

磁偏角与地震

周硕愚 韩 键 宋永厚 吕宠吾 编著

地震出版社

磁 偏 角 与 地 震

周硕愚 韩 键 编著
宋永厚 吕宠吾

地 震 出 版 社

1981

内 容 提 要

本书在简要介绍地磁知识的基础上，重点地介绍了利用磁偏角异常预报地震的基本理论，常用仪器的安装与调试，测量方法和分析方法。

磁 偏 角 与 地 震

周硕愚 韩 健 编著
宋永厚 吕宠吾

地 震 出 版 社 出 版

北京复兴路63号

北 京 印 刷 三 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行

各 地 新 华 书 店 经 售

787×1092 1/32 3 1/4印张 70千字

1981年12月第一版 1981年12月第一次印刷

印数 7200册

统一书号：13180·120 定价：0.35元

前 言

在地震孕育、发展和发生的过程中，震源及其周围形成一个不断变化着的应力场。在应力场的作用下，岩石的电磁特性会发生变化，岩石中的水气等物质的运动形式也将发生变化，岩石本身也会产生某种运动，如新裂隙的产生、断层面间的蠕动等。这些运动和变化会直接或间接地引起地磁场的局部异常，这就是地震的地磁前兆。国内外许多震例均证明了这一点。它使我们相信，用地磁场的异常变化来预报地震，确是值得探索的前兆手段之一。

目前，除地磁台使用所谓标准地磁仪外，各地尚有许多非地磁台的专业台站和广大业余群测点使用陶瓷偏角磁变仪等简易仪器研究震磁效应来预报地震，有些地区已逐步形成了以磁偏角为主的观测台网，在震情监视中发挥了一定的作用。

本书是根据广大业余群众测报员的需要编写的，内容力求做到由浅入深，适应于目前地震预报工作的需要。书中在简要介绍地磁知识的基础上，重点介绍了磁偏角及其变化、测量磁偏角变化的仪器和方法、地震磁效应的物理概念及几种常用的分析预报方法，最后，还对磁偏角异常与地震的某些统计关系做了探讨。本书不仅适于群众测报员及有关的业务管理人员学习使用，而且对从事地震台站观测工作的专业人员也有一定参考价值。

本书由王岚同志绘制插图。在编写过程中，曾得到蒋邦本、李钧、蔡惟鑫、易治春、宋文尧、贺玉方等同志的帮助，在此表示感谢。

恳请读者对本书提出批评意见。

目 录

前言

第一章 地磁场概述	(1)
§ 1-1 地球——一个大的磁体球	(1)
§ 1-2 地磁要素及其地理分布	(2)
§ 1-3 地磁场的构成	(5)
§ 1-4 地磁场的成因	(7)
§ 1-5 岩石的磁性	(8)
第二章 磁偏角的时空变化	(11)
§ 2-1 磁偏角变化的分类	(11)
§ 2-2 磁偏角的静日变化	(12)
§ 2-3 磁偏角的其他短期变化	(16)
§ 2-4 磁偏角的季节变化	(19)
§ 2-5 磁偏角的长期变化	(20)
第三章 测量磁偏角变化的仪器与方法	(24)
§ 3-1 测量方式的分类	(24)
§ 3-2 偏角磁力仪与绝对值测量	(24)
§ 3-3 偏角磁变仪与相对值测量	(26)
§ 3-4 偏角磁变仪的结构及其格值标定	(30)
§ 3-5 偏角磁变仪的安装和调整	(36)
§ 3-6 磁偏角观测台网布设	(47)
第四章 磁偏角异常	(49)
§ 4-1 地震磁效应	(49)
§ 4-2 磁偏角异常	(55)
§ 4-3 异常与正常	(56)
§ 4-4 信息与噪声	(59)
第五章 异常分析与地震	(63)
§ 5-1 日变异常	(63)
§ 5-2 趋势性异常	(79)
§ 5-3 短周期变化异常	(88)
§ 5-4 异常与地震	(91)

第一章 地磁场概述

§1-1 地球——一个大的磁体球

人类居住的地球，是一个不停地旋转着的椭球体。它的平均半径为 6371.11 公里。从赤道到地球中心的平均距离为 6378.4 公里，比从两极到地球中心的平均距离要长 21.5 公里。地球的旋转轴穿过地球表面的两点称为极点，在北面的称为地理北极，在南面的称为地理南极。

