

磁性地层学

〔英〕 E.A.黑尔伍德 著

舒孝敬 译

郭武林 校

袁 方 审校

地质出版社

磁性地层学

[英] E. A. 黑尔伍德 著

舒孝敬	译
郭武林	校
袁方	审校

地质出版社

(京)新登字 085 号

内 容 简 介

地磁极性年表为生物地层学和放射性年龄测定提供了重要的全球时间格架。本书系英国地质协会的一份专门报告。书中对磁性地层学原理、方法和应用作了概要论述,还对术语标准化、野外工作方法及资料整理提出了建议。本书除对新生代、中生代地磁极性年表作详细阐述之外,还对古生代和前寒武作了必要的讨论。书中援引了许多有关海洋序列、大陆序列和气候变化方面的应用实例。资料翔实,学风严谨,每个证据和实例都附有出处。书末附有详细的参考文献,基本反映了国外磁性地层学学科建设和研究的现状。

本书可供从事磁法勘探、古地磁和从事地层、构造研究的物探和地质工作者,以及从事地震预报和考古研究的人员阅读。也可作为有关专业院校的教学参考书。

本书经姜枚、李普审阅,最后由袁方终审。

Geological Society Special Report No. 19 MAGNETOSTRATIGRAPHY

E. A. Hallwood

1989

Blackwell Scientific Publications

磁性地层学

舒孝敬 译 郭武林 校 袁方 审校

*

责任编辑: 郭武林

地质出版社

(北京和平里)

潮河印刷装订厂印刷

新华书店首都发行所发行

*

开本: 787×1092¹/32 印张: 5.1875 字数: 110,188
1991年11月北京第一版·1991年11月北京第一次印刷
印数: 1—700册 国内定价: 3.45元
ISBN 7-116-00915/P·780

目 录

概述.....	1
第一章 古地磁学基础	2
§ 1.1 地球的磁场	3
§ 1.2 地磁场随时间的变化	4
§ 1.3 古地磁单位	8
§ 1.4 岩石中磁性的主要载体	8
§ 1.5 岩石中的磁化过程	9
§ 1.6 野外和实验室步骤	13
§ 1.7 古地磁资料的表示和分析	19
§ 1.8 野外稳定性检验	21
§ 1.9 统计参数	25
第二章 确定地磁极性年表的方法：历史背景	26
§ 2.1 概述	26
§ 2.2 地磁极性年表的编制	27
第三章 磁性地层学术语	51
§ 3.1 期、事件和偏移	51
§ 3.2 时术语	54
§ 3.3 海洋磁异常术语	55
第四章 地磁极性年表	61
§ 4.1 确定中生代晚期和新生代的极性反转序列	61
§ 4.2 地磁极性年表的年龄标定	71
§ 4.3 某些已发表的新生代极性年表的结构	77
§ 4.4 中生代的极性年表	79
§ 4.5 古生代的极性地层学	86
§ 4.6 前寒武的极性地层学	90

第五章 磁性地层学的应用	91
§ 5.1 磁性地层学应用于生物地层带的年代标定	91
§ 5.2 磁性地层学用于深海沉积物序列和陆地出露的 上升海洋序列的对比	96
§ 5.3 磁性地层学在海洋和陆地沉积序列的生物地层 学对比中的应用	99
§ 5.4 磁性地层学在确定新生代晚期气候变化年代 中的应用	116
§ 5.5 磁性地层学的其它应用	125
第六章 总结和建议	131
§ 6.1 关于磁性地层学术语的建议	132
§ 6.2 关于野外过程的建议	134
§ 6.3 关于资料编集的建议	135
参考文献	137

概 述

自上世纪末以来,人们就知道岩石具有微弱而可测量到的永久磁性这一事实,这种永久磁性提供了过去地磁场特性的记录。不久,又识别出了这种记录的潜在地层学意义。但是,由于难以测定沉积岩的弱磁性,以及缺乏对地磁场随时间变化的了解,因而限制了其地质应用。

