

# 氧同位素第6期北印度洋的一次重大古海洋学事件

方念乔<sup>1</sup>, 丁旋<sup>1</sup>, 胡超涌<sup>1</sup>, 宋成兵<sup>1</sup>, 张振芳<sup>2</sup>

1. 中国地质大学海洋地质学研究中心, 北京 100083

2. 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037

**摘要:** 北印度洋赤道海岭的远洋沉积记录在氧同位素第6期的早期, 即167~160 ka期间, 揭示出一次重大的古海洋学事件。在多项代用指标中, 浮游有孔虫组合和通量的变化对该事件的反映最为强烈, 因此将其命名为“第6期海洋生态环境严重恶化事件”。该事件以广适性种 *Globigerinita glutinata* 的高度发育、凉水种 *Neogloboquadrina pachyderma* 和 *Globigerina bulloides* 的异常增多、其他有孔虫常见种的普遍减少及有孔虫总量的大幅度降低为特征。结合其他代用指标和邻区资料, 认为导致事件发生的主控因素在于超强的南亚冬季风及其所引发的表层水温降低和贫瘠的深层水团上涌。一般情况下, 南亚冬季风对研究区环境的影响力远较夏季风弱, 它的阶段性超常强化似乎总与青藏高原的强烈隆升有关。可推测, 发生在第6期的生境恶化事件很可能是最近一次高原大规模构造抬升的产物。

**关键词:** 氧同位素第6期; 古海洋学事件; 生态环境恶化; 南亚冬季风; 青藏高原隆升。

中图分类号: P736

文章编号: 1000-2383(2004)02-0127-08

收稿日期: 2003-12-03

## A Significant Paleoceanographic Event Taking Place in Northeastern Indian Ocean during Oxygen Isotope Stage 6

FANG Nian-qiao<sup>1</sup>, DING Xuan<sup>1</sup>, HU Chao-yong<sup>1</sup>, SONG Cheng-bing<sup>1</sup>, ZHANG Zhen-fang<sup>2</sup>

1. Institute of Marine Geology and Geophysics, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Development and Research Center, China Geological Survey, Beijing 100037, China

**Abstract:** The pelagic sedimentary records conserved on the equatorial Ninetyeast Ridge have mirrored a significant event dating from the early oxygen isotope stage 6 (167–160 ka). We call it the "great event of worsened ecologic environment" because the strongest indications of the event among all proxies are from an exceptional change of assemblage and flux of planktonic foraminifera. The event is characterized by a high development of the eurytropic species *Globigerinita glutinata*, an unusual promotion of the cool-water species *Neogloboquadrina pachyderma* and *Globigerina bulloides*, an evident reduction of the major common species and a large downfall of the foraminifera sedimentary quantity. Referring to the other indications and the materials from the neighboring areas, we believe that the essential factor resulting in the event is "ultraintense" south Asian winter monsoon that leads to the lower temperature of superficial water and upwelling of infertile deeper water. In general, the winter monsoon is much weaker than summer monsoon for affecting the environment of the study area in the system of the south Asian monsoon. Its periodic extraordinary intensification seems to relate constantly with the violent uplift of the Tibetan plateau. We guess that the "great event of worsened ecologic environment" revealed in this paper is very probably the result of the last extensive tectonic elevation of the plateau.

**Key words:** oxygen isotope stage 6; paleoceanographic event; deterioration of ecologic environment; south Asian winter monsoon; uplift of the Tibetan plateau.

中晚更新世的海洋发生多起重大环境事件。千年级分辨率的研究表明, 氧同位素第3期即大约

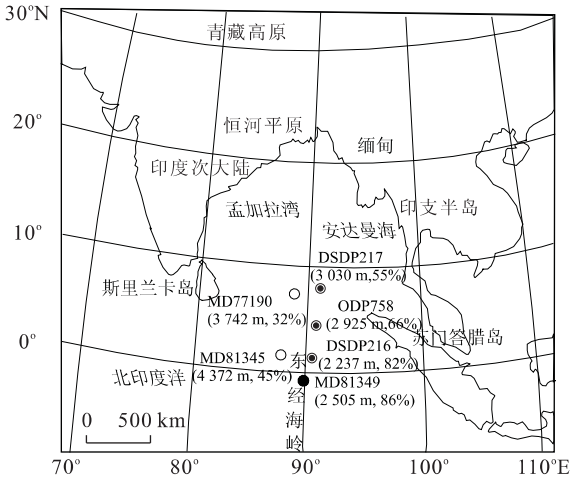


图 1 MD81349 取心位置及若干岩心反映的研究区  $\text{CaCO}_3$  分布

Fig. 1 Situation of core MD81349 and  $\text{CaCO}_3$  distribution in study region reflected by some cores

●, MD81349 位置; ●, 赤道海岭钻心位置; ○, 深海扇活塞岩心位置. 括号内的数字表示岩心位置的水深(m)和末次冰盛期以来沉积物的平均  $\text{CaCO}_3$  含量(%)

60 ka 以来, 诸如 Heinrich 冷事件、新仙女木冷事件、Dansgaard-Oeschger 暖事件等在全球范围内影响颇大, 已成为历史全球变化的研究热点 (Heinrich, 1988; Dansgaard *et al.*, 1993; Bond *et al.*, 1993; Behi and Kennett, 1996; Wang *et al.*, 1999; 方念乔等, 1999). 以上事件多发生在末次冰期的间冰段, 由此上溯一个旋回, 正值相对寒冷且气候信号波动频繁的氧同位素第 6 期 (约 130~189 ka). 根据现有资料, 我们有充分的理由相信, 那也是一个事件迭出并对当代环境具有深刻影响的时期. 然而时至今日, 对该时代的事件特征和产生规律的研究少人问津 (Duplessy, 2003, 个人通讯).

