

文章编号 :1000-0550(2001)02-0192-07

# 孟加拉湾晚第四纪的碳酸盐溶解旋回

丁 旋 郝诒纯 万晓樵 方念乔

(中国地质大学 北京 100083)

**摘 要** 孟加拉湾由于陆源物质大量输入产生稀释效应,使碳酸盐含量表现为冰期时减小、间冰期时增大的“大西洋型”旋回。通过对该区四支活套岩芯的有孔虫溶解指数、浮游有孔虫沉积通量、CaCO<sub>3</sub> 沉积通量和 > 160 μm 粗组分沉积通量的分析发现,研究区碳酸盐溶解作用强烈,表现出冰期减弱而间冰期增强的总趋势,且溶解作用滞后于浮游有孔虫的氧同位素旋回,尤以氧同位素 4、5 期的高溶解度情况与印度洋和太平洋氧同位素 5 期晚期至 4 期为 CaCO<sub>3</sub> 溶解高峰一致。因此,孟加拉湾地区的 CaCO<sub>3</sub> 旋回是大西洋型稀释作用与太平洋型溶解作用两者叠加的产物。

**关键词** 孟加拉湾 晚第四纪 碳酸盐旋回 稀释作用 溶解作用

**第一作者简介** 丁旋 女 1964 年出生 讲师 博士 古海洋学与微体古生物学

**中图分类号** P724.1 P736.21 **文献标识码** A

海水中 CaCO<sub>3</sub> 的溶解与沉积作用,调节着大气 CO<sub>2</sub> 浓度,制约着全球气候变化。海洋作为地球上巨大的碳贮库,在全球碳循环中起着重要作用。深海沉积中碳酸盐旋回的变化,取决于地质历史时期大洋表层生产力、深海碳酸盐溶解和陆源物质的稀释,受全球气候条件控制。同一气候期,不同的洋区由于主导因素不同造成生产力、溶解与稀释三种作用的不同平衡状态,可以形成不同的碳酸盐旋回。据碳酸盐含量变化的周期性特点,碳酸盐旋回分为“太平洋溶解旋回”和“大西洋稀释旋回”两种类型<sup>[1]</sup>。

北印度洋孟加拉湾位于南亚季风环赤道洋流活动带,该地区的古海洋学研究对于探索晚第四纪古气候变化及其驱动机制,南北半球古气候变化的动力耦合机制具有非常重要的意义。尤其是南亚季风和主要发生在我国的东亚季风同为亚洲季风系统的重要组成部分,它的形成、演变及在全球气候变化中所起的作用,是全球变化研究不可忽略的关键问题之一。而碳酸盐溶解旋回的研究是这一地区古海洋学研究的基础。

## 1 材料与方法

本文选择法国 Marion Dufresgna 号科学考察船在孟加拉扇采集的四支活套岩芯 MD77181、MD77183、MD77190 和 MD81349 进行古海洋学研究。其中 MD77181 岩芯取自上扇和中扇结合部位,MD77183 岩芯取自中扇,MD77190 岩芯取自下扇,MD81349 岩芯则取自东经 90° 海岭,四支岩芯的地理位置及水深如表

1、图 1 所示。

MD77181 岩芯与 MD77183 岩芯位于近扇体内缘,沉积环境不稳定,地层柱中化石保存不连续,因而

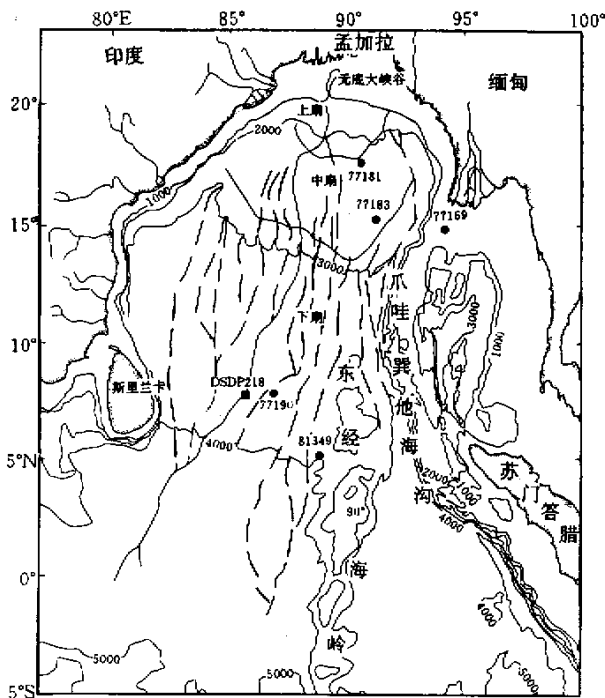


图 1 孟加拉湾四支活套岩芯位置图

Fig. 1 Location map of 4 studied cores from the Bay of Bengal

未对化石组合变化情况进行分析。仅间隔 10 ~ 20 cm

① 国家自然科学基金项目(批准号 4967135)资助;中国科学院南京地质古生物研究所现代古生物学和地层学开放实验室项目(批准号 003123)资助

取样 经筛洗后 挑出其中个体大小在 200 ~ 250  $\mu\text{m}$  的 *Globigerinoides ruber* 在法国国家放射中心的弱放射活动实验室做氧、碳稳定同位素分析。并测定各样碳酸钙百分含量。