本世纪六十年代早期,人们首次明确证实了在整个地质史中,地球不定期地每隔一段时间使其磁场的极性发生倒转,并证实沉积岩和火成岩序列的永久磁性,以及由于洋底扩张而在大洋盆地中产生的磁异常形态,提供了极性变化序列的可靠记录。这种发现为建立地磁极性年表铺平了道路,从而提供了一种重要的全球性时间格架。过去 20 年内仪器的发展,使磁性地层学研究实际上能应用于各类岩石。目前该学科与生物地层学和放射性年龄测定一道,成为地层学的标准分支之一。

第一章 古地磁学基础

生物地层学学科的创立是基于生物化石演变的区分,并为划分地质时代提供依据。与此类似,磁性地层学依赖于岩石的古(或剩余)磁性研究来识别地磁场的变化方式,同样可利用地磁场的这种变化方式来划分地质时代。一般说来,生物地层记录比磁性地层记录更明确,因为生物的某些特定组合通常是地质史中有限时期内所特有的,而特定的地磁场形态可能已在过去重复出现了很多次。然而,磁性地层学有其特定的属性,即地磁场是一种全球现象,尽管在局部地区可以产生短期变化(长期变),但更长期的变化、尤其是磁极倒转在整个地球表面基本上是同时发生的。因此,它们为识别地质顺序中的真“时间面”提供了可能的依据。相反,人们十分清楚生物地层分带边界中可能存在的相控制或古环境相依性等问题。

如果在穿过特定地质建造的不同剖面上观测到磁极倒转的特征层序,那么,在有利情况下,即使缺乏生物地层资料,这些层序的对比也能为不同剖面之间的地层对比提供依据。磁性地层学更通常是用来为传统的生物地层学方法提供扩充,而不是取代它们。例如,倘若使用磁性地层学将某一给定沉积层序与“标准的”地质年表进行对比,那么,要决定该层序中所观测到的磁极倒转序列的哪些部分应与磁极倒转年表中的哪些部分相对应,通常必需有某些生物地层控制。一旦基于生物

地层学进行这种近似对比,就可得到该层序(单个磁极倒转层)中某些点与磁极倒转年表的确切相关关系,从而确定出这些点的数字年龄。

§ 1.1 地球的磁场

因为磁性地层学是基于对过去地磁场变化的记录进行识别,所以了解地磁场的基本性质及其随时间的变化是很重要的。

地球的现代地磁场近似于均匀磁化球或位于地球中心的磁偶极子的磁场,偶极轴偏离地理(旋转)轴的角度约为 11.5° (图 1a)。这种模型约占主场的 80%,其余的 20%具有更复杂

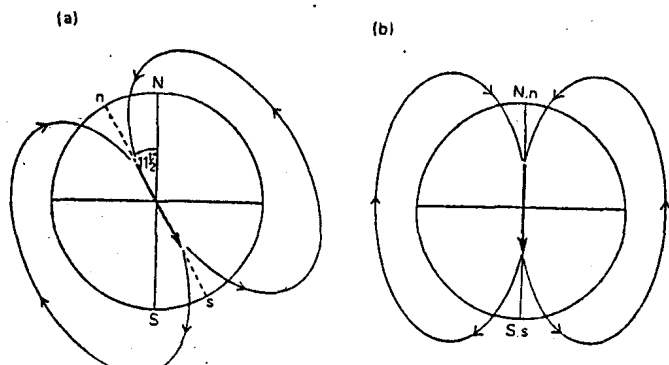


图 1. (a)现代地磁场模型。最佳拟合磁偶极轴偏离地理轴约 11.5° 。
(b)约 10^4 年内平均的地磁场模型。最佳拟合磁偶极轴与地理轴吻合。N 和 S 是地理极；n 和 s 是地磁极。

的非偶极特性。我们知道这种最佳拟合偶极轴的方向随时间变化,古地磁资料表明,当在数千年的时期内平均时,其位置与地理轴十分吻合(图 1b)。这种模型被称为轴向地心偶极子模型。

