

高等学校試用教材

地球物理勘探教程

(普查及勘探地质专业适用)

成都地质学院物探教研室編

只限学校内部使用



中国工业出版社

高等学校试用教材



地球物理勘探教程

(普查及勘探地质专业适用)

成都地质学院物探教研室编

中国工业出版社

本书是大专院校地质普查及勘探两专业适用的物探教科书。全书共分七章；前六章分别叙述各种物探方法（磁法、重力、电法、放射性、地震及测井）的原理、仪器、工作方法、资料解释和实际应用问题，最后一章是讨论物探方法的综合应用。本书除可作为这两专业学生用的教材外，还可供野外从事有关金属及非金属普查与勘探的地质人员参考。

地球物理勘探教程
（普查及勘探地质专业适用）
成都地质学院物探教研室编

地质部地质书刊编辑部编辑（北京西四羊市大街地质部院内）
中国工业出版社出版（北京佟麟阁路西10号）
北京市书刊出版业营业许可证出字第110号
中国工业出版社第一印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本 $787 \times 1092^{1/16}$ ·印张 $15^{1/2}$ ·字数368,000
1961年11月北京第一版·1965年2月北京第五次印刷
印数8,104—8,683·定价（科五）1.80元

统一书号：K15165·1071（地质-62）

前 言

物探是地质找矿及勘探工作中的一种重要方法。在地质人员中推广普及物探有着很大的意义。本书在内容上着重于物探方法的基本原理、应用及解释方法的叙述，其目的在于使学者能达到会提出（并布置）物探任务和会解释资料这一基本要求。

本书的对象是从事金属矿普查与勘探的地质人员。因此在讨论各种物探方法时以磁法、电法及金属测井为重点；同时还引用了一些国内金属物探工作的实际资料；在叙述方法上也以物理概念和定性说明为主，很少运用数学计算。

前六章的各论部分都是按照方法的基本理论、仪器、工作方法与技术、资料解释和实际应用这一次序叙述的，最后一章综合应用部份则是按照不同的地质任务及不同的矿床来编写的。

编写本书时是以100学时讲课进行安排的，各部分学时分配数如下：序言—1；磁法—16；重力—8；电法—27；放射性—7；地震—5；测井—20；综合物探—16。这个分配数是大略平均的，具体的对普查及勘探两专业又有不同的安排，例如测井部分对普查专业则应酌情减少，如果实际讲课学时不足100，则可按此比例作相应压缩。放射性部分的内容适用于普查专业，勘探专业可酌情增减。

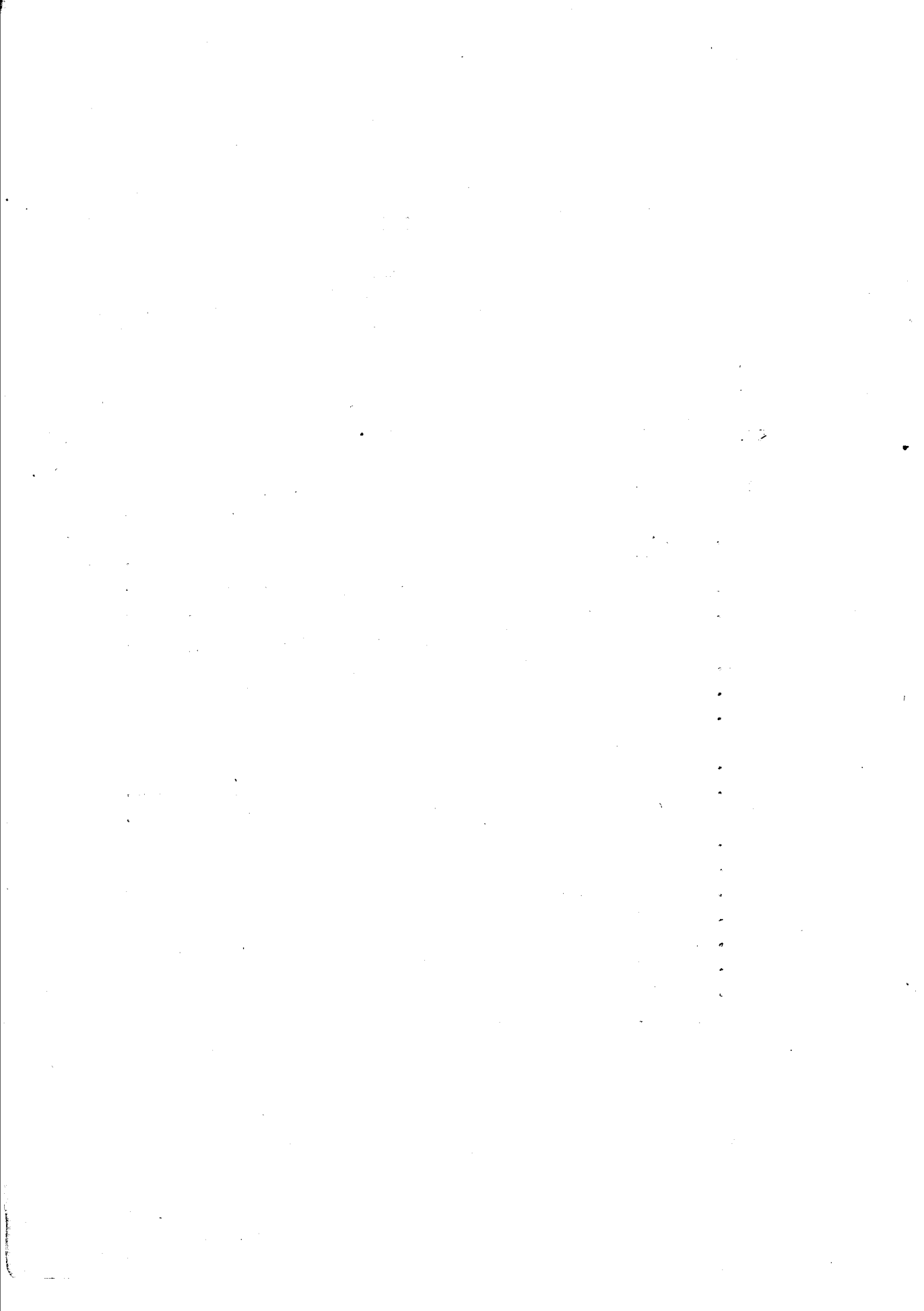
另外，金属物探工作常常与化探工作同时进行，因此在后面（主要是综合物探）部分经常要提到化探方法和引用这方面的资料。考虑到这部分内容同学们已在其它课程中学过，故本书不再叙述金属化探工作的原理及其方法技术。

