

寻求深海碳酸盐沉积含量的物理标志

黄维,刘志飞,陈晓良,汪品先

(同济大学海洋地质教育部重点实验室,上海 200092)

摘要: 运用岩心物理性质求取深海碳酸盐沉积的相对含量,是古海洋学研究中一种“多快好省”的办法,在低分辨率研究中取得成功,但在较高分辨率的研究中精度问题十分突出.采用大洋钻探(ODP)184航次船上颜色反射率和磁化率数据,结合实验室碳酸盐化学分析实测结果,运用最小二乘法等数理分析方法,分别建立颜色反射率和磁化率与碳酸盐含量之间的拟合方程,估算碳酸盐含量.结果表明,根据颜色反射率蓝色光波段值及其平方作为控制变量来拟合的碳酸盐含量,同实测值具有较高的一致性,误差较小;但是,用磁化率推算的碳酸盐含量同实测值比较则误差相当大.用岩心物理性质推测的拟合方程是在开展一定量实测分析的基础上建立的,不同站位的这种拟合关系不能套用,只有当其他影响成分含量相当稳定或有规律变化时,运用岩心物理性质求取深海碳酸盐沉积含量的方法才具有相当高的应用价值.

关键词: 碳酸盐;颜色反射率;磁化率;南海;大洋钻探(ODP)184航次.

中图分类号: P736 **文献标识码:** A

文章编号: 1000-2383(2003)02-0157-06

作者简介: 黄维(1972-),男,讲师,1999年毕业于同济大学,获理学硕士学位,目前从事古海洋学以及沉积数值模拟研究. E-mail: huangwei@mail.tongji.edu.cn

深海碳酸盐沉积覆盖世界洋底总面积的一半以上^[1],是地球表面巨大的碳储库.因此,查明深海碳酸盐的时空分布对于研究过去大气CO₂浓度随海洋碳-碳酸盐体系波动而发生的变化具有重要意义^[2].前人对深海碳酸盐记录的定量研究已经发现,大西洋碳酸盐含量几乎与氧同位素曲线平行,冰期时碳酸盐值最低,而间冰期时碳酸盐值最高^[3];但太平洋碳酸盐含量则基本相反,冰期时碳酸盐值最高,而间冰期时碳酸盐值最低^[4].目前,深海碳酸盐沉积不仅应用于深海地层对比^[5,6]、还广泛地应用在生物生产力^[7]、海洋和大气碳循环^[8]等方面.然而,碳酸盐沉积的这些古气候学和古海洋学应用要求对较长的钻孔做高分辨率的定量分析,在方法上,既要快又要相对经济.近年来,岩心物理性质在深海碳酸盐地层学上的应用就符合长钻孔的高分辨率研究要求,因而越来越受到人们重视^[9].

岩心物理性质是大洋钻探(ODP)等深海钻探计划采用的一种地层分析对比的高效方法,包括颜色反射率、磁化率、伽玛射线衰减孔隙率密度

(GRAPE)等,在深海钻探过程中或船上岩心物理分析时首先开展的分析项目,分辨率可以高达2 cm.同碳酸盐含量分析的地球化学方法相比,在所需时间和费用上具有巨大的优越性.前人通过大洋钻探(ODP)117航次应用磁化率研究印度洋碳酸盐溶解度^[10]、大洋钻探(ODP)138航次应用颜色反射率研究东太平洋的岩性特征^[11]、大洋钻探(ODP)164航次应用颜色反射率研究西大西洋的碳酸盐含量^[12]等实例表明,岩心物理性质对于定性或定量确定深海碳酸盐含量研究具有巨大的应用前景.

我国深海古海洋学研究正处在起步阶段,寻求“多快好省”的分析手段属于当务之急.本文运用岩心的颜色反射率和磁化率定量计算大洋钻探(ODP)184航次南海深海碳酸盐沉积含量,并将计算结果同作者的实测值进行对比,分析这种方法的可行性和一些不确定因素.