MD77190 岩芯全长 12 m, 本项研究集中于该岩芯 8 m 以上的部分, 取样间距 5 ~ 10 cm。样品在标准铜网筛上筛洗后, 干筛出大于 150  $\mu\text{m}$  的粗组分, 挑出其中的浮游及底栖有孔虫, 系统鉴定至种并定量统计。此外 挑出相对含量最为丰富的有孔虫种 *Globorotalia menardii* 在中国地质大学(北京)岩石圈构造与动力开放研究实验室同位素质谱室进行氧、碳稳定同位素分析。同时分析各样品的碳酸钙百分含量。

MD81349 岩芯沉积物主要为钙质软泥, 含有大量的浮游有孔虫壳体, 本项研究限于该岩芯上部 2.3 m

表 1 孟加拉湾四支活寒岩芯位置与水深

Table 1 Location and water depth of 4 cores from the Bay of Bengal

岩芯	长度/m	纬度	经度	水深/m
MD77181	13.96	17°23' 7"N	90°27' 1"E	2271
MD77183	10.58	15°09' 0"N	91°43' 0"E	2632
MD77190	12.0	07°41' 0"N	87°49' 6"E	3742
MD81349	4.3	1°01' 0"S	89°22' 0"E	2505

表 2 孟加拉湾四支岩芯氧同位素第 1 ~ 5 期沉积速率 (cm/ka) 比较

Table 2 Comparison of sedimentation rates (cm/ka) of 4 cores from the Bay of Bengal during  $\delta^{18}\text{O}$  stages 1 ~ 5

岩芯	总沉积速率					$\text{CaCO}_3$ 沉积速率					非 $\text{CaCO}_3$ 沉积速率				
	1 期	2 期	3 期	4 期	5 期	1 期	2 期	3 期	4 期	5 期	1 期	2 期	3 期	4 期	5 期
MD77181	5.75	25.3	5.4	7.8	3.38	0.84	2.1	0.36	0.48	0.32	4.91	23.2	5.04	7.32	3.06
MD77183	10.4	22.9	7.71	9.93	2.71	1.34	1.38	0.31	0.21	0.15	9.08	21.5	7.4	9.72	2.56
MD77190	2.9	17.9	7.4	6.73	3.04	1.18	2.19	1.07	0.36	0.78	1.72	15.7	6.33	6.37	2.56
MD81349	1.75	2.08	1.28	1.93	1.23										

冰期氧同位素第 1、5 期平均沉积速率的一倍以上; 非  $\text{CaCO}_3$  陆源物质冰期、间冰期的沉积速率差异更为明显, 前者远远高于后者。可推知冰期时由于陆源物质大量输入产生的稀释效应使碳酸盐浓度降低, 间冰期时尽管碳酸盐的绝对沉积量减少, 但陆源物质的输入大幅度下降反而使碳酸盐的浓度相对增加, 从而形成碳酸盐含量间冰期增大而冰期减小的“大西洋型”旋回。然而, 撇开陆源物质稀释作用的表象, 表层海水生产力效应以及碳酸盐溶解作用在孟加拉湾碳酸盐旋回变化中起着何种作用, 它们又是如何响应全球古生产力以及碳酸盐溶解模式的变化? 本文拟作进一步分析, 以为全球变化的研究提供更为翔实、全面的凭

据 取样间距为 3 ~ 5 cm。样品经标准铜网筛筛洗后, 取大于 150  $\mu\text{m}$  的粗组分在实体显微镜下挑出有孔虫进行鉴定并定量统计。另用酸碱滴定法对各样品作碳酸钙百分含量分析。

据 MD77181、MD77183、MD77190 三支岩芯的氧同位素曲线, 结合氧同位素第 5 期末, 北印度洋发生的一次大规模的火山喷发事件<sup>[2]</sup>形成的火山灰层年龄, *Globigerinoides ruber* 粉红色壳体的末露面<sup>[3]</sup>定年, 可划分出氧同位素 1 ~ 6 期(图 2)。氧同位素第 1 期代表全新世冰后期; 氧同位素第 2 ~ 4 期为末次冰期, 其中第 2 期为末次冰期最盛期, 第 3 期为间冰期, 第 4 期为冰期; 氧同位素第 5 期为典型间冰期; 氧同位素第 6 期为典型冰期。MD81349 岩芯与 MD77190 岩芯的生物地层进行对比, 也可划分出氧同位素 1 ~ 6 期。在此基础上, 据 Martinson 氧同位素地层学年代表<sup>[4]</sup>所载氧同位素第 1 ~ 5 期的界线年龄, 计算出各岩芯同位素第 1 ~ 5 期的沉积速率。并根据各期沉积物中碳酸钙百分含量的平均值, 分别求出第 1 ~ 5 期的  $\text{CaCO}_3$  组分和非  $\text{CaCO}_3$  组分的沉积速率, 结果列于表 2。

