

# 南海北部 MD12-3429 站位海水古生产力和溶解氧含量特征<sup>\*</sup>

李 鹤 黄宝琦<sup>\*\*</sup> 王 娜

(北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871, bqhuang@pku.edu.cn)

**摘要** 南海北部陆坡较高的沉积速率,为研究亚轨道尺度的气候变化提供了绝佳的材料。本次研究对南海北部 MD12-3429 站位(20°08.52'N, 115°49.84'E, 水深 903 m)0—35.21 m 沉积物中的底栖有孔虫属种进行统计,运用沉积物粗组分、底栖有孔虫丰度、特定环境下的底栖有孔虫属种含量(*Cibicidoides wuellerstorfi*, *Uvigerina*, *Bulimina*, *Chilostomella oolina* 和 *Globobulimina pacifica*)及底栖有孔虫堆积速率(BFAR)等指标综合研究 MIS7 期(约 24.3 万年)以来的南海北部初级生产力和中层海水溶解氧含量的变化,并对其影响因素进行探讨分析。结果表明,该站位自 MIS7 期以来表层海水的营养总体呈现间冰期高、冰期低的特点,而底层水的溶解氧含量在间冰期低、冰期高,这可能受到东亚季风冬季风带来营养元素的影响。该站位水深 903 m,处于南海中层过渡带,本次研究的结果反映了南海北部中层水 MIS7 期以来营养与溶解氧含量特征。

**关键词** 底栖有孔虫 中层水 溶解氧含量 东亚季风 南海北部

## 1 前 言

西太平洋对全球气候系统有举足轻重的影响,南海作为西太平洋最大的半封闭边缘海(插图 1a),有着热带西太平洋最好的沉积层序和东亚季风历史重建的最好地区,在古海洋学研究中具有关键价值(赵泉鸿、汪品先,1999)。南海的高沉积速率和碳酸盐保存状况是低纬度太平洋地区古海洋研究的绝佳资料(Tian *et al.*, 2002; Wang *et al.*, 2014)。前人针对南海北部进行过大量的研究,主要应用表层沉积物中的微体古生物材料,包括有孔虫、硅藻、放射虫和孢粉等,对第四纪气候变迁、表层海水温度及海洋底层环流等进行分析(孙湘君、罗运利,2001;刘萌等,2015; Wei *et al.*, 2007)。微体古生物化石受生物、物理和化学作用的影响,其丰度与组合的分布特征对海水性质、环境变化具有良好响应,因此,海洋沉积物中的微体古生物化石是研究南海古海洋学的珍贵材料。

底栖有孔虫是生活在海洋底层水与沉积物表面

附近的一类单细胞原生动物。底栖有孔虫的属种、分布和丰度除了与底层水的温度和盐度有关外,还受控于表层海水提供的营养和底层水溶解氧含量(钮耀诚等, 2011; Herguera and Berger, 1991)。Corliss(1985)发现底栖有孔虫在海底沉积物中具有分层性,根据其生活位置与环境,可以将其分为表生种和内生种(含浅内生种和深内生种)。表生种具有螺旋壳和双凸或平凸的壳型,便于在沉积物表面保持稳定;内生种形态多样,有锥形、圆柱型、扁平锥型、浑圆平旋型、圆球型或扁平椭圆型,往往具有便于在沉积层内部移动的平旋壳和浑圆壳缘(Corliss, 1985)。基于底栖有孔虫的形态与底层水的溶解氧含量密切相关这一前提,将底栖有孔虫划分为富氧指标、低氧指标和缺氧指标。根据底栖有孔虫各属种的数量计算得到的底栖有孔虫溶解氧指数(BFOI),可以定量分析海水溶解氧含量的变化(Kaiho, 1994)。现代海水溶解氧含量的分析对海洋演化、气候变迁、生物灭绝的起因及海洋有机质演化的研究具有重要的指示作用(Ozsvárt *et al.*, 2016)。

收稿日期: 2017-01-16

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金项目(41376043)资助。

<sup>\*\*</sup> 通讯作者。

古海洋研究中,底栖有孔虫可以作为“标志种”指示当时生活的海水深度和水团性质(张江勇、汪品先,2004)。现代海洋学研究把具有不同性质的水体划分为不同的水团,水团在密度的驱动下流动,形成现在的大洋环流。对南海及西太平洋表层沉积物中底栖有孔虫组合的研究发现,南海北部中层水团(400—1 000 m)、深层水团(1 000—2 500 m)和海盆水团(>2 500 m)的底栖有孔虫组合差异明显(田天、魏皓,2005;程国胜等,2014)。南海表层海水由于海-气混合和表层藻类光合作用释放氧气等原因,导致表层海水溶解氧含量较高;南海中层海水处于300—1 300 m 之间(Chen and Huang, 1996;