在学习本课程时应配合以下的实验内容：一般物探仪器的认识；辐射仪的认识和标定；资料解释（磁法、电法、测井及综合应用）和物探方法的选择与工作设计。

本书由成都地质学院物探教研室朱介寿、史保连、袁庆华、王邦华、于汇津、周熙襄、余慧宁、王衡、朱光明等同志编写。

目 录

前 言	3	§ 4—1.放射性勘探的基本理論	127
緒 論	7	§ 4—2.放射性測量儀器	133
§ 1.物探的實質和分類	7	§ 4—3.放射性測量方法	136
§ 2.物探方法的應用範圍	8	第五章 地震勘探	140
§ 3.物探方法發展簡史及在我国的應用 情況	9	§ 5—1.地震勘探的基本理論	141
§ 4.物探在地质工作中的地位及學習本 門課程的要求	9	§ 5—2.地震勘探的儀器	145
第一章 磁法勘探	9	§ 5—3.野外工作方法	146
§ 1—1.磁法勘探的基本理論	10	§ 5—4.地震資料的整理和解釋	147
§ 1—2.磁力儀	19	第六章 地球物理測井法	152
§ 1—3.磁測野外工作方法	22	§ 6—1.電測井	153
§ 1—4.磁測資料的地质解釋方法	26	§ 6—2.磁測井及電磁測井	182
§ 1—5.磁法勘探的應用	41	§ 6—3.放射性測井法	185
第二章 重力勘探	47	§ 6—4.井內技術	190
§ 2—1.重力勘探的基本理論	47	§ 6—5.金屬礦測井的綜合應用	192
§ 2—2.重力勘探的儀器	51	第七章 物探方法的綜合應用	200
§ 2—3.野外觀測方法及觀測結果的 整理	53	§ 7—1.綜合物探的任務及其在地质普 查勘探工作中的地位	200
§ 2—4.重力勘探資料的解釋	55	§ 7—2.物探任務的確定	201
§ 2—5.重力勘探的應用	61	§ 7—3.綜合物探方法的选择	202
第三章 電法勘探	64	§ 7—4.物探資料的綜合解釋与推断	204
§ 3—1.電阻率法的基本知識	64	§ 7—5.区域地质測量	208
§ 3—2.電剖面法	73	§ 7—6.詳細地质填圖	211
§ 3—3.電測深法	88	§ 7—7.鉄礦床的物探工作	215
§ 3—4.自然電場法	98	§ 7—8.鉻礦床的物探工作	222
§ 3—5.充電法	110	§ 7—9.銅礦床的物探工作	226
§ 3—6.激發電位法	117	§ 7—10.鎳礦床的物探工作	232
§ 3—7.交流電法	122	§ 7—11.鉛鋅礦床的物探工作	236
第四章 放射性勘探	127	§ 7—12.其它各種金屬礦床的物探工 作	240
		§ 7—13.煤田的物探工作	244



緒 論

§ 1 物探的實質和分類

地球物理勘探（簡稱物探），是一種地質找礦與勘探的方法。其實質是用物理學方法來研究地下具有不同物理性質的地質體所引起物理場的特徵，來推測礦體的存在及了解地質構造的。

近年來，物探方法已被廣泛地用來進行地質測量、找礦和勘探金屬礦床及油氣田與煤田，解決各種水文地質及工程地質等問題。尤其是當工作地區被浮土復蓋或礦體埋藏較深而無法在地表直接觀察時，物探方法的應用就顯得更為重要。

物探方法之所以能用來研究各種地質問題，是由於組成地殼的各種礦石和岩石往往具有不同的物理性質，因此它們在空間所產生的自然物理場（如重力場、磁場）或人工建立的物理場（如人工電場），也就有所不同。我們在地面、空中或井下用儀器觀測這些物理場的变化（通常稱為異常），並加以整理和分析，就可以推測地下具有各種物理性質的礦石及岩石的分布狀況，從而解決了找礦勘探及地質構造的 problem。

基於依據岩石和礦石的各種物理性質，可將物探分為重力、磁力、電法、放射性勘探及地震勘探等許多種類。下面將簡略介紹目前應用最廣泛的幾種物探方法：

一、磁力勘探：是研究由礦石及岩石的磁性差異而引起的地磁場強度變化（稱為“磁異常”）來找尋及勘探礦床解決地質構造問題的一種物探方法。

磁力勘探按着觀測磁場的方式可以分為航空磁測及地面磁測兩類基本方法。

根據磁力勘探的特點可知，這一方法在找尋帶有磁性地質體（如磁鐵礦、磁黃鐵礦與鉻鐵礦有關的基性或超基性岩體）時最有效。另外在地質填圖中用來解決結晶基岩起伏，找尋火成岩與沉積岩的接觸帶、破碎帶以及圈定火成岩體等問題均可發揮很大的作用。

二、重力勘探：它是研究由岩石及礦石的密度差而形成的重力場變化（簡稱“重力異常”）來進行找尋與勘探礦床，研究地質構造的一種物探方法。

重力勘探目前主要用於區域地質測量、油氣田及煤田構造的普查勘探，部分金屬礦（鐵礦、鉻鐵礦……）的找尋與勘探方面。

三、電法勘探：它是利用自然或人工的直流或交流電（磁）場來研究地質構造和找尋礦產的一種物探方法。電法勘探是物探方法中分類最多的一種方法。這一方面是由於各種地質條件最多的一種方法。這一方面是由於各種地質條件的要求，更主要的是它具有各樣的建場方法和觀測方法。

