形成两个交点。此外，在北緯 $71^\circ$ 西經 $96^\circ$ 和南緯 $73^\circ$ 东經 $156^\circ$ 处也有两个类似的交点。

地磁要素的分布規律反映了地球磁場的分布特征。

第一，地球有两个磁极，均与地理上的两极靠近（北緯 $71^\circ$ 、西經 $96^\circ$ 和南緯 $73^\circ$ 、东經 $156^\circ$ 两点）；在两极上磁傾角为 $90^\circ$ ，水平分量为零，垂直分量最大，磁偏角沒有一定数值，可以是任何角度，因而 $D$ 等值綫在此得出交点。

第二，地磁場的方向，水平分量無論何处都向北，垂直分量在北半球向下，南半球則向上，这說明南半球磁极是 $N$ 极，北半球磁极是 $S$ 极。

第三，由等值綫图可知两极磁場强度較赤道处大两倍，这与磁偶极子磁場分布情况类似。

第四，在地理极上，方位原来就是不定的，磁針虽有一定的指向，但不能用方位表示出来，也就是說它的偏角可以由 $0^\circ$ 到 $180^\circ$ ，因此就集中了 $D$ 等值綫并形成两个交点。

地磁場总强度 $T$ 在地球不同緯度上的大小和方向是不同的。

## §3 地磁場的空間变化

知道了地球存在着磁場而且各地的磁場强度又不相同，也就是地磁場在空間是变化的，因此需要进一步研究地磁場随空間的变化情况。根据高斯的地磁理論，认为地磁場的主要部分与均匀磁化球体相当。因此，地磁場及其分布規律，可以近似的用均匀磁化球体的磁位和磁場来表示。

### 一、均匀磁化球体的磁位和磁場

若将地球看成均匀磁化球体，相当于在地球中心沿磁化軸方向存在一个磁偶极子，



則在地球表面任意点的磁位为:

$$U = -\frac{M}{R^2} \cos(90^\circ - \varphi) = -\frac{M}{R^2} \sin\varphi \quad (1-1)$$

其中  $R$  是地球半徑,  $\varphi$  相当地表該点的緯度角,  $M$  是磁偶极子的磁矩(即地球总磁矩)。

若設地球的平均磁化强度为  $J$ , 則有:

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 J$$

如图1-2所示, 設任意点  $P$  距  $S$  极为  $R_1$ , 距  $N$  极为  $R_2$ , 磁偶极子两端的磁量为  $m$ , 长度为  $2\delta l$ , 則  $P$  点的磁位由庫倫定律得出为:

$$U = -\frac{M}{R^2} \sin\varphi \quad (1-2)$$

其中  $M = 2\delta l m_0$ 。

根据磁位公式(1-2)可求出地球表面各点磁場的表达式:

垂直磁場:

$$Z = -\frac{\partial U}{\partial R} = -\frac{2M}{R^3} \sin\varphi \quad (1-3)$$

水平磁場:

$$H = -\frac{1}{R} \frac{\partial U}{\partial \varphi} = \frac{M}{R^3} \cos\varphi \quad (1-4)$$

由公式(1-3)和(1-4)可知:

当

$$\varphi = 45^\circ \text{ 时, } Z = 2H;$$

$$\varphi = 0^\circ \text{ 时, } Z = 0, H = \frac{M}{R^3};$$

$$\varphi = 90^\circ \text{ 时, } Z = \frac{2M}{R^3}, H = 0。$$

因此,公式(1-3)、(1-4)表明:在两极处的  $Z$  最大,  $H$  为零;在赤道处  $H$  最大,  $Z$  为零。两极处的磁場比赤道处大两倍。所以,根据均匀磁化球体磁場的理論公式計算的結果,与实际观测結果是比較吻合的。

若令  $P$  点的总磁場强度与水平分量  $H$  間夹角为  $I$ , 則:

$$\tan I = \frac{Z}{H} = 2 \tan\varphi \quad (1-5)$$

由(1-5)式看出,磁傾角是随緯度变化的。当  $\varphi = 0^\circ$  时,  $I = 0^\circ$ ;  $\varphi = 90^\circ$ ,  $I = 90^\circ$ 。

