

南黄海东南部冰后期泥质沉积物中磁性矿物的成岩变化及其对环境变化的响应^{*}

刘 健^{①②**} 朱日祥^② 李绍全^① Jeong-Hae Chang^③

(^①青岛海洋地质研究所, 青岛 266071; ^②中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100101; ^③Korean Institute of Geology, Mining & Material, Taejon, Korea)

摘要 YSDP103 孔位于南黄海东南部冷涡泥质沉积区, 0~29.79 m 岩心代表约 13 ka BP 以来形成的陆架泥质沉积物, 其下段(A2 段, 29.79~13.35 m)是在冰后期海侵直至全新世中期(约 6 ka BP(¹⁴C 测定))海平面达到最高这段时间内形成的, 而上段(A1 段, 13.35~0 m)则是在冰后期海侵达到最高海平面之后伴随着黄海暖流的形成而出现的冷涡环境中沉积的. 笔者对 YSDP103 孔 0~29.79 m 岩心开展了详细的岩石磁学研究, 结果表明, 钻孔岩心的磁性组分主要是磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿, 除了最上部 2.35 m 外, 其磁性矿物遭受了还原成岩作用, 磁性矿物的含量和低矫顽力组分比例都显著降低. 铁磁性硫化物(胶黄铁矿)存在于 A2 段, 但在 A1 段缺失, 表明了海洋环境条件对磁性矿物成岩过程的控制. 磁学参数在 A1 和 A2 段的界线处发生突变, 反映了环境条件和原始磁性组分的差异对成岩作用的共同影响. 在 A2 段磁学参数的高、低值层段交替出现, 可能反映在 A2 段沉积期间进入沉积区的碎屑磁性矿物在含量的多、少和/或粒度的粗、细上出现周期性变化.

关键词 环境磁学 成岩作用 铁磁性硫化物 南黄海

在最近 20 多年里, 沉积物在还原条件下发生的早期成岩作用导致磁性矿物的溶解和相变是环境磁学的研究热点之一^[1~3]. 这不仅因为磁性矿物的成岩变化可能影响到古地磁记录的可靠性^[4], 也因为这种变化具有重要的环境意义^[5, 6]. 国外学者在这方面的研究主要集中于现代大陆边缘^[7]、半深海^[8]和深海^[9]等深水海洋沉积物以及湖泊沉积物^[5, 10]. 我国除少数学者报道过湖泊沉积物中磁性矿物成岩变化的中间产物——铁磁性硫化物的形成^[11]外, 还非常缺乏对磁性矿物成岩变化的研究, 尤其对我国近海陆架沉积物早期成岩过程的了解还几乎是空白. 笔者选择南黄海东南部约 13 kaBP 以来的泥质沉积物开展岩石磁学调查, 旨在揭示陆架沉积物的早期成岩作用对其磁学性质的深刻改变以及冰后期海洋环境条件的变化对磁性矿物成岩作用的影响.

1 地质环境与沉积地层

黄海位于中国大陆和朝鲜半岛之间, 为一半封闭的陆表浅海(图 1). 黄海大部分陆架水深

2002-09-08 收稿, 2002-12-04 收修改稿

^{*} 国家自然科学基金项目(批准号: 49976012)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 49736210)共同资助

^{**} E-mail: liujian0550@vip.sina.com

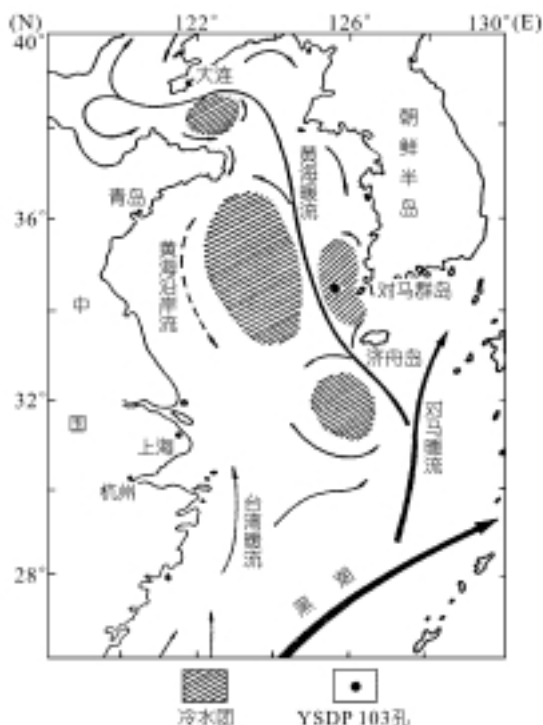


图1 黄、东海的流系及YSDP103孔的地理位置(据文献[14]修改)

20~80 m, 只是在南黄海的“黄海槽”内水深超过 80 m, 最深处可达 140 m^[12]. 黄海和东海大部分陆架在末次冰期裸露成陆, 又在冰后期海侵中被海水覆盖. 黄海暖流是控制黄海水团分布和沉积作用最重要的水动力因素, 这一高温、高盐水体是对马暖流在济州岛东南海域向西北的一个分支. 在黄海暖流两侧出现 4 个逆时针旋转的气旋型涡旋, 称为冷水团或“冷涡”(图 1), 它们分别位于东海北部(济州岛西南)、南黄海中部、南黄海东南部^[13]和北黄海西部; 与这 4 个冷水团对应的是 4 个泥质沉积区, 被称之为“冷涡沉积”^[14]或“涡旋泥质沉积”^[15]. 对于黄海暖流两侧的 4 个冷水团, 一般认为是由于黄海暖流与黄海沿岸流、朝鲜半岛沿岸流之间相互作用形成的.