已知地磁场的主要部分是由于地核引起的,但推测的地核温度排除了在地球这一区域内具有永久(或“剩余”)磁性物质的可能性。因此,地磁场一定是由地核中所发生的某些过程连续维持的,人们认为这些过程与“自激发电机”机制有关,这种机制起因于外地核中炽热导电流体的对流运动。由于地磁场生成所涉及到的电动过程,人们推测地磁场会随时间变化。正是整个地质史中对这些变化的记录(这些记录保留在形成于地表的岩石的永久磁性中),构成了磁性地层学的基础。

§ 1.2 地磁场随时间的变化

地表任意点处地磁场矢量 $\vec{F}$ 的方向由两个角(图 2),即偏角(D , 相对于地理北确定的)和倾角(I , 相对于水平分量确定的,并认为地磁场方向向下时为正,向上时为负)定义的。

岩石、松软沉积物和考古物质中剩余磁性的观测记录及其研究表明,在若干不同的地质年代,地磁场发生方向和强度的变化。古地磁场强度的测定是困难的,且常常不能断定其可靠性,而通常可测定古地磁场的方向,其精度和置信度要高得多。因此,本书主要涉及地磁场方向变化的地层学应用。然而,也还简单地考虑到了在岩性地层对比中可能是有用的某些其它磁参数(例如剩磁强度和磁化率)。

地磁场方向随时间的变化概括在(图 3)中。最短期的扰

动发生在数秒到数年的时间范围内,主要是由于太阳影响引起的。它们只占总场的很少一部分(一般约1%),因而即使存在这种变化,也几乎没有什么地质意义。

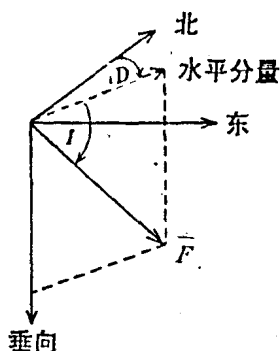


图2. 按照磁偏角(D)和磁倾角(I)确定的地磁场矢量 $\vec{F}$ 的方向。

从磁场观测台可得到过去数百年(至多)内更长一些时期长期变的近乎连续的记录(见图4a);根据湖沉积物剩余磁性的研究,

也可得到冰川期后的这种记录(图4b)。从考古物质的古地磁研究可得到过去数

变化的时间范围即 重现的时间间隔	变化的性质	来 源
$<5a$	瞬时场变化	外部(太阳活动)
10^2-10^4a	长期变和地磁“偏移”	
10^4-10^7a	极性倒转	内部(地核过程)
10^7-10^8a	极性偏离和倒转频率	

图3. 地磁场随时间的变化。

千年的不连续记录;从更古老的沉积序列和火山熔岩的古磁

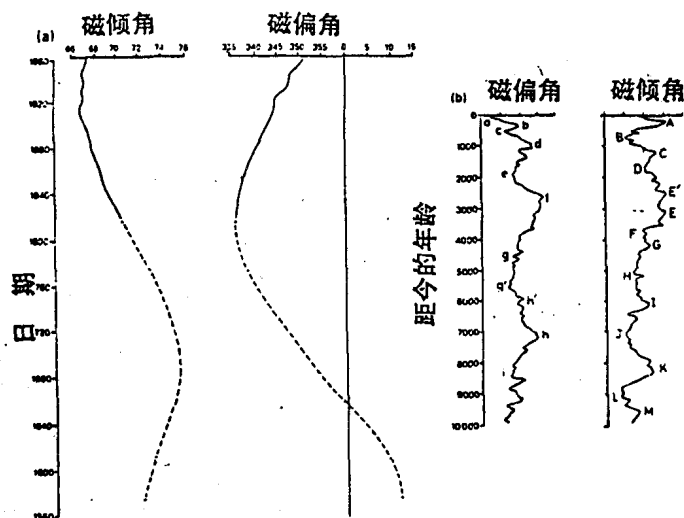


图 4. (a)自 1580 年以来格林尼治磁场观测台处地磁倾角和偏角的变化。
(b)英国湖沉积物的剩余磁性中记录到的过去 10000a 地磁偏角和倾角的变化
(据 Turner 和 Thompson, 1981)。两图中的分度为 5° 。用字母标出了这些记录
的特征,已证实它们可用于岩心之间的地层对比。