并令  $\varphi = 0^\circ$ 、 $I = 0^\circ$  时,  $H = H_0 = \frac{M}{R^3}$ , 因此,地磁場总强度的大小則为:

$$T = \sqrt{H^2 + Z^2} = H_0 \sqrt{1 + 3 \sin^2 \varphi} \quad (1-6)$$

从以上分析結果看出,地磁場是随空間位置变化而变化的,因此对磁法勘探來說必須消除这种影响。

## 二、地磁要素的梯度变化

在地面不同点地磁要素的梯度变化,可对(1-3)、(1-4)式微分求得:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial Z}{\partial R} &= -\frac{3Z}{R} \sqrt{\phantom{x}} \\ \frac{\partial Z}{\partial \varphi} &= Z \cot \varphi = 2H \\ \frac{\partial H}{\partial R} &= -\frac{3H}{R} \\ \frac{\partial H}{\partial \varphi} &= -H \tan \varphi = -\frac{Z}{2} \end{aligned} \right\} (1-7)$$

地球半徑  $R \approx 6 \times 10^3$  公里。今取某地的垂直分量  $Z = 45,500$  伽僂，水平分量  $H = 29,200$  伽僂。代入上述关系式則得：

$$\frac{\partial Z}{\partial R} = -22.8 \text{ 伽僂/公里,}$$

$$\frac{\partial Z}{\partial \varphi} = 9.7 \text{ 伽僂/公里,}$$

$$\frac{\partial H}{\partial R} = -14.6 \text{ 伽僂/公里,}$$

$$\frac{\partial H}{\partial \varphi} = -3.8 \text{ 伽僂/公里.}$$

上述結果說明該地每上升一公里，垂直磁場強度要減少22.8伽僂，水平分量每向上一公里減少14.6伽僂。在地面上向地磁北極移動一公里，垂直分量增加9.7伽僂，而水平強度則減少3.8伽僂。

#### §4' 地磁場隨時間的變化

實際的地磁場除因隨地面上的觀測地點不同，以及由於地下地質構造不均勻而使它的大小和方向發生改變外，還因時間的不同而發生變化。如果不注意地磁場隨時間的變化，則在完全均勻的地質構造地段的不同點上，磁場本應相同（確切地說：應該相差的只是與正常梯度成正比，而且是在不大的面積上影響很小的量值），但因磁場隨時間的變化影響，卻產生了假異常，這是因為不同點上的測量是在不同的時間內進行的。若要消除這種干擾，就要知道它們出現的規律性。為了研究地磁場隨時間變化的性質，在地球表面各處設有長久性的地磁觀測台，對地磁各要素作連續或單獨測定。

地磁場隨時間的變化可分為三部分，即長期變化、短期變化和磁暴，現分別討論如下：

##### 一、長期變化

在地面上某一定點，每隔幾年進行一次觀測，便可發現地磁場要素的大小和方向隨着時間在改變。為了說明這種變化的特點，我們以偏角的長期變化為例。由偏角圖可以看出，不同地點的長期變化的規律基本上是一致的，這表現在曲綫的趨勢一致。但是，具體情況尚有差別，這就是曲綫並不完全重合，同時變化的程度是不同的，曲綫的傾斜率不一樣。偏角圖的這種變化和其它地磁要素的變化表現了極大和極小的循環現象。這種情況說明長期變化是有周期性的，周期約為幾百年左右。此外，由年變圖上可以看出這種長期變化的程度（表現為曲綫的傾斜率）也隨時間而異。

可以根据世界各地的磁場要素长期变化測量資料編繪成图，在繪图时，取各点同一年内变化的值，然后根据这些值勾出等量綫。这种图就称为地磁等年变图。从这种图上可以看出，长期变化的程度在地球表面上的分布是有一定的規律性的，例如所有等量綫都繞着几个中心而聚集起来，这些中心称为长期变化的焦点，也就是說焦点上的变化达到最大值。一般是取某一年限內的平均值为年变值，亦即每隔3~5年观测一次，然后求出这年限內每一年变化的值。从“等变图”上可以讀出(直接讀出或用內插法讀出)任一点的年变值。