1 基本原理

1.1 颜色反射率

颜色反射率是物质表面所反射的光波能量与源

照射光波能量的比值.按照国际协定的 CIE (commission internationale d'eclairage) 标准(1986),颜色反射波谱可以归类为 3 色值系统,其中,大洋钻探岩心分析采用的是 $L^* a^* b^*$ 系统, L^* 是样品亮度值,变化范围从 0~100%; a^* 和 b^* 是色度值, a^* 的变化从绿色(负值)到红色(正值), b^* 的变化从蓝色(负值)到黄色(正值).同时,大洋钻探还分波段测量了可见光谱(波长在 400~700 nm 之间)的反射率,按波长 10 nm 的分辨率保存为 31 列(400~700 nm)数据.

岩心颜色反射资料有 2 种主要用途:其一,反射参数 $L^* a^* b^*$ 提供岩心物质组成相对变化的精细时间序列,常用来进行钻孔与钻孔、岩心与岩心之间的对比,进行岩性变化的旋回性分析;其二,光谱反射率数据可用来估测某些特定物质成分的含量.由于不同物质对特定可见光波段具有较高的反射率,因此,可见光的光谱分析可以估测碳酸盐、蛋白石、有机质、绿泥石以及其他一些粘土矿物成分^[6].

大洋钻探许多航次的研究结果都表明颜色反射率与碳酸盐含量有着很好的相关性^[6, 11, 12].其中,亮度 L^* 同碳酸盐含量的相关性最好;参数 a^* 和 b^* 对碳酸盐含量的响应不明显.因此,可以通过建立颜色反射率与碳酸盐含量之间的非线性拟合方程,来定量计算深海碳酸盐沉积含量,是既高效又经济的有效途径,这种计算已经在大洋钻探(ODP)162 航次中成功地运用^[6].

1.2 磁化率

磁化率是感应磁化强度与磁场强度的比值.沉积物的总磁化率是其所含各种矿物的磁化率总和,包括铁磁性矿物的磁化率 κ_{fer} (如磁铁矿)、弱反铁磁性矿物的磁化率 κ_{afcr} (如赤铁矿、针铁矿)、顺磁性矿物的磁化率 κ_{para} (如含铁的硅质岩)和抗磁性矿物的磁化率 κ_{dia} (如碳酸盐、石英)^[9, 10].

在第四纪沉积物中,铁磁性矿物(约 $57 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$)的磁化率是弱反铁磁性矿物(约 $0.5 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$)、顺磁性矿物(约 $0.4 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$)和抗磁性矿物(约 $0.005 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$)磁化率的几个数量级^[13],因此,铁磁性矿物的磁化率是沉积物总磁化率的主要成分.但是,在铁磁性矿物缺乏的沉积物中,其他磁性成分则对总磁化率的变化起重要作用,特别是深海沉积物中抗磁性矿物碳酸盐的变化,可以造成总磁化率变化的“稀释效应”^[10].因此,通过磁化率与碳酸盐含量的这种反相关系,可以建立两者之间的经验拟合方程,进而通过磁化率计算出深

海碳酸盐沉积的含量.深海研究磁化率的测量通常在船上进行,具有快速、简便、便宜、无破坏性等特征,这种计算曾在南大西洋的 Meteor 航次中成功地运用^[9].

2 材料和方法

本文采用大洋钻探(ODP)184 航次南海南部 1143 站($9^{\circ}21.72'N, 113^{\circ}17.11'E$,水深 2 772 m)和北部 1148 站($18^{\circ}50.17'N, 116^{\circ}33.94'E$,水深 3 294 m)船上颜色反射率和磁化率数据^[14],结合笔者实验室碳酸盐化学分析结果,运用最小二乘法等数理分析方法,分别建立颜色反射率和磁化率与碳酸盐含量之间的拟合方程,并将估算值同化学分析实测结果进行对比.

