

# 南沙海区晚第四纪浮游有孔虫演化 及其古海洋学意义\*

李保华<sup>1</sup> 赵泉鸿<sup>2</sup> 陈民本<sup>3</sup> 翦知<sup>2</sup> 汪品先<sup>2</sup>

1 (中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008)

2 (同济大学海洋地质开放实验室, 上海 200092)

3 (台湾大学海洋研究所, 台北, 10617)

**提要** 通过对南沙海区 17957 和 17958 两柱状样中浮游有孔虫的研究, 首次揭示了南海晚第四纪以来较长时间尺度上(0- 800ka BP)存在  $\delta^{18}\text{O}$  11 期(约 400ka BP)开始的粉红色 *Globigerinoides ruber* 大量出现和 *Globigerina rubescens* 较高相对丰度,  $\delta^{18}\text{O}$  5e 期(约 120ka BP)的粉红色 *Globigerinoides ruber* 绝灭, *Globoquadrina conglamerata* 大量出现, *Globorotalia truncatulinoides* 左旋型分子绝对优势开始, 和  $\delta^{18}\text{O}$  4/5 期界线附近(约 80ka BP)的 *Globoquadrina conglamerata* 绝灭等三次浮游有孔虫演化事件。南沙与南海北部及西北太平洋等海区的浮游有孔虫演化事件对比表明: 南沙海区在 400ka BP 开始海水温跃层相对较深; 至  $\delta^{18}\text{O}$  5e 期时, 受西北太平洋中层水加强的影响, 南沙海水温跃层变浅; 在  $\delta^{18}\text{O}$  5e 至 4/5 期界线这段时期内与西北太平洋水体交换比较自由。

**关键词** 浮游有孔虫 演化 古海洋环境 晚第四纪 南沙

## 1 前言

近年来, 南海的古海洋学研究已引起了众多学者的重视, 通过高分辨率沉积物记录揭示的千年、百年级的短期事件, 例如“新仙女木”、“海因里奇”、晚全新世变冷等事件(王律江等, 1994; Wang *et al.*, 1995; 孙湘君, 1995; 翦知<sup>2</sup>等, 1996; Huang *et al.*, 1997), 来追溯季风气候的变迁。然而, 大多数的古海洋学讨论仅限于氧同位素 1- 5 期, 少数涉及 6- 7 期(王律江, 1992; 翦知<sup>2</sup>, 1992; 中国科学院南沙综合科学考察队, 1992)。至于更早冰期旋回中的气候变化如何? 因所取海洋沉积柱状样站位附近陆源物质大量供应, 沉积速率非常高, 钻孔未能够穿透末二次冰期的限制, 研究尚未涉及。南海具有较长记录的第四纪地层序列, 如岩屑录井、陆架工程地质钻孔以及南沙、西沙的珊瑚礁地层, 却因为难以提供连续详尽的古环境记录或因为成岩作用改变了原有生物所记录的古环境信息(中国科学院南沙综合科学考察队, 1992; 张明书等, 1989), 无法进行古海洋学的

长记录研究。

本研究意在选取南沙半深海区柱状样, 由于这里远离陆源物质供应区、沉积速率低、有长时间尺度地层记录, 可以用来建立南海近百万年来的地层与古环境剖面。通过多次冰期/间冰期旋回中海洋沉积物记录的生活于海水表层的浮游有孔虫的演化, 来揭示南沙海区晚第四纪长时间尺度的上部海洋环境变化。

## 2 研究材料和方法

本次研究的 17957 和 17958 两柱状样来自于南海南沙海区, 由中德合作“太阳”号 95 航次重力取样器采集(图 1)。柱状样 17957 位于北纬 10°33'9", 东经 115°18'3", 水深 2195m, 柱长 13.8m, 岩性均一, 具有较高碳酸盐含量(平均 60%), 是一套浅灰色的生物软泥, 5cm 取样间距; 柱状样 17958 位于北纬 11°37'3", 东经 115°4'9", 水深 2518m, 柱长 10.73m, 除在 3.30- 3.40m 发现有一层有孔虫砂

\* 国家自然科学基金、特殊学科点人才基金和同济大学海洋地质开放实验室基金资助

收稿日期 1999-05-27

外,其它岩性均一,为浅灰色生物软泥,10cm 取样间距

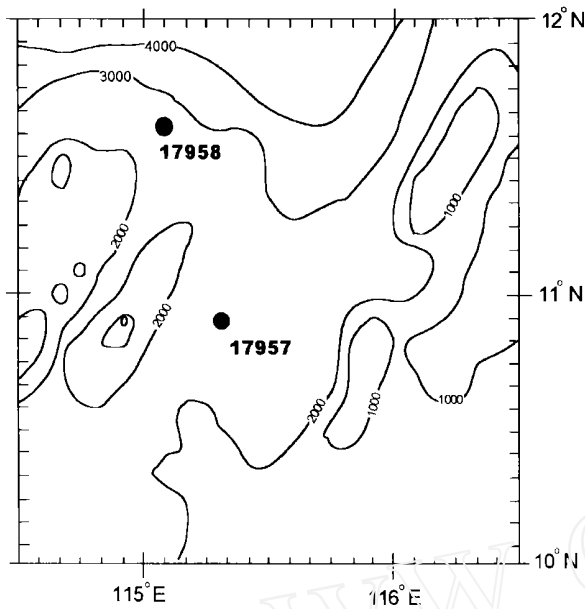


图1 研究柱状样南沙 17957 与 17958 位置

Fig. 1 Location of cores 17957 and 17958 from the southern South China Sea

对所有样品均采用微体古生物学标准方法分析。取岩心样 3m l 或 6m l 置于烘箱中以 80℃ 温度烘干,得干样密度;然后浸泡于自来水中三天,不加任何分散剂。以 250 目铜筛(孔径为 63 $\mu$ m)冲洗掉细粒组分。粗组分烘干、称重即可获得粗组分含量,并以 100 目铜筛(孔径为 154 $\mu$ m)干筛。