由于这种长期变化的幅度小，而周期又很长(相对我們的观测時間來說)，所以一般說来对磁法勘探工作本身是没有什么影响的，但是进行絕對測量或利用“正常場图”时就要考虑。

由于长期变化的存在，要使所有的絕對測量和“正常場图”都划到某同一時間，一般是取在某一年的中間(即7月1日零时零分)。所有的“正常場图”都必須注明是那一年度的，以后应用此图时，就要根据“等年变图”引入一定的校正。因此，距测图年代愈长，計算所得的准确性愈差。具体的計算方法如下(根据1950年我国的地磁图)。

如西北某地1950年垂直强度=0.507 奧斯特，年度率=65 伽僞；1954年垂直强度应是： $0.507 + 65 \times 4 \times 10^{-5} = 0.5096$  奧斯特。

至于产生长期变化的原因，現在认为是来源于地球內部的某种作用，但是进一步的情况，直到現在还没有得到明确的結論。

## 二、短期变化——日变

除长期变化外，尚有一种短期变化，它主要是以太阳日为变化周期，故称日变。日变可以用专门仪器(磁秤或自动记录)在某一固定地点进行记录来得到“日变曲綫”。根据观测資料知道，日变一般有以下特点：白天比黑夜强，夏季比冬季强，由此可見日变現象的发生与太阳辐射有直接关系；日变的另一特点是幅度大，在夏季可达数十伽僞，但周期小，所以一般对观测精确度要求高的測量弱磁性异常时(如找沉积构造)，即需在观测中引入相应的日变校正；但在对观测精确度要求不高的强磁性异常探测时(如普查勘探磁铁矿)，則可不考虑日变。

此外，由于日变的情况在不同的日子里还不完全相同，所以日变的观测与记录应每天进行。其次，不同地点的日变也有差别，但差别不大，一般在某一範圍內可以认为是一样的，因此只需在测区内某一合适的地方(例如在基地附近选择一个无磁性干扰的小房子)設立日变站即可加以控制。若测区面积較大，則可分成几个小区域分別設立日变站。

## 三、周年变化

周年变化，由磁場的平均月变来决定。它們以极小的幅度为特征，在实际磁法勘探工作中不起任何作用，因为在計算日变的时候，自然也包括了周年变化的一定修正值。

## 四、磁暴

磁暴与上述三种变化不同，它是一种非周期性不規則的变化，而且来得很突然，所以又有“磁扰”之称，当变化强度很大时則称为“磁暴”，其强度有时可以达到几百伽僞，甚至几千伽僞。一般磁扰持續的时间有几分钟，也有一小时或几小时，甚至延續几天的。出現的范围可以是全球性的，也可以是限于某一区域，一般多在高緯度地区，在

中、低緯度出現的時候不多，強度也較在高緯度出現時小得多。

據研究，磁暴發生的原因與太陽有時發出大批帶電粒子有關，因這些粒子使地球四周的大氣導電，因而在地磁場中發生強烈的擾動。磁擾的發生對磁法勘探工作的影響很大，當發現有磁暴時（磁測儀器的讀數發生突然變化），應注意儀器的安全，要把儀器關上，當磁暴延續時間較長時，往往就無法繼續進行磁法勘探工作。

## §5 正常磁場和磁異常

按照均勻磁化球體的磁場計算出來的各點磁場要素的數值和實際測量數值相比較，在某些地點來說二者差異是相當大的，這證明將地球磁場認為是一個均勻磁化的球體只是一種近似的說法。一般地面上實際觀測到的磁場可寫成：

$$T = T_o + T_m + T_a + T_e + \Delta T \quad (1-8)$$

式中  $T_o$  相當於均勻磁化球體的磁場，稱為基本磁場； $T_m$  是地殼內部非均勻構造所引起的磁場，稱大陸磁場； $T_a$  是地殼表層非均勻磁化所引起的磁場，稱異常磁場； $T_e$  是地球外部原因引起的磁場； $\Delta T$  是磁場隨時間變化的部分。