从图 2 可以看出, 研究区碳酸盐含量冰期时低而间冰期时高, 与浮游有孔虫氧同位素曲线变化趋势一致。而表 2 显示的冰期时全样的沉积速率则高于间冰期, 末次冰期氧同位素第 2 ~ 4 期的平均沉积速率是间

据。

## 2 深海碳酸盐溶解作用的标志

反映深海碳酸盐溶解作用的标志很多, 最常用的古生物学方法是有孔虫化石组合分析法, 如可以用浮游有孔虫群中完整壳体与破碎壳的重量比例(碎壳率)表示溶解程度; 完整壳比例越高则溶解程度越低, 破碎壳比例越高则溶解程度越高<sup>[15, 16]</sup>。底栖有孔虫较浮游有孔虫抗溶能力强, 在排除有利于底栖有孔虫繁殖的特殊环境条件的情况下, 可以用底栖有孔虫占有孔虫全群的比例表示溶解程度, 底栖有孔虫含量高, 则指示溶解程度高。另外, 各种浮游有孔虫的抗溶性能不

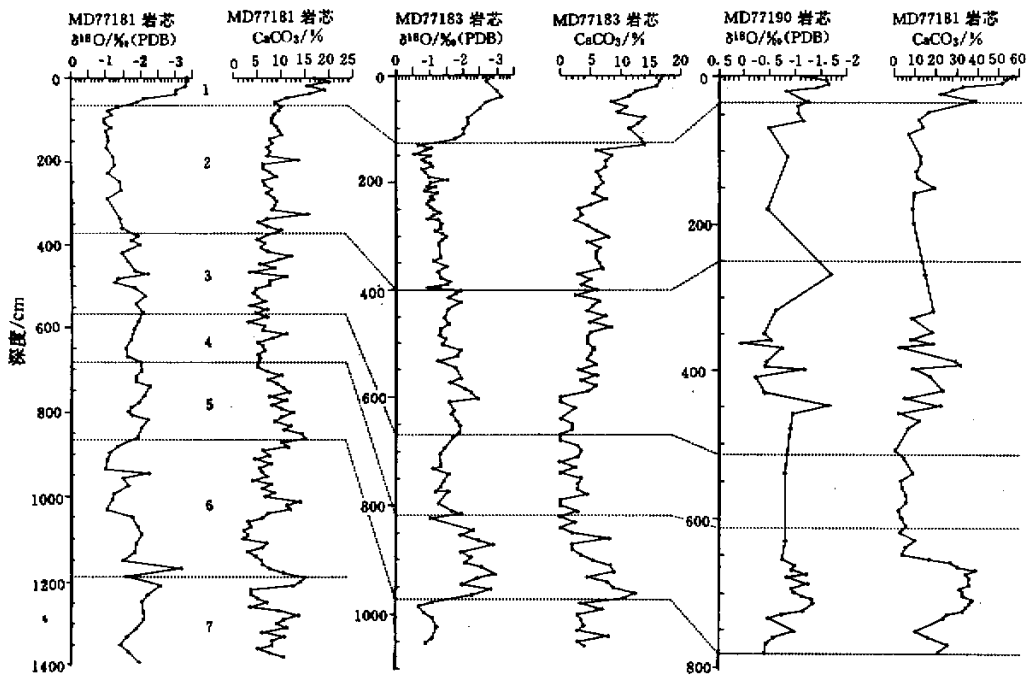


图 2 MD77181、MD77183、MD77190 岩芯氧同位素、CaCO<sub>3</sub> 百分含量曲线图

Fig. 2 Oxygen isotope and CaCO<sub>3</sub>% curves of cores MD77181, MD77183, MD77190

一 其相对含量的消长应能指示碳酸盐溶解作用的程度。Berger 曾将 37 种现代浮游有孔虫按抗溶程度分成 9 级, 后又改为 7 级, 用下列公式计算一个沉积样品中浮游有孔虫的溶解指数:

$$FDX = \sum (R_i P_i) / \sum P_i$$

式中,  $R_i$  为第  $i$  种的抗溶等级,  $P_i$  为该种所占的百分比,  $FDX$  值越大, 反映溶解程度越深<sup>[1]</sup>。