大量地磁测量结果表明，地球是一个大的磁体。地球本身及其周围存在着充满磁力的空间，叫做地球磁场。如果把一枚磁针放在皮球中，再测量皮球表面各点的磁场，就可发现其磁场的分布非常近似于地球表面磁场的分布规律。用一个磁化了的铁球进行测量，也可得到类似的结果。这个实验说明，地球的磁场可以设想用一个大磁棒放在地心所产生的磁场来表示，叫做磁偶极子磁场。这是地磁场的一个最基本的特点。但地磁场是很不规则的，它和简单的偶极子磁场仍有些差别，这种差别就叫做地磁异常。大面积的异常可能是由地球深部原因引起的；而小面积的局部异常则由磁性较强的岩石所引起。

地心磁偶极子轴线与地球表面的两个交点称为地磁极，磁北极在格陵兰西北部 (78.5°N , 69°W)，磁南极在南极洲 (78.5°S , 110°E)。应该注意，地磁的南(北)极实际上是地心磁偶极子的北(南)极(图1-1)。地心磁偶极子的磁轴 $N_m S_m$ 与地球的旋转轴 NS 斜交一个角度 θ_0 ， $\theta_0 \approx 11.5^{\circ}$ 。由于地磁极与地理极相近而不相同，故地磁经纬度与地理经纬度不是一回事。

地磁场的强度是很弱的。即使是在最强的两极附近，其强度也只有 0.7 奥斯特，比一个玩具马蹄形磁铁弱几百倍。

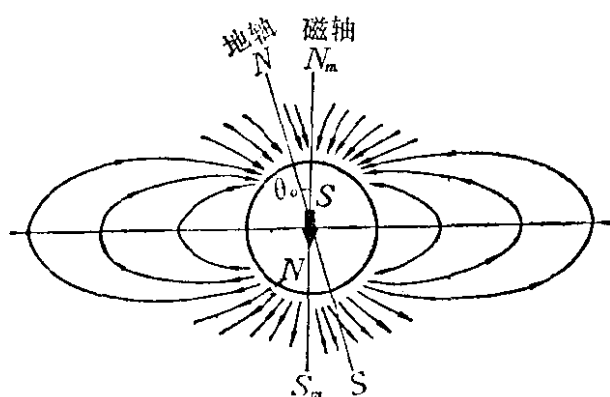


图1-1 地球磁偶极子场的理想情况

它随时间和地点的变化更要小得多。所以，在地磁测量中，通常用奥斯特的十万分之一作为磁场强度的单位，称为“伽玛”(γ)：

$$1 \text{ 伽玛}(\gamma) = 10^{-5} \text{ 奥斯特}$$

地磁场虽然很弱，但却占有很大的空间，在远至地球半径十几倍的地方

尚能从行星际磁场的背景中识别出地磁场来。

§1-2 地磁要素及其地理分布

地面上任一点的地磁场强度 H_T 具有一定的大小和方向。在地理直角坐标系中 (图1-2)， o 表示测点， x 轴指向北，即地理子午线 (经线) 的方向； y 轴指向东，即地理卯酉线 (纬线) 的方向； z 轴垂直于地平面而指向地下。 xoy 代表地平面。 H_T 在 xoy 平面上的投影 H 称为水平分量，水平分量所指的方向就是磁针北极所指的方向，即磁子午线的方向，水平分量偏离地理北极的角度 D 称为磁偏角，也就是磁子午线与地理子午线的夹角。由地理子午线起算，磁偏角东偏为正，西偏为负。 H_T 偏离水平面的角度 I 称为磁倾角。在北半球的大部分地区磁针的 N 极向下倾，而在南半球，则磁针的 S 极向下倾。规定 I 下倾为正，上仰为负。 H 在 x 、 y 轴上的投影，分别称为北向分量 X 和东向分量 Y ； H_T 在 z 轴上的投影 Z 称为垂直分量。无论是根据 X 、 Y 、 Z ，或是 H 、 D 、 I ，都可以确定地磁场强度的大小和方向，所以把

它们称做地磁要素。不难看出，它们是 H_T 在各个坐标体系中的坐标值。比如 X 、 Y 、 Z 就是 H_T 在直角坐标系中的坐标值，而 Z 、 H 、 D 和 D 、 H 、 I 则分别是 H_T 在柱体坐标系和球体坐标系中的坐标值。这三种坐标体系是彼此独立的，在它们之间，存在着如下的变换关系：