大陸磁場分布的面積很大，達數萬平方公里，表現出陸地與海洋間磁場的差異。

異常磁場  $T_a$  可分為兩部分，一部分是  $T'_a$ ，由較大的區域地質構造引起，稱區域異常；另一部分  $T''_a$  是由較小的地質體所引起，稱為地方異常或局部異常。通常將均勻磁化球體的磁場、大陸磁場及外部磁場的總和稱為正常磁場  $T_n$ 。

$$T_n = T_o + T_m + T_e$$

於是地磁場可寫成：

$$T = T_n + T_a + \Delta T_o$$

如果已知地面上正常磁場的部分，則可將地質構造的異常劃分出來，而進一步研究地殼表層的構造就是磁法勘探工作的主要任務。

當磁法勘探工作者要解決局部的地質問題時，則正常磁場可認為是：

$$T_n = T_o + T_m + T_e + T'_a$$

此時異常則是：

$$T_a = T''_a$$

所以說異常與正常只是相對的，磁異常產生在正常磁場的背景上，而正常磁場相對異常磁場來說是均勻不變的，二者的劃分原則要根據勘探的具體目的來確定。

## 第二章 岩石磁性

地殼中各種不同的岩石具有不同的磁性，從磁異常被利用來找礦時起，對各種岩石的磁性，已經進行過大量的測定和研究，直到目前為止，這方面的新問題還在研究中。

研究岩石磁性的目的，是想了解它能產生磁異常的強度和形態以及其磁性的根源，以方便於了解地質情況和找礦。

決定磁異常強度及形狀的是岩石或礦體的體積、形狀、埋藏位置及磁化強度，如果岩石和礦體的體積、形狀、埋藏位置及磁化強度已知，則其產生的磁異常可用數學方法計算出來。反過來若磁異常及岩石磁化強度已知，也可大致算出岩石、礦體的體積、形

状及埋藏位置，这正是磁法勘探的基本内容之一。

岩石的磁化强度  $J$  分两部分，即感应磁化强度  $J_i$  及剩余磁化强度  $J_r$ ，感应磁化强度  $J_i$  是岩石在地磁场中被磁化所引起的，它与岩石的磁化率  $\kappa$  及地磁场强度有关，可用下式表示。

$$\vec{J}_i = \kappa \vec{T}$$

式中  $\vec{T}$  是岩石所在地磁场的总强度。 $\vec{J}_i$  的方向与  $\vec{T}$  一致。

剩余磁化强度  $J_r$  是岩石所固有不变的一部分磁化强度，它与岩石在地磁场中所经历的地质及物理作用过程有关，岩石在地磁场中经过长久的一系列的机械动力和温度等作用，到今已具有一部分永久磁性，这就是剩余磁化强度  $J_r$ ，它有一定的方向和大小，故岩石的总磁化强度可表示为：

$$\vec{J} = \vec{J}_i + \vec{J}_r$$

$\vec{J}_i$  与  $\vec{J}_r$  在多种情况是近于相同之方向，但也有完全相反的情况，大多数的岩石和矿石，几乎没有剩余磁化强度，其磁性主要决定于感应磁化强度，而某些岩石和矿石却具有强烈的剩余磁化强度，往往比感应磁化强度大上许多倍。

因为地磁场在地球各处基本上是已知的，其大小和方向在各处是基本不变的，因此岩石的感应磁化强度，主要与磁化率  $\kappa$  有关，表示岩石磁性常用  $\kappa$  和  $\vec{J}_r$  两个物理量。

### §1 岩石的磁化率

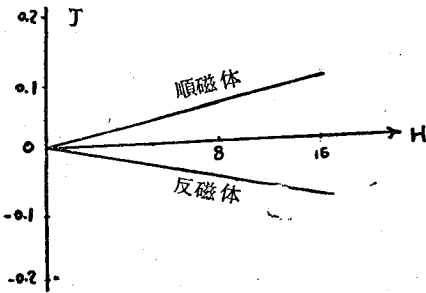


图 2-1 J-H 曲线图

磁化率这个物理量是说明岩矿被磁化时难易程度的，各种岩石磁化率的变化范围很大。

某些岩石具有反磁性 ( $\kappa < 0$ )，如石膏、石英、大理石、岩盐等，某些纯金属也是反磁性的，如：金、银、铅、铜等，但一切反磁性的岩石或矿石，其  $\kappa$  值是微乎其微的，不超过  $-1 \sim -2 \times 10^{-6}$  C.G.S.M. 单位，其  $J-H$  关系曲线如图 2-1 所示，它们在地磁场中只能引起极小的、难以测出的负异常。

