

东菲律宾海柱状沉积物的磁性特征

孟庆勇^{1,2}, 李安春¹, 靳宁^{1,2}, 徐兆凯^{1,2}, 刘建国^{1,2}

(1 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071; 2 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要:对东菲律宾海帕里西维拉海盆西侧 F090102 柱样进行了系统的古地磁和岩石磁学研究, 测量了天然剩磁倾角、磁化率、饱和等温剩磁、非磁滞剩磁、 χ -T 曲线等磁学参数, 进行了磁性地层的划分对比, 识别出松山反极性时内的贾拉米洛和奥都维正极性亚时。对磁学参数及其有关比值的研究发现, 岩心磁性矿物以低矫顽力磁铁矿为主, 可能含有一定的钛磁铁矿。磁性矿物主要是陆源碎屑成因, 岩心底段受到海底火山作用的影响。根据磁学参数随深度的变化将岩心分为 3 段, 各段反映了沉积环境和古气候的变化。

关键词:柱状沉积物; 磁性特征; 东菲律宾海

中图分类号: P539.3

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2006)03-0057-07

在过去几十年里, 海洋沉积物的古地磁和岩石磁学研究一直是了解沉积物年龄、地球磁场方向和强度的长期变化、古气候和古环境变化的重要手段之一。自 20 世纪 70 年代以来, 探索海洋沉积物的磁学性质并利用磁学参数作为古气候变化的替代性指标的研究一直是重要课题, 尤其是近年来环境磁学的兴起, 使利用沉积物磁学参数来研究古环境的变化形成了一套专门的理论体系^[1]。磁性矿物(主要为铁的氧化物和硫化物)是沉积物中普遍存在的组分^[2], 通过对沉积序列的磁化率、非磁滞剩磁和饱和等温剩磁等磁学参数的测量, 并结合其他矿物学的分析方法, 可以确定沉积物中磁性矿物的种类、含量和粒度及其在地层中的变化。沉积物中的磁性矿物记录了地质历史中地磁场、气候和环境变化的信息, 沉积物的磁学参数及其有关比值已被成功地应用于地层对比、沉积物物源分析和古海洋学研究。

由于磁性测量技术具有简便、快捷、经济、无破坏性等特点, 近年来这一方法在以黄土、湖泊和海洋沉积物为载体的古气候、古环境重建中得到了广泛的应用^[3-7]。国内以往在该领域的研究涉及黄土地层、湖泊沉积、潮坪和近海沉积等多种环境, 但在深海沉积物中的应用却少有报道。本文以东菲律宾海深海区柱状沉积物为研究对象, 进行了古地磁和岩石磁学方面多个参数的综合测量, 以此分析沉积物的磁性特征在沉积序列上的变化, 探讨磁性特征与沉积环境的关系, 并试图提取古环境变化的信息。

1 区域地质背景

菲律宾海是西太平洋最大的边缘海, 它处在东海、南海和太平洋之间, 被周围岛弧、海岭所围绕^[8]。本次研究样品取自东菲律宾海的帕里西维拉(Parece Vela)海盆边缘, 帕里西维拉海盆是一个弧后盆地, 东邻西马里亚纳海脊, 北邻四国海盆, 西邻帛琉—九州海脊, 南部是复杂的岛弧、海沟和断裂带系统。

海盆东部地形平滑, 火山岩基底被晚渐新世—晚中新世的火山碎屑地层所覆盖。海盆西部具有很不平坦的地形, 其众多的深裂谷被认为是早先的扩张中心或海岭轴部的断裂。海底沉积物主要为黄褐色、红褐色或褐色远洋黏土, 硅质及钙质含量均较少。20 世纪 80 年代, 研究该海盆的 C Mrozowski 和 D Hayes 通过对南北向磁条带的鉴别, 认为整个海盆或者至少其西部是在早渐新世期间通过扩张形成的, 帕里西维拉裂谷是扩张轴。

2 样品与方法

本文研究的 F090102 重力柱状样是由“科学一号”考察船于 2003 年冬季航次取得, 位于帕里西维拉海盆西部, 邻近帛琉—九州海脊, 地理坐标为 17.921°N、135.878°E(图 1), 水深 4 350 m。

F090102 柱样总长度为 388 cm, 底部样品扰动较大, 不宜取样, 实际用于磁性特征研究的样品长 378 cm。沉积物主要是黄褐色黏土, 并见红褐色与褐色夹层, 岩性无明显变化。古地磁取样每隔 2 cm 自上而下等距离连续进行, 无磁性立方盒封装, 共取

基金项目:国家自然科学基金项目(40576032)