赤道印度洋无震海岭 (东经 90° 海岭北部) 主要为颗石藻软泥所覆盖, 这与附近的孟加拉深海扇所发育的陆源粉砂质泥质沉积物以及海岭两翼深海平原的硅质生物软泥形成鲜明对比. 本文重点分析的 MD81349 活塞柱状心,  $\text{CaCO}_3$  含量通常高达 85% 或更多. 赤道海岭以北地区, 由于贴近南亚大陆和青藏高原, 并且海岭和陆坡间的高差较小, 遂导致陆源细屑含量增多而  $\text{CaCO}_3$  含量减少的现象, MD81349 心及与之毗邻的 ODP758、DSDP216、217 表层样品的碳酸盐分析反映了上述基本特征 (图 1).

MD81349 是一支非常利于古海洋学研究的柱状心. 该岩心长 4.3 m, 采自水深 2 505 m, 恰值研究

区溶跃面的部位. 它具有有序的氧同位素地层记录、丰富的浮游有孔虫壳体、与冰期/间冰期的交替存在良好对应关系等多项物理化学代用指标, 以及可以在东北印度洋区进行广泛对比的环境信号. 唯一不利的条件在于它过低的沉积速率 (平均约 1.6~2.0 cm/ka) 不适于进行高分辨率研究. 我们对该心进行 2~3 cm 的密集采样, 正是为了最大限度地克服这一缺陷.

### 1 沉积记录定年

应用浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* 测得覆盖最近 260 ka 的  $\delta^{18}\text{O}$  连续记录. 通过与 SPECMAP (Martinson *et al.*, 1987) 轨道调谐曲线对比, 可划分至氧同位素 8.4 亚期. Toba 火山灰层 (喷发时间为 75 ka) 和玫瑰色 *G. ruber* 的末现面 (在太平洋—印度洋绝灭时间为 128 ka) 有力地支持了  $\delta^{18}\text{O}$  记录对轨道强迫的年代响应 (图 2).

然而, 以 MD81349 心为代表的赤道海岭的  $\delta^{18}\text{O}$  记录具有较明显的区域特征: 它们不像 SPECMAP 曲线 (Martinson *et al.*, 1987) 所揭示的那样, 在 6.2、6.4 亚期持续在较重的值域振荡, 形成明显的低谷, 并且在 6.41 亚期至 6.6 亚期表现为值域较

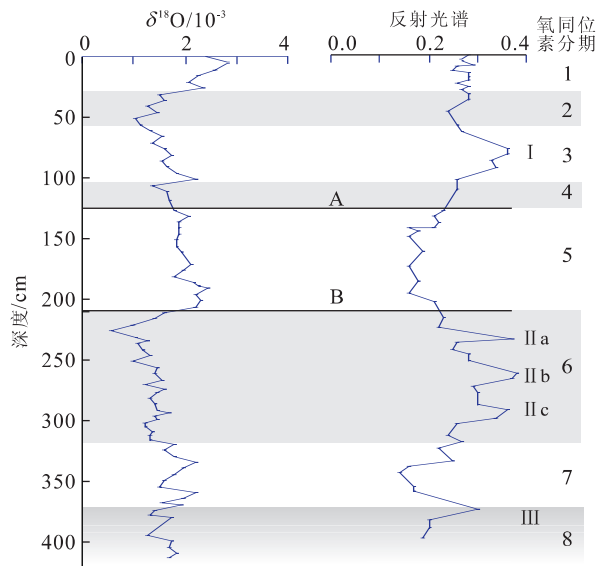


图 2 MD81349 心的  $\delta^{18}\text{O}$  曲线、光谱反射曲线和氧同位素分期

Fig. 2  $\delta^{18}\text{O}$  and color reflectance curves and oxygen isotope stages in core MD81349

A. Toba 火山灰层; B. 玫瑰色抱球虫末现面; 反射光谱  $\lambda=450\text{ nm}$

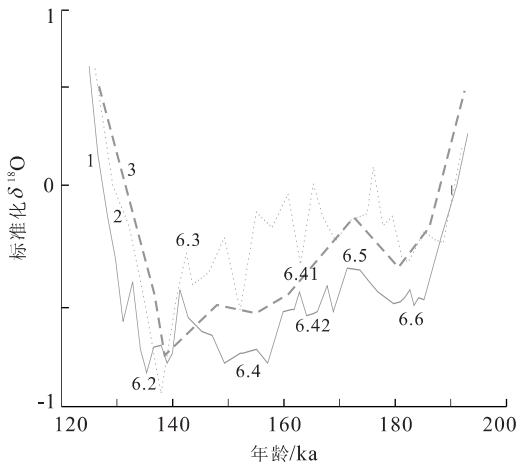


图 3 氧同位素第 6 期赤道海岭  $\delta^{18}\text{O}$  曲线的振荡型式与 SPECMAP 的比较

Fig. 3 Comparison of oscillation pattern of  $\delta^{18}\text{O}$  curves from equatorial ridge with that of SPECMAP (Martinson *et al.*, 1987) in stage 6