浮游有孔虫的鉴定与统计只对大于 154 $\mu$ m 的组分进行,一般每样中不少于 250 个个体,所含壳体丰富者均采用对角线法进行分样,直至样品中所含浮游有孔虫数合适为止。共发现浮游有孔虫 12 属 25 种。

在统计浮游有孔虫时,同种不同生态类型分别记录,如 *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) 左旋壳与右旋壳, *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) 粉红色与白色壳, *Globigerinoides sacculifer* (Brady) 有袋型与无袋型等。另外,因 *Globigerina rubescens* Hofker 个体特别小,为了便于观察粉红色壳体在柱状样中的变化,对 63- 154 $\mu$ m 的细粒组分中该种的百分含量亦进行了统计。

### 3 结果与讨论

#### 3.1 地层

柱状样 17957 在 7.95- 8.15m 层位发现大量的微陨石颗粒,研究表明,它们在成分上可与布容/松山古地磁界限附近广泛分布于亚-澳地区的微陨石相对应(赵泉鸿等,1999);最后的详细古地磁资料证实了约 8.00m 是布容正向期与松山反向期的界线,年龄应为 78- 79 万年 (Shackleton *et al.*, 1990; Baksi *et al.*, 1992)。

同位素和沉积物粗组分在晚第四纪地层划分中已有广泛的应用,对同位素分期亦有详细的讨论和最新的界线年龄标定 (Shackleton *et al.*, 1990; Prell *et al.*, 1986; Bassinot *et al.*, 1994)。根据 17957 柱状样中所含浮游有孔虫的同位素变化和沉积物粗组分含量变化,结合浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* (pink), *Pseudoemiliania lacunosa* 未出现 (Thierstein *et al.*, 1977; Thompson *et al.*, 1979; Rio *et al.*, 1990; Wei, 1993), 将该柱状样的地层划分如图 2 所示。其中 0- 8.00m 地层包含了氧同位素 1 期至 20 期,约 80 万年来的沉积历史,由九个完整的冰期/间冰期旋回组成。

柱状样 17957 与 17958 的火山灰含量高峰与沉积物磁化率高峰非常吻合 (Sarthein *et al.* 1994; 李保华, 1997), 利用火山活动事件的等时性可以给该海区不同钻孔的地层划分和对比提供良好的条件。因此,在缺乏氧同位素资料的柱状样 17958 中,地层主要依据与 17957 柱状样中所含火山灰含量与沉积物粗组分含量变化的对比来建立,10.73m 的地层揭示了氧同位素 1 期至 12 期,约 40 万年来的沉积记录。

下面将以 17957 柱状样的部分浮游有孔虫属种演化特征为主,结合 17958 柱状样及其它海区的浮游有孔虫资料,探讨近 80 万年来南沙海区表层及上部水体的海洋环境变化历史。

#### 3.2 浮游有孔虫的演化

##### 3.2.1 粉红色红拟抱球虫 [*Globigerinoides ruber* (pink)]

*G. ruber* 粉红色壳体 120 000 年前在太平洋和印度洋的消失 (Thompson, 1979), 是南海用来进行晚第四纪地层划分和对比的一个重要标志 (汪品先等, 1986; 王津江等, 1992)。南海南部 17957 和 17958 柱状样分别在样品深度 515cm 和 970cm 处即  $\delta^{18}O$  11 期(约 400ka BP) 开始大量出现粉红色 *G. ruber*, 在  $\delta^{18}O$  12 期以前 *G. ruber* 含量则很低(平