作者简介:孟庆勇(1981—), 男, 研究生, 从事海洋地质学研究,

E-mail: mengqingyong@mails.gucas.ac.cn

收稿日期: 2005-12-23; **改回日期:** 2006-03-29. 文凤英编辑

得样品 95 个。

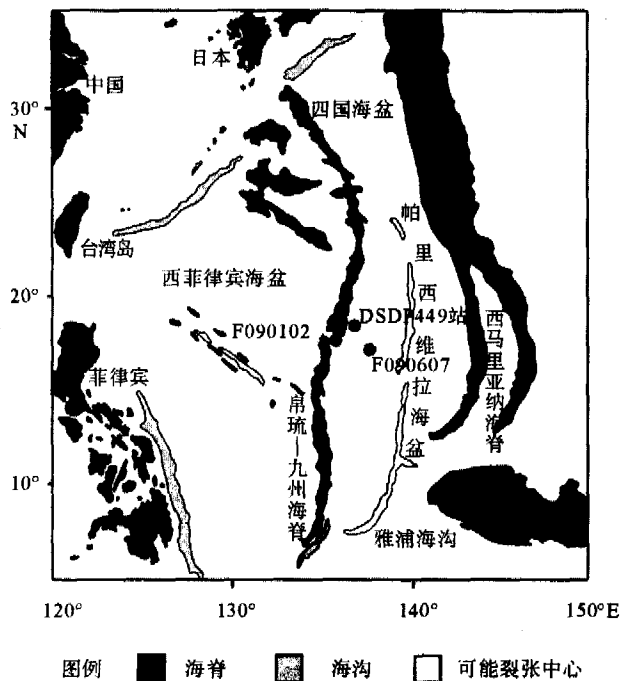


图 1 东菲律宾海 F090102 柱样位置

Fig. 1 Schematic map of the East Philippine Sea showing the location of core F090102

首先对所有样品进行天然剩磁测量,然后进行退磁。样品天然剩磁测量在 2G-755R 岩石超导磁力仪上完成,仪器测量范围为 $1.0 \times 10^{-12} \sim 2.0 \times 10^{-4} \text{ Am}^2$;灵敏度为 $2.4 \times 10^{-11} \text{ Am}^2$ 。从测试结果看,全部样品中天然剩余磁距最小值为 $1.30 \times 10^{-9} \text{ Am}^2$,最大值为 $6.3 \times 10^{-7} \text{ Am}^2$,均在仪器正常测量范围之内,其结果是可信的。由于样品是含水且装在没有磁性盒子里密封保存的沉积物,不宜作热退磁,因此选择交变退磁。一般的海洋沉积物样品经过 15~25 mT 的交变退磁,即可获得特征剩磁,因此选择 0.5、10、15……80 mT 的退磁步骤进行,在 30 mT 以上的交变退磁中,以每次增加 10 mT 的步骤进行。

岩石磁学测试按照如下步骤进行:(1)利用 Bartington-MS2 磁化率仪测量样品的低频磁化率(χ_{LF} , 0.47 kHz)和高频磁化率(χ_{HF} , 4.7 kHz);(2)应用 2G-760 超导磁力仪(90 mT 的交变场叠置 0.1 mT 的直流场)测定样品的非磁滞剩磁 ARM;(3)应用 IM10-30 冲磁仪,将待测样品在 1.7 T 的磁场中磁化,由 JR-6 旋转磁力仪测得饱和等温剩磁 SIRM;(4)将样品放在 300 mT 的反向场中磁化,测得其等温剩磁以 $\text{IRM}_{-300\text{mT}}$ 表示;(5)所有样品低温(35 °C)烘干,称重,求得样品的质量磁化率 χ 和基

于质量的磁参数 ARM 及 SIRM。定义 $S_{300} = (-\text{IRM}_{-300\text{mT}}) / \text{SIRM}$,计算得到 S_{300} 的大小与低矫顽力磁性矿物和高矫顽力磁性矿物含量的相对比例成正比^[5]。低矫顽力磁性矿物(如磁铁矿)的 S_{300} 值接近于 1,而高矫顽力磁性矿物(如赤铁矿)的 S_{300} 值低于 0.5。

以上测试完成以后,选择部分样品的复样,利用 KLY-4S 卡帕桥磁化率仪和 CS-3 温度控制系统测量磁化率 χ 随温度 T (从室温至 700 °C)的变化特征—— $\chi(T)$ 曲线。磁性参数 SIRM、 $\text{IRM}_{-300\text{mT}}$ 和 $\chi(T)$ 曲线的测量在中国地质大学(北京)地学实验中心进行,其余磁性测量在中科院地质与地球物理研究所古地磁实验室完成。

3 结果与讨论

3.1 岩石磁学结果

3.1.1 磁学参数在岩心中的变化

根据测试结果,反映磁性矿物含量的参数(χ 、NRM、SIRM、ARM)和与磁性矿物种类有关的参数(S_{300})在深度上都表现出一定形式的变化(图 2)。根据这些变化并结合岩性特征的改变,可以将岩心分为 A、B、C 3 段。