本文研究的 YSDP 103 孔(34°29.246'N, 125°29.201'E, 水深 53 m, 孔深 34.52 m) 位于南黄海东南部泥质沉积区(图 1), 它是由青岛海洋地质研究所和韩国资源研究所在

1995 年 7 月合作完成钻探施工的, 岩心采取率>90%. 以往的研究^[16, 17]表明, YSDP 103 孔所揭示的沉积地层可划分成 3 个沉积相单元, 从下至上分别为海侵滞留沉积(C 单元)、潮坪-海滩沉积(B 单元)和陆架泥质沉积(A 单元), 代表了冰后期海侵沉积序列(图 2(a)). 根据 ¹⁴C 测年, A 单元(0~29.79 m)是自约 13 kaBP 以来形成的泥质沉积物(以绿灰色-橄榄灰色粘土质粉砂为主), 除夹有不足 0.5 mm 的浅灰色粉砂或细砂纹层(可能系风暴作用所致)外, 颜色、岩性和粒度都比较均匀. 浅地震剖面显示, A 单元内部存在一明显的内反射界面^[18], 将其分为上、下两个沉积地层单元(A1 单元和 A2 单元), 这一界面在 YSDP103 孔位于 13.35 m(图 2(a)), 界面以上的岩心(0~13.35 m)含水量很高, 而界面以下的岩心(13.35~29.79 m)含水量明显降低. 对 YSDP103 孔及其南部同样位于这一泥质沉积区的 YSDP102 孔的微体古生物和沉积特征综合研究^[17]表明, 泥质沉积体的内反射界面是冰后期海侵在中全新世(约 6 ¹⁴C ka BP)达到的最大海泛面, 并且黄海暖流是在这一最高海平面出现之后形成的, A1 单元代表了黄海暖流形成之后的“涡旋泥质沉积”.

2 样品采集与实验方法

我们选定 YSDP103 孔 0~29.79 m 的泥质沉积物进行岩石磁学研究. 利用无磁性样品盒(2 cm × 2 cm × 2 cm)沿对半分开的钻孔岩心中轴线以 5~10 cm 左右的间隔连续取样(避开人为扰动), 共取样 315 个. 样品的磁性测量是在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室完成的. 315 个样品先后进行磁化率、非磁滞剩磁和等温剩磁的测量.

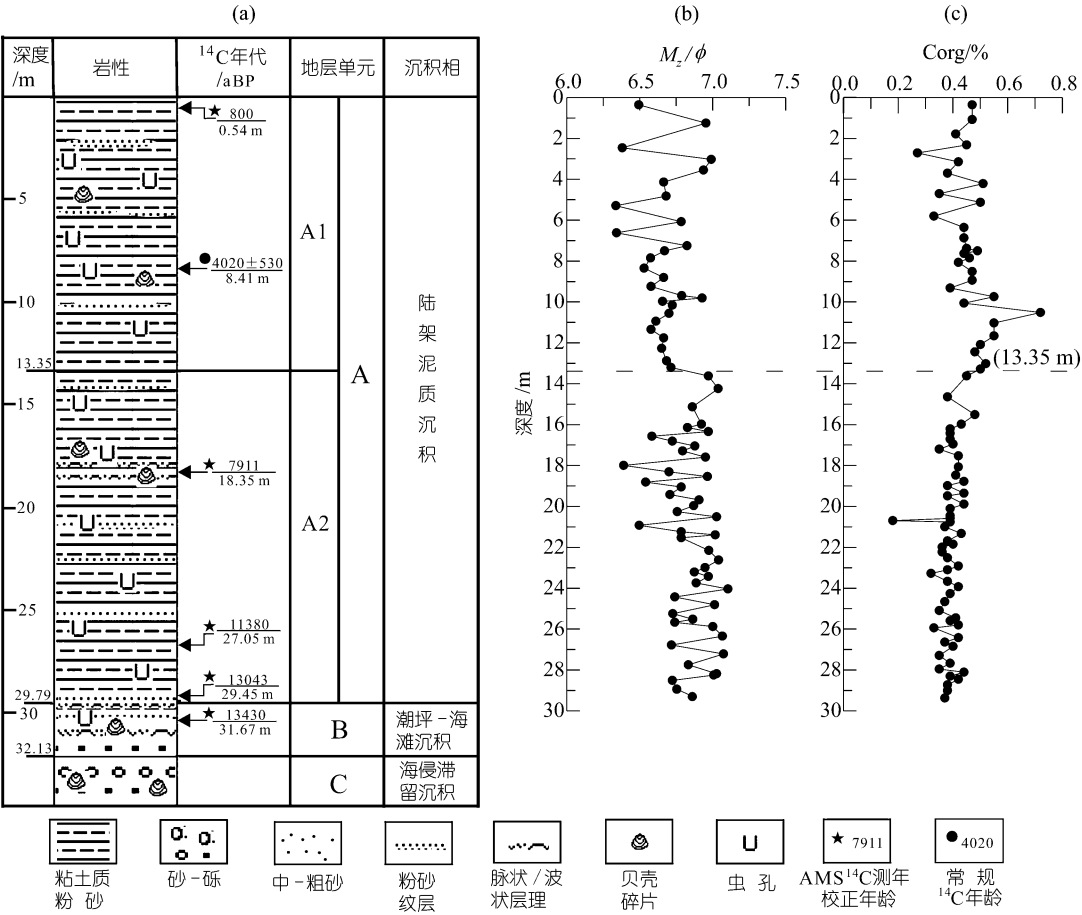


图 2 YSDP103 孔的沉积序列与 ^{14}C 测年(a)、YSDP103 孔陆架泥质沉积物的平均粒径(M_z)(b)及其有机碳含量(Corg)(c)