性可得到更早期的不连续记录。这些记录表明,地磁场的偏角和倾角以 10^2 到 10^4 a 的“多周期性”呈平滑的似周期变化。在有利情况下,这种长期变可提供依据,将地质序列划分成能用于对比的地层单元,但显然这只能是局部性的或区域性的,而

不是全球范围的。

从地层的观点出发,最有用的地磁场变化也许就是磁极倒转。目前已完全确定出地磁场以不确定的时间间隔使其极性倒置(从而使磁北极和磁南极换位)。地磁北极靠近地理北

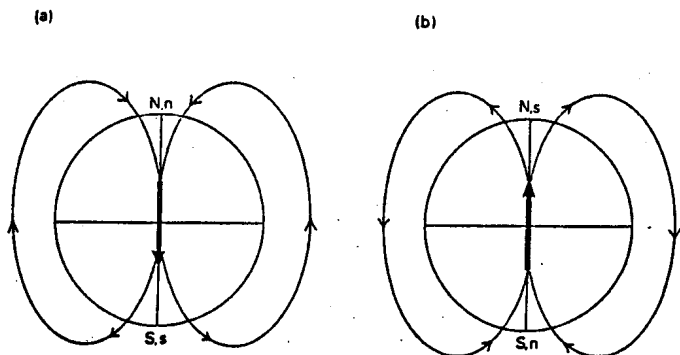


图 5. 轴向偶极子地磁场形态。(a)正常极性间隔期;(b)反向极性间隔期。在正常极性间隔期,地磁北极(n)靠近地理北极(N)。因此,在正常极性间隔期间,磁力线指向地理北极,磁偏角偏向北,在北半球,磁倾角为正(方向向下),在南半球为负(方向向上)。相反,在反向极性间隔期间,磁偏角偏向南,在北半球磁倾角为负,在南半球为正。

极的目前这种状态称为正常极性状态,而磁北极靠近地理南极时的相反状态称为反向极性状态(图 5)。某种状态所占的时间大约都为 $10^4 - 10^7$ a,且从一种状态过渡到另一种状态似乎得要 $10^3 - 10^4$ a(例如,见 Clement 等人,1982)。由于过渡时期的持续时间较短,在地质年代上,可认为地磁极倒转实际上是“瞬时”事件,其全球性同步特性使它们特别适于地层对比,尤其是可以区分出具特征“指纹”的正常和反向极性间隔序列时。此外,如果能将这些极性间隔序列与校准了的地质年代极性倒转年表的相应部分进行明确对比时,就能确定沉积序列

的年代。

§ 1.3 古地磁单位

将本书中所涉及到的磁学单位概括在图 6 中。全书中使用 SI 单位,但因为在过去的古地磁文献中广泛使用的是相应的 cgs 单位,所以也将这些单位(以及换算系数)列于图 6 中。

参 数	SI		过去常用的	换算系数
	单 位	常用的子单位	cgs 单位	
岩石的剩余 磁化强度	安培每米 ($A \cdot m^{-1}$)	毫安每米 ($mA \cdot m^{-1}$)	高斯(G)	$1 mA \cdot m^{-1} =$ $10^{-6} G$
岩石的磁矩	安培平方米 ($A \cdot m^2$)	毫安平方米 ($mA \cdot m^2$)	高斯立方米 ($G \cdot cm^3$)	$1 mA \cdot m^2 =$ $1 G \cdot cm^3$
磁 场	特[斯拉] (T)	毫特(mT)	奥斯特(Oe)	$1 mT = 10 Oe$
		纳特(nT)	伽玛(γ)	$1 nT = 1 \gamma = 10^{-8} Oe$
磁化率(每 单位体积)		无量纲	高斯/奥斯特 ($G \cdot Oe^{-1}$)	$1 SI \text{ 单位} =$ $\frac{1}{4\pi} G \cdot Oe^{-1}$