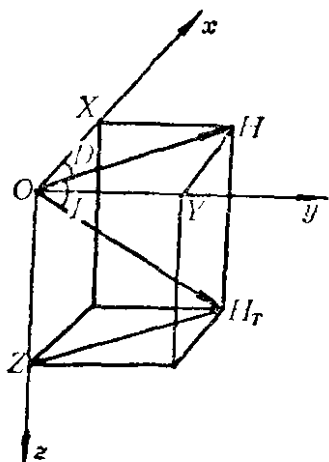


图1-2 地磁要素

$$X = H \cdot \cos D, \quad Y = H \cdot \sin D,$$

$$Z = H \cdot \operatorname{tg} I;$$

$$H^2 = X^2 + Y^2, \quad H_T^2 = H^2 + Z^2,$$

$$H_T = H \cdot \sec I = Z \cdot \csc I;$$

$$\operatorname{tg} D = \frac{Y}{X}.$$

如果知道其中独立的三个，其它四个就可以计算出来。在地磁台上，直接由仪器记录的通常是 H 、 Z 、 D 三个要素。

为了表示地磁场的分布情况，可把某一地磁要素相等的点连接起来，制成各种等磁图，如等磁偏图、等磁倾图、水平等力线图和垂直等力线图等。等磁线跨过大陆，伸向海洋而没有被扰乱，它基本上不受地形和地质构造的影响。由于地磁场的强度和方向不仅因地而异，还随时间有所变化，而各种等磁图只能对应于某一个时间，地磁测量又不可能在一个短时间内完成，所以必须把各地磁要素在不同时间的观测值分别归算到某一个同一的时刻，再绘制成图。这个工作叫做年代通化。

地磁图可分为地区的、全国的和世界的几种。图1-3 和图1-4 是 1965 年世界等偏线图和世界等倾线图。等偏线是从一点出发而汇聚于另一点的一束曲线，它的分布是不均匀的，有两条 $D = 0^\circ$ 的线把 D 分为正、负两个区域。图中虚线