第 1 段(0~182 cm):岩性为红褐色黏土,其下以黄褐色黏土为主,并见黄褐色和褐色黏土混层。 χ 变化范围为 $(5.9 \sim 10.9) \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,顶部变化不大,呈缓慢增加,往下出现起伏,并表现出一定的周期性,可能与第四纪布容期内存在的多个由冷变暖的韵律性变化有关。 S_{300} 在 0.92~0.96 之间变化,除顶部外几乎没有起伏,表明这段岩心中磁性矿物以低矫顽力磁性矿物为主。ARM 和 SIRM 曲线与磁化率曲线相类似,NRM 先增高后又逐渐下降,该段平均值为 $58.62 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$,比整体的平均值 $46.15 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ 要高。

第 2 段(182~340 cm):黄褐色黏土与褐色黏土混杂,偶见火山角砾。该段 χ 平均值有所增高,但是在 208 cm 处出现整柱最小值 $5.09 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,该段下部 χ 值波动明显,磁化率较高处可能与火山物质的影响有关。与上段相比, S_{300} 变化不大,仍指示出磁性矿物以低矫顽力亚铁磁性矿物为主。本段 NRM 平均值比上段降低,波动无规律,而 SIRM 和 ARM 的平均值都变高,分别比上段增加了 6.3% 和 21.5%,两者增大的比例有所差异,是因为它们对增多的磁性矿物的粒度和种类的敏感度不同。

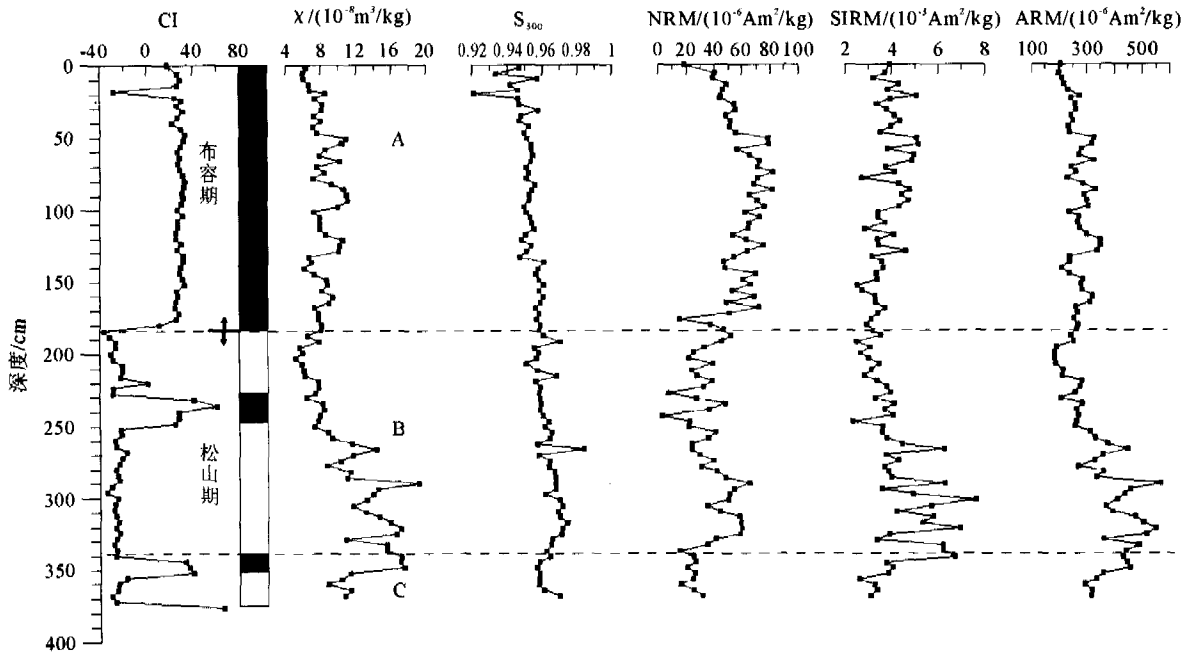


图 2 东菲律宾海 F090102 柱样沉积物磁学参数随深度的变化

Fig. 2 Variations of magnetic parameters obtained from core F090102, including CI, χ , S_{300} , NRM, SIRM and ARM

第 3 段(340~378 cm):褐色黏土,间杂黄褐色黏土。本段磁性参数除 S_{300} 外,都呈降低趋势,并在全柱中属于低值区, χ 、SIRM、ARM 的变化呈正相关。

