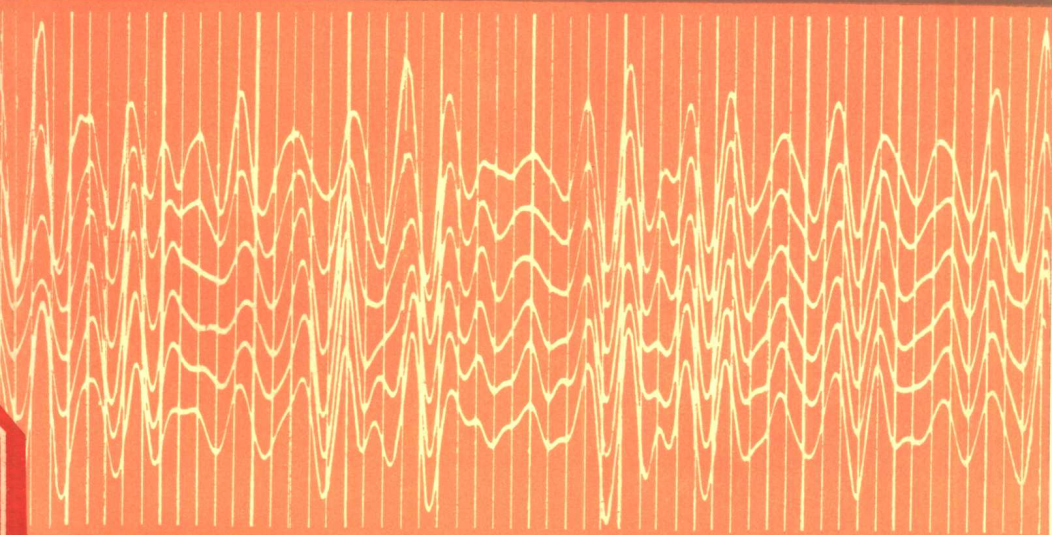


应用地球物理学原理



地质出版社

应用地球物理学原理

D. S. 帕拉司尼斯著

刘 光 鼎 译

地 质 出 版 社

内 容 简 介

地球物理勘探广泛应用物理学的各种基本原理,以及现代科学技术中的大量最新成就来解决复杂的地质问题,其中包括在陆地地区内寻找石油及有用的金属与非金属矿床。但由于物探方法本身存在着多解性问题,这就要求多种方法联合应用,将其资料与地质资料作综合的解释,才能满足综合勘探、综合找矿的需要。

本书以较为简练的方式对各种基本物探方法分别说明其原理、仪器、工作方法、解释,并列举实例作为其结果的说明。基本上反映了近年来的物探水平。书中列出的参考文献较多,可作为进一步探讨的线索。

本书可供地质工作者,地球物理勘探工作者和地球物理科学工作者的参考。

Principles of Applied Geophysics

By D. S. PARASNIS

Second Edition

LONDON

CHAPMAN AND HALL LTD

应用地球物理学原理

刘光鼎译

地质局书刊编辑室编辑

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

1974年7月北京第一版·1974年10月北京第一次印刷

印数 1—10,500册·定价0.65元

统一书号: 15038·新42

第二版前言

还在最近一次为重印本书而受到催促时，就已决定全部修订这本书，因为自从第一版问世以来，在本题目中已经发生了一些迅速的进展。这个新版本不仅是修订，而且是扩充；然而，本书的目的依然是要简短而又相当广泛的阐述应用地球物理学原理。

第一版的特征是包括任何应用地球物理学书籍中都未接触到而却实际存在的许多课题。读者将会注意到，这个第二版具有类似的方式，既保持第一版的结构和内容，又包含一些有实际意义的课题的简练讨论，作为一个整体，这在任何现行书籍中都是找不到的。它们是（只说明其中的一些）：任意方向上厚板的磁异常、电阻率的核函数、电法解释的辅助点法和派克瑞斯—科福德法、激发极化、瞬变电磁法、H型与E型甚低频法、感应脉冲瞬变法、地震记录的反褶积和振动地震法。现在还有关于解析延拓的单独章节，以及关于富立叶变换和褶积的附录。