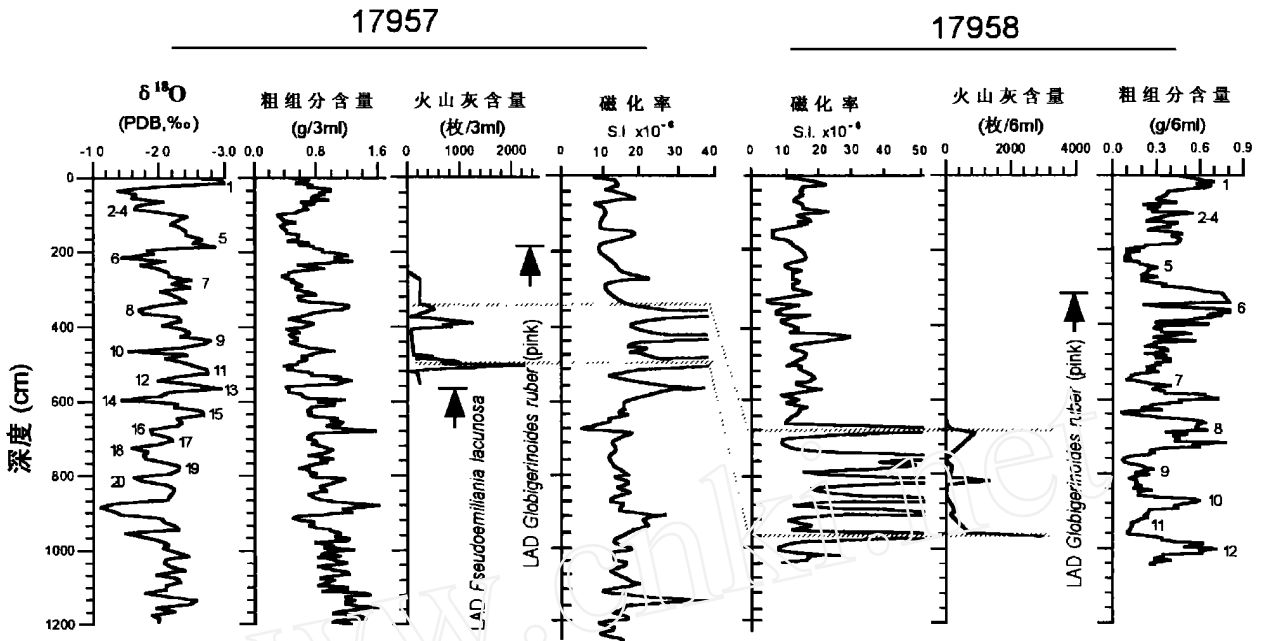


图2 南沙海区 17957 与 17958 柱状样地层划分与对比

Fig 2 Stratigraphy of cores 17957 and 17958

浮游有孔虫粉红色 *Globigerinoides ruber* 在西太平洋区的末现面(LAD)为 120ka BP (据 Thompson *et al.*, 1979); 钙质超微化石 *Pseudoeulimania lacunosa* 资料由同济大学成鑫荣老师提供, 该种在太平洋的末现面(LAD)为 510ka BP (据 Thierstein *et al.*, 1977; Rio *et al.*, 1990; Wei, 1993), 图中氧同位素为 *Globigerinoides sacculifer* 壳体测定结果; 17957 与 17958 柱状样磁化率曲线据 Sarthein *et al.* (1994)

The  $\delta^{18}\text{O}$  is derived from *Globigerinoides sacculifer*, LAD *Pseudoeulimania lacunosa* (510 ka BP, data from Thierstein *et al.*, 1977, Rio *et al.*, 1990 and Wei, 1993) is provide by Cheng Xin-rong of Tongji University (Personal communication); LAD *Globigerinoides ruber* (pink) is 120kaBP, (Data from Thompson *et al.*, 1979); Down-core variations of Magnetic susceptibility are from Sarthein *et al.* (1994)

均少于 2%, 图 3), 在  $\delta^{18}\text{O}$  6-10 期含量最高可达 42.2%,  $\delta^{18}\text{O}$  5e 期以后含量又骤然下降, 绝灭, 和赤道太平洋的变化一致 (Thompson, 1976)。

现代太平洋和印度洋缺乏粉红色 *G. ruber*, 对其生态学的研究主要来自于大西洋的资料 (Be *et al.*, 1967; Be *et al.*, 1971; Orr, 1969)。*G. ruber* 壳体的粉红色是由于其原生质内共生的藻类产生脱镁叶绿素沉淀于壳体的缘故, 而且红色的浓度与海水表层温度密切相关: 温度越高, 粉红色壳所占比例越高, 且壳体红色越浓。对 *G. ruber* 粉红色壳和白色壳的  $\delta^{18}\text{O}$  测定表明 (Thompson *et al.*, 1979), 粉红色壳要比白色壳低 0.17‰ (生活水温大约高 0.65°C), 证明粉红色壳相对的生活水深比白色壳浅, 海水温度高。

观察表明, 南海的粉红色壳多为初房具有较深的红色, 由内壳圈向外壳圈颜色逐渐变淡, 直至末圈室变为无色的类型。这种变化反映了 *G. ruber* 在个体生长周期中生活海水深度与温度的变化: 海水混合作用 *G. ruber* 的配子带到水温较高的海水表层, 形成红色的初房与内部壳圈, 随着有孔虫的生长, 其

生活深度逐渐增加, 海水的温度逐渐降低, 有孔虫壳体的外壳圈逐渐变淡, 直至成为无色。

17957 和 17958 两柱状样在氧同位素 6-11 期中的粉红色 *G. ruber* 高含量可能反映了这段时期表层海水温度较高, 或者海水温跃层相对较深, 海水温度随深度降低梯度较小的海洋环境。

### 3.2.2 绯红抱球虫 (*Globigerina rubescens*)

*G. rubescens* 生活于现代大洋温带-亚热带浅层水中, 最适宜的冬季表层水温为 24.2°C (Be *et al.*, 1971; Boltovskoy, 1968; Parker, 1962)。*G. rubescens* 个体较小, 在 154 $\mu\text{m}$  尤其在 200 $\mu\text{m}$  以上组份中数量极少, 在 17957 和 17958 柱状样中大于 154 $\mu\text{m}$  壳径的 *G. rubescens* 平均不到 0.5%, 而 17957 柱状样壳体在 63—154 $\mu\text{m}$  之间的 *G. rubescens* 个体平均达 8% 以上。因此, 通过统计小个体的 *G. rubescens* 含量变化来探讨南海 80 万年来的气候波动。

从图 3 中可以看到, *G. rubescens* 在大于 154 $\mu\text{m}$  和小于 154 $\mu\text{m}$  的壳径变化趋势基本一致, 都以  $\delta^{18}\text{O}$  11 期 (400 ka BP) 为界; 小个体 (63—154 $\mu\text{m}$ )  $\delta^{18}\text{O}$  11