3.1.2 磁性矿物的种类及含量

磁化率的大小和多种因素有关,磁性矿物的浓度变化对磁化率的大小起主导作用,同时还与其沉积物颗粒的大小密切相关^[9]。很多研究结果都表明天然物质的磁化率主要取决于其中磁铁矿的含量^[2]。从沉积物颜色与磁化率大小变化的特征分析,发现颜色较浅的沉积层磁化率相对较低,而颜色较暗的沉积层磁化率相对较高,含火山物质的沉积层磁化率表现为高值。

在岩心沉积物的磁测过程中,所有样品在 300 mT 时获得的 IRM 已达到饱和磁化强度的 80% 以上,这表明样品中的磁性矿物以低矫顽力的磁性矿物(如磁铁矿)为主,高矫顽力的磁性矿物含量有限。SIRM 与磁性矿物的含量成正比,中等粒径的磁性矿物(约 2 μm)对 SIRM 的贡献要大于其对 ARM 的贡献。SIRM 主要取决于磁铁矿的含量,不过它也依赖于晶粒度,并且还可以受赤铁矿之类磁性矿物的影响^[10]。岩心中的 SIRM 变化曲线大体与磁化率 χ 的变化曲线相类似,在一定程度上说明沉积物磁性矿物中磁铁矿占主导地位。SIRM 与 χ 的比值可以反映磁性矿物的类型、颗粒和形状的变化。该比值较小时,表明有顺磁性矿物存在,赤铁矿大于

200 kA/m;而磁铁矿随着颗粒的减小,SIRM/ χ 的变化范围从 1.5 kA/m 到大约 50 kA/m;含有大量超顺磁颗粒的物质,其值较小,一般低于 0.01 kA/ $\text{m}^{[11]}$ 。在岩心中,SIRM/ χ 的取值范围为 2.192~6.575 kA/m,平均值为 4.373 kA/m,其变化范围在磁铁矿的范围内,表明沉积物中磁性矿物以粗粒磁铁矿为主。

相对于磁化率 χ 和 SIRM,非磁滞剩磁 ARM 常用来鉴别稳定单畴铁磁晶粒(0.02~0.04 μm)^[3]。岩心中沉积物磁化率 χ 和 ARM 的变化曲线具有相似性,两个磁参数的关系如图 3 所示,整个岩心中 ARM- χ 基本呈线性关系,说明在柱样沉积物中磁性矿物的粒度总体上变化不大,而在尾段则比较分散,指示出底部沉积物磁性矿物粒度有所变化,可能含有较多的碎屑矿物,沉积环境发生了变化。

利用磁化率随温度变化的特征,即 $\chi(T)$ 曲线,可以有效地判别沉积物中磁性矿物在热退磁过程中的转变规律^[12]。从图 4 中可以看出,A 段 64 cm 和 C 段 360 cm 处的样品相类似,从室温加热到 420 $^{\circ}\text{C}$ 左右,磁化率缓慢地上升,可能是因为加热过程中新生成了一些强磁性矿物,比如含铁硅酸盐矿物或黏土矿物(如绿泥石)在高温下分解可形成磁铁矿。加热到 420 $^{\circ}\text{C}$ 以后,磁化率开始衰减,表明 A 段和 C 段的样品中可能含有一定的钛磁铁矿,并逐渐解阻; χ 在 585 $^{\circ}\text{C}$ 左右降到最低,接近于零,这与磁铁矿的

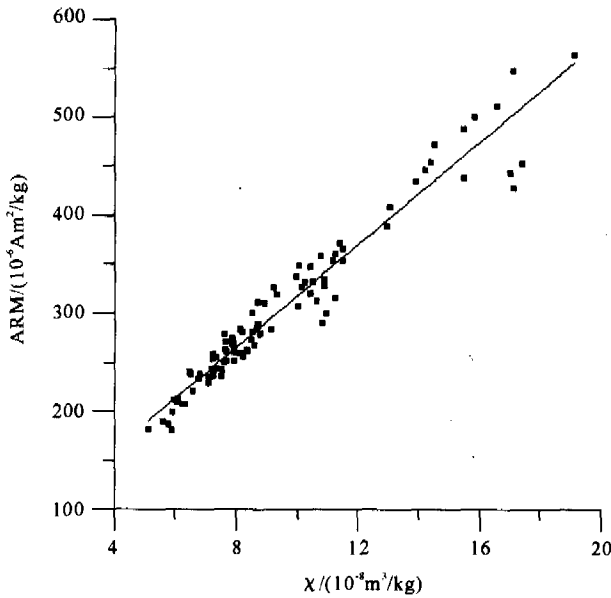


图3 东菲律宾海 F090102 柱磁化率 χ 和 ARM 的关系
 Fig. 3 Relation between magnetic susceptibility of core F090102 and ARM in the East Philippine Sea