利用人工電場的分直流電法（包括各類電剖面法、電測深法、充電法、激發極化法等）和交流電法（包括感應法、無線電透視法、航空電法、振幅相位法……等）。

以上列舉的除電測深法，大地電流法和一部分剖面法多被用來研究石油及煤田構造外，絕大部分的電法勘探方法都用來普查金屬礦床和解決水文工程地質問題。

四、放射性勘探：這是新近發展的一種物探方法，它是研究岩石內所含各種放射性元素衰變時伴隨放射出 α 、 β 、 γ 射線的現象來找尋放射性礦床以及解決其它有用礦產及地

质問題的。

五、地震勘探：地震勘探是利用由人工激发（例如爆炸）产生的弹性波在地层中的传播情况，来研究岩石的弹性及地质构造的一种物探方法。

根据弹性波在地层内传播到不同弹性的岩层分界面而返回地面的形式，地震勘探可以分为：反射波及折射波两类基本方法。

地震勘探目前主要是用于油气田和煤田等沉积岩地区的普查勘探，金属矿的地震勘探工作还处于試驗阶段。

六、地球物理测井法（简称测井）：它是在井中根据岩石各种物理性质不同而制定的一种物探方法。其中主要有电测井（电阻率法、自然电位法、滑动接触法及电极电位法等）、磁测井、放射性测井法及技术测井等。

利用测井方法可以精确地了解鑽井剖面 and 岩层、矿层的厚度，发现漏掉的矿层等。金属矿区的测井方法，虽然使用还不久，但其地质效果非常良好，在水文地质工作中，测井可用来解决含水层位置，及确定岩石孔隙度等問題。测井在油气田及煤田地区很早就得到了广泛的使用，并取得了很大的成就。

技术测井是专门解决一些鑽探技术上的問題的，如测定井径、井斜，寻找套管，确定漏水点和涌水点等。

正因如此，地球物理测井可利用来配合进行无岩心鑽进，这样将大大提高鑽探的效率和降低成本。因此它在地质勘探事业中具有重大的經濟意义。

§ 2 物探方法的应用范围

如前所述，物探是地质普查勘探工作中的一种重要的新方法新技术，因而它广泛地应用到各种矿产普查勘探和地质調查工作的各个阶段。

根据目前的生产发展状况来看，物探方法在金属矿床方面主要应用于以下两方面：

一、地质测量和地质填图：無論在小比例尺和大中比例尺地质测量工作中，都广泛采用了地球物理調查方法。

区域地球物理調查的任务是划分大地构造单元、确定結晶基底起伏情况和复盖层厚度、研究一、二級构造形态，和确定找矿远景地区。这一任务主要是采用重力及磁力勘探来完成的，必要时也輔以地震和电法路綫测量。

用物探方法进行詳細地质测量的主要任务是研究較小构造确定接触带或断裂带，圈定火成岩体等。作这一工作时主要采用磁法、电法、重力、放射性勘探等物探方法。

二、普查和勘探矿床：按照解决問題的方式可以分为直接找矿和間接找矿两种方法。

直接找矿是直接利用被探测物体产生的物理場，根据它的分布特征来推断矿体的位置、埋深、大小和产状等。此时多半布置大中比例尺的物探测量，常用的方法有磁法、电法、重力和放射性测量。

例如磁铁矿上部常常会发现强烈的磁場强度增大現象，通常称之为“磁力异常”，根据观测到的“磁力异常”的分布状况，可以推断磁铁矿的分布位置、埋深及其大小产状等一系列数据。当勘探地区有矿体露头或为山地工作或鑽孔将矿体直接揭露时，采用对矿体直接“充电”的充电法及地球物理测井是十分必要的，它一般会提供更多的、有关矿体大小及产状的詳細資料，提高勘探效果，在某些有利的条件下还可以利用来計算矿床儲量。

間接找矿是利用与某些金屬矿伴生的矿物或它的围岩具有的物理性质来达到找矿目的。例如砂金常与磁鉄矿砂沉积在一起，利用磁法找到了磁鉄矿砂就可以找到了砂金；又如鉛鋅矿本身不能产生特殊的物理場，但是某些含鉛鋅矿的石英脉却具有高电阻，用电法找到了石英脉就可以找到鉛鋅矿。

§ 3 物探方法发展簡史及在我国的应用情况

在各类物探方法中，磁法勘探是使用得最早的一种，在十七世紀，瑞典人就利用地质罗盘来找寻磁鉄矿。其后发展起来的有自然电場法，重力勘探中的扭秤法等。其它物探方法的大規模发展和应用还是近二三十年的事。苏联在十月革命后对物探事业做出了很大的贡献，例如提出一系列新的电法和測井方法，并且除了油气田的普查勘探外，还将很大一部分物探工作用于金屬矿普查勘探，扩大了物探的应用范围。

我国解放前仅有少数人从事物探工作，解放后，由于党和政府的英明领导和大力发展推广，由于兄弟国家的援助，在短短的十余年間，物探人員已壮大成为一支遍布全国，活跃在各种矿产地区的現代化多兵种队伍了。我国金屬矿物探工作已采用地面及航空磁測、重力仪及扭秤測量、各种直流和交流电法、放射性勘探、金屬矿地球物理測井等許多方法。

我国物探在找寻鉄矿、鉻鉄矿、銅矿、鉛鋅矿、鎳矿、放射性元素、石墨矿、汞矿、鋁土矿、錳矿、砂金矿等方面都取得了很大成就。另外正在积极扩大应用于非金属矿床、稀有分散元素上。

为了适应我国的特殊地质地形条件，物探科学技术在我国也有許多发展。如仪器輕便化的研究，傾斜磁化理論的研究等。可以肯定，今后在党和政府的领导下我国物探工作会得到更广泛的应用和发展。

§ 4 物探在地质工作中的地位及学习本門課程的要求

既然物探是一种新技术新方法，所以就成为地质勘探方法中技术革新技术革命的一个重要方面。它能以較少的人力及物力，在短期內取得良好的地质效果。因此在各种地质找矿任务的各阶段，使用物探都有很重要意义。