AMS ^{14}C 年代是利用有孔虫的壳体测得的, 其校正年龄是以 AMS ^{14}C 原始年代数据^[18]减去大气和海水之间平均为 400 a 的 ^{14}C 年代差^[19]所得到的; 常规 ^{14}C 年代^[17]是利用沉积物中的有机质测得的

利用 Bartington MS2 磁化率仪测量样品的低场体积磁化率. 样品的非磁滞剩磁(ARM)是应用 GSD-1 型交变退磁仪(90 mT 的交变场叠置 0.1 mT 的直流场)测定的. 使用 2G660 型脉冲磁力仪, 将所有样品在 1.6T 的磁场中磁化, 得到饱和等温剩磁(SIRM); 然后将样品在 300 mT 的反向场中磁化, 其等温剩磁以 IRM_{-300} 表示. 定义 $S_{300} = -\text{IRM}_{-300}/\text{SIRM}$, 它的大小反映了沉积物样品中低矫顽力和高矫顽力磁性矿物的相对比例. 全部剩磁测量是用 JR-5A 旋转磁力仪完成的. 上述实验完成后, 所有样品被低温(40℃)烘干、称重, 求得样品的质量磁化率(χ)和基于质量的 ARM 和 SIRM.

选择部分样品的复样, 利用 KLY-3s Kappa 桥的温度系统, 在氩气环境下测量磁化率(χ)随温度(T)(从室温至 700℃)的变化特征—— $\chi(T)$ 曲线. 利用部分样品的复样进行 Lowrie 三轴磁化实验^[20], 即在 2G660 型脉冲磁力仪上沿其 3 个相互垂直的方向依次在 2.7、0.5 和 0.05 T 的外场中磁化, 然后将其在 MMTD60 型热退磁炉进行逐步热退磁(加热区间是 80~700℃, 温度间隔是 20~50℃), 利用 2G 超导磁力仪, 测量样品不同矫顽力分量的退磁行为.

A2 段沉积物的少量样品在美国明尼苏达大学岩石磁学研究所进行了低温剩磁实验, 所使用的仪器是 MPMS-2 磁力仪. 样品首先被冷却至 20 K, 然后在 2.5 T 的磁场中磁化以获得 SIRM; 撤去外场后, 样品从 20K 逐步加热至室温, 在加热过程中 SIRM 的变化被自动测试.

在上述磁性测量完成之后, 按 0.2~0.7 m 的间距, 在 315 个样品中选择 83 个样品, 利用 LecoCS-244 型碳硫联合测定仪进行有机碳(Corg)含量测定, 实验数据的精度为 0.01%, 测试工作在中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院无锡实验地质研究所进行; 按 0.2~1.2 m 的间距, 在全部样品中选取样品 75 个, 利用英国 Malvern 公司的 Mastersizer-2000 型激光粒度仪, 在青岛海洋地质研究所实验测试中心进行粒度分析.

3 实验结果

3.1 沉积物粒度和有机碳含量

钻孔岩心 0~29.79 m 段的平均粒径(M_z)介于 6.3ϕ 和 7.2ϕ 之间(图 2(b)), 表明岩心的粒径变化不大, 这与肉眼观察的结果是一致的. 除个别层位外, 有机碳(Corg)的含量在 A2 段比较稳定, 平均 0.39%; 在 A1 段变化幅度和绝对值均有所增加, 平均 0.46%(图 2(c)).

3.2 磁学参数随深度的变化

图 3 显示了 χ , ARM, SIRM 和 S_{300} 在 YSDP103 孔 A 单元(0~29.73 m)中的变化. 在 A1 单元(0~13.35 m), 除局部层段外, 这 4 个参数表现为大致从 2.35 m 至 4.60 m 向下快速降低, 再向下其下降幅度明显变小或基本达到稳定. 把 4.60~13.35 m 段与 0~2.35 m 段几个参数平均值的变化相比较, χ 约降低了 40%, SIRM 约降低了 60%, ARM 约降低了 85%. S_{300} 在 0~2.35 m 段变化于 0.87~0.93 之间, 表明在这段岩心中磁性矿物以低矫顽力矿物为主, 含少量高矫顽力矿物;