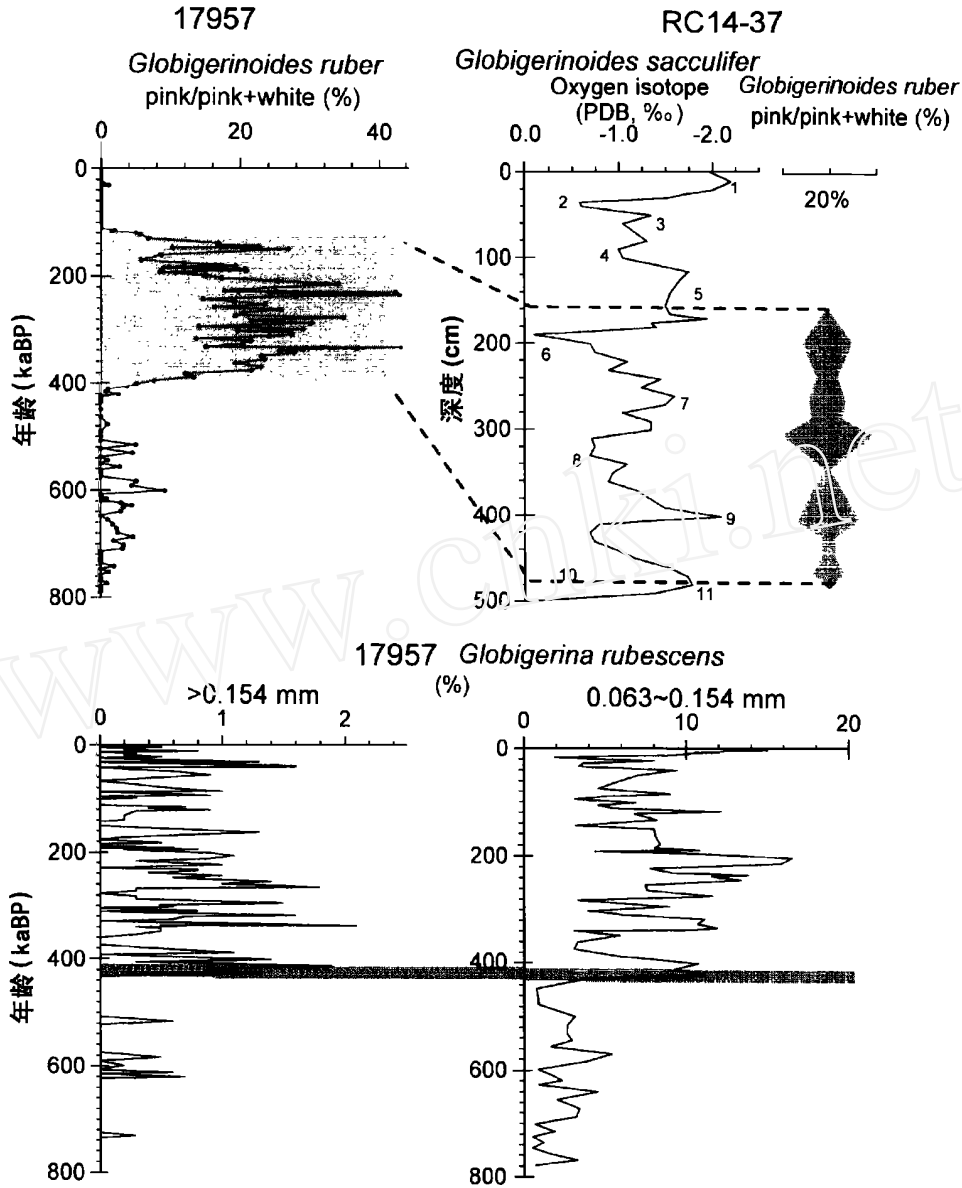


图3 (上)南沙海区 17957 与 17958 柱状样与赤道太平洋晚第四纪以来的粉红色 *Globigerinoides ruber* 含量(粉红色/粉红色+白色)变化对比(图中 RC14- 37 资料据 Thompson *et al.*, 1979)

(下)南沙 17957 柱状样中 *Globigerina rubescens* 相对丰度变化左为壳径大于 154 $\mu$ m 的 *Gt. rubescens* 相对丰度, 右为壳径在 63- 154 $\mu$ m 间的 *G. rubescens* 的相对丰度

Fig 3 (upper) Correlation of down-core variation of *Globigerinoides ruber* (pink) between cores 17957 and 17958 from the southern South China Sea and core RC14- 37 from the West Pacific (data from Thompson *et al.*, 1979)

(lower) Relative abundance of *Globigerina rubescens* in Core 17957. The left curve is for fractions greater than 154 $\mu$ m; the right curve for fractions between 63 and 154 $\mu$ m

期以前平均仅 2% , 而在此以后含量明显增加, 平均 8% ; 大个体 (> 154 $\mu$ m) 在  $\delta^{18}O$  11 期以前多数为零,  $\delta^{18}O$  11 期以后平均可达 0.7%。

*G. rubescens* 丰度在 400ka BP 的这种转折, 又与粉红色 *Globigerinoides ruber* 含量变化的转折相一致, 那么这两种壳体同样具有红色色素沉淀的浮游有孔虫属种共同大量出现, 表明了 400ka BP 是南

海古海洋演变的重要时期。但到底是何种原因引起? 是表层海水温度的改变, 是上部水体结构变化, 还是其它水文条件的差异? 但不同的是 *Globigerina rubescens* 在氧同位素 5e 期以后并不存在含量减少现象, 基本与此前相同, 这有待于对两者壳体红色色素沉淀的生理学机制异同和南海第四纪古海洋环境变化的进一步调查研究来回答。

### 3.2.3 聚结方球虫(*Globoquadrina conglom erata*)

*G. conglom erata* 为现代仅生活于赤道太平洋、印度洋地区的浮游有孔虫种(Be *et al.*, 1971; Be, 1977; Bradshaw, 1959; Parker, 1962), *G. conglom erata* 最适宜在冬季表层水温平均 26℃ 的海水中生活(Coulbourn, 1980)。*G. conglom erata* 在印度洋-太平洋区的出现是于布容/松山古地磁界线后约 610ka BP 开始, 并有周期性的百分含量波动(Takaynagi, 1979; Thompson, 1976)。