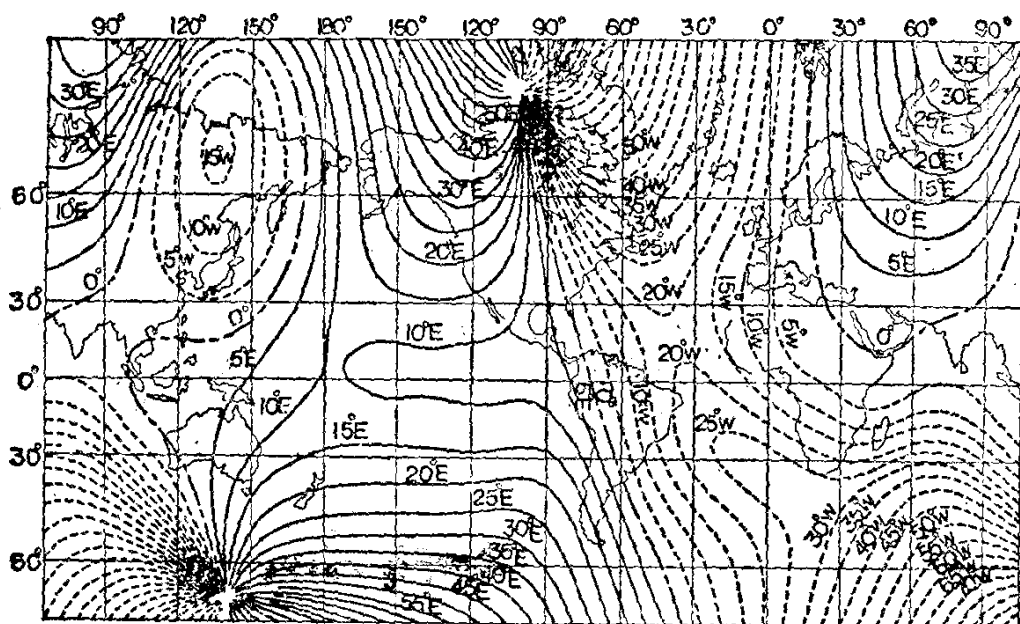


图1-3 1965年世界等偏线图

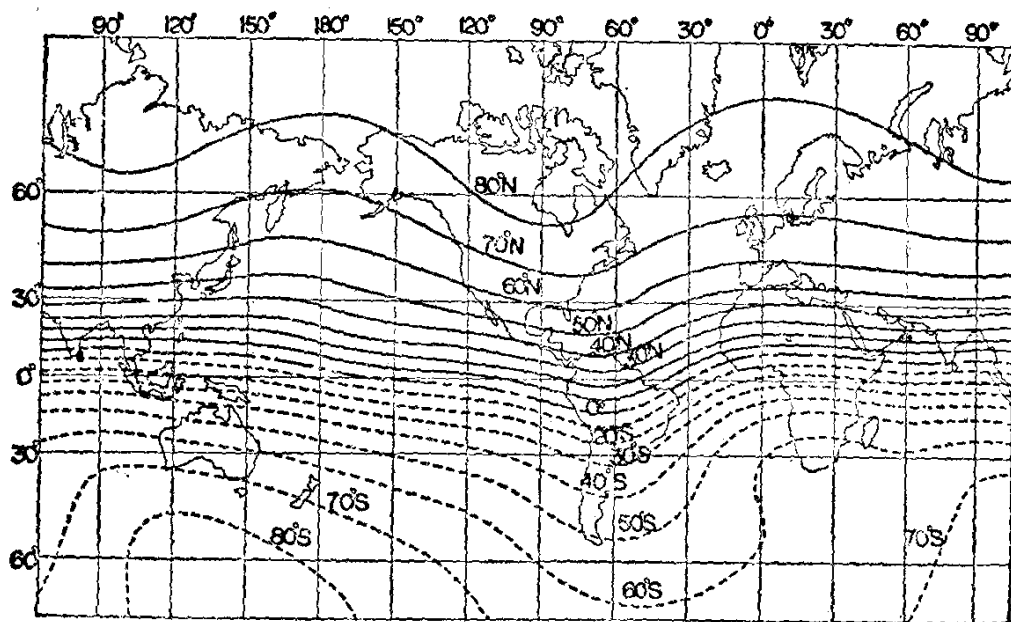


图1-4 1965年世界等倾线图

表示 $D < 0^\circ$ ，即磁针西偏；实线表示 $D > 0^\circ$ ，即磁针东偏。等偏线在南北两半球汇聚于四个点——南北磁极和南北地极。在南北磁极处，水平强度为零，垂直强度达到最大值，在水平面内能自由转动的磁针可停止在任意位置上。在这里，磁子午线的概念是没有意义的，所以磁偏角的数值可从 0° 到 360° ；同样，在地理南北极，南北方向是不确定的，地理子午线的概念失去了意义，磁偏角也可以取任意数值。

等磁倾线大致与地理纬度平行。在近赤道处，有一条磁倾角为零度的线，从这条线往南往北，倾角逐渐增大，到磁极处，倾角为 90° 。据 1975 年实测结果，北磁极在加拿大境内 ($76^\circ 06' N$, $100^\circ W$)，但南磁极并不正好与它成对蹠点，而在对蹠点附近 ($65^\circ 48' S$, $139^\circ 24' E$)。磁极与前面所述用磁偶极子的概念规定的地磁极意义是不同的。磁极是不断变化的，自有观测记录的几个世纪以来，位置就移动了好几度。因此，必须经常进行定期的测量。

§1-3 地磁场的构成

德国数学家高斯 (Gauss) 在 1839 年首次运用球谐分析的方法，阐明了地球的磁性主要来源于地球内部。地磁效应也有一小部分来自外空，与太阳活动有密切的关系。

地磁场由两部分组成：一部分称为稳定磁场，由长期变化表现出来；另一部分称为变化磁场，由短期变化如日变、磁暴、磁扰等表现出来。变化磁场比较弱，其强度仅为总磁场的千分之几，最大的变化——磁暴也只有总磁场的百分之二、四。所以，稳定磁场是地磁场的主要组成部分：

$$\vec{H}_T = \vec{H}_T^0 + \delta \vec{H}_T$$

$\vec{H}_T$ ——总磁场， $\vec{H}_T^0$ ——稳定磁场， $\delta \vec{H}_T$ ——变化磁场。

从地磁的起源看，又可把稳定磁场和变化磁场分为起源于地球内部的和外部的两部分：

$$\begin{aligned}\vec{H}_T &= \vec{H}_i + \vec{H}_e \\ \delta\vec{H}_T &= \delta\vec{H}_i + \delta\vec{H}_e\end{aligned}$$