在此版本中，除开少数的几个例外，全部采用国际系统制(SI)，并已将原始文献中的数据重新换算过。可能这是英文中采用国际系统制的第一本地球物理书籍。

在准备第二版的过程中，作者受到爱尔涅斯多·奥瑞兰纳(Ernesto Orellana)博士在其对第一版的西班牙译文中所附“译者注释”的教益。

D. S. 帕拉司尼斯，1972年

目 录

1. 绪论	1
2. 磁力方法	3
2.1 简短历史	3
2.2 岩石磁性	3
2.3 地磁场	9
2.4 磁力勘探仪器	10
2.5 磁力异常的测量	12
2.6 野外工作	13
2.7 磁力异常的解释	14
2.8 圆球体和椭球体	19
2.9 其它形体	22
2.10 史密斯规则	30
2.11 模型实验	31
2.12 磁力调查的一些实例	31
3. 重力方法	37
3.1 引言	37
3.2 重力仪	38
3.3 野外工作	41
3.4 对重力观测的校正	42
3.5 布格异常	45
3.6 密度测定	45
3.7 解释	47
3.8 重力解释的局限	52
3.9 深度测定	57
3.10 总质量的测定	59
3.11 重力的铅垂导数	60
3.12 重力勘探与解释的实例	61
关于爱特维斯扭秤的注释	67

公式 (3.10 C) 的推导	69
4. 电学方法	71
4.1 引言	71
4.2 自电位	71
4.3 地电阻率	74
4.4 层状地层	78
4.5 电阻率的核函数	83
4.6 层状地层参数的直接推导	84
4.7 电测图、各向异性地层和电测井	90
4.8 岩石和矿物的电阻率	93
4.9 激发极化	94
5. 电磁连续波法、瞬变法和大地电流法	99
5.1 引言	99
5.2 相位关系	99
5.3 补偿器法或参德贝格法	102
5.4 土伦法	107
5.5 动源和接收器法	109
5.6 理论逼近	115
5.7 模型实验	115
5.8 穿透深度	117
5.9 瞬变法 (时间域电磁法)	118
5.10 磁导率的影响	121
5.11 大地电流法与声频磁法	122
5.12 甚低频法 (H型和E型)	127
6. 地震方法	130
6.1 引言	130
6.2 弹性常数和弹性波	131
6.3 仪器和野外工作	134
6.4 折射法	135
6.5 反射法	141
6.6 对到达时间的校正	148
6.7 地震脉冲	150
6.8 合成地震记录与褶积	153

6.9 连续速度测井	156
6.10 磁记录	157
6.11 反褶积	157
6.12 振动地震法	160
7. 放射性方法	162
7.1 引言	162
7.2 岩石的放射性	165
7.3 辐射探测器	166
7.4 氧测量	168
7.5 放射性密度测定	169
8. 航空地球物理方法	171
8.1 引言	171
8.2 磁力法	171
8.3 电磁法(连续波)	172
8.4 航空的声频磁法、无线电相位法、航空吐伦法和感应脉冲瞬变法	175
8.5 放射性	178
8.6 定位	179
9. 其它方法与课题	181
9.1 井孔磁力仪	181
9.2 伽玛射线测井	181
9.3 中子测井	182
9.4 地热法	183
9.5 地球化学勘探	184
9.6 最佳点线距	185
9.7 综合勘探	186
附录 富立叶变换与褶积	190
参考文献	195

1. 绪 论

地球物理学就是应用物理学的原理来研究地球。严格地说,此题目也包括气象学、大气电学或游离层物理学,但是,在较局限的意义上,它就是地球体的物理学——这也就是本书中所使用的地球物理学的涵义。纯地球物理学的目的是从与地球所伴生的物理现象(例如,地磁场、热流、地震波的传播、重力等)中推求出地球的物理性质及其内部结构。另一方面,本书所讨论的应用地球物理学的对象是研究假定存在于地壳之中的浅处的特殊的、相对小规模的结构。在这些构造中可以说到的有:向斜和背斜、地质断层、盐丘、冰碛覆盖层下结晶基岩的起伏、矿体、粘土沉积等。研究这些构造经常与石油勘探、圈定含水层、矿产勘探、公路建设和土木工程等实际问题有关,现在已经成为普通常识。物理学的应用与地质资料的综合,时常是解答这些问题的唯一可靠途径。