*G. conglom erata* 在南海和东海的表层样、南海和冲绳海槽的短柱状样中均为少见(王律江, 1992; 翦知 1992; 汪品先等, 1986; 李保华等, 1997)。*G. conglom erata* 在南海南部 17957 和 17958 柱状样的  $\delta^{18}\text{O}$  5e 期出现(除  $\delta^{18}\text{O}$  5 期外, 其它时期 17957 和 17958 柱状样均不见 *G. conglom erata*, 图 4)。虽然这与赤道太平洋钻孔 V 28- 238 柱状样中记录的该种在  $\delta^{18}\text{O}$  5 期高值相对应, 但与后者自 610ka BP 以来该种一直含量较高的情况明显不同。研究认为,  $\delta^{18}\text{O}$  5 期南沙海区其大量出现反映了该时期南海水团与西北太平洋水体交换比较自由。

### 3.2.4 截铜圆幅虫(*Globorotalia truncatulinoides*)

*G. truncatulinoides* 是一个冬季繁殖的极深水 *Globoquadrina conglom erata*

型浮游有孔虫分子(Parker, 1962; Be *et al.*, 1967; Be *et al.*, 1971): 除 12 月至 5 月间由于冬季海水混合作用的影响, 把它的配子带到表层水体中生活之外, 其余时间则生活在数百米水深, 甚至在海水 1 000m 之下可见其含量高峰。现代北太平洋以右旋 *G. truncatulinoides* 为主, 北大西洋则东部以右旋型、西部以左旋型为主, 印度洋和南大西洋、南太平洋一样高纬度较冷水中多数是左旋型, 因而该种在晚第四纪的沉积物的高含量常用来指示低的表层海水温度。近年来, 对海水垂直结构的研究表明, *G. truncatulinoides* 的左旋型分子含量变化与海水结构, 如海水深温跃层以及混合层厚度变化等密切相关(Lohman *et al.*, 1992)。尽管对于引起壳体旋向变化的原因不清楚, 但由于其含量分布与西北太平洋中央水团及赤道太平洋水的影响范围有关, 因此探索该种晚第四纪以来的含量与壳体旋向的变化对揭示古水团演化相当重要(Thompson, 1976; 汪品先, 1990)。

南沙海区柱状样中近 40 万年来 *G. truncatulinoides* 百分含量及其左旋型壳分子比例见图 5, 虽然 *G. truncatulinoides* 含量在两钻孔中均呈现周期性的波动, 与冰期/间冰期旋回有关, 但其左旋型壳分

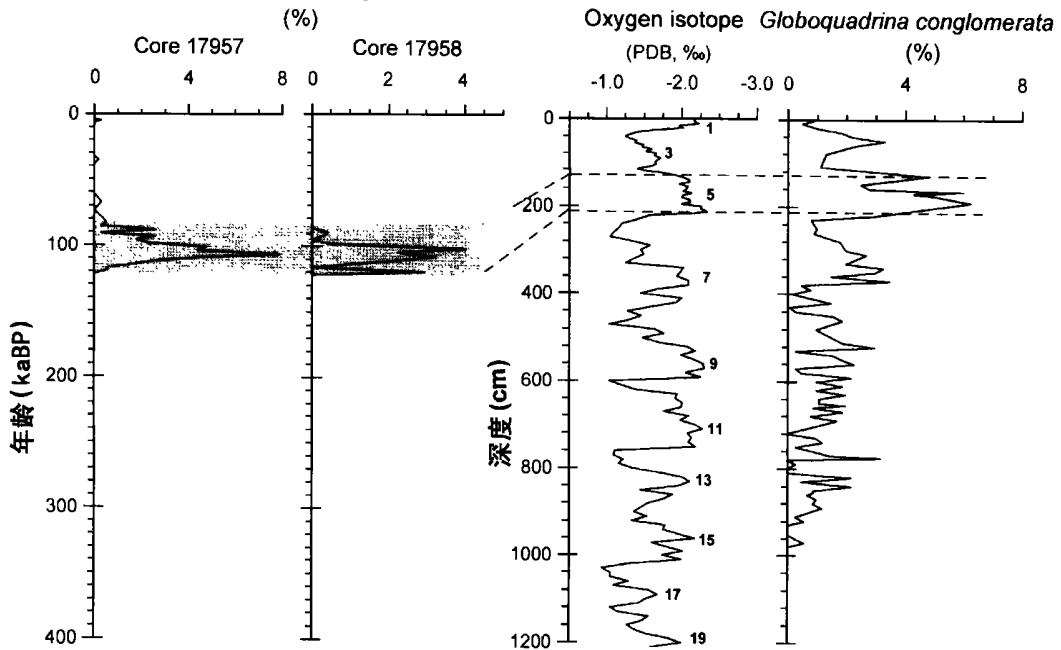


图 4 南沙海区 17957 与 17958 柱状样与赤道太平洋柱状样中 *Globoquadrina conglom erata* 的百分含量变化对比(V 28- 238 资料据 Thompson, 1976)

Fig. 4 Correlation of down-core variation of relative abundance of *Globoquadrina conglom erata* between Cores 17957 and 17958 from the southern South China Sea and Core V 28- 238 (Data of Core V 28- 238 from Thompson, 1976)