$\vec{H}_i$ 是起源于地球内部的稳定磁场，称为内源稳定磁场，约占稳定磁场的94%； $\vec{H}_e$ 是起源于地球外部的稳定磁场，称为外源稳定磁场，约占6%。可见，所谓稳定磁场，其主要成分是内源场。同样， $\delta\vec{H}_i$ 称为内源变化磁场，约占变化磁场的30%； $\delta\vec{H}_e$ 称为外源变化磁场，约占70%。所谓变化磁场，主要决定于外源磁场。但是，从本质上讲，变化磁场的两个部分都是起源于地球外部的各种电流体系，即外部电流体系感应产生外源磁场 $\delta\vec{H}_e$ ，外源磁场又在地球内部感应形成一个内部电流体系，进而产生内源变化磁场 $\delta\vec{H}_i$ 。所以，变化磁场实际上就是起源于地球外部而叠加在稳定磁场上的地磁场的各种短期变化。这样，就可按起源把地磁场分为三部分：

$$\vec{H}_T = \vec{H}_i + \vec{H}_e + \delta\vec{H}_T$$

其中，内源稳定磁场 $\vec{H}_i$ 包括地心磁偶极子磁场 $\vec{H}_0$ 、大陆磁场 $\vec{H}_m$ 和异常磁场 $\vec{H}_a$ ，即

$$\vec{H}_i = \vec{H}_0 + \vec{H}_m + \vec{H}_a$$

一般认为， $\vec{H}_0$ 是由地核物质对流形成的涡流电流感应生成； $\vec{H}_m$ 是由地核与地幔两种不同电性的物质接触产生的热电流所致； $\vec{H}_a$ 则是由于地壳构造的不均匀性，地下岩层在地磁场中受到磁化而产生附加磁场的结果。

综上所述，可把地磁场的构成表示为：

$$\vec{H}_T = \vec{H}_0 + \vec{H}_m + \vec{H}_e + \vec{H}_a + \delta\vec{H}_T$$

由于 $\vec{H}_0$ 和 $\vec{H}_m$ 是地磁场的主要部分。它们的和称为基本磁场

$\vec{H}$;

$$\vec{H} = \vec{H}_0 + \vec{H}_m$$

基本磁场就是构成地磁场主体的、起源于地球内部的稳定磁场。和 $\vec{H}$ 相比， $\vec{H}_0$ 和 $\vec{H}_m$ 是很微弱的。所以，地磁场可近似地表示为基本磁场与变化磁场之和：

$$\vec{H}_T \approx \vec{H} + \delta\vec{H}_T$$

上式表明，变化磁场可以看成为外源引起的、叠加在基本磁场上的地磁场的各种短期变化。

§1-4 地磁场的成因

地球为什么会带有磁性呢？这是长期以来悬而未决的一个难题。

最初，人们认为地球既然是一个巨大的磁体球，那么，它的中心一定是铁、镍等铁磁性物质，因为只有铁和镍才能成为永久磁石。但地壳的温度梯度约为 $30^\circ\text{C}/\text{公里}$ ，大约在地下25公里处就达到居里点（磁性消失的温度），所有铁磁性物质在此深度以下都失去磁性。显然，熔融状态的地核，其温度必定远远超过居里温度。所以，地球中心即使是铁、镍所组成，也不可能具有磁性。

此后，又有人求助于地球转动的理论，企图借助于电荷的旋转、地内电流、地内温度差和旋转铁磁体的回转磁效应（磁极化）等物理效应来产生磁场。但由此产生的数量级太小，也不能成立。在进行天文观测时，发现太阳、室女座78号星与地球的磁矩都近似地和它们各自的角动量成正比。于是，英国物理学家布莱克特(P. M. S. Blackett)在1947年提出了一个设想，即任何物体若经旋转就可变为磁石，其磁矩的大小与该物体的角动量成正比。普通物体因为体积太小，所以显示不出这个效应，象地球这样大的物体就显示出来