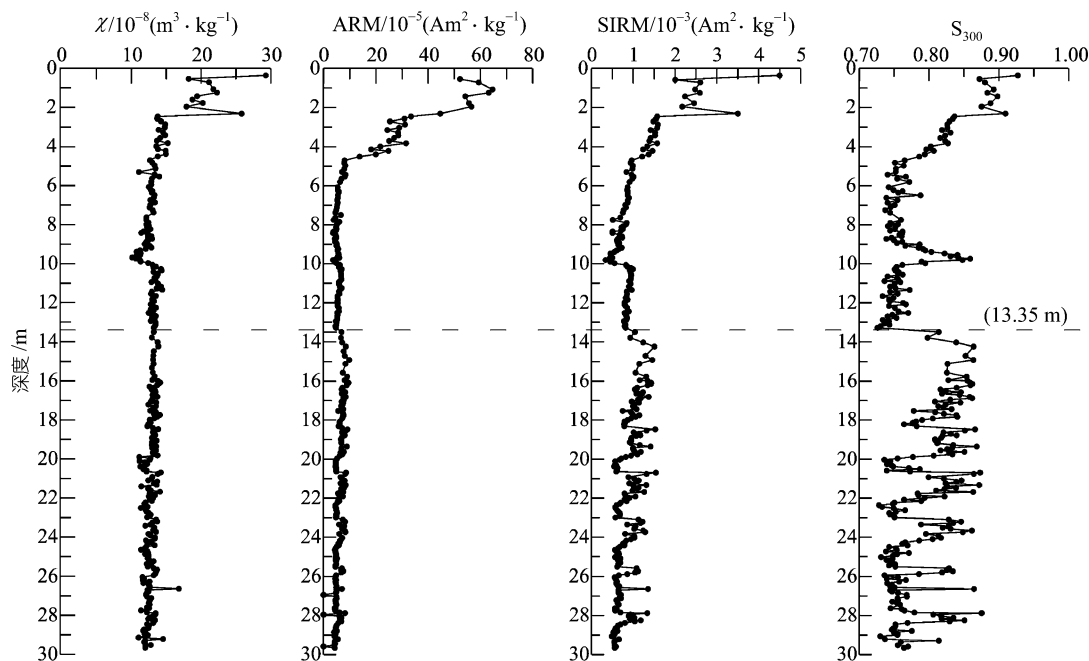


图 3 YSDP103 孔 0~29.73 m 岩心中磁化率(χ)、非磁滞剩磁(ARM)、饱和等温剩磁(SIRM)和 S_{300} 的分布

S_{300} 从 2.35 m 向下快速降低, 至 4.60 m 达 0.75 左右, 反映从 2.35 m 向下岩心中低矫顽力磁性矿物的相对比例显著下降, 并在 4.60~13.35 m 段(除 9.20~10.00 m 外)以高矫顽力磁性矿物为主。

由于钻孔岩性比较均匀, 上述 4 个参数在 0~13.35 m 岩心中的变化方式是沉积序列发生了成岩作用的标志性磁学特征^[1, 7~9], 反映磁性矿物的含量从 2.35 m 向下因还原溶解作用而显著减少、并且细粒的低矫顽力磁性颗粒优先被溶解的成岩过程。 χ , SIRM 和 ARM 下降幅度依次递增, 归因于它们对细颗粒低矫顽力磁性矿物减少的敏感程度依次加大。磁性矿物遭受成岩变化的有力佐证, 是在 A 单元中下部普遍出现了少量自生黄铁矿^[17]。大量研究表明, 磁性矿物的成岩过程首先进行的是铁氧化物的还原作用, 导致铁氧化物(主要是低矫顽力的颗粒如磁铁矿)按粒级先小后大的顺序有选择性地被溶解^[1], 铁氧化物遭溶解所释放的 Fe^{3+} 离子则被还原成 Fe^{2+} ; 然后是硫酸盐还原作用, Fe^{2+} 与 H_2S 反应(沉积物中的 H_2S 主要是通过细菌利用有机质作为还原剂对孔隙中所溶解的硫酸盐进行还原作用产生的), 形成铁硫化物序列: 从水溶液中最先出现的是四方硫铁镍矿(Mackinawite, 其分子式近似为 $\text{FeS}_{0.9}$), 然后可依次形成磁黄铁矿(包括六方晶系的 $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ ~ Fe_9S_{10} 和单斜晶系的 Fe_7S_8)、胶黄铁矿(Fe_3S_4)和黄铁矿(FeS_2)^[21]。与黄铁矿相比, 其他几种铁硫化物是不稳定的, 它们与硫(S)进一步反应最终形成还原条件下最稳定的黄铁矿。在这些铁硫化物中, 只有单斜晶系的磁黄铁矿和胶黄铁矿是铁磁性的, 可以携带剩磁。

在 A2 单元(13.35~29.73 m)的岩心中, 上述 4 个参数从顶到底整体上缓慢递减, 尽管 χ 的减幅最小。除 χ 外, 其它 3 个参数均在 13.35 m 界线上、下表现出明显的变化。值得注意的是, 4 个参数在上述的变化趋势上叠加了 6 个明显的高值段。这在 S_{300} 的变化趋势上反映得最明显, 即其低值段(0.72~0.77)与高值段(0.80~0.87)相间出现, 并且整体上显示从顶到底缓慢递减的趋势。从 13.35 m 向上, S_{300} 则急剧降低。4 个参数彼此呈正相关, 这与成岩作用优先溶解低矫顽力磁性矿物是一致的。

3.3 磁性矿物

依据样品的 Lowrie 三轴磁化实验结果、 $\chi(T)$ 曲线特征和低温剩磁实验结果, 对 YSDP103 孔陆架泥质沉积物的如下几个层段的磁性矿物组分进行分析:

0~2.35 m: 样品的三轴磁化实验(图 4(a))表明, 低矫顽力分量(< 0.05 T)的解阻温度在 580℃ 左右, 说明磁铁矿是其主要剩磁载体; 中矫顽力分量(0.05~0.5 T)在 580℃ 和 680℃ 左右有 2 个明显的解阻温度, 分别代表了磁铁矿和赤铁矿的存在, 而 120~320℃ 左右较陡的下降斜率可能指示了磁赤铁矿^[22]的存在; 高矫顽力分量(0.5~2.7 T)的解阻温度为 680℃, 为典型的赤铁矿。样品磁化率随温度的变化(图 5(a))显示, 从室温加热至 300℃ 左右, 磁化率基本稳定或有轻微的上升; 从 300~440℃ 左右, 磁化率缓慢上升, 可能是含铁硅酸盐/粘土矿物转化成磁铁矿所致^[23]; 从 440~550℃ 左右, 磁化率缓慢下降, 可归因于磁赤铁矿受热转化成赤铁矿; 在加热到 550℃ 以上, 磁化率急剧下降, 直至 580℃ 达最低值, 反映了磁铁矿的特征; 样品在冷却至 580℃ 时磁化率又急剧上升, 冷却至 350℃ 达到最高值, 然后缓慢下降至室温。样品经过加热-冷却后的磁化率是加热前的 5 倍以上, 说明样品在加热-冷却过程中新形成了较多的磁铁矿。上述两种实验结果证实, 在未受成岩作用明显影响的本段岩心样品中, 磁性矿物以磁铁矿为主, 并含磁赤铁矿和赤铁矿。

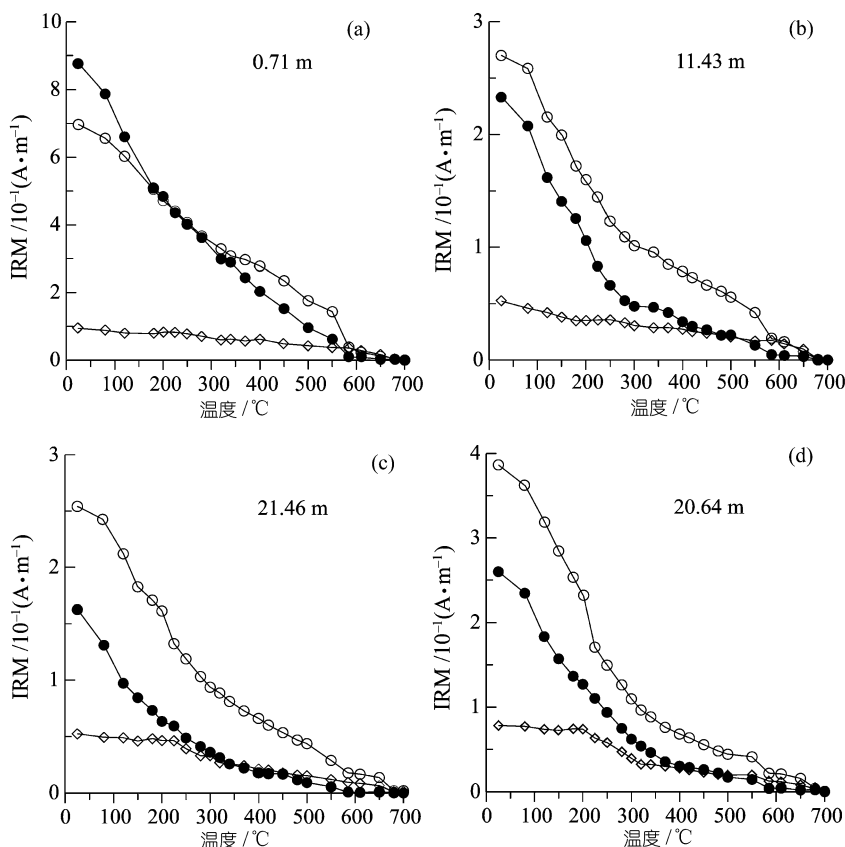


图 4 YSDP103 孔各段岩心样品典型的三轴饱和等温退磁曲线

(a) 0~2.35 m; (b) 2.35~13.35 m; (c)和(d)13.35~29.73 m. $\diamond$: 2.7~0.5 T; $\circ$: 0.5~0.05 T; $\bullet$: <0.05 T

2.35~13.35 m: 样品的三轴磁化实验结果(图 4(b))与 0~2.35 m 段基本类似, 显著的不同就是低矫顽力分量在 3 个分量中所占比例的明显降低, 这与磁性矿物发生成岩作用后磁铁矿被大量溶解是一致的. 样品在加热-冷却过程中磁化率随温度的变化(图 5(b))显示, 从室温至 300℃左右, 磁化率呈缓慢衰减的趋势, 这显然是顺磁性矿物的贡献, 可能与磁性矿物在成岩变化过程中形成了顺磁性的黄铁矿有关; 从 300℃加热至 460℃左右, 磁化率较明显地增加, 这除了有含铁硅酸盐/粘土矿物加热转化成磁铁矿的原因外, 可归因于成岩过程中新出现的黄铁矿在这一温度区间转化为磁铁矿^[24]; 从 460℃加热至 550℃左右, 磁化率缓慢下降, 表明了磁赤铁矿的存在; 磁化率在 550~580℃之间快速下降直至接近于零的最低值, 指示了磁铁矿达到了居里温度; 样品在冷却过程中磁化率的表现与 0~2.35 m 段样品的基本一致, 所不同的是样品冷却后的磁化率是加热前的 7 倍多, 大于后者, 这可能是由于在成岩过程中形成黄铁矿的缘故. 总之, 上述两种实验的结果证实, 本段岩心中主要的磁性矿物是磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿, 其中磁铁矿所占比例比 0~2.35 m 段明显降低.