为了在地质勘探事业中迅速推广物探技术，有必要使地质人員也学习和了解物探方法，使他們能参加物探設計和解释推断物探成果。地质工作者掌握这一技术方法应从两方面入手：

首先应掌握各种物探方法的基本原理，只有这样才能深刻理解其本质和估价其运用条件及应用范围，并灵活地选择物探方法和摆布物探工作。其次，对于各类物探資料的定性及定量解释方法也应予以极大的重視，利用物探成果得出必要的地质結論，达到解决地质問題的目的。

第一章 磁法勘探

磁的現象在远古即为人們发现并利用，公元前一一〇〇年我国便用磁鉄制成了指

車。但是利用磁場变化来找矿，在十九世紀末才有較大的发展和应用。磁力勘探是物探中应用最早的一种方法，在目前它也是金屬矿物探方法中应用最广泛的一种。从大面积的地质填图到小面积的勘探都可使用这个方法。我們已有各种类型的高精度磁力仪在地面、天空和井下进行磁場的测量，利用測得的資料来解决各种有关的矿产地质問題。由于磁法具有生产效率高、效果好、成本低、仪器輕巧簡便、易于掌握等特点，各种找矿勘探工作都乐于使用磁法勘探。在实践中亦取得了良好的地质效果。

磁法勘探是研究天然地磁場的变化来解决地质問題的。大家知道，由于矿体和地质构造的存在，地下物质磁性的分布往往是不均匀的，这个磁性不均匀就要引起磁場的变化（即产生了磁異常），观测和研究磁異常的特点，就可以反过来推断地下矿体的分布和地质构造情况。以下我們来逐步研究这些問題。

§ 1-1 磁法勘探的基本理論

一、地磁場

因为磁法勘探是利用地磁場的变化来找矿的，所以我們首先来研究一下地磁場。

(一) 地磁要素

在地球表面和它的周围空間中的直接观测，都表明地球具有磁場。地磁場强度是矢量。一个自由旋轉的磁針在地磁場中会有一些的指向，它的指向，就是該点的地磁場方向。

为了研究地磁場强度矢量，我們通常是选一个直角坐标系統，其中心点 O 在观测点上 xoy 为水平面，其中 x 軸指向地理的北方（即地理子午綫的方向）， y 軸指

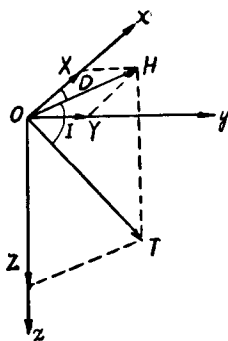


图 1-1 地磁要素图

向地理东方， z 軸垂直向下（见图1-1）。

地磁場总强度 T 在 xyz 三个軸上的投影分别称为：北向分量 X ，东向分量 Y 和垂直分量 Z 。 T 在 xoy 水平面上的投影叫水平分量 H （ H 的方向即磁子午綫的方向），各个分量的方向与軸的方向一致时取为正，反之为負。水平分量 H 与 x 軸的夹角称为磁偏角 D ，当水平分量 H 偏向东时， D 取正，偏向西则取負。总强度 T 与水平面 xoy 的夹角称为磁傾角 I ， T 指向 xoy 水平面以下时 I 取正，反之取負。

上述的地磁場总强度 T 与其分量 H （ X 、 Y ）、 Z 和傾角 I ，磁偏角 D 称为地磁要素，由图1-1可見，它們有如下关系：

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

由 (1.1) 关系式可以看出，地磁要素有可以各自独立的三組： I, D, H ； X, Y, Z ； H, Z, D 。如已知其中任意一組，則其它要素即可求得。在地磁绝对測量中（是測量地磁場的绝对数值），常測定 I, D, H 三个要素。在地面磁法勘探中是观测 Z, H 在地面上的变化量；航空磁测則是測定 T 及 Z 值的变化。

上面我們提到了地磁場的磁場强度概念，以下叙述磁場强度的物理意义和它們使用的

单位。

我們知道两个磁荷之間的作用力 F ，由庫伦定律表示：

$$F = \frac{m_1 m_2}{\mu r^2} \quad (1.2)$$

其中 m_1, m_2 分别为两个磁荷的量， r 是两个磁荷之間的距离， μ 是介质的导磁率，在空气中， $\mu=1$ ，为了便于研究磁力作用，就引入了磁場强度的概念。

磁場强度就是“单位正磁荷”在磁場中所受的力，它是一个矢量。“单位磁荷”在磁場中所受力的方向便是磁場强度的大小；受力的方向，即是磁場强度的方向。

我們令 $m_1 = +1$ ， $m_2 = m$ ，若二者距离为 r 时， m_1 所受的力的大小为：

$$F = \frac{m}{r^2} \quad (\text{通常写作 } T = \frac{m}{r^2}) \quad (1.3)$$

方向是二磁荷的連綫方向，这个力就是磁荷 m 在 m_1 处的磁場强度。

在物理学中，常用奥斯特来作磁場强度的单位，单位磁荷所受的引力或斥力等于 1 达因的磁場强度称为 1 奥斯特，地球的磁場一般都小于 1 奥斯特，在磁法勘探中，是测定地磁場强度在地面的变化，故須采用較小的单位即伽伐 (γ)，它等于十万分之一奥斯特，即

$$1 \gamma = 10^{-5} \text{ 奥斯特}$$

(二) 地磁場的空間分布

現在我們研究地磁場在地球表面空間的分布情况，根据地球上各地的地磁绝对測量，可以繪出地球表面的地磁要素等值綫图（即某要素数值相等的曲綫），其中共有等垂直分量 (Z) 綫图，等水平分量 (H) 綫图，等傾 (I) 綫图，等偏 (D) 綫图 (图 3, 4, 5, 6)。

地磁要素在地球表面是以一定規律分布和变化的，等 Z 綫，等 H 綫和等傾綫都大致平行于地球緯綫。在赤道附近，垂直分量 Z 值为零，只有水平分量 H 达 0.3—0.4 奥斯特，这时磁傾角 I 亦为零。随着緯度逐渐向两极增加时， Z 值逐渐增加， H 值逐渐减小。地磁場总强度 T 的傾角 I 也随着緯度增高而增加，并且在北半球 I 向下傾为正值，在南半球 I 向上傾为負值。到达地球两极，地磁場强度的傾角 I 为 90° 。这时水平分量 H 为零。垂直分量最大， Z 值达 0.6—0.7 奥斯特。这个点称为地球的磁极（或称为北磁极），用 S 表示，該处 Z 向下。地理