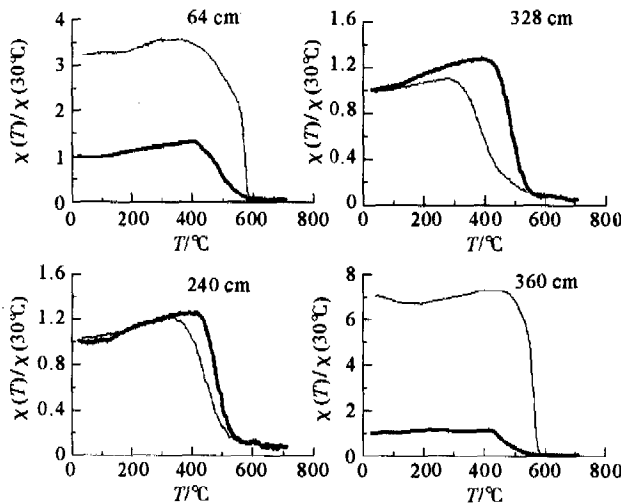


图4 东菲律宾海 F090102 柱不同层段样品典型的磁化率随温度变化曲线 $\chi(T)$
 (粗线和细线分别表示加热和冷却过程,纵坐标是样品在 30°C 时的 χ 值($\chi(30^\circ\text{C})$)加以归一化的 $\chi(T)$)

Fig. 4 Typical temperature dependence of magnetic susceptibility curves for different intervals of core F090102
 (Thick and thin lines indicate heating and cooling curves, respectively. The susceptibilities are normalized to the room temperature values)

居里温度一致。冷却的过程中,磁化率在 585~450 °C 区间快速升高,说明形成了大量的磁铁矿。450 °C 以下磁化率缓慢下降,可能表明磁铁矿转变成弱磁性的赤铁矿。室温条件下,两段样品加热后的 χ 分别比加热前约增加了 3 倍和 7 倍,可见生成了强磁性矿物。B 段样品的 $\chi(T)$ 曲线与其他相比在冷

却过程中有些差异,冷却曲线位于加热曲线下方, χ 逐渐升高,在 300 °C 左右开始缓慢下降。居里点在 550 °C 左右,可能是钛铁矿,而且也含有一部分居里点较高的矿物。240 cm 处的样品加热和冷却曲线基本可逆,表明没有发生什么化学变化,磁性矿物中可能含有较多的富铁相钛赤铁矿。

3.1.3 磁性矿物的成因及意义

就磁性矿物来源方面来说,在各种沉积环境中海洋情况最为复杂,影响海洋沉积物磁性矿物的因素主要有陆源碎屑作用、火山作用、成岩作用(针铁矿向磁铁矿或赤铁矿的转变等)、生物作用(铁细菌作用)等。

研究表明,遭受还原成岩作用的沉积物一般具有标志性的磁学特征^[13],沉积物的 NRM、 χ 、ARM、SIRM 等磁学参数从顶部(一般 5~20 cm 左右)向下快速降低,在一定深度(如 30~60 cm)上基本达到稳定,反映磁性矿物的含量从一定深度向下因还原溶解作用而显著减少。从岩心的测试结果看,并不存在这样的特征,可见成岩作用对沉积物中磁性矿物影响不大。此外,在含胶黄铁矿的沉积物中,SIRM/ χ 值非常高,常常大于 80 kA/m^[14];在岩心中,SIRM/ χ 最大值为 65.76 kA/m,最小值为 21.92 kA/m,平均值为 43.74 kA/m,可见岩心沉积物磁性矿物也未受到硫酸盐还原作用的影响。

以前见诸于报道的由细菌作用形成的磁性矿物主要出现在深海还原环境,并且这种成因的磁性矿物都是单畴的^[15]。从岩心表层的 pH 值和 Eh 值测量结果看,反映了一种弱碱性、弱氧化的环境,而且样品中细粒磁性矿物含量少,以多畴为主,所以生物作用对于岩心沉积物中磁性矿物的影响也很小。因此,可以认为 F090102 岩心的磁性矿物主要受到陆源碎屑作用和火山作用的影响。

结合 DSDP 的结果^[16]分析,在上新世,帕里西维拉海盆沉积厚度很薄,主要为非生物沉积,明显缺乏生物沉积,西马利亚纳海脊的火山活动大为减弱,并且海脊逐渐沉降,在岩心的尾段,沉积速率很低,沉积物中磁性矿物含量的增高可能与帛琉-九州海脊以及西马利亚纳海脊供应的少量火山物质有关。更新世以来,帕里西维拉海盆除了少量的远洋非生物黏土外,沉积量少,而且南海海槽的形成在一定程度上阻隔了物源,帛琉-九州海脊也已无火山活动,并且沉降下去,不向盆地内供应沉积物,沉积环境较平稳,可能的物源为西部的菲律宾群岛甚至台湾岛以及东亚大陆的土壤及基岩侵蚀,通过入海径流带来了沉积物中的低矫顽力磁性矿物。