浮游有孔虫壳体常常构成远洋沉积中“粗组分”的主要来源, 也往往是远洋沉积中的 CaCO<sub>3</sub> 的主要贡献者之一。浮游有孔虫化石组合保存状况与沉积物中粗组分含量保持一致, 保存好则含量高, 因此, 可以用沉积物粗组分百分含量或 CaCO<sub>3</sub> 百分含量标志溶解作用。该数值越低, 则指示溶解作用越强。当然, 在排除生态因素影响的情况下, 有孔虫特别是浮游有孔虫的丰度能够直接反映溶解度。丰度越高, 指示溶解作用越弱, 而放射虫丰度越高, 则指示溶解作用越强<sup>[6~8]</sup>。

上述几种方法各有优缺点, 很难独立地全面反映溶解程度变化。如浮游有孔虫溶解指数估算中, 各属种的百分含量不仅受溶解作用改造, 其本身就受生态因素的控制, 在使用时很容易将生态信息误作溶解作用信息来解释, 而粗组分百分含量、CaCO<sub>3</sub> 百分含量或有孔虫丰度等标志在孟加拉湾地区由于受陆源物质输入的影响, 也不能简单地直接用来指示溶解程度。只

有将多种方法结合起来, 相互对比、印证, 才能得到比较可靠的结论。

### 3 碳酸盐溶解作用分析

MD77190 岩芯水深近 3 800 m, 从浮游有孔虫的保存状况看, 壳体溶蚀现象明显, 碎壳率甚高, 明显超越碳酸盐溶跃层, 并接近碳酸盐补偿面 (CCD)。据 Berger 等<sup>[9]</sup> 孟加拉湾碳酸盐补偿深度约在 4 000 m 左右。浮游有孔虫的属种组合主要在溶跃层以下发生变化, 因而溶解指数 (FDX) 比较适合于指示该处的溶解作用。本文根据 Berger 划分的浮游有孔虫抗溶等级<sup>[1]</sup>, 结合各种百分含量, 用加权平均的方法计算出各样品的溶解指数 (FDX)。从溶解指数变化曲线上可以看出, 该岩芯所在地溶解度较高, 溶解指数大多在 5 以上, 且以氧同位素第 2 期时溶解度最低; 第 3 期时次低, 但 3 期早期较高; 氧同位素第 1、5 期及第 4 期早期溶解度最高。从底栖有孔虫占有孔虫全群的比例来看, 同位素 5 期及 4 期早期, 底栖有孔虫含量最高, 与 FDX 曲线变化基本一致 (图 3)。

MD81349 岩芯位于东经 90° 海岭, 水深 2 500 m 左右, 浮游有孔虫化石保存完整, 少有溶蚀, 碎壳率甚低。而且, 浮游有孔虫含量极丰, 每克干样个体数平均多达 8 165 枚, 样品中有孔虫壳体肉眼可辨。浮游有

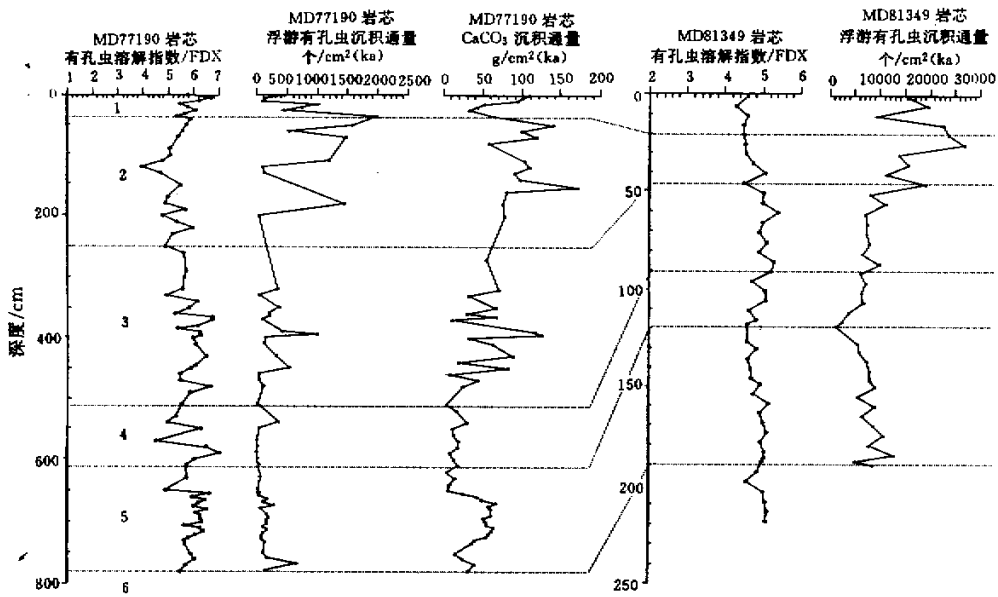


图 3 MD77190、MD81349 岩芯有孔虫溶解指数、浮游有孔虫沉积通量曲线

Fig.3 Foraminiferal dissolution index(FDX) curves ,mass accumulation rate(MAR) curves of planktonic foraminifera and CaCO<sub>3</sub> in cores MD77190 ,MD81349