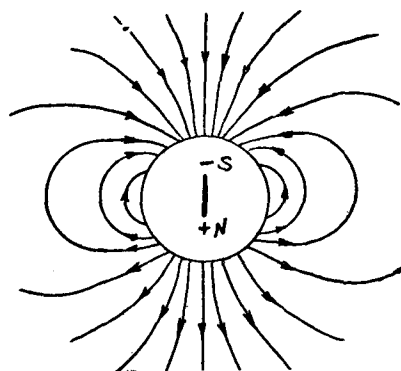


图 1—2 地球表面磁力綫分布图

南极附近称为正磁极（或称为南磁极），用 N 表示。如图 1—2 所示，可以看到磁力綫是由南磁极 N 出发，終止于北磁极 S ，磁力綫上任何一点的切綫方向就是該点总磁場强度 T 的方向。

由地球表面的磁場分布規律来看，它和一个均匀磁化球体所产生的磁場（或是处于地球中心的一个小而强的磁铁的磁場），很是接近。因此可把地球磁場近似的看成是一个均匀磁化球体的磁場。

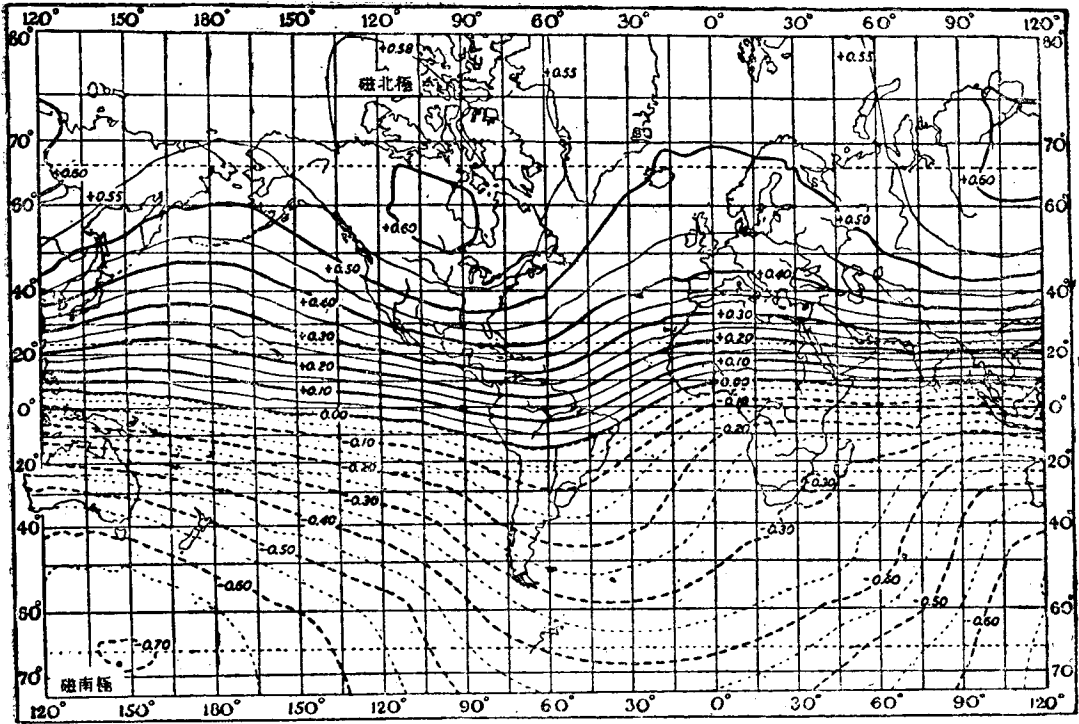


图 1—3 1945年代的等Z线分布图

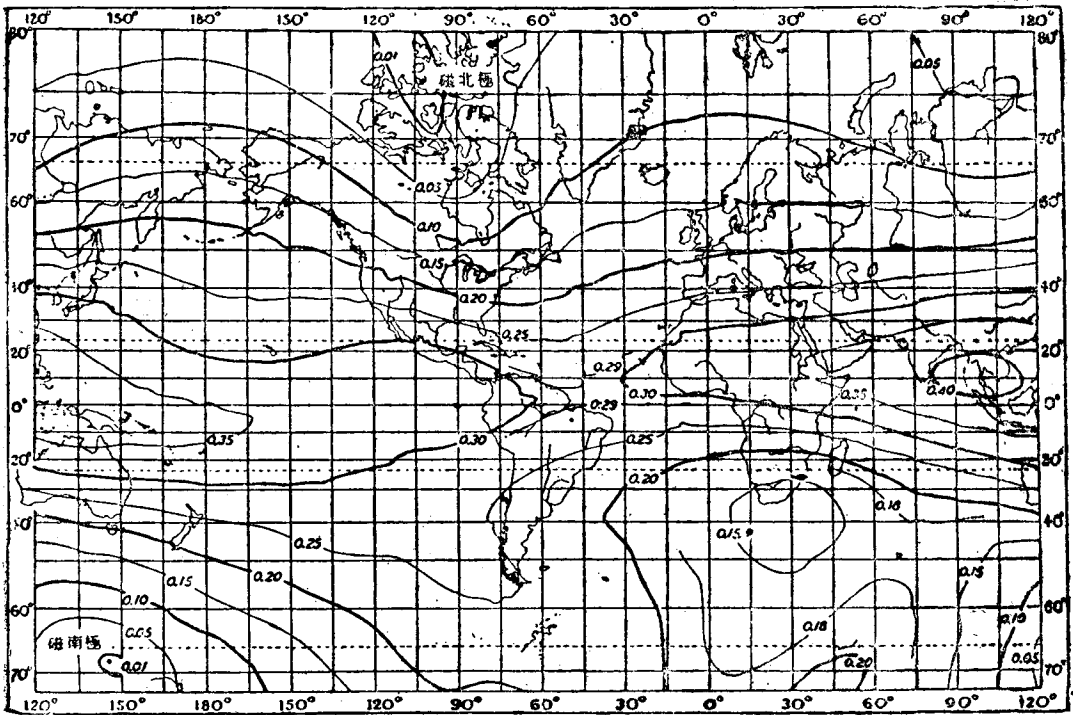


图 1—4 1945年代等H线分布图