- 1. Martinson 标准化氧同位素曲线; 2. MD81349 氧同位素曲线;
- 3. ODP758 氧同位素曲线

轻的“平台”,而是除 6.6 亚期在高位出现凹槽外,从 6.5 亚期起至 6.2 亚期总体呈“单斜”式下降的演化模式。同样来自赤道海岭的 ODP758 钻心的  $\delta^{18}\text{O}$  记录尽管分辨率严重不足,但与 MD81349 心的变化趋势完全相符(图 3),表明研究区氧同位素组成因区域环境条件的控制不能在细节上与 SPECMAP 逐一对比。因此虽然依据  $\delta^{18}\text{O}$  曲线在第 6 期内划分出与 SPECMAP 基本相当的阶次,但在年代标定上并未完全袭用 SPECMAP 的数值,而是采用了平均沉积速率的推导方法,多数情况下两者的年龄值具有较好的对比关系(表 1)。

## 2 事件沉积记录的特征描述

海岭沉积物呈典型的远洋相,大部分层段可描述为有孔虫砂。与丰富的浮游有孔虫和颗石藻相比,沉积物中底栖有孔虫的数量甚微(通常低于有孔虫总量的 1%)。沉积物以略带橙色的白色调(5YR7/

2, 10YR8/2)或灰白色调(N8、N9)为主,但色彩并不均匀。采用胡超涌等发明的反射光谱测量装置(新型实用专利:97209315X),选择测定波长 450 nm,取得较肉眼观察更为灵敏和准确的色度曲线(图 2)。根据色度曲线,MD81349 存在 2 个色调较深的异常区:上部异常区(I)位于 70~105 cm 处,大致相当于氧同位素第 3 期(56~103 cm);下部异常区(II)位于 232~315 cm 处,与氧同位素第 6 期(216~315 cm)覆盖的时段一致。此外,372~388 cm 处即大约氧同位素 8.2 期,存在 1 个与背景色反差较大但在整支岩心中灰度并不特别突出的较薄的异常区,我们以 III 对其进行标识。事实上,上下异常区的色彩并不相同。上部色度异常区的沉积物呈淡橄榄灰色(5Y6/1),位于 Toba 火山灰层之上,其物质组成似未受到火山喷发的直接影响。但是,由于赤道海岭地区沉积速率很低且沉积作用比较单一,加之距离火山喷发源较近,火山活动的环境效应在沉积记录中一直持续到第 3 期中期。下部色度异常区的沉积物呈灰褐色(10YR6/2)或中灰色(N5),色调波动较大。本文重点介绍的生态异常事件,记录在色度最暗即 560 nm 检测波 A 值最高的段落(268~277 cm)。沉积物暗色调的产生一般可认为是非碳酸盐物质混入的结果,但在 MD81349 柱状样中,我们只能发现色度的变化在宏观上与冰川旋回存在一定的对应关系,却无法进行精细对比。换言之,除 Toba 火山灰薄层外,赤道海岭钙质软泥的  $\text{CaCO}_3$  含量一般为 85%~90%,而 5 个暗色层的  $\text{CaCO}_3$  含量为 68%~90%(表 2)。其中,除 I 层的底部  $\text{CaCO}_3$  低值明显地与火山灰的稀释有关外,多数情况下,暗色沉积物中碳酸盐含量的分布与正常的浅色远洋记录的变化范围相差不多。在已知的替代性指标内,有孔虫壳体的 Mg/Ca 的低值区、Sr/Ca 的高值区与暗色沉积物对应关系比较密切;有孔虫种属中,*Globigerinita glutinata* 在暗色沉积物中最为发育。本文聚焦的事件层凸现于暗色沉积物区段,但并不意味 MD81349 心中所有暗色区段均具有相同的环境意义。

图 3 和表 2 揭示,在 MD81349 心的 232~217 cm

表 1 氧同位素第 6 期依据平均速率推知的年代数据与 SPECMAP 的比较 (Martinson *et al.*, 1987)

Table 1 Comparison of ages based on average sedimentation rate in stage 6 with those of SPECMAP ka

(亚)期次	6.0	6.2	6.3	6.4	6.41	6.42	6.5	6.6	7.0
SPECMAP	129.8	135.1	142.3	152.6	161.3	165.4	175.1	183.3	189.6
本文	—	137.3	142.4	152.0	160.6	168.1	176.0	182.2	—

表 2 MD81349 心暗色钙质沉积物所在位置与  $\text{CaCO}_3$  含量Table 2 Levels of dark calcareous sediments and their ranges of  $\text{CaCO}_3$  content in core MD81349