研究地壳浅层构造所使用的地球物理方法,根据组成这些构造的岩石(这个名词是取广义的概念)的物理性质而变化,但是,广泛地说,可将它们分成四类。一方面是静力方法,它探测并精确测量静力物理场的畸变,以绘制产生它们的构造轮廓。静力场可以是地磁场、重力场或热梯度场的自然场,或者可以是象电位梯度的人工场。另一方面,我们有动力方法,它将信号送入地下,探测回返的信号,并在适当的测点上测量它们的强度和到达时间。在动力方法中,在适当的场方程式里,直接地如地震方法中的波到达时间,或间接地如电磁方法中的频率或相位差,总都是出现时间的量纲。现在相当重要的是处于上述两种方法之间的另一类方法。这种方法将称为张弛(relaxation)方法。它们的形态是这样的:时间量纲是作为介质受到干扰后回到其正常状态

所需要的时间而出现的。此类方法包括过压 (Overvoltage) 或激发极化法。最后还有我们称为积分效应 (integrated effect) 方法, 它所探测的信号是在一个已知的面积上, 或在一个给定的体积里的统计平均。放射性测量所使用的方法都属于这一类。

仅根据工作程序而将地球物理方法分类成: 地面方法、航空方法或井中方法。但这是没有物理意义的。许多地面方法也可以使用于空中、水下或井中。

在某种意义上来说, 除开地震方法之外的应用地球物理学, 主要是适用于覆盖层相对浅薄的平坦地形或地形起伏平缓的科学。其理由是这样的: 只要起伏剧烈, 地球物理方法的数据就都需要校正, 而校正时常使得其解释出现不确定性。另一方面, 上覆地层太厚, 使得隐伏于其下的构造所产生的效应, 一般地处于测量误差范围之内, 从而难于确定。然而, 地球物理方法没有任何地形适应性的一般尺度, 所以, 必须对每一种情况都考虑方法本身的优缺点。

在下面各章中, 将依次讨论应用地球物理学的各种方法。

2. 磁 力 方 法

2.1 简短历史

伊丽莎白一世女皇时代的物理学家威廉·吉伯特 (William Gilbert) 于 1600 年发表其磁学 (De Magnete) 著作时, 提出这样的概念: 在地球表面的每个点上, 总地磁场具有一种确定的方向。在此概念的推动下, 可能早在 1640 年, 并持续到那个世纪之末, 首次在瑞典使用地磁场方向中局部异常的观测来勘探铁矿。他们第一次系统地利用一种物理性质圈定地壳中特种小范围的构造。两个世纪之后, 于 1870 年, 泰伦 (Thalén) 和提贝尔格 (Tiberg) 制成他们的磁力仪, 用普通物理学课程中所使用的著名的正弦与正切方法, 比较快速并相对精确地测定水平力、铅垂力和倾角。随后, 广泛地将它用作勘探调查工具, 特别是在瑞典达半个世纪以上。然而, 大范围地使用磁力测量以研究地质构造, 和磁铁矿有关的调查不同, 甚至于一直到 1915 年都没有开始。1915 年阿道夫·施密特 (Adolf Schmidt) 使用在一个玛瑙刃口上摆动的磁针, 作成其精确的铅垂场磁秤。从此以后, 不仅在寻找磁铁矿中, 而且也在圈定潜山、地质断层、火成岩侵入、与油田有关的盐丘。隐伏陨石以及如管道那样的埋藏磁性体, 也都成功地使用过磁力观测。

2.2 岩石磁性

应用地球物理学的磁力方法依赖于精确地测量岩石建造中磁化强度变化所产生局部地磁场的异常。岩石磁化部分是由于在地球场中的感应产生的, 而部分是由于其剩余磁化产生的。感应强度主要决定于磁化率和磁化场, 而剩余强度决定于岩石的地质历