对海洋沉积物的磁学参数与古环境变化关系的研究已有较多的报道^[2,6-7,17], 然而由于各研究区的地质背景和沉积环境以及磁参数本身物理意义的不同, 至今尚未有一明确的对应关系及响应模式。沉积物的磁化率在冰期(冷期)和间冰期(暖期)有较大的差异, 从岩心的磁化率曲线看, 布容期内具有一定的韵律性, 可能代表了不同周期的气候旋回。岩心磁化率对于古气候周期性的响应, 还有待于进一步的分析研究。在上新世末—更新世初, 西太平洋曾经历大幅度、不可逆性质的温降, 变冷事件集中发生于 2.4~1.0 MaBP 间^[18], 大洋环流减弱, 亲潮系统南移, 黑潮环流向赤道方向压缩, 大洋环流输送的碎屑含量变小, 而与此同时亚洲大陆逐渐变为干冷气候, 强烈的东亚季风吹来细粒的高矫顽力的磁性矿物(如赤铁矿), 而从 S_{300} 曲线上看, 其值从下到上逐渐地变小, 说明沉积物中高矫顽力磁性矿物的含量有所增加, 主要原因可能与 2.5 Ma 以来东亚季风的逐渐增强有关, S_{300} 是风成物质的良好反映。从 $\chi(T)$ 曲线的结果看, 岩心的磁性矿物中既含有钛磁铁矿又含有钛赤铁矿, 由于更新世以来沉积缓慢, 第 2 段岩心磁化率逐渐减小, 磁性矿物含量变小, 沉积后的低温氧化作用可能形成一定的钛磁赤铁矿, 具有不稳定的次生剩磁。0.9 MaBP 以后, 由于冷期冰盖规模的增大, 海洋沉积物记录的环境变化幅度增大^[19], 冷暖交替频繁, 物源相对较丰富, 季风和洋

流带来的包含钛磁铁矿等的磁性矿物也相对增多。当古气候变化致使沉积物物源发生重大变化时, 变化过程中磁参数的确切含义还需要深入研究。

3.2 古地磁测试结果

从退磁结果看, 多数样品的退磁曲线在交变磁感应强度为 25 和 30 mT 时获得可靠且稳定的磁倾角(CI)。由于重力柱样采集时尚未定向, 故磁偏角只具有相对意义。在退磁投影图(图 5-a, b)上, 数据点基本上呈线性, 并趋向原点, 而从归一化强度衰减曲线(图 5-c, d)可以看出, 随着退磁场递增, 样品的剩余磁化强度逐渐下降, 曲线较光滑, 未有大范围的跳跃, 这些特征表明沉积物中的磁性物质比较单一, 磁化较均匀。

由于样品取自深海, 从剖面上看无明显沉积间断, 认为可以获得连续的极性变化序列。根据沉积物样品的退磁结果, 选择 25 mT 时的磁倾角划分磁性地层, 在该退磁场下获得的剩余磁化强度约占天然剩磁强度(NRM)的 50%~60%左右, 磁倾角较稳定, 由此建立磁极性柱(图 2)。

1978 年 2 月深海钻探计划(DSDP)59 航次曾在采样点附近完成了 449 站位的钻孔岩心, 旨在查明帕里西维拉海盆的扩张时间和模式。岩心主要为远洋黏土, 沉积速率很低, 0~47.5 m 的平均沉积速率仅为 3.44 mm/ka^[20]。相近的 F090607 站位取得一

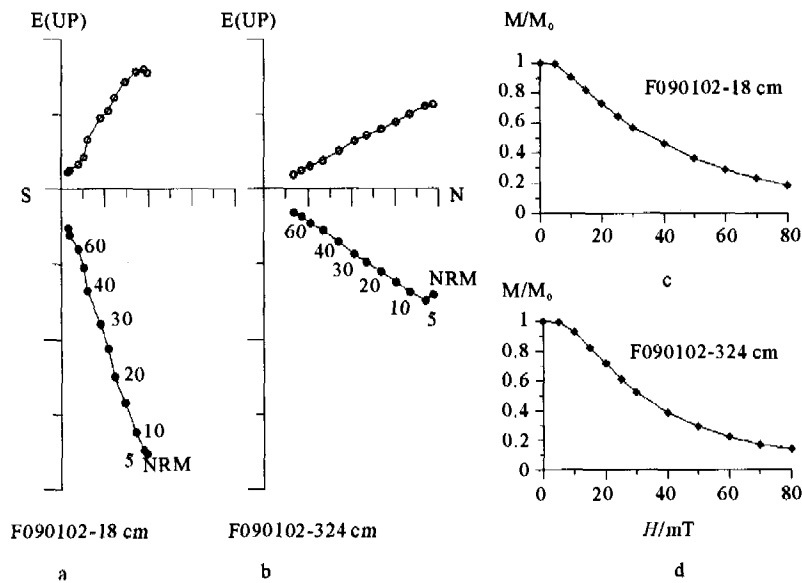


图 5 东菲律宾海 F090102 柱样典型样品退磁曲线

(空心、实心圆圈分别表示在垂直、水平方向上的投影)