① 原文误为 $4\pi G$ ——校者注。

图 6. 磁学单位。

§ 1.4 岩石中磁性的主要载体

岩石和未固结沉积物的剩余磁性通常存在于氧化铁中,有时也存在于其它铁化合物如氢氧化铁和硫化铁中。其它造

岩矿物如层状硅酸盐、闪石类、辉石类在现代地磁场中可使岩石产生很大的感应磁性(因此使岩石产生很大的磁化率),但这些矿物不可能含有剩余磁性。在岩石最初形成后,以后的风化作用、成岩或变质过程可使这些矿物生成氧化铁,这种氧化物本身可能含有剩余磁性成分,其年代由蚀变的时代断定。显然,要想完全了解一个岩石单元的磁化史,需对现有的磁性矿物成分及这些矿物的形成过程进行了解。这种信息不总是容易得到的,但即使对磁性矿物的了解有限,也大大有助于对岩石中所观测到的磁性性质的解释。

岩石中最重要的剩余磁性载体是磁铁矿-钛铁晶石(钛磁铁矿)和赤铁矿-钛铁矿(钛赤铁矿)固溶体系列中的成元。火成岩中岩浆后期的出溶作用通常导致这些系列中的端元组分(例如磁铁矿和钛铁矿的共生物)优先形成。低温氧化作用可导致中等氧化产物如磁赤铁矿($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$)形成,它具有较强的剩余磁性。更广泛的蚀变(尤其在沉积岩中)最终往往会导致赤铁矿($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$)的形成,这种赤铁矿或是直接由磁铁矿的氧化形成的,或是由于氢氧化铁如针铁矿(αFeOOH)的生成而形成的,针铁矿以后可还原成赤铁矿。磁铁矿的天然磁化强度($92 \text{ A} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$)明显大于赤铁矿($0.5 \text{ A} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$),以致使含磁铁矿的岩石(特别是基性火成岩)所具有的剩余磁化强度通常比其主要磁性载体为赤铁矿的岩石(例如许多红层建造)要强得多。

§ 1.5 岩石中的磁化过程

磁性地质学资料的可靠性评价需要对岩石中产生磁记录

的过程进行了解。氧化铁一般只占岩石重量的百分之几,这些氧化物颗粒中通常只有少部分具有剩余磁化强度。因此,总的来说,岩石的磁性通常只是现存总矿物的1%所具有的。这种磁性特性将取决于各单个磁性矿物颗粒的磁学性质,以及使这些颗粒的磁矩在岩石中排列有序的机制。按照排列方式,可分出几种不同类型的天然剩余磁化强度。

1. 热剩磁(TRM)

火成岩是由温度完全超出1000℃的岩浆冷却形成的,它伴有各种矿物相(包括氧化铁)的结晶作用。随着氧化铁在结晶作用后继续冷却,在称为居里点的某一特定温度时,原子之间的相互交换作用开始超过热无序作用,从而导致这些晶体中产生很强的天然磁化强度,并与当地的环境地磁场一致。最重要的氧化铁即磁铁矿和赤铁矿的居里点分别约575℃和675℃。

只要低于居里温度,弛豫时间(外磁场中颗粒磁矩发生改变的响应时间的量度)就极短,约为数秒钟。然而,弛豫时间随颗粒体积增加以及随温度下降而呈指数增加。当冷却到某一特定温度(称为阻挡温度)时,弛豫时间很快超出100s,而颗粒的磁化方向实际上固定在环境地磁场方向上。随着颗粒不断冷却,弛豫时间可达 10^9 a或更大,以致在以后的地质时期内,冷却时期的地磁场记录完全被“冻结”在岩石中。这类磁性称为热剩磁(TRM)。