顺磁性 ( $\kappa > 0$ ) 的岩石最为常见，如一般的变质岩、火成岩及砂岩、砾岩、石灰岩等，某些金属如：铝、铂、锰等。

铁磁性物质， $\kappa$  值不是常数，因而  $\vec{J}$  与外磁场强度的关系曲线，并非直线形，而是大家在物理学中熟知的“磁滞回线”。所以，铁磁性物质与顺磁性物质的不同，不仅前者  $\kappa$  值很大，还在于  $\kappa$  值常随外界磁化磁场的大小及强度而变化。铁磁性物质如：铁、钴、镍、钆等，自然界中常见的铁磁性矿物有磁铁矿、钛磁铁矿等。

所以，含磁铁矿和其它铁磁性矿物的岩石，其磁化率除了较高以外，还常常变化很大，因为铁磁物质含量稍有变化， $\kappa$  值也随之变化，而含量又不可能很均匀，因此同一种岩石，常具有不同的磁化率。岩石磁化率的大小除与含铁磁性物质的多少有关系外，还与岩矿的颗粒大小等其他因素有关系。

几种主要的铁磁性矿物的磁化率，根据我国解放以来各矿区的测定资料及苏联文献的记载分述如下：

磁铁矿：

采集地点:	磁化率(C.G.S.M.)
山东某地	0.289
	0.2
安徽某地	0.33
江苏某地	1.266
湖北某地	0.05~0.25
河北某地	0.08
吉林某地	0.03~15

苏联各矿床的测定结果，磁铁矿的磁化率，大多在 $0.1 \sim 1$  C.G.S.M.单位，与我国情况相近。

#### 钛磁铁矿:

钛磁铁矿，因资料收集的很少，只依文献记载，其磁化率强弱不一，华北某地钛磁铁矿大致为 $10^{-3} \sim 10^{-1}$  C.G.S.M.单位。

#### 赤铁矿:

赤铁矿磁性有二种：沉积赤铁矿磁化率很小，如河北及吉林等省某些地区的铁矿属于此类型，磁化率约为 $10^{-5} \sim 10^{-4}$  C.G.S.M.单位。另外由磁铁矿氧化成的假象赤铁矿，磁化率很大，如江苏某地区的赤铁矿磁化率达 $114,330 \times 10^{-6}$  C.G.S.M.单位。苏联此类型赤铁矿磁化率由 $300 \sim 100,000 \times 10^{-6}$  C.G.S.M.单位。

#### 黄铁矿:

其磁化率变化范围很大，与矿床类型有关，辽宁某地的黄铁矿，磁化率为 $120 \times 10^{-6}$  C.G.S.M.单位，而江苏某地黄铁矿磁化率为 $40,000 \times 10^{-6}$  C.G.S.M.单位。

由以上数据可知，铁磁性矿物的磁化率，在自然界中变化还是很大的，其它的铁矿如：菱铁矿、褐铁矿、镜铁矿等，磁化率都在 $500 \times 10^{-6}$  C.G.S.M.单位以下。其他主要造岩矿物的磁化率都在 $0 \sim 1,000 \times 10^{-6}$  C.G.S.M.单位。

磁化率接近于零的，有石英、方铅矿等。介于 $50 \sim 500 \times 10^{-6}$  C.G.S.M.单位的，有角闪石、辉石、云母、电气石、黄铜矿、闪锌矿、软锰矿、锡石等。

关于各种岩石和矿石磁化率的变化情况，见附表1。

附表1

岩 矿 名 称	块 数	$K \times 10^{-6}$	$J_r \times 10^{-6}$	标 本 产 地
磁铁矿	5	5300	5000	山东
	224	22000	3000	山东
	67	30000	4000	山东
	62	10000	2000	山东
	40	20000	1000	山东
	70	10000	950	河北
	34	7300	3400	河北
	47	9300	4000	河北
	66	15000	18000	湖北
	233	8700		湖北
	36	14000		湖北