Fig. 5 Typical demagnetization diagrams of core F090102

(open/full symbols are for the projection onto the vertical/horizontal plane)

个8 cm的短柱样,徐兆凯^①对其进行了铀系测年分析,结果表明8 cm处的年龄可达到50 ka左右,沉积速率仅为1.57 mm/ka。结合这些结果和F090102磁极性柱,划分出柱样的布容正极性时和松山反极性时。

布容正极性时内是否存在反极性事件,一直是有争论的。约发生在0.02 Ma的拉尚事件(Laschamp),以及约0.1 Ma时的布莱克事件(Blake),虽在多处出现,然而尚未有足够的资料能够证实它们的存在。考克斯(1982)在编制新的地磁极性年代表时强调在0.47~0.48 Ma间存在一反极性事件,并把它称为安比拉事件^[22](Emperor event)。尽管如此,仍未有足够的证据说明可以在布容正极性时内划出时间跨度更短的反极性事件。从F090102柱样的结果看,在18 cm处记录了1个负磁倾角,不足以判定为反极性事件,此外,整个布容正极性时内反极性事件发育不好,这与太平洋中部的磁性地层相似^[23]。

研究表明,在松山反极性时内可以确定有数个正极性事件,它们分别是贾拉米洛正极性事件(0.90~0.97 Ma)、奥尔都维正极性事件(1.67~1.87 Ma)和留尼汪正极性事件(2.01~2.04 Ma, 2.21~2.14 Ma)。在F090102的极性柱松山反极性时内,232~242 cm发现有4个正磁倾角,按照古地磁极性年表^[24]确定的事件,应为贾拉米洛正极性事件;在344~354 cm发现3个正磁倾角,认为是奥尔都维事件;在底端376 cm处出现一个正磁倾角,受柱样长度所限,不能判定是否为留尼汪正极性事件。由此可以看出,该柱样底界的大致年龄在2 Ma左右。

根据岩心极性带界线产出深度,参照极性年代表推算柱样沉积物的平均沉积速率,得到布容正极性时内的沉积速率约为2.33 mm/ka,在松山反极性时内沉积速率约为1.57 mm/ka,随着时间的由老到新,沉积速率有由小到逐渐增大的趋势,柱样的平均沉积速率约为1.89 mm/ka,这与谢帕德(1973)总结研究指出太平洋低纬度区的沉积速率为1~2 mm/ka的结论相吻合。

4 结语

(1) 沉积物中磁性矿物主要由低矫顽力磁性矿物组成,以磁铁矿为主,并可能含有一定的钛磁铁矿,以及少量高矫顽力磁性矿物。

(2) 磁学参数随深度的变化指示了沉积环境发

生的变化,并反映出古气候的变迁。

(3) 磁性矿物主要为陆源碎屑成因,并受到海底火山活动的影响。

(4) 岩心在松山反极性时内可识别贾拉米洛和奥尔都维正极性事件。

致谢:样品由“科学一号”2003冬季航次全体船队员采集,在样品测试过程中得到了青岛海洋地质研究所刘健研究员的指导和中科院地质与地球物理所秦华峰博士的热情帮助,在此一并致谢。

参考文献(References)

- [1] Walden J. Environmental magnetism; principles and applications of enviromagnetics [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23, 1 867-1 870.
- [2] Oldfield F, Thompson R. *Environmental Magnetism* [M]. London: Allen & Unwin, 1986.
- [3] Verosub K L, Roberts A P. Environmental magnetism, past, present, and future [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(B2): 2 175-2 192.
- [4] 姜月华, 殷鸿福, 王润华. 环境磁学理论、方法和研究进展 [J]. *地球学报*, 2004, 25 (3): 357-362. [JIANG Yue-hua, YIN Hong-fu, WANG Run-hua. The theory, method and research progress of environmental magnetism [J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2004, 25(3): 357-362.]
- [5] Dekkers M J. Environmental magnetism; an introduction [J]. *Geologie en Mijinbouw*, 1997, 76: 163-182.
- [6] YU Li-zhong. Palaeoenvironmental implications of magnetic measurements on sediment core from Kunming basin southwest China [J]. *Journal of Paleolimnology*, 1990, 3: 95-111.
- [7] Evans M E, Heller F, Bloemendal J, et al. Natural magnetic archives of past global change [J]. *Surveys in Geophysics*, 1997, 18: 183-196.
- [8] 林美华, 李乃胜. 菲律宾海周边的深海沟地貌 [J]. *海洋科学*, 1998 (6): 29-31. [LIN Mei-hua, LI Nai-sheng. The surrounding trench geomorphology of Philippine Sea [J]. *Marine Sciences*, 1998(6): 29-31.]
- [9] Oldfield F, Yu L. The influence of particle size variations on the magnetic properties of sediments from the north-eastern Irish Sea [J]. *Sedimentology*, 1994, 41: 1 093-1 108.
- [10] Thompson R. Modelling magnetization data using SP [J]. *Physics of the Earth and Planetary*, 1986, 42: 113-127.
- [11] Thompson R. Environmental applications of magnetic measurements [J]. *Science*, 1980, 207(4430): 481-486.
- [12] Hunt C P, Banerjee S K, Han J, et al. Rock-magnetic proxies of climate changes in the loess-paleosol sequence of the western Loess Plateau of China [J]. *J Geophys Res.*, 1995, 123: 232-244.
- [13] 刘健. 磁性矿物还原成岩作用述评 [J]. *海洋地质与第四纪*