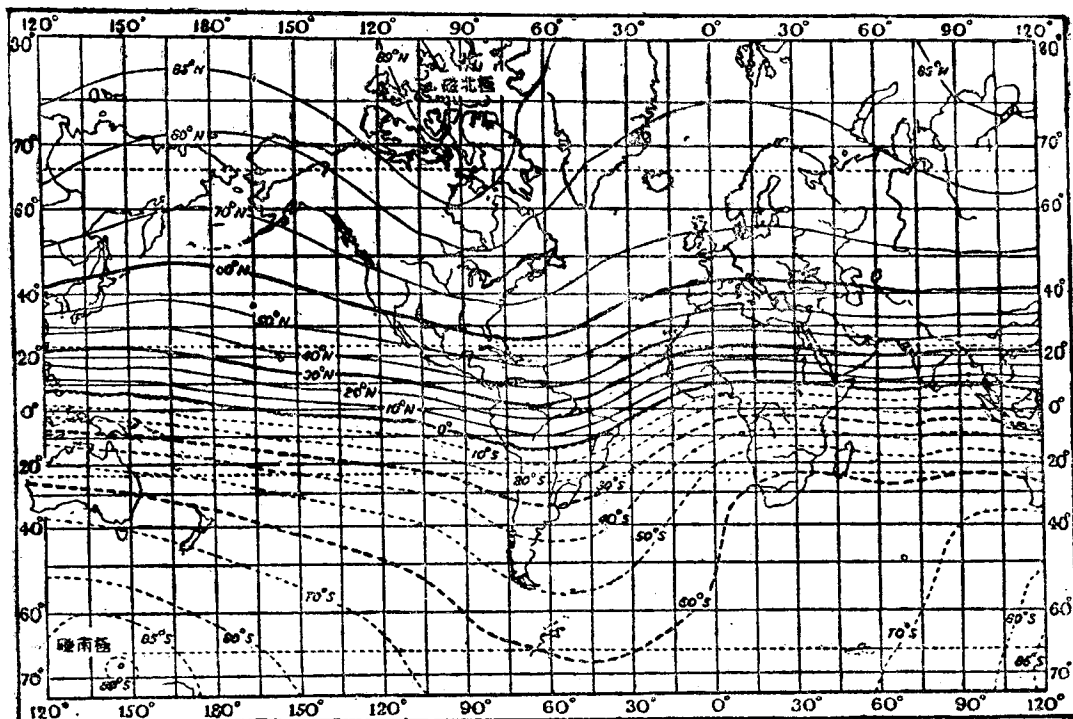


图 1—5 1945年代等I线分布图

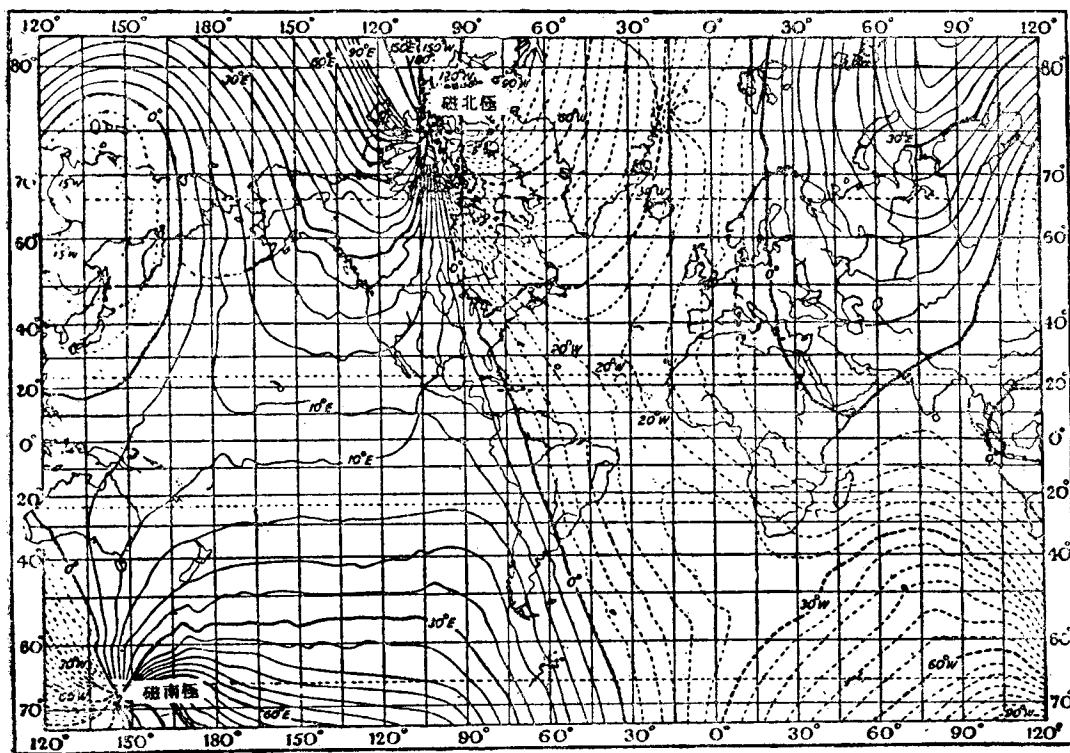


图 1—6 1945年代等D线分布图

二、地磁正常場与磁異常

在地面观测表明，把地磁場当成一个均匀磁化球体产生的磁場只是近似的，实际上被观测到的地磁場与均匀磁化球体的磁場之間有着差别，这个偏差即称为磁异常。根据磁异常出現面积的大小，可分为大陆性异常、区域性异常和局部性异常。大陆性异常长寬可达数千公里，例如整个亚洲就是一个正磁异常。在解决地质构造問題时通常用不到大陆异常，所以一般把均匀磁化球体的磁場加上大陆性异常称为正常場；而由区域地质构造所引起的区域性异常，称为相对于前述正常場的磁异常。当然磁异常还要根据异常分布的面积大小而分成几級。