孔虫溶解指数变化曲线指示,该岩芯所在地溶解度较低,溶解指数大多在 4.5~5.5 之间波动,变化不大,明显可见氧同位素第 1、2、4 期时溶解度较低,FDX 多在 5 以下,而第 3 期和第 5 期时溶解度较高,FDX 多在 5 以上(图 3)。

MD77181 岩芯虽未作浮游有孔虫分析,但在挑取 *Globigerinoides ruber* 作氧、碳稳定同位素分析的过程中发现,氧同位素 5 期内的溶解作用较强,尤其是 5e 亚期内,完整而符合测试标准的钙质壳不复存在,碎片极多,残余的有孔虫个体的体积仅及正常情况的 1/4~1/2<sup>①</sup>。

研究区浮游有孔虫绝对丰度、CaCO<sub>3</sub> 百分含量和粗组分百分含量由于陆源物质输入产生的稀释效应影响,并不能真实地反映其沉积量变化。为了避免稀释作用影响,本文以 MD77181、MD77183、MD77190 三支岩芯各样品的 CaCO<sub>3</sub> 百分含量为依据,估算出各样品的干密度比<sup>[10]</sup>:

$$DBD = 3.104 \times 10^{-5} (CaCO_3\%)^2 + 2.176 \times 10^{-3} (CaCO_3\%) + 0.43$$

再通过沉积通量计算公式<sup>[10]</sup>:

沉积通量 MAR( $g \cdot cm^{-2} \cdot ka^{-1}$  or  $mg \cdot cm^{-2} \cdot ka^{-1}$ ) = 浓度( $g/g$ ) $\times$  沉积速率( $cm/ka$ ) $\times$  干密度比( $g/cm^3$ )  
 分别计算出这三支岩芯的浮游有孔虫沉积通量、CaCO<sub>3</sub> 沉积通量和 > 160  $\mu m$  粗组分沉积通量,然后根据它们的变化来分析研究区碳酸盐溶解程度变化。

MD77190 岩芯浮游有孔虫沉积通量和 CaCO<sub>3</sub> 沉积

通量变化完全一致(图 3),都是氧同位素第 2 期时最高,其次是第 1、3 期时,第 5 期时二者较第 1、2、3 期时低但高于第 4 期时,4 期时最低。氧同位素 2 期时浮游有孔虫及 CaCO<sub>3</sub> 的高沉积量表明其时溶解度低或生产力高或二者兼具,4、5 期时的低沉积量则表明其时溶解度高或(及)生产力低。4 期时的高溶解度致使样品中有孔虫含量极低,几乎无法进行有孔虫壳体的氧、碳稳定同位素分析,古水温估算值也失真。

MD77181、MD77183 两支岩芯的 CaCO<sub>3</sub> 沉积通量和 > 160  $\mu m$  粗组分沉积通量变化曲线(图 4)上可见, CaCO<sub>3</sub> 沉积通量及粗组分沉积通量在氧同位素 2 期时最高,1、3 期时为次,4、5 期时最低。表明这两支岩芯所在地区氧同位素 2 期时溶解度低或(及)生产力高,而 4、5 期时溶解度高。

综上所述,研究区氧同位素第 2 期时碳酸盐溶解度最低,第 4、5 期时溶解度较高。上述一些溶解程度标志不排除生物生产力的影响,并且除了深海 CaCO<sub>3</sub> 溶解作用以外,表层水生产力是深海 CaCO<sub>3</sub> 分布、保存、沉积量的最初控制因素。众所周知,低—中纬度大西洋区及赤道太平洋区冰期时生产力高,而间冰期时较低<sup>[7,11]</sup>。据推测其原因是由于地球轨道参数变化的动力因素造成海洋及大气循环增强,引起上升流活

① Fang Nianqiao. Le controle climatique de la sedimentation Quaternaire Recente dans La region moyenne Du come Profone eu gange (Ocean Indian). Memories des sciences de la Terre. Academie de Paris University Pierre et Marie Curie. 1987