史。

岩石的磁化率

根据物理学中所使用的一般分类, 岩石可分成三种, 即反磁的 (diamagnetic)、顺磁的 (paramagnetic) 和铁磁的 (ferromagnetic)。考虑到我们知识的现代状态, 铁磁一类必须再分成真铁磁物质、及铁磁物质和铁氧磁性 (ferrimagnetic) 物质。下面简短地解释这些名称。

在各向同性物质中, 由于磁化力 H 所感应的磁化强度 M_i 可以写成:

$$M_i = \kappa H \quad (\kappa = \text{体积磁化率}) \quad (2.1)$$

M_i 和 H 都是矢量。在反磁物体中, κ 为负值, 所以, 感应强度与磁化场的方向相反。反磁性的起源为电子绕核子的运动。这种运动形成一种小规模的电流电路, 根据著名的拉摩尔 (Larmor) 定理, 其磁矩向量开始绕外加场旋进。电子的附加周期运动产生与所加磁场方向相反的磁矩。应认识到所有的物质, 包括“典型”的铁磁体, 如铁、钴、镍, 都有反磁效应。但是, 如果没有外部场, 纯反磁性只出现原子的磁矩为零, 正如具有闭合电子壳层的原子或离子的情况一样。有许多岩石和矿物表现为纯反磁性, 其中主要的是石英、大理石、石墨、盐岩和硬石膏 (石膏)。

顺磁物质的磁化率是正的, 并与绝对温度成反比 [居里-外斯 (Curie-Weiss) 定律]。物质的原子或分子在没有外部场时具有磁矩, 并在原子之间磁的相互作用微弱时出现顺磁性。磁矩正常地是随机分布的, 但在场的作用下, 它们趋向于使自己在场的方向上排列成行, 此趋势由热骚动而阻止。元素的顺磁性主要是由于未填满的壳层 (如从元素钪 Sc 到锰 Mn 的第三个壳层) 中, 电子作不平衡旋转的磁矩而产生。曾经报导过许多岩石是顺磁性的, 例如片麻岩、伟晶岩、白云岩、正长岩等, 然而, 似乎某些顺磁性并不是固有的, 而是由于磁铁矿或钛铁矿的含量变化所造成微弱铁氧体磁性的表现, 或者由于矿物如赤铁矿、二氧化锰等所造成的反铁磁性。

在铁磁物质中，原子所具有的磁矩和相邻原子之间的相互作用是如此之强，以致于在称作磁畴的范围内所有原子的磁矩都使它们自己在相同的方向上排列成行，即使在没有外部场的情况下。在铁、钴、镍中，这种相互作用在原子未填满的第三壳层里发生于未经补偿的旋转之间。因此，一种自然磁化状态能够由所有原子磁矩的规则排列而存在。典型的铁磁体是它们的磁滞迴线和大的磁化率都与磁化力有关。铁磁性在高于所谓居里温度（Curie temperature）的温度上消失。没有真正的铁磁岩石或岩石矿物。

还存在着磁化率具有顺磁特性（ 10^{-5} SI的量级），但却并不反比于温度的物质。这些物质的磁化率首先随温度而增加，并在所谓居里点（Curie point）或 λ 点的某个温度上达到极大，此后按照居里—外斯定律减小。在这些物质中，低于 λ 点的低磁化率，可以用假定原子的一种规则状态使得相邻原子的磁矩相等而方向彼此不平行来解释。于是，两个规则的小点阵，每个都保持铁磁状态，彼此抵消并使其纯磁矩为零。这种状态称为反铁磁性（antiferromagnetism），并能由中子衍射的研究来确定。成岩矿物中，赤铁矿（ Fe_2O_3 ）是最重要的反铁磁体（ λ 点 675°C ）。

在反铁磁物质中，有这样一类，简单地说，其中具有磁矩的两个金属离子小点阵和前面一样是规则而不平行的，而其中点阵矩又是不相等的，在没有场的情况下，它给出纯磁矩。这种物质称为铁氧磁的（ferrimagnetic）。实际上，使岩石给出高磁化的所有成分都是铁氧磁的，其中主要是磁铁矿（ Fe_3O_4 ）、钛磁铁矿（ $\text{FeO}(\text{FeTi})_2\text{O}_3$ ）和钛铁矿（ FeTiO_3 ）。自然磁化和一种相对高的磁化率也可能在反铁磁体中存在，正如认为磁黄铁矿（ FeS ）的情况那样，如果出现统计的系统偏差的话。铁氧磁体的温度关系是复杂的，在理论上它们有几种可能性。