了。但是，以后的实验和更多的观测结果否定了原来的设想。角动量和磁矩的联系，是以有限的例子为根据的，并不是普遍的规律。

现在剩下的唯一的地磁成因论，即认为地球内部存在电流，它感应产生磁场。设想地核是一个导电良好的流体，本身存在微弱的磁场。地核流体不断地进行对流而产生差异运动，使地核物质和原有的弱磁场互相作用，引起自激发效应，从而使弱磁场加强，形成现在的基本磁场。这个假说把地球本身看成是一个发电机，所以也叫自激发电机假说。但发电机是一种复杂的机械，很难设想地球内部也会是这样的装置。有人认为地核的动能来源于地球的旋进。地球旋进的速度和地球的扁率*有关，由于地球的扁率和地核的扁率不同，所以在地核内产生速度差异，从而发生电磁流体力学效应。根据地震波和其他方面的研究结果表明，地核是以铁为主要成分的流体物质这一点，基本上可以肯定。但还没有成功的实验和观测足以证明这种发电机作用的存在。它既没有被否定，也没有得到广泛的承认。许多地球物理学家认为，这个假说比其他假说更有希望。

§1-5 岩石的磁性

通过大量岩石标本的测定知道，构成地壳的岩体都具有不同程度的磁性，其中火成岩的磁性最强，变质岩次之，沉积岩最弱。

岩石的磁性可用单位体积 dv 所具有的磁矩 $d\vec{M}$ 来衡量，

* 地球扁率 $e = \frac{a-c}{a}$ ， a 为地球长半径， c 为地球短半径。 e 约等于

$$\frac{1}{298.25} \cdot$$

叫做磁化强度 $\vec{J}$ ：

$$\vec{J} = \frac{d\vec{M}}{dV}$$

磁化强度是一个以奥斯特或伽玛为单位的矢量，其方向与磁矩方向相同，它表示岩石内某一点的磁性状态，是说明岩石被磁化程度的物理量。如果 $\vec{J}$ 在岩石内任何一点都具有相同的数值和方向，那么，这样的岩石磁化就称为均匀磁化。均匀磁化岩石的磁矩等于磁化强度乘以体积：

$$\vec{M} = \vec{J} \cdot V$$

岩石的磁化强度包括两部分，即感应磁化强度 $\vec{J}_i$ 和剩余磁化强度 $\vec{J}_r$ ：

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

$\vec{J}_i$ 是由含有铁磁性矿物的岩石在现代地磁场中磁化而产生的：

$$\vec{J}_i = K \cdot \vec{H}_T$$

$\vec{H}_T$ 是现代磁场强度；K是磁化率，它的大小说明了岩石被磁化的难易程度。不含铁磁性矿物的岩石，K值很小，约为 10^{-5} — 10^{-6} ，此时， $\vec{J}_i$ 可以忽略不计。但含有铁磁性矿物，特别是含有铁的氧化物和硫化物的岩石，如磁铁矿，K可高达 10^{-1} 或更高。但岩石磁性的主要部分仍是 $\vec{J}_r$ 。在一般情况下， $\vec{J}_r$ 要比 $\vec{J}_i$ 大1—10倍，如火成岩的 $\vec{J}_r$ 就比 $\vec{J}_i$ 大2—10倍，而某些玄武岩的 $\vec{J}_r$ 甚至可比 $\vec{J}_i$ 大100倍。 $\vec{J}_i$ 总是和现在的磁场方向一致，但 $\vec{J}_r$ 除近代地质时期的岩石外，都可能和现在磁场方向相差很多，尤其是火成岩的 $\vec{J}_r$ 的方向变化较大，有时可与现代磁场的方向完全相反。剩余磁性的特点是十分稳定，特别是火成岩，即使经过漫长的地质年代和环境的变迁，也不会消失。

影响岩石磁性的因素很多。岩石中所含矿物的种类、成分、含量、结构等的不同，都会影响到岩石的磁性，其中尤以铁磁性矿物的含量对磁性有决定性的影响。一般说，铁磁性矿物的颗粒愈大，胶结得愈紧密，磁化率也愈大；而颗粒愈细、磁化率愈小，则岩石的磁性愈稳定。

岩石的剩余磁性有各种不同的起源，其中最重要的是由于温度的变化，即岩浆在地磁场中降温，当降温通过居里点（约为 500°C ）时，岩石便获得磁性，并顺着地球磁场的方向以“化石化”的形式保存下来。这样获得的磁性叫做热剩余磁性。在沉积岩中，包含有部分磁性矿物碎屑，它们在沉积过程中受地磁场的影响而按同一方向排列，这样形成的岩石就获得了碎屑剩余磁性，也叫沉积剩余磁性。沉积的颗粒愈细，胶结愈紧密，则获得的磁性愈稳定。沉积剩余磁性是很微弱的。某些沉积物中的磁性矿物，经历了沉积后的化学变化而使之磁化，这样获得的磁性称为化学剩余磁性。红色砂岩的磁性就是属于这一类。