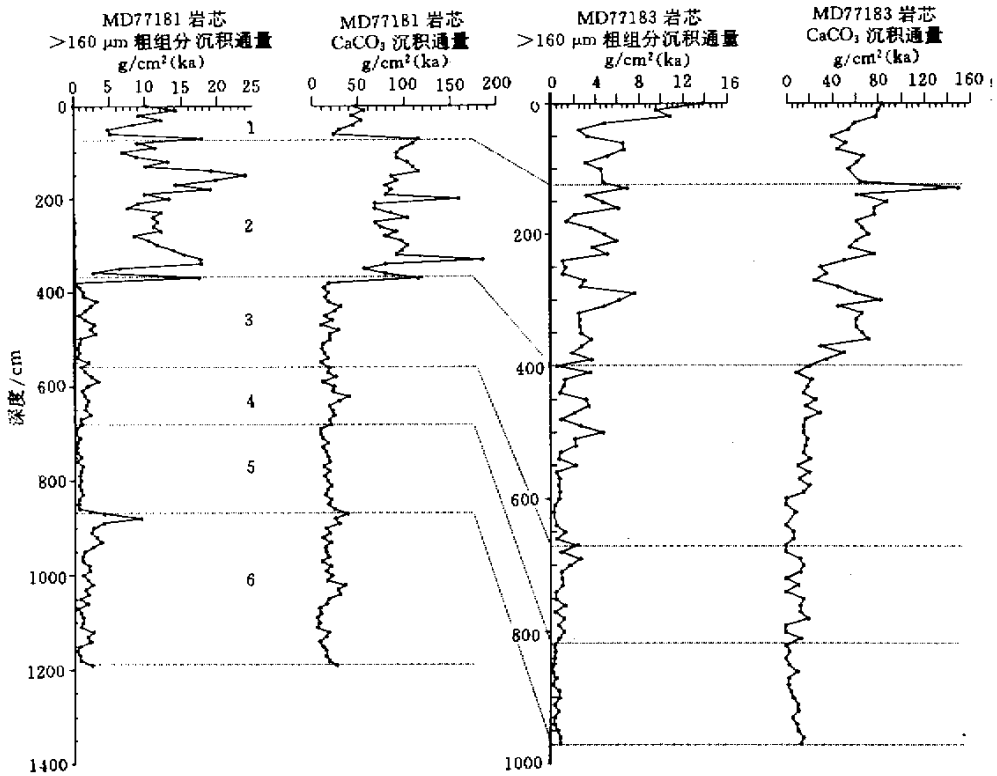


图4 MD77181、MD77183岩芯  $\text{CaCO}_3$  沉积通量、 $>160 \mu\text{m}$  粗组分沉积通量曲线

Fig.4 Mass accumulation rate (MAR) curves of  $\text{CaCO}_3$  and coarse fraction ( $>160 \mu\text{m}$ ) in cores MD77181, MD77183

动增强,从而导致生物生产力上升。虽然更高的生产力应该有利于  $\text{CaCO}_3$  的保存,提高  $\text{CaCO}_3$  的含量,但事实上未必如此,甚至还可能出现相反的情况。因为上升流的强烈活动同时能够导致硅质生物生产力上升,从而稀释沉积物中  $\text{CaCO}_3$  含量,并导致有机碳相对  $\text{CaCO}_3$  的比例增加,而有机物质的分解作用放出大量的  $\text{CO}_2$ ,使  $\text{CaCO}_3$  溶解作用增大。如赤道太平洋区,全新世地层中  $\text{CaCO}_3$  保存和  $\text{CaCO}_3$  百分含量在较深的中赤道太平洋较浅的东赤道地区高,可能反映由东向西表层生物生产力减少<sup>[7]</sup>,因此,  $\text{CaCO}_3$  保存的最主要控制因素仍是溶解作用。

#### 4 讨论

Farrell, Prell<sup>[7]</sup>根据赤道太平洋中部 DSDP 及其它岩芯共 16 个站位建立了 80 万年来  $\text{CaCO}_3$  保存状况的深度剖面图,指出  $\text{CaCO}_3$  的保存与全球气候变化存在着强烈的对应关系。Peterson, Prell<sup>[12]</sup>根据印度洋的 DSDP 钻孔,再造了 100 万年来印度洋的  $\text{CaCO}_3$  综合溶解指数(Composite Dissolution Index)深度剖面图,这种溶解指数越负,溶解程度越高,其总趋势与太平洋对应

良好。可见,  $\text{CaCO}_3$  的保存和气候之间存在着密切的关系。 $\text{CaCO}_3$  一般在冰期阶段保存较好,溶解度低,在间冰期阶段保存较差,溶解度高。但是  $\text{CaCO}_3$  保存最大期和最小期的绝对年龄显示,  $\text{CaCO}_3$  保存和气候系统之间存在着更为复杂的联系。低的  $\text{CaCO}_3$  含量表示的保存最期中点一般位于间冰期阶段内,而且大多位于该阶段后期,偶尔靠近间冰期向冰期的过渡阶段;高的  $\text{CaCO}_3$  百分含量表示的保存最大期中点一般位于冰期阶段内,常常对着该阶段后半部分,偶尔靠近冰期向间冰期的过渡阶段<sup>[7]</sup>。这个  $\text{CaCO}_3$  溶解作用的滞后时间约为 6~20 ka<sup>[13-14]</sup>。