13.35~29.73 m: 无论是三轴磁化实验还是样品磁化率随温度变化的实验, S_{300} 高值段及其低值段的样品都显示基本一致的特征. 在三轴磁化实验中(图 4(c)和图 4(d)), 与 13.35 m 以上岩心样品最大的不同就是在 200~320℃温度区间, 高矫顽力分量表现出显著的损失, 中矫顽力分

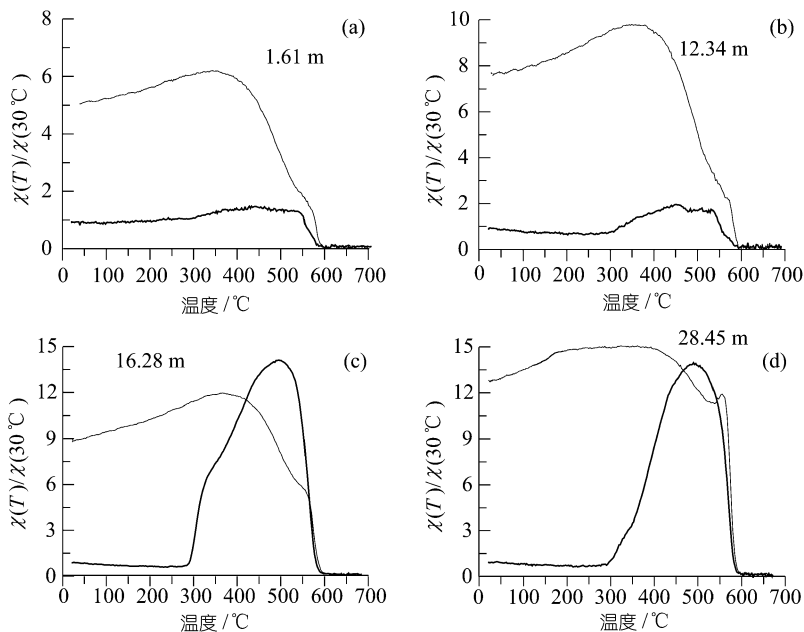


图5 YSDP103孔各段岩心样品典型的磁化率-温度曲线

(a) 0~2.35 m; (b) 2.35~13.35 m; (c)和(d) 13.35~29.73 m. 粗线和细线分别表示加热和冷却过程. 纵坐标是由样品在 30℃时的 χ 值($\chi(30^\circ\text{C})$)加以归一化的 $\chi(T)$

量亦有明显的降低, 但低矫顽力分量的下降出现在 100~400℃区间. 由于胶黄铁矿的一个重要特性是在 200~350℃丧失其大部分磁性^[25,26], 因此, 上述样品的中、高矫顽力分量在 200~320℃区间的急剧下降表明了胶黄铁矿的存在, 这是该矿物在 200℃左右的温度开始最大的热分解、直至 320℃左右达到居里点所致, 也有别于磁黄铁矿在 320~350℃左右一个狭窄的温度范围内急剧地解阻^[26]; 特别是高矫顽力分量的这种行为排除了磁赤铁矿或钛磁铁矿的可能. 至于样品低矫顽力分量的热退磁行为, 可能是因为胶黄铁矿的热退磁效应被磁赤铁矿和/或钛磁铁矿的热不稳定性所掩盖. 样品磁化率随温度的变化(图 5(c)和图 5(d))表明, 在加热至 300℃左右磁化率急剧上升直至 500℃左右达最大值, 然后快速下降, 至 580℃左右达居里点. 磁化率在 300℃左右的增加是胶黄铁矿的特征之一, 可能标志着胶黄铁矿加热分解转化成磁铁矿或磁赤铁矿的开始^[27]. 样品的低温剩磁实验(图 6)在 120 K 左右显示了磁铁矿所特有的 Verwey 转换^[28],

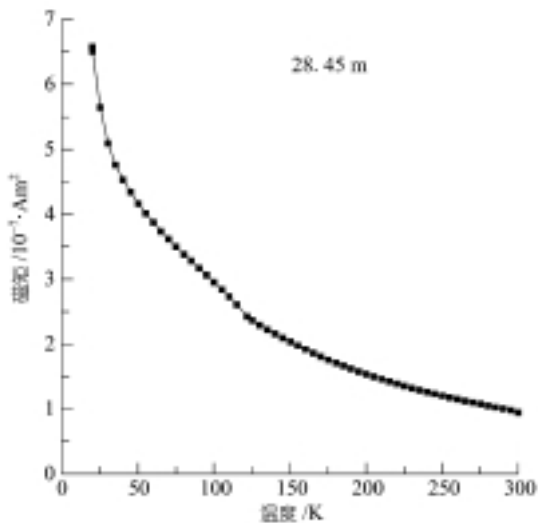


图6 YSDP103孔 13.35~29.73 m 岩心样品的低温剩磁实验结果

样品的低温剩磁测量在 120 K 左右出现磁铁矿的 Verwey 转换, 但没有显示磁黄铁矿在 30~40 K 出现的相变

但没有显示磁黄铁矿在 30~40 K 出现的相变^[29]。综合上述实验结果,可以得出结论:本段岩心的磁性矿物除了在 13.35 m 以上的岩心中出现的磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿之外,还有胶黄铁矿。