另外还必须注意到正常場与磁异常的相对概念，在实际磁法勘探工作中，磁异常与正常場完全是相对的。由所解决的地质問題和所找寻的地质对象而不同，前述磁异常由面积从大到小可分为几級，如研究某一級异常，則其前級即可视为該級异常的正常場。

三、地磁場随时间的变化

在地面同一点对地磁場长期观测的結果說明地磁場是随時間而变化的，地磁場的变化是各种周期性和非周期性变化的总和，这种变化一般說来并不显著，但有的对磁法勘探來說便有很大的影响。

根据对地磁場变化的分析研究，大致可确定有下列几种不同特性的变化存在。

1. 长期变化：其特点是地磁場在一个地区很長的时间內緩慢地增加或减小，如伦敦，在1580年具有最大的磁偏角达 11° 左右，以后逐漸减小，到1820年达到最小值約 -24° 左右，以后又逐漸增加。根据許多地区的資料，証明长期磁变是具有周期性的，周期約500年左右，由于这种变化极其緩慢，所以对磁力勘探无甚影响。

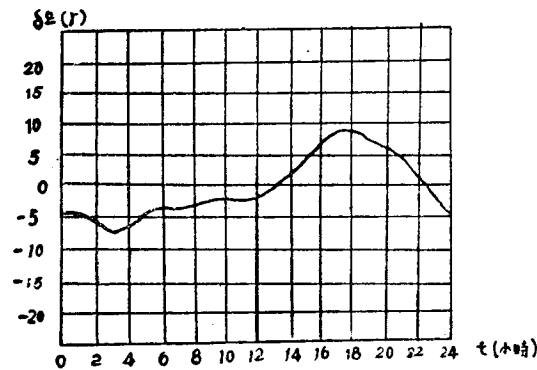


图 1—7 垂直磁場分量Z日变图

2. 日变：周期等于一日的磁場变化称为日变。在不同地点同时观测和同一地点不同的日子观测的結果发现它們的变化各不相同。但是日变也存在着一般規律，那就是白天变化比夜間强，夏季变化比冬季强，变化的数值約数十伽佶左右，可見日变与太阳的輻射有关。

由于日变周期短，变化幅度大，所以在用磁法探测較弱磁性地质体时，这个日变就会使測量結果产生歪曲，因此，应该用仪器来記錄它的变化，对測量結果进行

改正。图1—7是日变的一个記錄。

3. 磁暴，地磁場在短時間內突然发生很强的非周期性变化叫做磁暴，磁暴的幅度可达数百—数千伽佶，有时是瞬时的几分鐘，有时可延續几天。磁暴多发生在高緯度地区。在磁暴发生时，磁法勘探的野外工作只有停止。

四、岩石磁性

前面已叙述过磁异常是由岩石的不均匀分布即地质构造所引起，但是必須指出，只有組成地质构造的各种岩石具有不同的磁性时才能引起磁异常。因此要正确地理解地质构造与磁异常之間的关系，必須研究岩石的磁性和其变化規律。

(一) 岩石磁化的理論

岩石所以有磁性，是由于它們在地磁場中受到了磁化，所謂磁化就是物质在磁場中感应带磁的現象。例如把一块軟鉄放在磁鉄的附近即感应带磁而被吸引，这就是因为軟鉄被磁化了。在地磁場中所有的岩石都会被磁化，不过有强有弱而已。

按岩石磁性的大小和磁化的特性，基本可分为三类，即順磁体、反磁体和鉄磁体。大部分順磁性和反磁性的岩石磁性均很弱，只有鉄磁性岩石才产生明显的磁异常。

現在我們来看一下鉄磁性岩石是如何磁化的，在鉄磁体内有許多自旋电子的磁矩都自发的趋于同一方向；但这种趋向作用并不是发生于物体全部体积，而只是分布在約 10^{-5} 立方厘米的极小空間内。这个小空間的自发磁化区域，称为磁畴（相当于一个小磁鉄）。

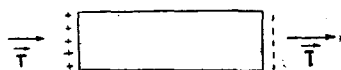


图 1—8 岩体的磁化

每一磁畴都有其自己的磁化方向，所以对一个岩体总观看来磁化仍等于零（即不带磁性）。但当其受到外磁場 T 的作用后，磁畴的磁化方向就要按外磁場的方向重新排列，磁畴的正极受力的方向与外磁場的方向一致，负极受力的方向与 T 相反，因而在此岩体順着外磁場方面出現正磁荷，逆着外磁場方面出現負磁荷（见图1—8）。至于岩体内部則因为每一磁畴正负极相对应而抵消了，不再出現磁荷。岩体的侧面与外磁場平行时也不出現磁荷，若不平行亦要出現磁荷。这时，我們就称此岩体被磁化而形成了磁体。

在一块岩体里，所有基本磁矩的向量和，就称为这个岩体的磁矩 \vec{M} （磁矩是描述磁性体磁性的一个向量，对于棒状磁鉄而言，它的磁矩 M 等于磁荷 m 乘上二磁荷間的距离，即磁鉄长度 $2l$ ，其方向为由負磁荷指向正磁荷， $M=2lm$ ）。单位体积內的磁矩就称为磁化强度 \vec{J}

$$\vec{J} = \frac{\vec{M}}{V} \tag{1.4}$$

显然磁化强度 \vec{J} 是一个向量，其方向与磁矩 \vec{M} 相同，它表示岩石的磁化状态。实验証明，物质的磁化强度 \vec{J} 与外磁場 \vec{H} 成正比，且方向一致

$$\vec{J} = K\vec{H} \tag{1.5}$$

其中 K 是一个比例常数，称为磁化率（磁化强度与磁化率在磁法勘探中都用 10^{-6} CGSM 为单位来表示）。

对于 $K > 0$ 的物质为順磁质，如石灰岩的 $K = 0-100 \times 10^{-6}$ CGSM，对于 $K < 0$ 的物质称为反磁质。如盐的 $K = -0.4 \times 10^{-6}$ CGSM。順磁质与反磁质的磁化率都是一个常数，但由于数值过小，在弱的地磁場作用下（ $T = 0.5$ 奥斯特左右）实际上可以認為不带磁性。