Conkright *et al.*, 1998), 由于受到大洋缺氧层(OMZ)的影响,海水处于富营养缺氧环境,且在夏季风的影响下 OMZ 会进一步扩展(Kawagata *et al.*, 2006);在大于 1 300 m 深度的南海深层水中,深海底层富氧水的氧气主要来源于大洋深部的环流作用(Jian and Wang, 1997)(插图 1b)。在过去的研究中,通过不同站位的微体古生物及沉积物记录对南海表层、深水和底层环流研究很多(Wang *et al.*, 1995;黄宝琦等,2005)。同样作为地球气候系统的重要组成部分之一的中层水团的性质(盐度、温度、营养供给与溶解氧含量特征)却鲜有研究,而南海中层水对南海的古海洋学研究具有重要的作用。

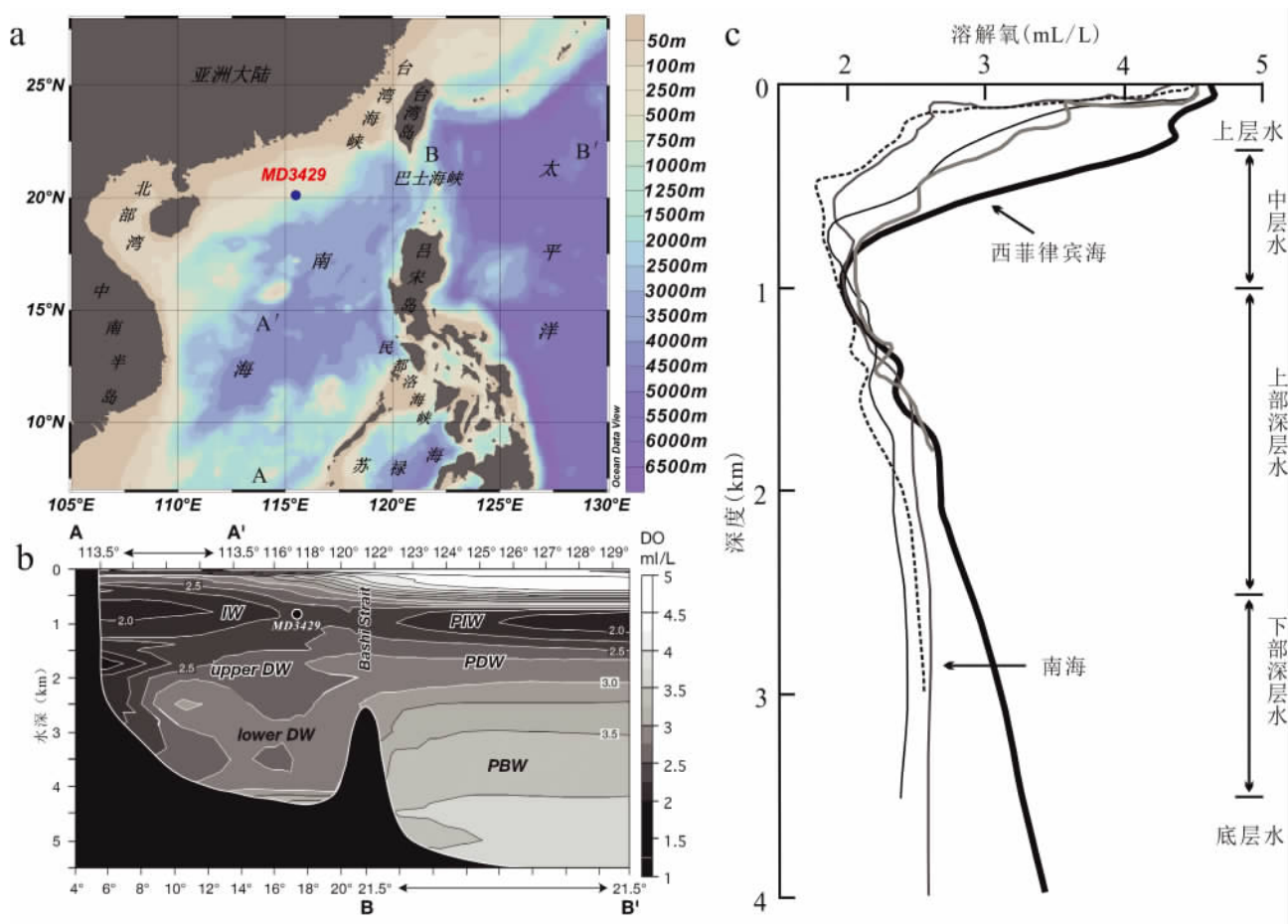


插图 1 MD12-3429 站位置图(a),南海水团分布图(b)(据 Conkright *et al.*, 1998 修改)与南海氧含量剖面图(c)(据 Kawagata *et al.*, 2006 修改)