层段号	层段位置/cm	颜色	$\text{CaCO}_3$ 含量/%
I	70~105	浅橄榄灰色	68~85
II a	232~243	灰褐色	86~89
II b	262~278	中灰色	79~89
II c	299~317	中灰色	84~90
III	372~388	灰褐色	85~88

处即氧同位素第 6 期内,沉积物整体色度偏暗的区段有 3 个。其中,IIIb 段(262~278 cm)大致位于氧同位素 6.42 和 6.41 亚期,根据我们的  $\delta^{18}\text{O}$  记录并参考 Martinson *et al.* (1987) 的年代数据,该段起始时间为 166.84 ka,而终止时间为 160.58 ka,历时逾 6 000 年。它所反映的环境变化的强度为 300 ka 以来之最,姑且名曰“第 6 期海洋生态环境严重恶化事件”,简称“生境恶化事件”。该事件最有效的检验指标来自浮游有孔虫壳体丰度及其组合。

在图 4 中,整个“生境恶化事件”的产生、发展和终止表现出特有的规律。大约在 172.0~169.7 ka 即事件发生的前夜,研究区存在一个浮游有孔虫的“黄金发育期”。提出这一论断的基本依据是:(1)有孔虫干样个体数高达 14 500~19 500 枚/g,远远超过 8 000~11 000 枚/g 的常见量,达到整个沉积记录的最高峰(由于整支柱状心的沉积速率相当均匀(大约 2 cm/ka),各测点的个体数乃至百分含量可以近似地看作沉积通量);(2)典型的高生产力种 *Neogloboquadrina dutertrei* 高达 16%~26%,较之 12% 的平均值亦很突出。虽然该种的高含量也可能意味着水温或碳酸盐溶解度的升高,但是由于同属深层水种且抗溶能力突出的 *Globorotalia menardii* 在此区段的含量大幅度下降,与水温变化呈正比关系的浅层水种 *Globigerinoides sacculifer* 与 *G. ruber* 的比值剧减,一些重要的凉水种如 *N. pachyderma*、*Globigerina bulloides* 的丰度则明显增长,而且 Cd/Ca 出现明显的峰值,种种迹象表明,我们定义的“黄金发育期”应与海洋生产力的提高密切相关。笔者推测,这种提高是氧同位素 6.6 亚期赤道水域表层水温下降、水体循环增强的产物。

169.1 ka 应为生态恶化事件的发轫期,但当时它的表现是隐性的。首先,该层位的有孔虫个体数虽然远逊于 600 年前的“黄金发育期”,但仍达到 9 616 枚/g 干样,属于一般而略偏高的水平;而且  $\text{CaCO}_3$

含量仍然维持在 90% 左右,说明有孔虫数量的锐减已通过颗石藻代表的初级生产力的增强而得到有效补充。其次,该层位有孔虫的形态和种类仍属正常水平。第三,包括氧同位素在内的多项化学指标显示,当时的海洋环境基本正常。但是更加重要的是,该时期也出现一些特殊迹象:(1)著名的深层暖水抗溶种 *G. menardii* 的含量进一步剧减至 3.9% (通常为 12%~20%);(2)生态广适种 *G. glutinata* 的含量跃升至 17.2% (通常为 1%~3%);(3) *G. ruber*、*G. sacculifer* 等常见的浅层暖水种含量均明显下降(图 4)。这些迹象在其后的事件高峰期发展到极致,因此它们的出现应该看作重大生态事件发生的前兆。之后,研究区的海洋生态环境即沿此趋势全面恶化。

169.1~166.8 ka 之间的记录由于采样间隔较大,无从了解演化的具体模式。如以沉积物色彩的变化作为判别标志,则在 277 cm 处即 166.8 ka 时重大生态恶化事件拉开帷幕并持续到 160.6 ka。根据事件内部展现的特征,还可将其进一步划分为 2 个阶段:

(1) 166.8~165.4 ka 为事件的第一阶段。该阶段代表事件的顶峰,主要特征如下:①浮游有孔虫沉积通量从通常的 10 000 枚/g 干样降至 1 000~4 500 枚/g 干样;②  $\text{CaCO}_3$  含量从通常的 86%~90% 降至 79%~82%;③浮游有孔虫个体普遍很小,最大者不超过 125  $\mu\text{m}$ ;④广适性生态种 *G. glutinata* 高达 46%~68%,占浮游有孔虫总量的 1/2 乃至 2/3;⑤研究区有孔虫组合中的常见种 *G. menardii*、*G. sacculifer*、*G. ruber*、*Pulleniatina obliquiloculata* 等的含量均降至历史最低水平。

(2) 165.1~160.6 ka 为事件的第二阶段。该阶段仅仅在沉积物的色彩和  $\text{CaCO}_3$  含量上继承第一阶段,其他特征虽明显不同于正常状态,但也与第一阶段迥异,主要特点是:①浮游有孔虫沉积通量进一步降至 200~500 枚/g 干样,虽然数量稀少,但正常大小的个体(250~350  $\mu\text{m}$ ) 恢复出现;② *G. glutinata* 降至 8%~12%,虽比例仍偏大,但较第一阶段明显衰退;③伴随 *G. glutinata* 的回落,其他有孔虫种属在组合中的比例基本恢复正常,如 *G. menardii* 为 12%~19%,*G. sacculifer* 为 11%~14%,*G. ruber* 为 16%~28%;④右旋 *N. pachyderma* 代替上升流种 *Globigerina bulloides* 成为事件第二阶段表层水降温的主要标志。