对于鉄磁质而言，不仅 K 很大而且还随着外磁場的变化而变化，現在把磁化强度 J 与外磁場 H 的关系示于图1—9。由图可見，开始处磁場增大时，磁化强度亦随之增大，以后 H 再开始增大

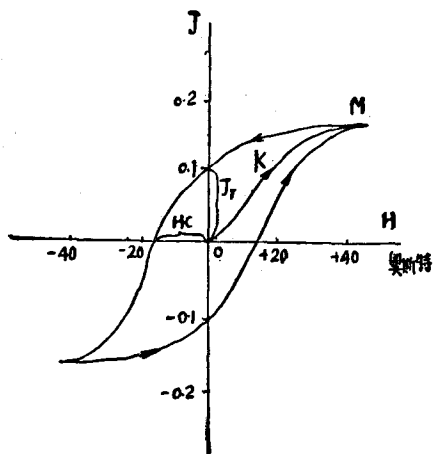


图 1—9 鉄磁物质 J 与 H 的关系

时, J 上升得逐渐缓慢起来 (K 值开始减小, 最后当 H 增大到某一数值以后, J 不再增加 ($K \rightarrow 0$) 曲线趋于平缓, 即此时磁化达到饱和。见图 OKM 段。这一现象可以大致解释如下: 由于铁磁性物质极易磁化, 故磁场不甚强时, 内部一部分磁畴就发生转动顺着外磁场方向排列, 磁场逐渐增加时, 发生转动的磁畴就更多起来, 并且排列得更整齐些, 可是当外磁场到达某一极限值时, 内部所有磁畴都整齐的沿着外磁场方向排列, 当然以后再增大外磁场时, 这种磁化饱和状态便不再发生变化。

若达到磁饱和状态以后, 逐渐的减小外磁场, 这时 J 并不沿着原来的曲线返回, 而是按着 OKM 上面的一段曲线逐渐减小, 并且发现在 $H=0$ 时, 磁化强度 J 并不完全消失, 我们称保留下来的磁化强度为剩余磁化强度 J_r , 对于不同的铁磁质来说, 其剩余磁化强度 J_r 是不同的, 如永久磁铁便具有很大的 J_r 。

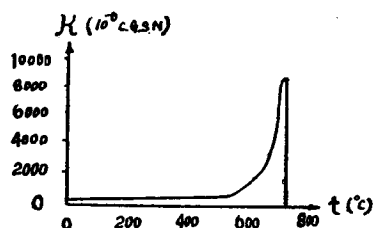


图 1-10 铁的磁化率在弱磁场中与温度的关系

要消除剩余磁化强度 J_r , 需要建立一个反向磁场, 当反向磁场到达 H_c 时, $J=0$, 即该铁磁质磁性消失, 我们把 H_c 称为矫顽磁力, 通常 J_r 大的物质其 H_c 亦大。

若继续增强反向磁场, 则 J 可以在反方向上达到饱和, 然后再减小反磁场和增大大磁场时, J 沿着 OKM 下面的一条曲线变化, 最后在 M 点闭合, 这种现象我们称为磁滞现象, 其曲线称为磁滞回线。

若继续增强反向磁场, 则 J 可以在反方向上达到饱和, 然后再减小反磁场和增大大磁场时, J 沿着 OKM 下面的一条曲线变化, 最后在 M 点闭合, 这种现象我们称为磁滞现象, 其曲线称为磁滞回线。

铁磁性物质的磁化不但随外磁场不同而变化, 而且还随着温度而变化, 一般温度升高时, K 亦增大, 但当温度升高到某一点时, K 突然下降到零, 这一点温度称为居里点。图 1-10 划出了铁在弱磁场中其磁化率 K 随着温度而变化的曲线图, 由图可见温度升高 K 亦增大, 但当温度增大 750°C — 760°C 时, K 值急剧下降而接近于零, 这一温度就是铁的居里点, 岩石的居里点大多都在 600°C 左右, 与磁铁的居里点差不多。

(二) 岩石的磁性

岩石磁化强度的大小是岩石磁性大小的表征, 根据实际测定的结果, 岩石的总磁化强度 \vec{J} 是岩石的感应磁化强度与剩余磁化强度的矢量和即:

$$\vec{J} = \vec{J}_i + \vec{J}_r \quad (1.6)$$

其中感应磁化强度 J_i 是由于现代地磁场磁化所形成, 其数值决定于岩石的磁化率 K , 即:

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

\vec{J}_r 是岩石的天然剩余磁化强度, 它的形成与岩石的形成过程和历史有关。由此可知, 我们在磁法勘探中研究岩石磁性的主要内容是研究岩石的磁化率 K 与剩余磁化强度 J_r 。

关于剩余磁化强度的成因, 火成岩与沉积岩是各不相同的。对于火成岩一般认为 J_r 的形成是由于岩浆由高温逐渐冷却时, 通过了岩石的居里点; 因为岩石在居里点以下的高温时具有很高的磁化率 K , 所以在当时地磁场的作用下磁化, 岩石便有了很大的磁化强度, 这种磁化强度保存下来, 便是我们现在所见的剩余磁化强度 J_r 。由此可见火成岩一般应具有较强的 J_r , 这个与实测的结果相符合。对于沉积岩其剩余磁化强度 J_r 一般均较其感应磁化强度 J_i 要小, 因此其 J_r 的来源可以认为是由风化而被破坏的火成岩的细小颗粒, 这些颗粒保存了它们原有的剩余磁性, 当它在深而平静的水中沉积时, 就按当时的地磁场方向排列起来, 从而使沉积岩获得了剩余磁性, 由此可见, 无论是沉积岩或火成岩, 其剩余磁化强度 J_r 的方向应该与古代岩石形成时的地磁场方向一致, 这一点在后面我们