2.1 应用颜色反射率拟合碳酸盐含量

ODP184 航次船上颜色数据采用 Minolta CM-2002 型分光光度计测量,1143 站的 1143A 孔和 1143B 孔测量精度为 2 cm,1143C 孔和 1148 站的测量精度为 4 cm^[15].由于颜色反射率数据保存为 31 个波段,如果把这些数据都作为控制变量,所拟合的经验公式必将十分复杂.根据 Mix 等^[11]的反射光谱研究,碳酸盐在蓝色光波段(波长为 470 nm、530 nm、550 nm)具有最大的漫反射光谱反射率值.因此选择这些波段的反射率值及其平方作为控制变量来拟合碳酸盐含量,通过选取同一深度的颜色反射率数据与碳酸盐含量进行比较,使用最小二乘法得到利用颜色反射率推算碳酸盐含量的拟合方程如下:

$$\begin{aligned} \text{ODP 1143 站: } \omega(\text{CaCO}_3) &= 1.406R_{470} - \\ & 0.724R_{530} - 0.278R_{470}^2 + 0.256R_{550}^2 - 0.027. \quad (1) \\ \text{ODP 1148 站: } \omega(\text{CaCO}_3) &= -10.17R_{470} + \\ & 11.96R_{530} + 0.0538R_{470}^2 - 0.0582R_{550}^2 - 16.65. \quad (2) \end{aligned}$$

式中: R_{550} 、 R_{530} 和 R_{470} 分别为颜色反射波长为 550, 530 和 470 nm 时的反射率.

2.2 应用磁化率拟合碳酸盐含量

船上岩心磁化率采用 Bartington MS2C 型磁力仪测量,测量精度平均为 5 cm^[15].根据岩心总磁化率的组成, κ_{afcr} 和 κ_{para} 居于次要地位并与 κ_{fer} 成正比, κ_{dia} 主要反映碳酸盐的磁化率,接近为常数,可以根据 Schmieder 等^[9]建立的经验公式求出 κ_{fer} :

$$\kappa_{\text{fer}} = \kappa - \kappa_{\text{dia}} \approx \kappa + 15 \times 10^{-6};$$

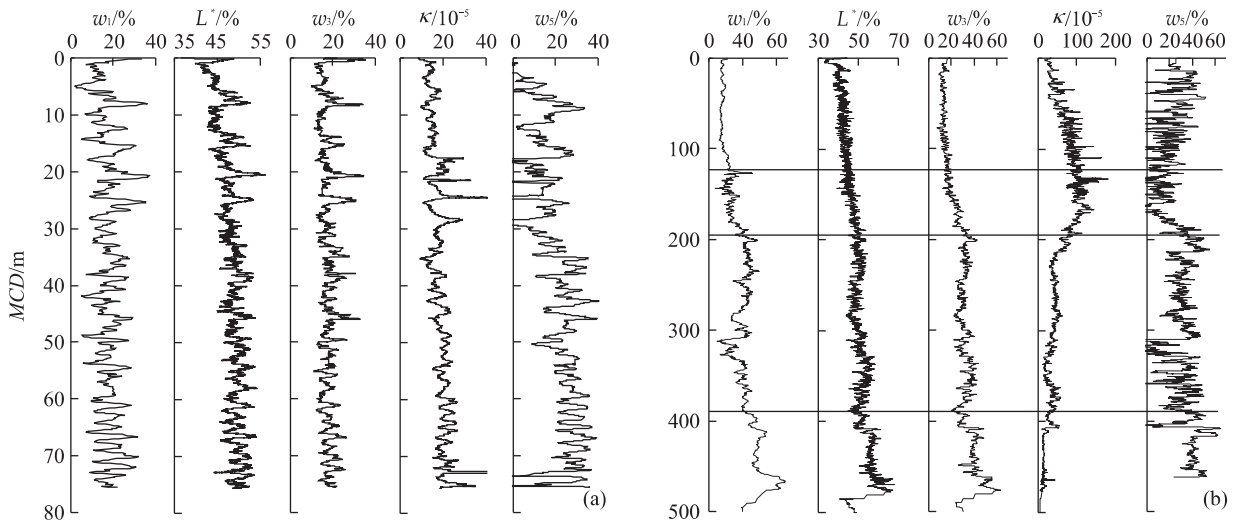


图 1 南海 ODP 1143(a), 1148(b) 站实测碳酸盐含量、颜色反射率和磁化率及其推算的碳酸盐含量

Fig. 1 Measured carbonate contents, percent carbonate estimated using color reflectance and magnetic susceptibility proxy of Site 1143, 1148 ODP Leg 184

w_1 , 碳酸盐含量实测值; L^* , 颜色反射率; w_3 , 由颜色反射率推算的碳酸盐含量; κ , 磁化率; w_5 , 由磁化率推算的碳酸盐含量. 实测碳酸盐含量据文献[16], 颜色反射率和磁化率据文献[14], 均进行了 5 点平滑