简言之,第 6 期生境恶化事件主要表现为浮游有孔虫产量和组合上的强烈异常,但内部 2 个阶段

的特征差别很大. 第一阶段持续时间短, 个体发育不良, 组合面貌奇特, 显示恶劣环境导致重大生态危机. 第二阶段延续时间较长, 从个体大小到种属组合, 表明向正常海洋条件回归. 但有孔虫个体数奇低, 仅及正常背景下有孔虫沉积通量的 1/30~1/60; 即使与事件初始阶段相比, 也显现大幅度的下降趋势. 然而依据沉积物  $\text{CaCO}_3$  含量, 可以发现反映海洋初级生产力的颗石藻通量在事件期不仅没有减少, 反而由于有孔虫“稀释效应”的降低呈增长态势.

### 3 讨论

氧同位素第 6 期在冰川气候旋回中的演化模式和时间跨度实际与第 2, 3, 4 期的总和, 即一般意义上的末次冰期相当. 与末次冰期特别是第 3 期内频繁发生海洋事件的情况相似, 第 6 期的沉积记录也包含众多激烈振荡的环境信号. 仅以研究区为例, 笔者就观察到 6.4 亚期的沉积物磁化率和磁化强度极端弱化、6.5 亚期的硫酸盐矿物大量出现、6.2 亚期

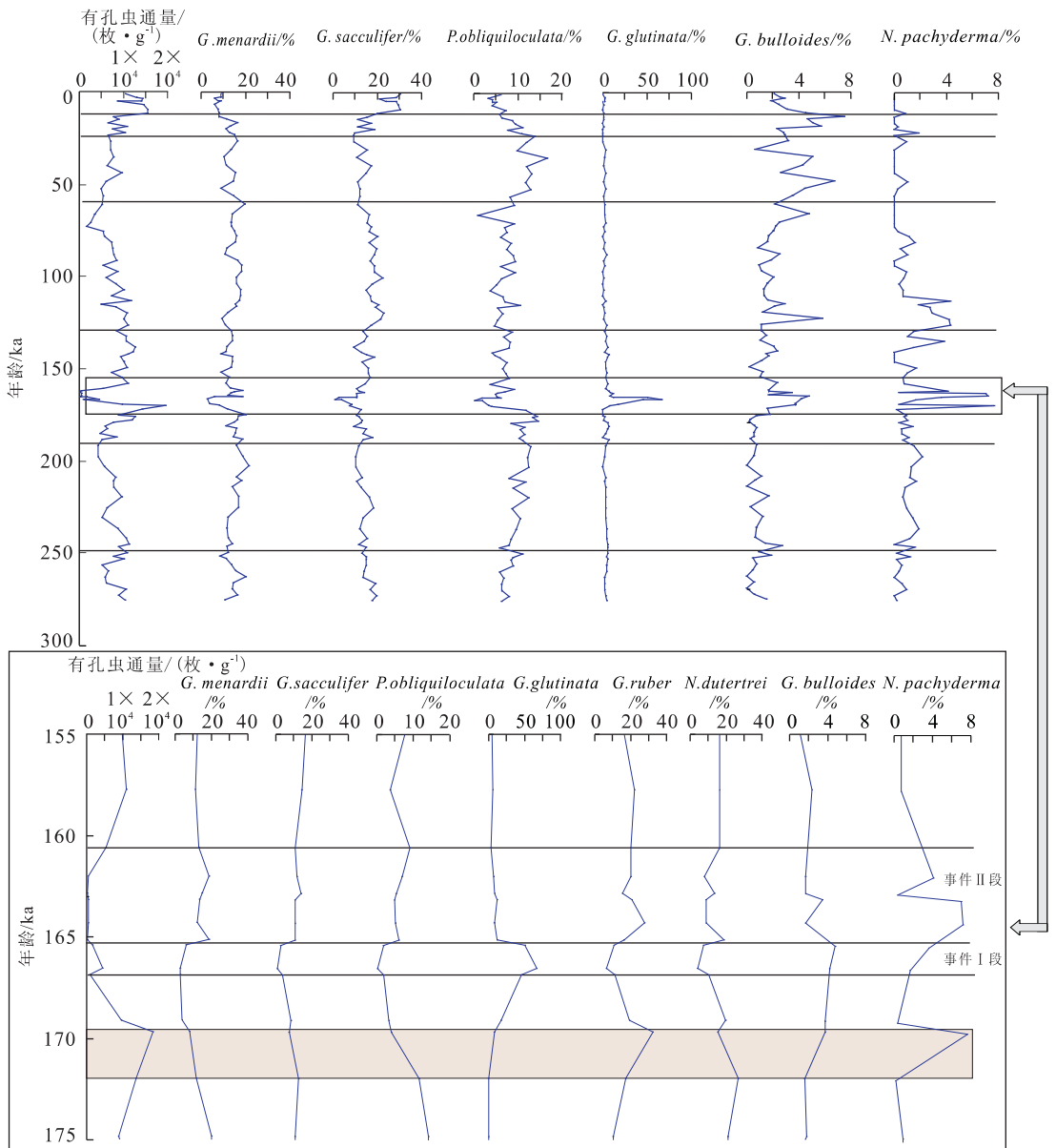


图 4 MD81349 心浮游有孔虫组合的变化与事件层(框内的放大部分反映了事件层内的变化细节, 阴影区指示事件发生前的有孔虫特殊发育期)