研究区氧同位素第 4、5 期时  $\text{CaCO}_3$  沉积量低,溶解度高,第 2 期时溶解度低,  $\text{CaCO}_3$  沉积量及浮游有孔虫沉积量都较高,这与印度洋和太平洋氧同位素 5 期晚期至 4 期为  $\text{CaCO}_3$  的溶解高峰是一致的。事实上氧同位素第 5 到 4 期正是热带太平洋溶跃面升高的时期<sup>[6,14]</sup>。赤道太平洋区 RDC-93P(1619 m)、RC17-17(2600 m)和 V28-23(3120 m)三个溶跃面以上的 BDF 溶解指数曲线及粗组分含量曲线均表现出 4、5 期时为高溶解度的情况<sup>[13]</sup>。南海北部陆坡无论现今溶跃面以上或溶跃面以下海区,晚第四纪碳酸盐溶解旋

回都是一致的,表现为氧同位素第 4、5 期  $\text{CaCO}_3$  含量低,碎壳率高,溶解度高,而第 6 期和第 2 期晚期有孔虫丰度高,溶解度低<sup>[6]</sup>。孟加拉湾地区由于陆源物质的稀释作用, $\text{CaCO}_3$  旋回表现出大西洋型的稀释旋回,与南海陆坡北部溶跃面以上的  $\text{CaCO}_3$  旋回相类似,都是大西洋稀释作用与太平洋溶解作用两者叠加的产物。研究区碳酸盐溶解度冰期时低而间冰期时高,除了海洋化学循环本身的原因外,还可能因为:1)冰期时,大量的陆源物质输入,迅速地掩埋了沉降到海底的钙质生物壳,致使钙质壳在海底的暴露时间短而少受化学侵蚀,因而溶解度降低。2)冰期时,尽管由于陆源物质的大量输入降低了沉积物的碳酸钙含量,但上升的生物生产力造成碳酸盐的绝对沉积量增加,碳酸盐溶跃面加深,溶解度自然下降。而间冰期时由于低的生物生产力和沉积速率,引起钙质壳长期暴露在海底之上遭受侵蚀致使溶解度升高<sup>[15]</sup>。

## 5 结论

(1) 孟加拉湾地区由于冰期时陆源物质供应增强产生的稀释效应影响,碳酸盐含量表现为冰期时低间冰期时高的“大西洋型”旋回。

(2) 对孟加拉湾地区四支活塞岩芯碳酸盐溶解作用的分析表明,研究区溶解作用强烈,四支岩芯都表现出氧同位素第 2 期时溶解作用较弱,而第 4、5 期时溶解作用增强的现象。