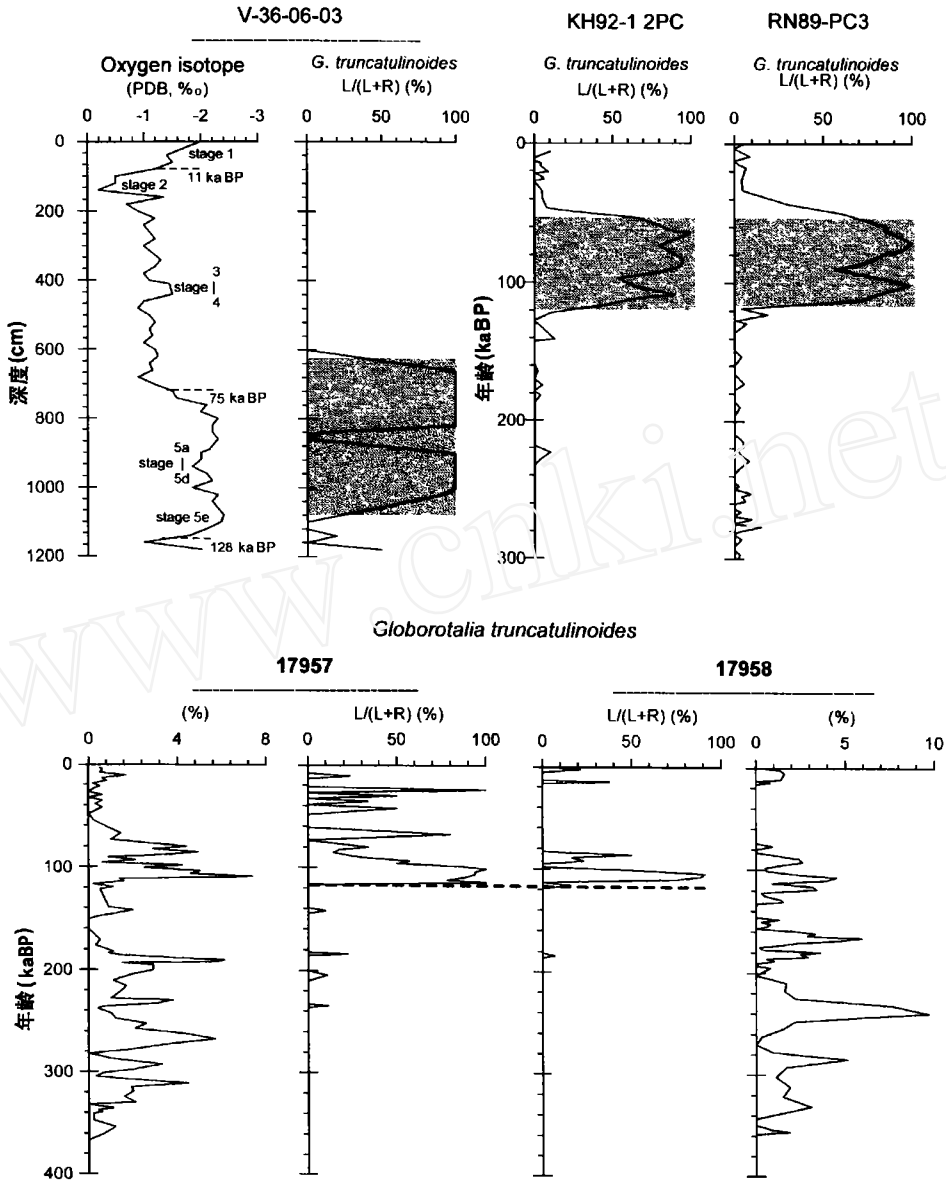


图 5 南海区 17957 和 17958 柱状样 *Globorotalia truncatulinoides* 相对丰度与及旋向 (L/L+R) 变化, 及其与西北太平洋 30 万年来的 *G. truncatulinoides* 旋向变化的对比 [RN 89-PC3 和 KH9212PC 资料据 Xu et al (1995); V 36-06-03 资料据汪品先(1990)]

Fig 5 Relative abundance of *Globorotalia truncatulinoides*, ratio of left-coiled *Globorotalia truncatulinoides* from Core 17957 and 17958 of the southern South China Sea, Core V 36-06-03 of the northern South China Sea, Cores RN 89-PC3 and KH92 12PC of the West Pacific [Data of Cores RN 89-PC3 and KH9212PC, from Xu et al (1995); Data of Core V 36-06-03 from Wang (1990)]

子仅自  $\delta^{18}O$  5e 以来明显具有含量上的优势, 而与冰期/间冰期旋回无联系。南海的 *G. truncatulinoides* 左旋型分子占优势又与前面讨论的 *G. conglan erata* 在南海的大量出现同时期, 二者在  $\delta^{18}O$  5/6 间的相对丰度的一致性变化应该代表了某种古海洋环境因素的重大转折。

和南海北部及西北太平洋钻孔的变化不同的是, 南海海区的 *Globorotalia truncatulinoides* 左旋型分子含量自  $\delta^{18}O$  5e 期开始的高含量一直延续到现在, 而其它地区仅延续到  $\delta^{18}O$  4 期(汪品先, 1990) 或  $\delta^{18}O$  3 期初(Xu et al., 1995)。根据 *G. truncatulinoides* 只在现代西北太平洋中央水团中出现, 而太

平洋赤道水影响下的钻孔中则不见的现象(Lohman and Schweitzer, 1992), 南沙海区亦属西北太平洋中央水团影响范围; 但 *G. truncatulinoides* 左旋型分子含量变化却表明, 南沙海区的海水结构的氧同位素 5 期以来并不存在西北太平洋所认为的 115- 50ka 与现在的中层水差异, 而可能是在氧同位素 4 期或 3 期初, 南沙海区与南海北部及西北太平洋的水团发生分异。