κ_{fer} 主要反映沉积物中磁铁矿含量, 可以利用下列公式表示:

$$\kappa_{fer} = \varphi_{mag} \cdot \kappa_{mag} = \rho \cdot w_{mag} \cdot \chi_{mag};$$

其中: φ_{mag} 为磁铁矿的体积分数, κ_{mag} 为磁铁矿的磁化率(值为 3.1), ρ 为样品的干样密度(值为 5.2 g/cm³), w_{mag} 为磁铁矿的质量分数, χ_{mag} 为磁铁矿的质量磁化率(6×10^{-4} m³/kg). 在标准沉积条件下, 没有次生磁铁矿和较少硅质沉积, w_{mag} 与陆源物质含量(w_{ter})成正比, 因此与碳酸盐含量(w_{car})具有负相关关系:

$$w_{mag} \approx c \cdot w_{ter} \approx c \cdot (1 - w_{car}).$$

相关系数 c 是一个区域性常数, 可以通过测量陆源物质中磁铁矿的含量得出. 因此, 通过磁化率计算的碳酸盐的含量为:

$$w_{car} \approx 1 - \kappa_{fer} / (c \cdot \rho \cdot \chi_{mag}). \quad (3)$$

大洋钻探(ODP)184 航次船上已经开展了质量磁化率(χ_{mag})和干样密度(ρ)的测量, 而 c 值通过运用最小二乘法多次拟合实测碳酸盐含量的实验方法, 确定 ODP 1143 站上部 75 m(目前碳酸盐含量的实测深度)的 $c=0.0001$; 而 ODP 1148 站由于时间跨度长, 呈现出分段性(表 1), 总体趋势是随深度的增加, c 值逐渐变小.

2.3 化学分析实测碳酸盐含量

ODP 1143, 1148 站碳酸盐含量的化学分析采用国际标准的定量分析技术测得, 分析误差小

表 1 ODP 1148 站通过最小二乘法拟合的 c 值

Table 1 Coefficients for the ODP site 1148

岩心起止深度/m	拟合的 c 值	岩心起止深度/m	拟合的 c 值
0~213.44	0.00019	359.94~376.99	0.000100
213.49~310.09	0.00010	377.04~416.64	0.000075
310.44~359.89	0.00006	416.69~461.94	0.000050

于 2%. ODP 1143 站分析了上部 76 m 深度的 760 块样品, 平均采样间距为 10 cm^①. ODP 1148 站分析了上部 500 m 深度的 1 707 块样品, 平均采样间距为 30 cm.

3 结果和讨论

ODP 1143, 1148 站实测碳酸盐含量、船上颜色反射率和磁化率及其推算的碳酸盐含量结果和相关性如图 1, 2 所示. ODP 1143 站实测碳酸盐含量在 5%~40% 之间, 但多数值稳定在 10%~25% 之间, 呈现比较固定的周期性变化(图 1a). 颜色反射率(亮度 L^*) 曲线同实测碳酸盐含量基本平行, 表明它们之间具有较好的相关性, 即碳酸盐含量增大时, 反射率也相应增加. 整个站位的 L^* 值在 40%~55% 之间, 但主要集中在 40%~50% 之间(图 1a).

① Liu Z. Quaternary carbonate stratigraphy in the southern South China Sea and its paleoceanographic implications, 2001. in preparing for submission.