剩余磁性虽然很稳定，但在岩石形成后，经过构造变动、重新加温、化学变化以及变质作用，仍会对原来的磁性有所影响。

岩石磁性的研究在生产和科研等方面具有重要的意义。如地质勘探中根据岩石磁性的差异来寻找有用矿藏；利用火成岩的剩余磁性来推断地质年代地磁场的分布规律；地壳中应力应变的积累和释放对岩石磁性的各种影响，以及温度变化对岩石磁化率或剩余磁化强度的改变，这些对我们研究地震前或地震时地磁场变化的物理过程提供了依据。

第二章 磁偏角的时空变化

§2-1 磁偏角变化的分类

地磁场是随时间有明显变化的，这种变化可分为长期变化和短期变化。长期变化的量虽然十分微弱和缓慢，但它年年都稍微有所变化，大约需要经过几十年、乃至几百年的时间，才能看出变化的趋势来。长期变化一般认为是来源于地球内部的稳定磁场，实际情况如何，现在尚不清楚。短期变化则来源于电离层的潮汐运动和太阳活动的变化，可由每日地磁要素的连续记录——磁照图上计算出来。各种短期变化虽然都起源于地球外部，但不同的短期变化却起源于由不同原因所产生的不同的电流体系。根据这一区别，可把短期变化分为两大类型，即平静变化和干扰变化（或称磁扰）。

平静变化的起源在于电离层中的电流体系。属于这一类的有平静的太阳日变化 S_q 、太阴日变化 L 以及年变化 AV 。它们都表现为连续出现的周期性变化。 S_q 简称静日变化，它依赖于地方太阳时并以一个太阳日为周期。一个太阳日就是平常所说的一天。太阴日变化 L 与月、地相对位置有关，它依赖于地方太阴时并以半个太阴日为周期。太阴日比太阳日稍长，一个太阴日等于24时50分28秒。 L 的变化是很微弱的，磁偏角太阴日变化的最大振幅仅为40秒，故在资料处理中一般不考虑。年变化 AV 是以年为周期的变化，其极值出现在夏季和冬季。磁偏角年变化的振幅约为1—3分。

干扰变化起源于太阳喷射的带电粒子流在电离层内外空间所产生的多种短暂的电流体系。属于这一类的有干扰太阳日变化 S_D 、短周期变化 P 、非周期变化 D_{st} 、湾扰 B 、钩扰

C_r 和不规则变化 D_i 等。干扰变化表现为偶然出现的各种复杂的短期变化。

干扰太阳日变化 S_d 简称扰日变化，是依赖于地方磁时并以一个太阳日为周期的变化。其主要特点是，形态近似于正弦形，白天和夜晚的变化都比较显著。

短周期变化 P 亦称短周期振动或地磁脉动，它是一种周期短而振幅小的地磁变化。周期范围从0.2秒到600秒，振幅范围从千分之几伽玛到几十伽玛。

湾扰 B 是具有规则形态而没有周期性的磁扰。因其形态象个海湾，故名湾扰。湾扰总是向一个方向偏离，其持续时间一般是1—3小时。

钩扰 C_r 是具有规则形态而没有周期性的短促而光滑的磁扰。其形态象个钩子，故称钩扰。钩扰在水平强度上最显著，变幅由几伽玛到几十伽玛，持续时间从十几分钟到一个半小时，其中从开始到极值点的时差平均只有7分钟。钩扰并不常见，只出现在地磁变化比较平静的日子里，且只在白天出现。

不规则变化 D_i 是既没有规则形态又没有周期性的各种杂乱的扰动。在一般情况下，它表现为几分钟的快速扰动，以及几十分钟甚至几小时的缓慢扰动。 D_i 在水平强度上最显著，当它随非周期变化 D_{st} 出现时，扰动往往迅速而剧烈。

磁扰的出现常常是不同类型的磁扰彼此叠加在一起的，尤其在具有全球同时发生的非周期变化 D_{st} 出现时，其它磁扰伴随出现，构成形态复杂而变化剧烈的强烈磁扰。这种全球性的强烈磁扰，称为磁暴。

§2-2 磁偏角的静日变化

静日变化是磁偏角的一种重要的周期性变化，其周期等于一个太阳日。