如果岩石在其以后经历的时期被重新加热(例如通过深埋藏、邻近火成岩体的侵入或与以后造山幕有关的区域加热事件),就会获得新的热剩磁成分,这种新成分的方向将与重新加热时的地磁场方向一致。在阻挡温度高达最高重新加热

温度的那些颗粒中都会拥有这种成分。然而,如果最高重新加热温度低于磁性成分的居里温度,那么,起源于初始冷却作用的原始磁化强度成分将保留在阻挡温度界于重新加热温度和居里温度之间的那些颗粒中。因此很显然,某一给定的岩石单元可含有数种热剩磁成分,每一种成分都起源于岩石史中的不同加热幕,且每一种热剩磁成分都是由具有不同阻挡温度的全体磁性矿物颗粒所拥有的。这种磁化强度成分的叠加原理同样适用于其它类型的磁性。

2. 化学剩磁(CRM)

在岩石初始形成之后,岩石中可发生各种物理化学变化,这些变化通常涉及到新磁性矿物相的结晶作用。当成核之后的颗粒极小时,其弛豫时间将极短,随着它们增长到某一特定体积即阻挡体积(类似于阻挡温度)时,它们的磁性完全固定在与环境地磁场平行的方向,从这时起,岩石获得磁性成分。这种磁性成分称为化学剩磁(CRM)。在沉积岩中,化学剩磁可能特别显著,因为在这种岩石中,化学剩磁可以由岩化和成岩以及化学风化期间出现的各种过程产生。

3. 沉积剩磁和沉积后的剩磁(DRM 和 PDRM)

碎屑沉积物在岩化作用之前,由于沉积过程期间磁性矿物颗粒的自然定向排列而获得这类磁性。单个磁性矿物颗粒通常是从先成岩石建造侵蚀而来的,这些颗粒中的大多数颗粒是在某一时期来源于火成岩体或变质岩体的。这些颗粒从其冷却时起就具有磁化强度。因此,它们相当于小磁体,当它们在水柱中悬浮期间可以自由旋转时,就会定向排列,在缺乏其它有影响的定向排列力时,其方向将会平行于环境地磁场。在某些情况下,这种定向在沉积过程期间可以保存下来,从而

使最终的沉积物获得剩余磁性,其方向平行于沉积时的地磁场方向。这种剩磁称为**沉积剩磁(DRM)**。然而,实验室再沉积作用试验表明,各种系统的过程可使剩磁方向(尤其是磁倾角)偏离环境地磁场。这些过程包括重力力偶和底流引起的水动力剪切对这些颗粒定向产生的影响。在实验室试验中,已观测到磁倾角“误差”高达 25° (例如,见 King, 1955; Ress, 1961)。但在大多数天然沉积物中,这种误差似乎要小得多,更经常是完全不存在(例如,见 Thompson 和 Turner, 1979)。人们认为这是由于在沉积之后,磁性矿物颗粒能在(一般更大的)非磁性颗粒之间的充水间隙中旋转(例如,见 Irving 和 Major, 1964; Tucker, 1980),这种作用使磁性颗粒重新平行于地磁场方向排列,而对沉积期间发生的这种定向排列偏离进行修正。这种重新定向的过程可发生在沉积后相对有限的时间内,直到压实或胶结作用最终使颗粒在原位固定下来。由此而产生的磁性称为**沉积后的剩磁(PDRM)**。

4. 粘滞剩磁(VRM)

这是一种随时间变化的磁化强度,是由于岩石长期遭受弱磁场作用而获得的。大多数岩石在一开始形成后就长期处于地球磁场的作用中,在这期间,弛豫时间短的颗粒的磁矩会逐渐朝着平行于环境地磁场方向排列,从而导致岩石中粘滞磁性成分的形成,它通常平行于近代地磁场方向。幸而,这类磁性通常可由以下讨论的标准实验室方法消磁。

5. 无滞后剩磁(ARM)

这是天然岩石中一种较罕见的磁性类型,例如,由闪电可以产生。这种磁性是由于同时施加交直流磁场所引起的。

除了以上概述的五类天然磁化强度外,在野外和实验室