根据蓝色光波段反射率(波长为 470, 530, 550 nm)及其平方作为控制变量来拟合碳酸盐含量,并将结果同实测值进行比较得到的公式(1),据(1)式推算出碳酸盐含量(图 1a)同实测值具有很大程度上的一致性,它们的相关系数为 58.5%。碳酸盐的反射率推测值同实测值相比较,平均误差约为 20.6%。ODP 1143 站磁化率曲线的总体趋势同实测碳酸盐含量具有负相关性,即碳酸盐含量增大时,磁化率值减小。整个站位的磁化率值在 $10 \times 10^{-5} \sim 40 \times 10^{-5}$ 之间,随深度增加,磁化率值略有上升,主要分布在 $15 \times 10^{-5} \sim 25 \times 10^{-5}$ 之间,但在 16~30 m 和 72~75 m 深度,磁化率为高值(图 1a)。根据公式(3)和拟合的 c 值(0.000 1),计算出的碳酸盐含量(图 1a)变化范围为 $-10\% \sim 40\%$ (图 1a)。磁化率的碳酸盐推测值同实测值相比较,相关系数较低,仅为 26.2%,总体误差很大,特别是在上部 30 m 和底部 5 m 深度处出现负值情况,平均误差大于 50%。

ODP 1148 站实测碳酸盐含量在 10%~60% 之间,基本可以分为 3 段:上部 0~120 m 之间,碳酸盐含量基本保持稳定,大约在 10%~15%;中部 120~410 m 之间,碳酸盐含量随深度的增加总体有升高趋势,但呈现周期性摆动,平均值约 25%;下部 410~500 m 之间,碳酸盐含量值达到 40%~60%,最大值 $>60\%$ (图 1b)。颜色反射率(L^*)曲线同实测碳酸盐含量也基本平行,即碳酸盐含量增大时,反射率也相应增加。整个站位的 L^* 值在 35%~60% 之间,也相应地分为 3 段:上部约 42%(0~120 m)、中部约 50%(120~410 m)、下部约 55%(410~500 m)(图 1b)。由于 L^* 值的测量精度为 2~4 cm,因此可以看出颜色反射率比碳酸盐含量的实测值具有更高的分辨率。根据蓝色光波段反射率及其平方作为控制变量来拟合的公式(2),笔者推算出碳酸盐含量(图 1b)同实测值具有很大程度上的一致性,它们的相关系数达到 82.7%(图 2)。碳酸盐的反射率推测值同实测值相比较,平均误差仅约为 10%。

ODP 1148 站磁化率则表现为另一种特征,曲线的总体趋势同实测碳酸盐含量具有负相关性,即碳酸盐含量增大时,磁化率值减小。整个站位的磁化率值在 $20 \times 10^{-5} \sim 150 \times 10^{-5}$ 之间,也可以分为 3 段:上部 0~200 m 之间,磁化率值从约 20×10^{-5} 逐渐升高到约 180 m 处的 150×10^{-5} ,然后在约 200 m 处降为 80×10^{-5} ,但整个过程发生高频周期性波动;中部 200~410 m 之间,磁化率逐渐周期性降低,

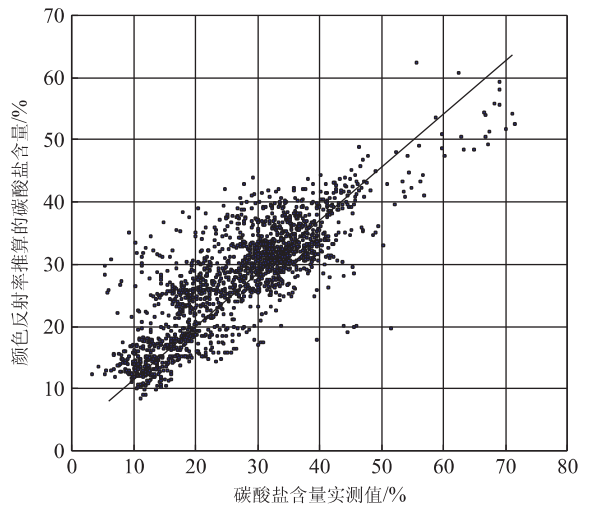


图 2 南海 ODP 1148 站实测碳酸盐含量与颜色反射率推算的碳酸盐含量的相关性

Fig. 2 Correlation between measured carbonate contents and estimated one derived from color reflectance data 显示两者相关系数达 80%