① 据徐兆凯等尚未发表资料。

- 地质, 2000, 20(4): 103-107. [LIU Jian. Reductive diagenesis of magnetic minerals: A review[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2000, 20(4): 103-107.]
- [14] Roberts A P, Turner G M. Diagenetic formation of ferromagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1993(115): 257-273.
- [15] Petersen N, Dobeneck T, Vali H. Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the south Atlantic Ocean[J]. Nature, 1986, 320: 611-615.
- [16] Doris M Curtis. Lithofacies of the Shikoku basin and the Parace Vela basin[R]. Initial reports of the deep sea drilling projects[POD], 1980, 58, 701-709.
- [17] 候红明, 王保贵, 汤贤赞. 南海北部沉积物磁化率对古气候非线性变化的响应[J]. 热带海洋, 1996, 15(3): 1-5. [HOU Hong-ming, WANG Bao-gui, TANG Xian-zan. A response to paleoclimatic nonlinear variations from sediment magnetic susceptibility in northern South China Sea[J]. Tropic Oceanology, 1996, 15(3): 1-5.]
- [18] 王律江. 上新世末—更新世初西太平洋变冷事件及其古气候意义[J]. 第四纪研究, 1996, 16(4): 300-309. [WANG Lu-jiang. Major temperature decrease in western Pacific during late Pliocene to early Pleistocene and its paleoclimatic implications[J]. Quaternary Sciences, 1996, 16(4): 300-309.]
- [19] Williams M A J, Dunkerley D L. Quaternary Environments [M]. Australia: Edward Arnold Ltd., 1993.
- [20] Loren Kroenke, Robert Scott. West side of the Parace Vela Basin[R]. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Projects, Volume LIX, 1981: 320-335.
- [21] 李华梅. 地磁场倒转和古地磁年表[J]. 地质地球化学, 1974(12): 1-7. [LI Hua-mei. Geomagnetic reversals and paleomagnetism chronology[J]. Geology-Geochemistry, 1974(12): 1-7.]
- [22] Harland W B, Cox A V. A geologic time scale[C]. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 1982.
- [23] 周墨清. 太平洋中部磁性地层学研究[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1995, 15(1): 41-56. [ZHOU Mo-qing. Study of magnetostratigraphy of the central Pacific[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 1995, 15(1): 41-56.]
- [24] Mull R, Morris D. Geomagnetic reversals[J]. Geotimes, 1989, 20: 20.

MAGNETOSTRATIGRAPHIC AND MAGNETIC PROPERTIES OF MARINE SEDIMENTS FROM THE EAST PHILIPPINE SEA

MENG Qing-yong^{1,2}, LI An-chun¹, JIN Ning^{1,2}, XU Zhao-kai^{1,2}, LIU Jian-guo^{1,2}

(1 Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;

2 Postgraduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract: A detailed magnetic analysis has been done on core F090102 from the East Philippine Sea, and the following magnetic parameters were measured: susceptibility (χ), anhysteretic remnant magnetization (ARM), saturation isothermal remnant magnetization (SIRM), $IRM_{-300\text{ mT}}$ (induced in a field of -300 mT) and typical temperature dependence of magnetic susceptibility curves (χ -T). Analyses of magnetic parameters demonstrated that magnetic minerals in the sequence are dominated by low-coercivity ferromagnetic minerals with subordinate high-coercivity antiferromagnetic minerals and are characterized by magnetite (probably including some titanomagnetites). The results show that the rock-magnetic parameters well correspond to the paleoclimatic variations and sedimentary environmental changes. And a magnetostratigraphic record was obtained. The Bruhnes-Matuyama reversal, the Jaramillo event as well as the Olduvai event during the Matuyama period were identified.

Key words: core sediments; magnetic properties; East Philippine Sea