岩石磁化率几乎完全由其中铁氧磁矿物含量、它们的颗粒大小、分布型式等控制，并且变化极大。表1中所列举的数值也只能给出一个粗略的概念。曾经作过表示磁化率与铁氧磁物质含量

表 1 体积磁化率 (10^{-6} 的有理化单位)

石墨	-100	辉长岩	3800—90000
水晶	-15.1	白云岩(不纯)	20000
硬石膏	-14.1	黄铁矿(纯)	35—60
盐岩	-10.3	黄铁矿(矿石)	100—5000
大理岩	-9.4	磁黄铁矿	10^3 — 10^5
白云岩(纯)	-12.5—+44	赤铁矿(矿石)	420—10000
花岗岩(无磁铁矿)	10—65	钛铁矿(矿石)	3×10^5 — 4×10^6
花岗岩(有磁铁矿)	25—50000	磁铁矿(矿石)	7×10^4 — 14×10^6
玄武岩	1500—25000	磁铁矿(纯)	1.5×10^7
伟晶岩	3000—75000		

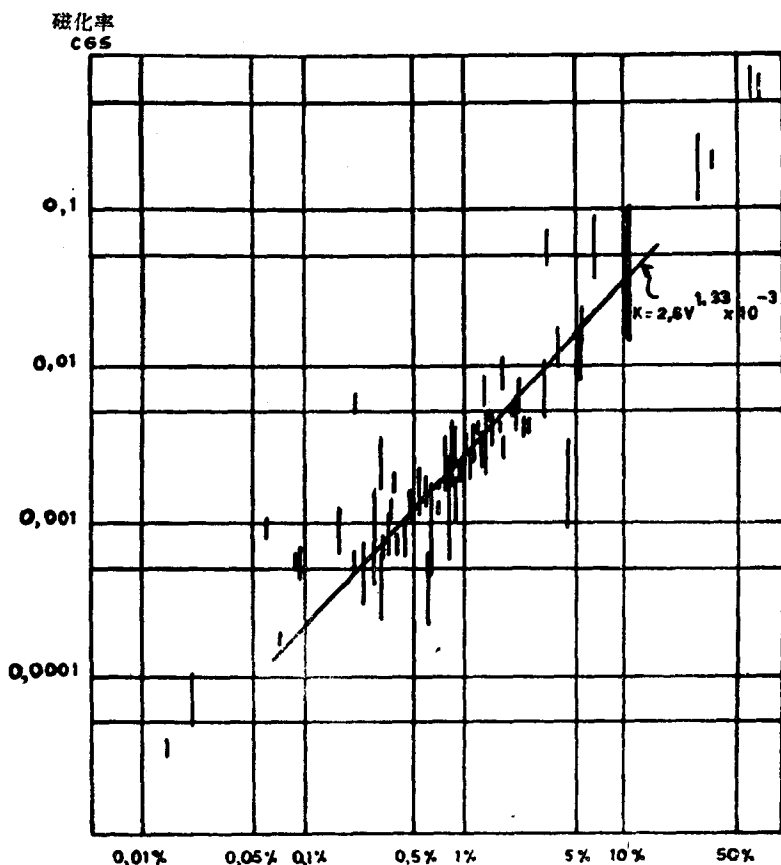
将上述数值除以 4π , 就换算成非有理化的 em cgs 单位。

间关系的各种尝试, 但并没有简单而通用的关系存在。对于特殊的岩石成分, 或者对于特殊的磁化率范围, 一般地能够在三氧化二铁的含量和磁化率之间找出一种统计意义的相关关系 (图 1)。然而, 分散性通常使得人们必须小心地使用根据这种相关所作的推测。