平均值在 $40 \times 10^{-5} \sim 50 \times 10^{-5}$ 左右;下部 410~500 m 之间,磁化率值极低,基本保持在 20×10^{-5} (图 1b)。根据公式(3)和表 1 拟合的 c 值,计算出的碳酸盐含量(图 1b)变化范围为 $-10\% \sim 60\%$,同实测值相比较,除 200~300 m 和 410~500 m 大体一致外,其他深度处均有较大误差,特别是在 100~180 m 和 300~320 m 处出现负值,平均误差大于 85%。

ODP 1143 和 1148 站颜色反射率和磁化率同碳酸盐含量之间的正、负相关性,为运用岩性的物理性质推测碳酸盐含量提供了可靠基础。上述结果显示,两个站位的颜色反射率推算的碳酸盐含量同实测值具有较高的一致性,误差分别为 20%和 5%。这主要是由于碳酸盐成分对颜色反射率具有很大的控制作用,同时说明其他成分(如粘土矿物、蛋白石、有机质等)相对比较稳定或同碳酸盐含量的变化呈同步变化。但是,用磁化率推算的碳酸盐含量同实测值比较则误差相当大,一般大于 100%,特别是出现负值偏差。这是因为碳酸盐是抗磁性矿物,它对磁化率的影响是通过其含量变化对磁化率起“稀释作用”而影响的,而磁化率的变化规律从根本上还是受铁磁性矿物控制(如磁铁矿),在深海沉积中主要来自陆源碎屑物^[16]。因此,碳酸盐“稀释作用”对磁化率的影响因地而异。例如同是热带大西洋,西区的影响较强(如 GeoB 1523 站^[17,18]),东区的影响较弱(如 V22-196^[19]),虽然大体上磁化率与 $w(\text{CaCO}_3)$ 曲

线都呈负相关趋势. 南海沉积物中的铁磁性矿物也主要由陆源供应, 本身随时间有较大的变化, 仅用拟合的常量 c 值运用于公式(3)中, 必然造成很大的误差. 深海陆源沉积的磁化率受陆地源区地质、气候和输运途径等诸多因素影响, 比单纯的陆源物所占百分比要复杂得多, 因此与 $\omega(\text{CaCO}_3)$ 的对应关系也比颜色反射率为差.

4 结论

本文采用大洋钻探(ODP)184航次南海南坡1143站位和北坡1148站位船上颜色反射率和磁化率数据, 结合实验室碳酸盐化学分析实测结果, 运用最小二乘法等数理分析方法, 分别建立颜色反射率和磁化率与碳酸盐含量之间的拟合方程, 并将估算值同化学分析实测结果进行对比, 得出如下基本结论:

(1)根据 ODP 1143 和 1148 站位颜色反射率蓝色光波段(波长为 470, 530, 550 nm)及其平方作为控制变量来拟合的碳酸盐含量, 同实测值具有较高的一致性, 误差分别为 20.6%和 10%;但是, 用磁化率推算的碳酸盐含量同实测值比较则误差相当大, 一般大于 50%. 这表明影响碳酸盐含量的岩心物理性质种类很多, 只有当其他影响成分含量相当稳定或有规律变化时, 推测的结果才相对可靠. (2)用岩心物理性质推测的拟合方程是在开展一定量实测分析的基础上建立的, 不同站位的这种拟合关系不能套用. 一旦这种关系建立, 运用岩心物理性质求取深海碳酸盐沉积含量的方法将具有相当高的应用价值, 并将大大提高研究效率.

致谢: 本文使用的全部样品和岩心物理性质数据由大洋钻探计划(ODP)提供, 特此致谢.

参考文献:

[1] Sundquist E T, Broecker W S. Carbon cycle and atmospheric CO_2 : natural variations Archean to present [M]. Washington D C: Geophys Monogr Ser AGU, 1985. 32—627.

[2] Norris R D, Röhl U. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition [J]. Nature, 1999, 401: 775—777.

[3] Curry W B, Lohmann G P. Late Quaternary carbonate sedimentation at the Sierra Leone Rise (eastern equatori-

al Atlantic) [J]. Mar Geol, 1986, 70: 223—250.

[4] Andersson C. Pliocene calcium carbonate sedimentation patterns of the Ontong Java plateau: ODP sites 804 and 806 [J]. Marine Geology, 1998, 150: 51—71.