續表

岩 矿 名 称	块 数	$K \times 10^{-6}$	$J_r \times 10^{-6}$	标 本 产 地
	71	13200		湖北
钛磁铁矿		640~13500		
赤铁矿		40~290		
磁黄铁矿		2000~10000		
方铅矿		0		
褐铁矿		110~140		
黄铁矿		20~160		
黄铜矿		120		
砷黄铁矿		130~140		
闪锌矿		250		
菱铁矿		450		
软锰矿		575		
锡石		600		
火 成 岩				
輝石橄欖岩	140	2200	3300	內蒙
純橄欖岩	13	1300	1610	內蒙
玄武岩	5	5700		內蒙
二长斑岩	46	900 7800		內蒙
輝长岩	2	1420		內蒙
花崗閃长岩	6	1300		內蒙
角閃岩		880		內蒙
閃长岩	3	660	170	山东
	87	400	300	山东
	38	500		河北
	149	0		河北
	219	150		湖北
	5	150		內蒙
变 质 岩				
千枚岩		1000~3500		东北
片 岩		1000~3500		东北
片麻岩		100~500		东北
大理岩		4		东北
沉 积 岩				
頁 岩		20~70		东北
砂 岩		44~60		东北
砾 岩		20~40		东北
灰 岩	66	40		內蒙

在自然界中，尽管每种岩石或矿石磁化率的变化范围都相当大，但总的来说仍然有一般规律，如果按 И. И. 别尔苏茨基的分类方法，则为：

非磁性： $n < 50 \times 10^{-6}$  C.G.S.M. 单位

微磁性： $50 \times 10^{-6} < n < 100 \times 10^{-6}$  C.G.S.M. 单位

弱磁性： $100 \times 10^{-6} < n < 1000 \times 10^{-6}$  C.G.S.M. 单位

磁性:  $1000 \times 10^{-6} < \kappa < 5000 \times 10^{-6} \text{ C.G.S.M. 单位}$   
 强磁性:  $\kappa > 5000 \times 10^{-6} \text{ C.G.S.M. 单位}$

上述的规律, 可由各种岩矿磁化率的变化情况附表中所列的实际数据看出:

一、强磁性的岩石出现在火成岩中, 特别是基性、超基性岩(如橄欖岩, 輝长岩)的磁性最强。

二、变质岩有的有磁性, 有的实际上是非磁性的。

三、沉积岩除特殊情况下, 实际上几乎没有磁性。

四、在矿石中, 磁铁矿的磁性为最强, 其次是鈦磁铁矿, 磁黄铁矿等, 其他铁矿则较小或很小(如: 黄铁矿), 可见并非所有的铁矿都带有磁性。

## §2 岩石的剩余磁化强度

自然界中的一部分岩石和矿石, 常具有很大的剩余磁化强度, 如磁铁矿的剩余磁化强度:

山东某地	0.05	C.G.S.M. 单位
河北某地	0.03~0.04	C.G.S.M. 单位
湖北某地	0.18	C.G.S.M. 单位
吉林某地	0.02~1.0	C.G.S.M. 单位

其它含铁磁性矿物较多的岩石, 如超基性岩, 也具有微弱的剩余磁性, 个别地区的喷出岩, 如: 大兴安岭某处的凝灰岩, 其剩余磁化强度达0.1 C.G.S.M. 单位。

剩余磁化强度具有一定的方向。在求其方向时, 由于采集标本时不易取 $J_r$ 与地磁场的相对位置, 在多数情况下是将 $J_r$ 的方向看成与 $J_i$ 一致的, 这样常引起对实际的 $J$ 方向作出错误的估计, 影响磁法勘探的解释质量。因为在实际例子中有的岩矿剩余磁化强度的方向与感应磁化强度方向恰好相反, 而 $J_r$ 数值又很大, 因此产生很强的负异常, 如: 我国河北某铁矿, 大兴安岭也有这种情况, 因此测定 $J_r$ 的方向是很重要的。

### 一、岩石剩余磁化强度的来源

关于 $J_r$ 产生的原因还没有定论, 经实验说明 $J_r$ 与岩石所经历的温度变化有关。铁磁性的矿物和岩石在弱磁场中磁化时, 其 $\kappa$ 值随温度升高而增加, 当温度达到某一温度时, 其 $\kappa$ 达到极大值, 若继续增温, 发现铁磁性的矿物和岩石, 其磁化率急剧下降到接近于零, 完全失去磁性, 这种变化称为热磁性, 磁化率达到极大值所相当的温度, 称为居里点。对于不同性质的铁磁性物质, 其居里点不同(铁: 550~760°C, 镍: 370~380°C, 钴: 1000°C)。如图2-2