(3) 孟加拉湾地区冰期时碳酸盐溶解度低,间冰期时碳酸盐溶解度高,并且溶解作用滞后于浮游有孔虫壳氧同位素旋回,这与印度洋和太平洋溶解模式相一致。

(4) 孟加拉湾地区碳酸盐旋回是陆源物质“稀释作用”和碳酸盐“溶解作用”两者叠加的产物。由于稀释作用远较溶解作用强烈,表现为“大西洋稀释旋回”。

## 参 考 文 献

1 同济大学海洋地质系编著. 古海洋学概论 [M]. 上海: 同济大学出版社, 1989

- 2 Ninkovitch D, Shackleton J J, Abdel - Monem A A, *et al.* K - Ar dating of a late Pleistocene Toba uff ( North Sumatra [ J ]. Nature, 1978, 276: 574 ~ 577
- 3 Thompson P R, Bé A W, Duplessy J C, *et al.* Disappearance of pink-pigmented Globigerinoides ruber at 120 000 yr B.P. in the Indian and Pacific Oceans [ J ]. Nature, 1979, 280: 554 ~ 558
- 4 Martinson D G, Pisias W G, Hays J D, *et al.* Age dating and the orbital theory of the ice age: development of a high resolution 0 to 300,000 years chronostratigraphy [ J ]. Quaternary Research, 1987, 27: 1 ~ 29
- 5 王律江. 南海北部晚第四纪碳同位素记录与古生产力 - 以 SO49 - 8KL 柱状样为例 [ A ]. 见: 业治铮, 汪品先主编. 南海晚第四纪古海洋学研究 [ C ]. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1992. 219 ~ 226
- 6 卞云华, 汪品先, 郑连福. 南海北部晚第四纪浮游有孔虫的溶解作用旋回 [ A ]. 见: 业治铮, 汪品先主编. 南海晚第四纪古海洋学研究 [ C ]. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1992. 261 ~ 273
- 7 Farrell J W, Prell W L. Climatic change and  $\text{CaCO}_3$  preservation: an 800,000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean [ J ]. Paleoceanography, 1989, 4(4): 447 ~ 466
- 8 Farrell J W and Prell W L. Pacific  $\text{CaCO}_3$  preservation and  $\delta^{18}\text{O}$  since 4 Ma: paleoceanic and paleoclimatic implications [ J ]. Paleoceanography, 1991, 6: 485 ~ 498
- 9 Berger W H, Winterer E L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line [ A ]. In: Hsu K J, Jenkyns H C, eds. Pelagic Sediments: on land and under the sea [ C ]. Blackwell, 1974, 11 ~ 98
- 10 Otto J, Hermelin R. Impact of Productivity events on the benthic foraminiferal faunas in the Arabian Sea over the last 150,000 years [ J ]. Paleoceanography, 1995, 10(1): 85 ~ 116
- 11 Thunell R C, Mao Qingmin. Glaci - Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: Productivity variations and surface water  $\text{Pco}_2$  [ J ]. Paleoceanography, 1992, 7(2): 143 ~ 162
- 12 Peterson L G, Prell W L. Carbonate preservation and rates of climatic change: an 800kyr record from the Indian Ocean [ A ]. In: Sundquist E T, Broecker W S, eds. The Carbon Cycle and Atmospheric  $\text{CO}_2$ . Natural Variation Archean to Present [ C ]. Geoph. Monogr., 1985, 32: 251 ~ 269
- 13 Le Jianning, Shackleton N J. Carbonate dissolution fluctuation in the West Equatorial Pacific during the late Quaternary [ J ]. Paleoceanography, 1992, 7(1): 21 ~ 24
- 14 Wang Huizhong, McCave I N. Distinguishing climatic and current effects in mid-Pleistocene sediments of Haton and Gardar Drifts. NE Atlantic [ J ]. Journal of the Geological society, 1990, 147: 373 ~ 383
- 15 Arrhenius G. Rate of production, dissolution and accumulation of biogenic solids in the ocean [ J ]. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1988, 67: 119 ~ 146

## Carbonate Dissolution Cycles during Late Quaternary in the Bay of Bengal

DING Xuan HAO Yi-chun WAN Xiao-qiao FANG Nian-qiao

( China University of Geosciences Beijing 100083 )

### Abstract

The Bay of Bengal is of a deep-sea environment. Samples of 4 cores ( MD77181 , MD77183 , MD77190 and MD81349 ) from this area were studied in detail. As a result , it is found that the carbonate content in this area was high during the interglacial interval and low during the glacial interval , and thus , shows the dilution cycles of " Atlantic Type " .

The analysis of the carbonate dissolution of the 4 cores mentioned above shows the dissolution was intense in this area.

Core MD77190 is nearly 3800m in depth. The preservation situation of planktonic foraminifers indicates a distinct erosion of the shell. The foraminiferal dissolution index ( FDX ) curve shows that in core MD77190 located place the dissolution extent is high. FDX are mostly above 5. The dissolution extent is the lowest in oxygen isotope stage 2. The dissolution extent is high in oxygen isotope stages 1 , 5 and the early stage 4. Core MD81349 is located in the 90° Sea Mountain and about 2 500 m in depth. The FDX curve shows that in the MD81349 core located place the dissolution extent is relatively low and no big change.

The mass accumulation rates ( MAR ) of planktonic foraminifers and  $\text{CaCO}_3$  change are entirely in accordance with each other in core MD77190 , both reach their highest in oxygen isotope stage 2. The MARs of both planktonic foraminifers and  $\text{CaCO}_3$  in oxygen isotope stage 5 are lower than that in oxygen isotope stages 1 , 2 and 3 , and reach their lowest in oxygen isotope stage 4. The MAR curves of  $\text{CaCO}_3$  and coarse fraction (  $> 160 \mu\text{m}$  ) from cores MD77181 and MD77183 show that the MARs of  $\text{CaCO}_3$  and coarse fraction are both the highest in oxygen isotope stage 2 , the lowest in oxygen isotope stage 4 and 5. This indicates a low dissolution extent or a high productivity or both in oxygen isotope stage 2 and a high dissolution extent in oxygen isotope stages 4 and 5 in the studied area.

To sum up , the dissolution in the studied area is relatively weak in oxygen isotope stage 2 , but became intensified in oxygen isotope stages 4 and 5.

In the studied area , the accumulated amount of  $\text{CaCO}_3$  is low and the dissolution extent is high in oxygen isotope stages 4 and 5. The dissolution extent is low , and the accumulate amounts of  $\text{CaCO}_3$  and planktonic foraminifers are both relatively high in oxygen isotope stage 2. This accords with the fact that  $\text{CaCO}_3$  dissolution extent reaches its peak in the late oxygen isotope stage 5 through 4 in Indian and Pacific oceans. The fact that the  $\text{CaCO}_3$  cycle in the Bay of Bengal was expressed as of the Atlantic type dilution cycle due to the dilution effect of terrestrial material , is actually the result of the combined effects of the Atlantic type dilution and the Pacific type dissolution.

**Key words** Bay of Bengal Late Quaternary carbonate cycle dilution dissolution