Fig. 4 Variation of planktonic foraminifera assemblage and event layer in core MD81349 (the details reflecting the event can be seen in the lower part of the figure)

的全岩热释光强度急剧降低等异常事件。上述事件在记录中的信号强度较末次冰期更为强大,至少产生更加明显的区域环境效应。本文讨论的“生境恶化事件”在 300 ka 以来的沉积记录中对生物组合特征产生的影响绝无仅有,尤其值得关注。Fagel *et al.* (1994) 在讨论印度洋中央海盆晚中新世以来的粘土供应量的变化时曾发问:是气候控制还是构造控制?事实上我们也面临相同的问题。

研究区的“生境恶化事件”发生于 166.8 ~ 160.6 ka,其始端位于 Martinson 曲线 6.42 亚期之前的谷段,与本文  $\delta^{18}\text{O}$  曲线虽存在形态上的差异,但均处在冰期内相对寒冷的时段(图 3)。在此之前,当温暖的氧同位素第 7 期结束时(189.6 ka),研究区立即发生暗色物质混入远洋沉积物的现象。Colin (1997) 在对安达曼海的 MD77169 活塞柱状样的研究中指出,6.6 亚期的记录中曾出现罕见的粗粉砂质石英富集层。由于该岩心采自海山部位,石英砂的输入营力只应来自南亚东北季风。值得注意的是,MD81349 心中的暗色沉积物段虽然在  $\text{CaCO}_3$  含量上未出现明显亏损,但亦表现出粉砂质石英增多的特征。Stow *et al.* (1990)、Hovan and Rea (1992) 强调东经 90°海岭北部远洋沉积序列蒙受孟加拉深海扇浊积活动的重要影响。对此笔者给予质疑并提出水下牵引流(AABW)和高原高压气流(东北季风)才是海岭陆源物质输入的主要营力。东北季风对海岭沉积可能产生的效应包括:(1)输送更多的陆源物质;(2)降低表层水温;(3)激发上升流。

依据现有资料,笔者认为,当全球气候进入寒冷的第 6 期时,引发异常强烈的东北向亚洲冬季风。由于赤道海岭远离大陆,除了石英细屑和有机物质略有增加并改变沉积物色彩外,强大的东北季风并未直接导致沉积组分的显著变化。当东北季风掀起第一轮对环境的冲击波时,研究区承纳大量来自陆区的气溶胶和其他养分,从而刺激表层水团生产力增长并孕育出浮游有孔虫在 169~172 ka 的“黄金发育期”。然而根据有孔虫组合,这一“黄金”时段实际包藏巨大危机:所有嗜暖种,如 *G. menardii*、*G. sacculifer*、*P. obliquiloculata* 的比例显著下降,而生态广适种,如 *G. glutinata*、*G. ruber* 和上升流种 *G. bulloides* 高度发育(图 4)。

东北季风是研究区激发上升流的引擎,但上升流对生态环境的影响有时可能具两重性:在陆(岛)架比较宽阔的情况下,次表层或上部中层的冷水团

可把大量营养盐带到表层,形成海洋高生产力;当海平面强烈退缩、陆架广泛出露时,上涌的冷水团与陆(岛)架无缘,因此只起到降低水温的作用而无从提高海水肥力。由此笔者设想,强大而持久的东北季风所输入的冷空气和激发的上升流从“上”、“下”2 个方面逼迫水温下降却并未提供足够的养分,它所产生的冷而贫瘠的水团应是制造“生境恶化事件”的“元凶”。在事件的第一阶段,浮游有孔虫发育不良,组合特征严重异于平常,指示东北季风继第一轮冲击波后以更猛烈的态势肆虐研究区水域,越过传统安全线,促使上升流效应向危及远洋浮游生态系统的方向转化。事件的第二阶段,有孔虫个体数量虽然降至最低点,但大小和组合已接近正常状态,实际上反映的是有孔虫集群蒙受重创之后缓慢的复苏过程。陈萍(2003)应用有孔虫壳体的  $\text{Mg}/\text{Ca}$  比值和 Numberg *et al.* (1996)、Levi-Labeyrie-Elderfield (2002,个人通讯)的函数方程,得到“事件”期间研究区表层水温为 23.7 °C 或 24.3 °C 上下,与现代水温相差 4 °C 左右。当然,依据笔者的观点,水温还不是生态环境恶化的唯一控制因素。