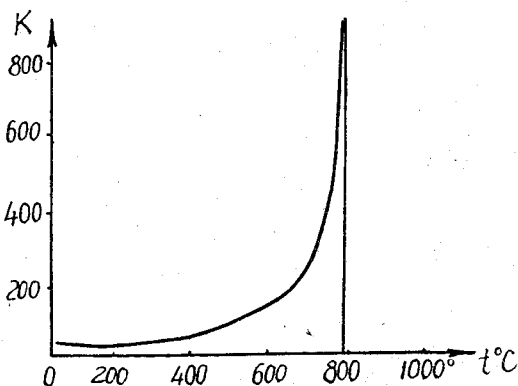


图2-2  $\kappa-t^{\circ}\text{C}$  曲线图

所示: 如果再使温度降低到居里点以下, 恢复到原来的温度,  $\kappa$ 值具有较未加温前为高的数值, 形成不变的磁性即 $J_r$ , 这种剩磁称为温差剩磁。

含有鐵磁性礦物的火成岩，如基性或超基性的侵入體、噴出岩及磁鐵礦本身，在地磁場中都經過由高溫冷卻的過程，故具有較高的溫差磁性。

除了溫度影響以外，岩石所經受的變質作用及機械應力作用也能產生一部分剩磁，如沉積岩、變質的含鐵石英岩等，都具有很強的剩磁，而原生的沉積岩就沒有這種性質。其他如構造破碎帶及斷層附近的岩石也具有剩餘磁性。也還有這樣的看法，認為剩餘磁化強度，隨時間逐漸減小，年輕的岩石比古老的岩石有更高的剩餘磁化強度。

蘇聯某些科學工作者已研究出這樣的規律：不同地質年代的岩石，其剩餘磁化強度有不同的磁化方向，如蘇聯境內的第四紀安山玄武岩，具有與現代磁場方向一致的剩餘磁化強度，而上復上新世的粗面玄武岩，它有與其相反方向的剩餘磁化強度，這些都還只是初步研究。同時，剩餘磁化強度的方向是與地質構造有密切關係，我國已有部分地區利用剩磁的方向解決地質構造問題。

所以各種岩石的剩餘磁化強度，無論在大小及方向上，都是比較複雜的，但只要根據其具體情況研究分析，還是可以得出結論的，並利用其產生的異常來找礦和進行地質填圖工作。

## 二、關於某些岩礦的 $J_r$ 方向與地磁場方向完全相反的問題

關於岩石磁性的反極性問題，目前已有不同的看法和不同的可能性，現僅談談最近的一種看法。近來研究某些強烈反極性的磁鐵礦床的礦物組成和磁化過程的實驗，證明礦物在一定組成成分下，在地磁場中，從高溫狀態冷卻下來，會產生與地磁場方向完全相反的剩餘磁化強度，這與組成礦物成分的顆粒的居里點及鐵磁性有關。這一研究可以充分解釋一部分鐵礦床  $J_r$  的反極性，對於其他類型的鐵礦床及岩石的反極性的具體情況，有待於進一步研究。

## §3 岩石磁化的退磁作用

### 一、視磁化率

岩石在地磁場中被磁化後，其各部分磁化強度為：

$$J = \kappa H_i \quad (2-1)$$

式中  $\kappa$ ——岩石磁化率； $H_i$ ——岩體各點的內磁化磁場強度。

如果岩石的體積無限大，並且均勻磁化，則  $H_i$  應處處與外磁場相等 ( $H_i = H_0 = T$ )，但當岩石的體積有限時，則經磁化出現在岩體表面的磁化磁量將反過來影響岩體內部的磁化磁場。此時，

$$H_i = H_0 - H_e \quad (2-2)$$

式中  $H_e$ ——由表面磁化磁量所產生的磁場強度，它的方向與  $H_0$  方向相反，其大小與磁化強度  $J$  成正比。

$$H_e = NJ \quad (2-3)$$

式中  $N$ ——退磁係數，與岩體的形狀及相對磁化位置有關。以 (2-3) 式代入 (2-2) 式再代入 (2-1) 式得：

$$J = \kappa (H_0 - NJ)$$

化簡得：