#### 4 南海第四纪以来(0- 800 ka BP)的浮游有孔虫演化事件比较及其海洋环境变化

以上 4 个浮游有孔虫属种的相对丰度及其壳体特征变化, 揭示了南沙海区 800ka BP 年来在较长时间尺度上存在  $\delta^{18}\text{O}$  11 期(约 400ka BP), 5e 期(120ka BP)和 4/5 期界线(80ka BP)第三次浮游有孔虫演化事件。

从  $\delta^{18}\text{O}$  11 期开始, 粉红色 *G. ruber* 大量出现和 *G. rubescens* 具有较高相对丰度。根据前者壳体中红色色素沉淀的生理学机制, 推测南沙海区可能在 400ka BP 开始海水温跃层相对较深。

$\delta^{18}\text{O}$  5e 期时, 粉红色 *G. ruber* 绝灭的同时, *G. conglam erata* 大量出现, *G. truncatulinoides* 左旋型分子占绝对优势开始。这表明受西北太平洋中层水加强的影响, 南沙海水温跃层变浅。

在  $\delta^{18}\text{O}$  4/5 期界线附近, 南沙的 *G. conglam erata* 开始消失。 *G. conglam erata* 在南沙海区只在  $\delta^{18}\text{O}$  5e 至 4/5 期界线出现, 与赤道太平洋中钻孔的自 610ka BP 就有周期性的含量变化明显不同(V 28-238 柱状样, Thompson, 1976)。反映了南沙海区可能只在  $\delta^{18}\text{O}$  5e 至 4/5 期界线这段时期内与西北太平洋水体交换比较自由。

尽管由于对浮游有孔虫的生态调查与南海海洋环境变化资料的缺乏, 浮游有孔虫所揭示的南沙 800ka BP 以来的几次古海洋学转变有待于进一步深入研究, 但浮游有孔虫的演化事件却给南海深水区的地质划分与对比提供了新的依据。

致谢 同济大学成鑫荣老师提供有关超微化石资料, 特此致谢。

#### 参考文献

- 中国科学院南沙综合科学考察队, 1992 南沙群岛永暑礁珊瑚礁地质 海洋出版社 1- 264
- 王律江, 1992 南海北部 SQ 49-8KL 柱状柱底栖有孔虫及其古海洋学意义 南海晚第四纪古海洋学研究 青岛海洋大学出版社 157 - 183
- 王律江, 卞云华, 汪品先, 1994 南海北部末次冰消期及快速气候回返事件 第四纪研究, (1): 1- 12
- 孙湘君, 1995 南海深海花粉记录的环境演变(南海十五万年来的气候演变)。十五万年来的南海 同济大学出版社 65- 73
- 李保华, 赵泉鸿, 王永吉等, 1997 冲绳海槽南部两万年来的浮游有孔虫及古海洋学事件 海洋学报, 19(4): 91- 99
- 汪品先, 1990 冰期时的中国海——研究现状与问题 第四纪研究, (2): 111- 124
- 汪品先, 闵秋宝, 卞云华等, 1986 十三万年来南海北部陆坡的浮游有孔虫及其古海洋学意义 地质学报, 60(3): 215- 225
- 张明书, 何起祥, 叶治铮等, 1989 西沙生物礁碳酸盐沉积地质学研究 科学出版社 1- 117
- 赵泉鸿, 翦知湔, 李保华等, 1999 南海深海柱状样中距今 78 万年前的微玻璃陨石及其意义 中国科学, 29(1): 45- 49
- 翦知湔, 1992 南海南部陆坡末次冰期以来的古水温及其与北部陆坡的比较 南海晚第四纪古海洋学研究 青岛海洋大学出版社 78 - 87
- 翦知湔, 陈荣华, 李保华, 1996 冲绳海槽南部 20ka 来深水底栖有孔虫的古海洋学记录 中国科学(D), 26(5): 467- 473
- B é A W H, 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera In: Ramasay ATS(ed ), Oceanic Micropaleontology, 1. London: Academic Press 1- 363
- B é A W H & Hamlin W H, 1967. Ecology of recent planktonic foraminifera Micropaleontology, 13(1): 87- 106
- B é A W H, Tolderlund D S, 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans In: Funnel B M, Riedel W R, eds Micropaleontology of Oceans London: Cambridge University, 105- 149
- Baksi A K, Hsu V, McWilliam S M O & Farrar E, 1992  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Brunher-Matuyama geomagnetic field reversal Science, 256: 356- 357
- Bassinot F C, Beaufort L, Vincent E, 1994 Coarse fraction fluctuations in pelagic carbonate sediments from the tropical Indian Oceans: a 1500-kyr record of carbonate dissolution Paleoceanography, 9(4): 579- 600
- Boltovskoy E, 1968 Living planktonic foraminifera of the eastern part of the tropical Atlantic. Revue De Micropaléontologie, 11(2): 85- 98
- Bradshaw J S, 1959 Ecology of living planktonic foraminifera in the north and equatorial Pacific Ocean. Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, 10(2): 25- 64
- Coulbourn W T, Parker F L & Berger W H, 1980 Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the North Pacific. Marine Micropaleontology, 5: 329- 399