$\delta^{18}\text{O}$  曲线是揭示区域水温变化的另一重要代用指标,但它同时也明显地受到全球冰量和淡水输入的控制。MD81349 的  $\delta^{18}\text{O}$  曲线在 6.6 期出现一个明显的谷值之后,并未像 SPECMAP 在 6.5 间冰亚段及 6.41、6.42 微旋回那样持续下降从而在 6.4 冰亚段陷入低谷,而是在“高位”振荡并显示出 6.42 冰亚阶这一明显的凹槽(图 4)。考虑到提供高分辨率的地轨调谐曲线主要依据南印度洋高纬地区的 RC11-120 活塞岩心,本文研究的赤道海岭记录与之产生的差异可以视为一种合理的区域效应。简言之,南大洋沉积记录在南极冰盖扩张与高纬地区水温巨降的影响下,从第 7 期进入第 6 期即呈  $\delta^{18}\text{O}$  大幅度下降趋势(针对标准化值而言,下同)。赤道海岭地区表层水则通常由南东向赤道逆流(equatorial counter current)和印度季风流(Indian monsoon current)组成,其南部由纬向的南爪哇流(south Java current)、东向回流(eastern gyral current)、南赤道流(south equatorial current)及印尼穿越流(Indonesian thoroughflow)所屏蔽,在全球水循环和热传输体系中处于相对不敏感的境地。异常强盛的东北季风可以在经向上显著降低纬向洋流的屏蔽效应,冰期内它所吹送的寒冷的大陆空气首先促使表层水降温,并在其后不断叠加上升流乃至全球贫<sup>16</sup>O

水的混合作用,直至第 6 期晚期表现为浮游有孔虫壳体  $\delta^{18}\text{O}$  降至最低,方与 SPECMAP 趋于一致。

综上所述,本文揭示的发生在第 6 期早期的海洋“生态环境恶化事件”与南亚冬季风密切相关。一般而言,南亚季风系统中的东北向冬季风比较软弱,虽然在冰期内受到强化(Duplessy, 1982),却仍与盛行的西南向夏季风的发育程度不能比拟。我们述及的“生境恶化事件”以冬季风的高度发育为必要前提,而且至少在近 300 ka 的环境记录中表现最为突出,这就不禁使人发问:166.8~160.6 ka 期间究竟发生了什么?

众所周知,青藏高原高压中心是南亚冬季季风形成和运行的主要驱动器。当选择赤道海岭沉积记录中的冬季季风信号作为高原构造运动的监视系统时(方念乔等, 2002),从 ODP758 站位中发现 3.2, 2.7, 2.4, 1.4, 0.8 Ma 的冬季风异常强盛事件,其中大部分与大陆地区得到的高原强烈隆升的信号存在耦合关系。

李吉均和方小敏(1999)将发生于 0.15 Ma 的共和运动列为 3.6 Ma 以来青藏高原的 3 次规模较大的构造运动之一,指出其对亚洲季风活动产生了重大影响。海岭远洋记录所揭示的“生境恶化事件”可能代表最近地史时期高原强烈隆升的信号,但在年代上略早于共和运动,它与高原隆升的内在联系,仍是一个有待深入研究的课题。

## 4 结论

(1)发生在氧同位素第 6 期早期(166.8~160.6 ka)的“生境恶化事件”是更新世后期赤道海岭地区最重大的海洋学事件。(2)“生境恶化事件”极有可能是南亚冬季季风异常强盛的产物。(3)短暂而特别强烈的南亚冬季季风信号与青藏高原快速隆升关系密切,“生境恶化事件”可能是最近一次高原强烈隆升的反映。

## References

Behi, R. J., Kennett, J. P., 1996. Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyrs. *Nature*, 379: 243—246.

Bond, G., Broecker, W., Johnson, S., et al., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365: 143—147.

Chen, P., 2003. Research on the chemical indications of planktonic foraminifera shell in paleoceanography: Evidence from the sedimentary records of the NE Indian Ocean during the last 260 kyrs. China University of Geosciences (Dissertation), Beijing, 99 (in Chinese).

Colin, C., 1997. Reconstruction du régime de l'érosion des chaînes Himalayenne et birmanes au cours des deux derniers cycles climatiques (300 derniers ka). *Thèse de l'Université de Paris XI Orsay*, 272.

Dansgaard, W., Johnson, J. S., Clausen, H. B., et al., 1993. Evidence general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218—220.

Duplessy, J. C., 1982. Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean. *Nature*, 295: 494—498.

Fagel, N., Debraban, P., Andre L., 1994. Clay supplies in the central Indian basin since the Late Miocene: Climatic or tectonic control? *Marine Geology*, 122: 151—172.

Fang, N., Q., Ding, X., Chen, X. F., et al., 1999. Rapid climatic change in oxygen isotope stage 3: Evidence from the rhythmic sedimentary record in core MD77190, Bengal bay. *Quaternary Sciences*, 19(6): 511—517 (in Chinese with English abstract).

Fang, N. Q., Ding, X., Liu, Y. Q., et al., 2002. Pelagic sedimentary records of the Ninetyeast Ridge and the Late Cenozoic important tectono-environmental events. *Earth Science Frontiers*, 9 (1): 103—111 (in Chinese with English abstract).

Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rifting in northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years. *Quaternary Research*, 29: 142—152.

Hovan, S. A., Rea, D. K., 1992. The Cenozoic record of continental mineral deposition on Broken and Ninetyeast Ridges, Indian Ocean: Southern African aridity and sediment delivery from the Himalayas. *Paleoceanography*, 7: 833—860.