4 讨论

以往的研究^[21]表明,在沉积物早期成岩过程中,控制黄铁矿形成和铁磁性硫化物保存的主要因素有 3 个: (i) 沉积物孔隙水中被溶解的硫酸盐, (ii) 碎屑矿物中能同 H_2S 起反应形成铁硫化物的铁, (iii) 可被分解的有机质。Sagnotti 等^[30]认为,在这 3 个主要因素中,前 2 个因素在正常海洋条件下不构成磁性矿物成岩作用的限制条件,而有机质的含量最可能主宰海洋沉积物中磁性矿物的变化结果。Roberts 等^[5]在解释古湖泊沉积物中的胶黄铁矿出现在特定的层位时指出,湖泊的开放或封闭程度影响到水体在湖泊中的滞留时间,而较长的水体滞留时间有利于硫酸盐的积累、从而影响到磁性矿物成岩变化的产物。就 YSDP103 孔 0~29.79 m 的泥质沉积物而言,其下段(A2 段)是在冰后期快速海侵直至全新世中期(约 6 ^{14}C ka BP)海平面达到最高这段时期内形成的,其上段(A1 段)是在冰后期海侵达到最高海平面之后伴随着黄海暖流的形成而出现的冷涡环境中沉积的。因此, A1 段的沉积物是在比 A2 段更加还原的条件下形成的^[14], 这两段沉积物中有机碳含量的差异也佐证了这一点;并且 A1 段所处的冷涡环境的水体流动性显然要大大低于 A2 段所处的海洋环境,即前者水体的相对滞留时间要长于后者。基于以上分析,我们认为,控制 A1 段和 A2 段磁性矿物发生成岩作用的因素的差别在于,前者比后者有较多的有机质和硫酸盐参与,导致 A1 段成岩过程的中间产物(胶黄铁矿)被完全转化成黄铁矿;而 A2 段则可能受有机质和硫酸盐的限制,磁性矿物成岩过程的中间产物——胶黄铁矿被部分地保留。

YSDP103 孔泥质沉积物 A1, A2 段多种磁学参数的变化表明:磁性矿物的含量及其低/高矫顽力磁性矿物的比例,在每一段整体上表现出由上向下减少的趋势,反映了磁性矿物的成岩作用从这两段的顶至底逐渐加强的一般趋势。在钻孔岩心 13.35 m 处磁性矿物含量与组分的突变,是由于在全新世中期黄海暖流形成后,不仅沉积环境发生了改变,而且沉积物物源也在一定程度上有所变化^[17],导致沉积物中磁性矿物的原始组分、含量乃至粒度随之发生了变化,即 A1 和 A2 段泥质沉积物中磁性矿物的成岩作用是在不同的环境条件和不同的“母质”上进行的。

在 YSDP103 孔 A2 段有机碳含量比较恒定,且与磁学参数的变化无关(参见图 2 和图 3),表明后者不是由沉积物成岩环境的变化所引起。因此我们推测,导致 A2 段磁学参数的高、低值层段交替出现的主要原因,是在 A2 段沉积期间,进入沉积区的碎屑磁性矿物在一定时期内含量较高和/或粒度较粗(对应于磁学参数的高值段),而在另一时期内其含量较低和/或粒度较细(对应于磁学参数的低值段),并且这两个时期交替出现。由于南黄海东南部泥质沉积物的来源比较复杂^[17],究竟是气候还是其它因素控制 A2 段原始磁性矿物含量或粒度的变化,有待于进一步研究。

至于 A1 段中 9.2~10.0 m S_{300} 反常的增大,考虑到与其对应的 χ 和 SIRM 是该段中的最小的,一个合理的解释就是在这—层位上磁性矿物的成岩作用最强,除了低矫顽力磁性矿物(可能主要是细粒的)被部分溶解外,大部分高矫顽力磁性矿物亦被溶解,从而导致 S_{300} 增大。

5 结论

(1) YSDP103孔揭示的南黄海东南部约13 ka BP以来的陆架泥质沉积物, 主要的磁性组分是磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿; 除了最上部2.35 m地层外, 其磁性矿物遭受了还原成岩作用, 包括铁氧化物的还原作用(磁性颗粒的溶解)和硫酸盐还原作用(形成了黄铁矿), 磁性组分显著降低, 表现为 χ , ARM 和 SIRM 等磁学参数下降幅度达40%~85%, 同时也伴随着低矫顽力矿物的比例显著降低。

(2) 在冰后期海侵开始(约13 ka BP)至海平面达到最高(约6 ka BP)这段时期内形成的泥质沉积物(A2段)中保留了铁磁性硫化物(胶黄铁矿), 而约6¹⁴Cka BP以后在伴随黄海暖流出现的冷涡环境中形成的泥质沉积物(A1段)中则缺失铁磁性硫化物, 表明磁性矿物的成岩变化明显受环境条件的控制。磁学参数在A1和A2段的界线处发生突变, 反映了环境条件和原始磁性组分的差异对成岩作用的共同影响。