- Huang C Y, Wu S F, Zhao M, *et al*, 1997. Surface ocean and monsoon climate in the South China Sea since the last glaciation. *Marine Micropaleontology*, **32**(1/2): 71- 94
- Lohman G P & Schweitzer P N, 1990. *Globorotalia truncatulinoides* growth and chemistry as probes of the past thermocline: I Shell size. *Paleoceanography*, **5**(1): 55- 75
- Orr W N, 1969. Variation and distribution of *Globigerinoides ruber* in the Gulf of Mexico. *Micropaleontology*, **15**(3): 373- 379
- Parker F L, 1962. Planktonic foraminiferal species in Pacific sediment. *Micropaleontology*, **8**(2): 219- 254
- Prell W L, Imbrie J, Martinson D G, *et al*, 1986. Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. *Paleoceanography*, **1**(2): 137- 162
- Rio D, Raffi I & Villa G, 1990. Pliocene- Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 107: 513- 533
- Sarnthein M, Pflaumann U, Wang P, *et al* (eds), 1994. Preliminary Report on Sonne-95 Cruise "Monitor Monsoon" to the South China Sea. *Berichte-Reports, Geol-Palaont Inst Univ Kiel, Nr. 68, Kiel*, 1- 225
- Shackleton N J, Berger A & Peltier W R, 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **81**: 251- 261
- Takaynagi Y, Takayama T, Sakai T, *et al*, 1979. Late Cenozoic micropaleontologic events in the Equatorial Pacific sediments. *The Science Reports of TohoKu University (Geology)*, **49**(1): 71- 87
- Thierstein H R, Geitzenauer K R, Molinao B, *et al*, 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes. *Geology*, **5**: 400- 404
- Thompson P R & Sciarrillo J R, 1978. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the equatorial Pacific. *Nature*, **276**: 29- 33
- Thompson P R, 1976. Planktonic foraminiferal dissolution and the progress towards a Pleistocene equatorial Pacific transfer function. *Journal of Foraminiferal Research*, **6**(3): 208- 227
- Thompson P R, Bé W H, Duplessy J C, *et al*, 1979. Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120 000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans. *Nature*, **280**: 554- 558
- Wang L, Sarnthein M & Pflaumann U, 1995. First high-resolution sediment records of monsoon climatic change in the South China Sea during the last 30 000 years (Sonne Cruise 95). *Marine Science Conference in Taiwan Adjacent Seas, Progress and Abstract, Taipei*, p114
- Wei W, 1993. Calibration of upper Pliocene-lower Pleistocene nannofossil events with oxygen isotope stratigraphy. *Paleoceanography*, **8**(1): 85- 99
- Xu X, Kimoto K & Oda M, 1995. Predominance of left-coiling *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) between 115 000 and 50 000 yrs BP: a last foraminiferal biostratigraphic events in the western north Pacific. *The Quaternary Research (Japan)*, **34**(1): 39- 47

## LATE QUATERNARY EVOLUTION OF PLANKTONIC FORAMINIFERA IN THE SOUTHERN SOUTH CHINA SEA AND THEIR PALEOCEANOGRAPHIC SIGNIFICANCE

LI Bao-hua<sup>1</sup>, ZHAO Quan-hong<sup>2</sup>, CHEN Min-pen<sup>3</sup>, JIAN Zhin-min<sup>2</sup>, WANG Pin-xian<sup>2</sup>

<sup>1</sup> (Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008)

<sup>2</sup> (Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092)

<sup>3</sup> (Institute of Oceanography, National Taiwan University, Taipei 10617)

**Key words** planktonic foraminifera, evolution, paleoceanographic environment, late Quaternary, southern South China Sea

For the first time in the southern South China Sea, a long sequence of deep-sea sediment has been disclosed in two sedimentary cores (17957 and 17958) for the reconstruction of the paleoceanographic history. Based on the evidence of planktonic foraminifera, there existed at least three bio-events during the last 800 000 years:

First, the pink-pigmented *Globigerinoides ruber* appeared and *Globigerina rubescens* became abundant at the oxygen isotopic stage 11 (around 400 ka BP); Second, pink-pigmented *Globigerinoides ruber* disappeared, *Globoquadrina conglan erata* came out, right-coiled *Globorotalia truncatulinoides* began to dominate in these cores at the isotopic stage



5e (120 ka BP); and finally, *Globorotalia truncatulinoides* disappeared at the boundary of isotopic stages 4 and 5 (80 ka BP).

The evolution of planktonic foraminifera from the southern South China Sea implies that the sea surface water became warmer or the thermocline

became deeper during the period between 400 and 120 ka BP, and the exchange of water masses between the South China Sea and the West Pacific is relatively free during 120- 80 ka BP because of the stronger influence of the West Pacific Intermediate Water.

## “中国古生物学会第八届全国会员代表大会暨第二十一学术年会”即将在西安召开

中国古生物学会第八届全国会员代表大会暨第二十一学术年会定于 2001 年 5 月 18 日至 22 日在陕西省西安市召开。会场设在煤炭科学研究总院西安分院(西安市和平门外雁塔路北段 44 号)。会议主要内容: 1. 中国古生物学会第八届理事会换届工作; 2. 学术会议(大会报告、分会场报告, 会场提供多媒体、投影仪、幻灯机, 每位代表报告时间为 20 分钟); 3. 中国古生物学会教育与普及委员会会议; 4. 《古生物学报》编辑委员会会议; 5. 表彰学会活动积极分子; 6. 颁发第四届尹赞勋地层古生物奖; 7. 中国古生物学会“全国科普教育基地”授牌仪式; 8. 野外地质考察。

第二十一学术年会由中国古生物学会、中科院南京地质古生物所现代古生物学和地层学开放研究实验室、中国矿物岩石地球化学学会岩相古地理专业委员会联合举办。

请在 4 月 30 前与学会秘书处唐玉刚、李玉荣联系。地址: 南京市北京东路 39 号中国古生物学会 邮编: 210008 电话: 025-3358784 学会主页: <http://www.nigpas.ac.cn>

E-mail: [a14@cast.org.cn](mailto:a14@cast.org.cn)