Li, J. J., Fang, X. M., 1999. Uplift of the Tibetan plateau and environmental changes. *Chinese Science Bulletin*, 44: 2117—2120 (in Chinese with English abstract).

Martinson, D. C., Pisias, W. G., Hays, J. D., et al., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice age: Development of a high resolution 0—300 000 years. *Quaternary Research*, 27: 1—29.

Numberg, D., Mueller, A., Schneider, R. R., 1996. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 803—814.

Stow, D. A. V., Amano K., Balson P. S., et al., 1990. Sedi-

ment facies and processes on the distal Bengal Fan, Leg 116. In: Cochran, J. R., Stow D. A. V., eds., *Proc. ODP Scientific Results*, 116: 377—396.

Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., et al., 1999. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 156: 245—284.

附中文参考文献

陈萍, 2003. 浮游有孔虫壳体的若干化学指标及其古海洋学

意义: 以东北印度洋 260 ka 以来古海洋学研究为例(博士论文). 北京: 中国地质大学, 99.

方念乔, 丁旋, 陈学方, 等, 1999. 孟加拉湾 MD77190 柱状样第 3 期的韵律沉积记录及快速气候变化. *第四纪研究*, 19(6): 511—517.

方念乔, 丁旋, 刘勇勤, 等, 2002. 东经 90°海岭的远洋沉积记录与晚新生代重大构造—环境事件. *地学前缘*, 9(1): 103—111.

李吉均, 方小敏, 1999. 青藏高原隆起与环境变化研究. *科学通报*, 44: 2117—2120.

# LL 盆地 DZZ 构造气藏储层反演

郭绍龙

中国石化南方勘探开发分公司, 云南昆明 650200

LL 盆地 DZZ 构造位于 LL 盆地东南部, 构造位置属 LL 盆地东部挤压构造带和中部拗陷带. 主要含气层位为上第三系上新统. 自 1994 年钻探 L 参 1 井以来, 逐步探明了该区的气藏分布情况, 但整个构造带的气藏分布范围及储层物性变化规律尚不十分清楚, 希望通过测井约束地震反演预测 II、V 砂组的砂体厚度、物性及其含气性, 弄清 II、V 砂组气藏及储层物性的变化特征, 为该区下一步的勘探开发提供依据.

## 1 构造解释

(1)层位标定. 本区 T<sub>3</sub>、T<sub>4</sub> 反射层与 II、V 气层反射波组特征都很明显, 其标志层和气层顶、底的地震相位特征描述如下: TN<sub>23</sub> 反射层. 正相位, 能量较强, 同相轴连续性较好, 易追踪. T<sub>3</sub> 反射层. 三个相位中的中间一个高频、能量强、连续性极好的正相位. T<sub>4</sub> 反射层. 双轨相位中的上面一个正相位, 能量强, 连续性好. II 砂组顶. 弱振幅, 正相位, 连续性较好, 较易追踪. II 砂组底. 紧贴 T<sub>3</sub> 上面的负相位, 连续性好, 易追踪. V 砂组顶. 中强振幅, 正相位, 低频, 连续性较好. V 砂组底. T<sub>4</sub> 上面负相位, 距 T<sub>4</sub> 距离不固定, 连续性较好. 其中 T<sub>4</sub>、V 砂组顶底在东面挤压带和靠近边界断层的地方, 无明显的反射特征, 同相轴断续, 品质变得很差. (2)精细构造解释. 在地震—地质层位标定的基础上, 利用 LANDMARK 工作

站交互地震解释系统, 根据工区的地质特征, 从过井剖面出发, 建立起解释骨架模型, 再加密解释, 充分利用联络线、任意线、水平切片、层拉平等手段, 根据相位的中断、扭曲、变化等特征开展断层解释和层位追踪. 变速成图: 利用 6 口井的合成地震记录建立工区地层速度模型, 网格化形成速度场, 对各反射层的等 T<sub>0</sub> 图进行时深转换, 得到各层的构造真深度图. (3)构造特征. 总该构造带是一个沿盆地东界大断裂边缘发育的一个复合构造, T<sub>4</sub> 时期在近南北和东西向两条断层的挤压作用下形成 L<sub>2</sub> 块断背斜和 L<sub>3</sub> 块断鼻, T<sub>3</sub> 是在 T<sub>4</sub> 构造的基础上发育的一个披覆构造并被断层切割复杂化.

## 2 测井约束地震反演

地震反演是用 Jason 储层预测和储层综合描述软件, 该软件综合应用地质、地震、测井的各种资料, 在地震解释完成后, 建立沉积构造模式, 包括建立层、小层构造相互关系, 测井与地震的关系, 然后利用多井约束进行地震波阻抗反演. (1)测井数据预处理. 在多井波阻抗反演处理中, 对各井的标准化处理是保证反演质量的重要环节. 在此次工作中重点以上第三系上新统茨营组二段上、下两套发育相对稳定的泥岩为标准对各井的声波时差曲线进行了标准化处理, 使各井在相同地质条件下曲线的响应保持 (下转 162 页)