可以看出, 一般地说, 在岩石建造之间将会遇到的只是小的磁化率差 ($\Delta\kappa$)。 $\Delta\kappa$ 的极大 (有高等级磁铁矿沉积存在时) 为 10 (SI) 的量级。如果两个很广泛而且很厚的均匀建造为一个铅垂接触平面所分开, 则在横过接触面时, 给出铅垂磁场中的总变化为

$$\Delta Z = \frac{1}{2} \Delta\kappa Z \quad (2.2)$$

如果 Z 为地球的铅垂磁场, 野外测量中确定 ΔZ 的实际极限约为 1 伽偶 ($=10^{-9}$ 韦伯/米² $=10^{-5}$ 高斯), 而如果 $Z=5 \times 10^{-5}$ 韦伯/米², 代入上述方程式, 证明探测岩石建造之间磁化率差的实际极限为 $\Delta\kappa \approx 4 \times 10^{-5}$ 。然而, 岩石中缺乏均匀性, 而且铁氧矿物加入其中产生随机的磁异常, 即“地质干扰”, 从而使现实中的极限有时要大 10—100 倍。令 $\Delta\kappa=12$, 将从 (2.2) 中求得极大异常 (在一个磁性沉积之上) 约为 300000 伽偶。这种计算是企图说明所包含的数量级, 其中没有考虑岩石的剩余磁化。



磁铁矿含量 (体积百分比)

图 1 磁化率随磁铁矿含量的变化, 根据 贝尔斯雷 (Balsley) 和布丁顿 (Buddington) (经济地质学, 1958年八月)

岩石的磁化率可以用任何合适的标准方法测量 (1)*。

岩石的剩余磁化

古地磁学对整个地球的新近研究已经确定: 火成岩和沉积岩

* 括号中的斜体数字表示本书末尾列出的参考文献。

都有不同程度的剩余磁化，而且这是一种广泛存在的现象。作为良好证据的火成岩和沉积岩岩石实例，出现在世界各部分和全部地质时代中，其中剩余强度不仅强，而且具有和现代地磁场方向完全不同，有时相反的方向。现在已经很好地确立起这种概念：岩石的剩余磁化大部分是从高温冷却中获得的一种热剩余磁化 (TRM)，而且其方向反映出它们形成的时间和地点上所具有的地磁场方向。获得热剩余磁化的优势机制是岩石的铁氧成分中磁畴作成行的排列。在这种意义上，当岩石受热高于600℃(它大体上为磁铁矿的居里点) 时，其热剩余磁化消失(3)。

表2中给出岩石中比值 $Q_s = M_s / \kappa F$ 的一些实例，此处 M_s 为剩余强度，而 F 为地球磁场的总磁化力。在大多数火成岩(如熔岩与岩脉)中，剩余强度与地球磁场感应的强度相比完全占优势。因此，磁力解释，特别是在发生火成岩的地区内，如果要得到一张满意的地质图件，就必须考虑剩余强度。在研究对象为磁铁矿时也要这样应用。

表 2 一些岩石样品的 Q_s

样 品	地 区	Q_s
玄武岩	日本, 米哈尔火山*	99—118
辉长岩	苏格兰, 苏依林山	29
辉长岩	瑞典, 斯马兰	9.5
安山岩	日本, 提加*	4.9
花岗岩	马达加斯加	0.3—10
石英粒玄岩	英国, 惠因, 锡勒	2—2.9
辉绿岩	瑞士, 阿斯坦诺·提契诺	1.5
拉班玄武岩脉	英国	0.6—1.6
粒玄岩	苏格兰, 萨瑟兰	0.48—0.51
磁铁矿	瑞典	1—10
锰矿石	印度	1—5

沉积的 Q_s 一般是低的。

* 此处日文地名系译音——译者

岩石的总和磁化 M 可以用矢量方程式描述:

$$M = M_s + \kappa F \quad (2.3)$$

在 M_n 和 F 为平行的或不平行的两种简单的情况中，可以定义一种视磁化率

$$\kappa' = \kappa \pm M_n / F \quad (2.4)$$

并在解释时使用于表明一种异常构造的异常方程式。对于一般情况下所需要的修改，可以将格林 (Green) 的文章 (2) 作为参考。

2.3 地 磁 场

为了识别地球场的异常，显然应着重了解其未受干扰的特征。以一种极其接近的近似，可以将规则的地磁场在形式上表示成位于地球中心并具有磁矩指向地理南的偶极场。从物理上来看，地磁场的起源似乎是地球内的一系列电流。地球的总磁场具有约 0.6×10^{-4} 韦伯/米²的通量密度(在表面上)。此通量密度为存在于观测点上的磁化力之和，其大小为 $0.6 \times 10^{-4} / (4\pi \times 10^{-7}) = 47.8$ 安培/米。地磁通量密度的铅垂分量，例如在瑞典波立顿为 0.494×10^{-4} 韦伯/米² ($=0.494$ 高斯 $=49400$ 伽偶)，而联合起来的磁化力为 39.4 安培/米。因式 $4\pi \times 10^{-7}$ 表示真空的磁导率(permeability)。在地球表面的任意点上，磁通量密度向量完全由其水平分量 (H)、铅垂分量 (Z) 和离开真北向西或向东的磁偏角 (D) 确定。如果它在北半球指向下一般认为 Z 是正的；如果它在南半球指向上则认为 Z 是负的。在磁力异常解释中很重要的倾角 (I) 由 $\tan^{-1} Z/H$ 给出。地球上 $I = \pm 90^\circ$ 的点，分别称为磁北倾极和磁南倾极。由于作为应用地球物理学目的而圈定的局部扰动，可以有任何数目的这种点，但是，除开这些之外，有两个主要的北倾极和南倾极，它们的位置大体上在 $72^\circ N$ ， $102^\circ W$ 和 $68^\circ S$ ， $146^\circ E$ 。由于地球场有不规则的部分，所以它们并不相当于地球中心上虚偶极轴与地面的交点 ($79^\circ N$ ， $70^\circ W$ 和 $79^\circ S$ ， $110^\circ E$)。后者称为地磁极或轴极。可以看出，地磁北极实际上处于地理南，而地磁南极处于地理北。但是，为了方便起见，时常用最靠近的地理极的名字来称呼这两个磁极。记住这种

实际的习惯用法是重要的。将地球表面上通过 $I = 0$ 点的虚线称为地磁赤道。它的北面, Z 为正, 它的南面, Z 为负。

地球表面的任何点上, 磁场并不是常数, 而是经受不同周期的变化。从应用地球物理学的观点出发, 最重要的是日变和磁暴。必须从磁力勘探的观测中, 适当地消除掉它们的干扰效应。

可以在另一本著作, 查普曼 (S. Chapman) 所著的“地球磁学 (Earth's Magnetism)” (Methuen and Co. 出版) 中, 找到关于地磁场的进一步详细讨论。

表 3 中给出 1965 年在一些经过选择的地点上的 H , Z , D 值。

表 3 H , Z , D 值 (1965 年)

地 点	纬 度	经度 (东)	H (高斯)	Z (高斯)	D (东)
切留斯金岛	+77.7°	104.3°	0.0337	0.5890	+20.7°
特罗姆塞	+69.7	18.9	0.1125	0.5109	0.0
哈特兰得	+51.0	355.5	0.1887	0.4354	-9.5
圣米格尔	+37.8	334.4	0.2498	0.3849	-15.0
海得拉巴	+17.4	78.6	0.4014	0.1500	-1.7
唐格朗	-6.2	106.6	0.3721	-0.2388	+1.1
毛里求斯	-20.1	57.6	0.2222	-0.3049	-17.1
格奈伊迪	-31.8	116.0	0.2391	-0.5350	-2.9
马属里岛	-54.5	159.0	0.1315	-0.6421	+26.5

(1 高斯 = 10^3 伽玛 = 10^{-4} 韦伯/米²)

2.4 磁力勘探仪器

磁力测量在应用地球物理学中是最简便的, 它作为相对测定, 将任意点上磁场的的一个或多个要素值表示成与适当选择的基点数值之差。通常测区是相对小的, 例如几平方公里, 于是, 可以将其中的正常磁场看成真正的常数, 并等于基点上的数值。在很大的面积上, 例如一百平方公里以上, 正常场的变化是重要的, 特别是在北—南方向上, 应该加以校正。

有多种适用于相对磁力测定的仪器。其主要的类型描述如下。