(3) 在A2段磁学参数的高、低值层段交替出现, 可能反映在A2段沉积期间进入沉积区的碎屑磁性矿物在含量的多、少和/或粒度的粗、细上出现周期性变化。

致谢 美国明尼苏达大学岩石磁学研究所 M. Jackson 博士帮助完成了样品的低温剩磁实验, 中国科学院地质与地球物理研究所潘永信博士审阅了全文, 在此一并致以衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 Karlin R, Levi S. Diagenesis of magnetic minerals in recent hemipelagic sediments. *Nature*, 1983, 303: 327~330
- 2 Canfield D E, Berner R A. Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, 51: 645~660
- 3 刘健. 磁性矿物还原成岩作用述评. *海洋地质与第四纪地质*, 2000, 20 (4): 103~107
- 4 Sagnotti L, Winkler A. Rock magnetism and palaeomagnetism of greigite-bearing mudstones in the Italian peninsula. *Earth and Planetary Science letters*, 1999, 165: 67~80
- 5 Roberts A P, Reynolds R L, Verosub K L, et al. Environmental magnetic implications of greigite (Fe₃S₄) formation in a 3 m.y. lake sediment record from Butte Valley, northern California. *Geophys Res Lett*, 1996, 23: 2859~2862
- 6 Ariztegui D, Dobson J. Magnetic investigations of framboidal greigite formation: a records of anthropogenic environmental changes in eutrophic Lake St Moritz, Switzerland. *The Holocene*, 1996, 6: 235~241
- 7 Karlin R. Magnetite Diagenesis in marine sediments from the Oregon continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95 (B4): 4405~4419
- 8 Leslie B W, Lund S, Hammond D E. Rock magnetic evidence for the dissolution and authigenic growth of magnetic minerals within anoxic marine sediments of the California continental Borderland. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95 (B4): 4437~4452
- 9 Karlin R, Lyle M, Heath G R. Authigenic magnetite formation in suboxic marine sediments. *Nature*, 1987, 326: 490~493
- 10 Stockhausen H, Thouveny N. Rock-magnetic properties of Eemian maar lake sediments from Massif Central, France: a climatic signature? *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 173: 299~313
- 11 胡守云, Appel E, Hoffmann V, 等. 湖泊沉积物中胶黄铁矿的鉴定及其磁学意义. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(3): 234~238
- 12 秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉, 等主编. *黄海地质*. 北京: 海洋出版社, 1989
- 13 蓝淑芳, 顾传成, 傅秉照. 南黄海暖流水附近冷水块的分析研究. *海洋科学集刊*, 1986, (27): 56~64
- 14 申顺喜, 陈丽蓉, 高良, 等. 南黄海冷涡沉积和通道沉积的发现. *海洋与湖沼*, 1993, 24(6): 563~570
- 15 李绍全, 刘健, 王圣洁, 等. 南黄海东侧陆架冰消期以来的海侵沉积特征. *海洋地质与第四纪地质*. 1997, 17(4): 1~12

- 16 李绍全, 刘 健, 王圣洁, 等. 南黄海东侧冰消期以来的沉积层序与环境演化. 科学通报, 1998, 43(8): 876~879
- 17 刘 健, 李绍全, 王圣洁, 等. 末次冰消期以来黄海海平面变化与黄海暖流的形成. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(1): 13~24
- 18 Jin J H, Chough S K. Partitioning of transgressive deposits in the southeastern Yellow Sea: a sequence stratigraphic interpretation. *Marine Geology*, 1998, 149: 79~92
- 19 Bard E. Correlation of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: Paleoceanographic implications. *Pleocanography*, 1988, 3: 635~645
- 20 Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys Res Lett*, 1990, 17: 159~162
- 21 Berner R A. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochim. Cosmochim Acta*, 1984, 48: 605~615
- 22 朱日祥, 石采东, Suchy V, 等. 捷克黄土的磁学性质及古气候意义. 中国科学, D 辑, 2001, 31(2): 146~154
- 23 朱日祥, Kazansky A, Matasova G, 等. 西伯利亚南部黄土沉积物的磁学性质. 科学通报, 2000, 45(11): 1200~1205
- 24 Roberts A P, Pillans B J. Rock magnetism of Lower/Middle Pleistocene marine sediments, Wangnui Basin, New Zealand. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 839~842
- 25 Snowball I F. Magnetic hysteresis properties of greigite (Fe_3S_4) and a new occurrence in Holocene sediments from Swedish Lappland. *Phys. Earth Planet Inter*, 1991, 68: 32~40
- 26 Torii M, Fukuma K, Hong C -S, et al. Magnetic discrimination of pyrrhotite- and greigite-bearing sediment samples. *Geophys Res Lett*, 1996, 23: 1813~1816
- 27 Geiss C E, Banerjee S K. A multi-parameter rock magnetic record of the last glacial-interglacial paleoclimate from south-central Illinois, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 152: 203~216
- 28 Ozdermir O, Dunlop D J, Moskowitz B M. The effect of Oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophys Res Lett*, 1995, 134: 227~236
- 29 Rochette P, Fillion F, Mattei J L, et al. Magnetic transition at 30-40 kelvin in pyrrhotite: insight into a widespread occurrence of the mineral in rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 98: 319~328
- 30 Sagnotti L, Macri P, Camerlenghi A, et al. Environmental magnetism of Antarctic late Pleistocene sediments and interhemispheric correlation of climatic events. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 192: 65~80