[5] Wang P, Wang L, Bain Y, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles [J]. Marine Geology, 1995, 127: 145—165.

[6] Ortiz J, Mix A, Harris S, et al. Diffuse spectral reflectance as a proxy for percent carbonate content in North Atlantic sediments [J]. Paleoceanography, 1999, 14: 171—186.

[7] Naidu P D, Malmgren B A. Quaternary carbonate record from the equatorial Indian Ocean and its relationship with productivity changes [J]. Marine Geology, 1999, 161: 49—62.

[8] Howard W R, Prell W L. Late Quaternary CaCO_3 production and preservation in the southern ocean: implications for oceanic and atmospheric carbon cycling [J]. Paleoceanography, 1994, 9: 453—482.

[9] Schmieder F, Dobeneck T, Bleil U. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep south Atlantic Ocean: initiation, interim state and terminal event [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2000, 179: 539—549.

[10] Hounslow M W, Maher B A. Source of the climate signal recorded by magnetic susceptibility variations in Indian Ocean sediments [J]. Journal of Geophysical Research, 1999, 104: 5047—5061.

[11] Mix A C, Harris S E, Janecek T R, et al. Estimating lithology from nonintrusive reflectance spectral; Leg 138 [A]. In: Pisias N G, Mayer L A, Janecek I R, et al. eds. Proceedings of the ocean drilling program [C]. Scientific Results, 1995, 138: 413—427.

[12] Balsam W L, Deaton B C, Damuth J E. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores [J]. Marine Geology, 1999, 161: 141—153.

[13] Maher B A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols, paleoclimatic implications [J]. Palaeogeog Palaeoclimatol Palaeoecol, 1998, 137: 25—54.

[14] Wang P, Warren L P, Peter B, et al. Proc ODP, Init Repts, 184 [EB/CD]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845—9547, USA, 2000.

[15] Shipboard Scientific Party. Explanatory notes [A]. In:

- Wang P, Warren L P, Peter Blum, et al. eds. Proc ODP, Init Repts[C]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA. 2000. 184, 1-48
- [16] Frederichs T, Bleil U, Däumler K, et al. The magnetic view on the marine paleoenvironment; parameters, techniques and potentials of rock magnetic studies as a key to paleoclimatic and paleoceanographic changes [A]. In: Fischer G, Wefer G, eds. Use of proxies in paleoceanography; examples from the south Atlantic [C]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1999. 575-599.
- [17] Rühlemann C, Müller P J, Schneider R R. Organic carbon and carbonate as paleoproductivity proxies: examples from high and low productivity areas of the tropical Atlantic [A]. In: Fischer G, Wefer G, eds. Use of proxies in paleoceanography; examples from the South Atlantic [C]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1999. 315-344.
- [18] Dobeneck T, Schmieder F. Using rock magnetic proxy records for orbital tuning and extended times series analyses into the super- and sub-Milankovitch bands [A]. In: Fischer G, Wefer G, et al. eds. Use of proxies in paleoceanography; examples from the South Atlantic [C]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1999. 601-633.
- [19] Bloemendal J, Lamb B, King J. Paleoenvironmental implications of rock-magnetic properties of late Quaternary sediment cores from the eastern equatorial Atlantic [J]. *Paleoceanography*, 1988, 3(1): 61-87.

Searching Physical Indicators of Carbonate Contents of Deep Sea Sediments

HUANG Wei, LIU Zhi-fei, CHEN Xiao-liang, WANG Pin-xian

(Key Laboratory of Marine Geology, Ministry of Education, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: Physical property of deep-sea sediment core is useful to make an efficient calculation of the percent carbonate, which has been successful in low resolution research rather than in high resolution research. Multiple regression equations are generated based on the comparing diffuse reflectance and magnetic susceptibility records from ODP Leg 184 with carbonate contents measured in our laboratory. It is found that percent carbonate estimated with diffuse reflectance is closer to the measured one than that estimated with magnetic susceptibility, and the multiple regression equation varies in different sites.

Key words: carbonate; color reflectance; magnetic susceptibility; South China Sea; ODP Leg 184.