The location of MD12-3429(a), the water mass profile of the South China Sea(b)(modified from Conkright *et al.*, 1998) and the vertical distribution of dissolved oxygen content of the South China Sea(c)(modified from Kawagata *et al.*, 2006)

本文利用南海 MD12-3429 站位沉积物粗组分、底栖有孔虫属种丰度、特定环境下的属种含量(*Cibicides wuellerstorfi*, *Uvigerina*, *Bulimina*, *Chilostomella oolina* 和 *Globobulimina pacifica*)及底栖有孔虫堆积速率(BEAR)等指标,从表层海水初级生产力和底层水溶解氧含量两方面对南海北部

陆坡 MIS7 期(约 24 万年)以来的环境变化进行分析,重建高分辨率中晚更新世以来南海北部中上陆坡沉积环境。对比葫芦洞石笋的氧同位素记录、中国黄土中的石英颗粒大小等反应东亚季风变化的指标,初步探讨南海北部陆坡中层水 MIS7 期以来演变与全球及区域气候变化联系。

## 2 材料与方法

### 2.1 样品材料与样品处理

本次研究的样品来源于中法合作 Marion Dufresne 号考察船 2012 年 6 月 CIRCEA 航次在南海北部钻取的 MD12-3429 站位 (20° 08. 52' N, 115° 49. 84' E, 水深 903 m) 采集的柱状样, 岩芯总长 35.2 m (插图 1a)。该柱状样沉积物的岩性均一, 主要由浅灰色-深灰黑色含有孔虫的黏土质粉砂组成, 无明显的浊流沉积。

本次研究对 MD12-3429 站位 0—300 cm 沉积物以 5 cm 为间隔采样, 300—3 520 cm 沉积物以 20 cm 为间隔采样, 共分析 220 个样品。每个样品进行 60℃ 低温烘干、称重, 在自来水中浸泡 1—2 天, 不添加任何化学分散剂。至样品完全散开后, 用 250 目 (孔径 63 μm) 的铜筛过筛, 用自来水冲洗至滤液清澈, 样品无泥附着。样品中粒径大于 63 μm 部分即为粗组分, 将其收集之后置于烘箱中低温 (60℃) 烘干、称重并计算粗组分在干样中的百分含量。

将样品粗组分经 100 目 (孔径 154 μm) 铜筛干筛, 对大于 154 μm 部分的砂样挑尽底栖有孔虫, 鉴定并统计底栖有孔虫属种。参照 Lutze (1980), Ujiie (1990) 和 Loeblich 和 Tappan (2015) 的分类标准对底栖有孔虫进行属种分类、鉴定, 对表生种 *Cibicidoides wuellerstorfi*, 浅内生种 *Uvigerina* (包括 *Uvigerina peregrina*, *U. proboscidea*) 和 *Bulimina* (包括 *Bulimina aculeata*, *B. mexicana*, *B.*

*marginata*)、深内生种 (*Chilostomella oolina* 和 *Globobulimina pacifica*) 的数量和底栖有孔虫总数分别进行统计, 并计算底栖有孔虫在干样中的丰度。

### 2.2 年代地层框架

准确年龄框架的建立是古海洋学研究的基础。MD12-3429 站位的年龄框架主要采用浮游有孔虫氧同位素曲线与全球底栖有孔虫氧同位素标准曲线 “LR04” 进行对比 (Lisiecki and Raymo, 2005)。结合在柱状样 1 620 cm 深度粉红色 *Globigerinoides ruber* 的出现, 根据前人研究发现, 太平洋粉红色 *G. ruber* 的末现面距今约 123 ka B. P. (徐建、翦知湣, 2003), 得到 17 个年龄控制点 (Martinson *et al.*, 1987) (表 I), 再进行线性差值得到 MD12-3429 站位各个深度的年龄。

插图 2 中底栖有孔虫的碳同位素以 *C. wuellerstorfi* 进行校正, 氧同位素以 *Uvigerina* 进行校正 (Shackleton, 1995)。浮游和底栖有孔虫的氧同位素 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) 的负偏移指示较暖的间冰期, 正偏移指示较冷的冰期。无论是浮游有孔虫 *G. ruber*, 还是底栖有孔虫 *C. wuellerstorfi*, 二者的氧同位素曲线总体变化趋势是一致的, 如底栖有孔虫的氧同位素 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) 在 3 520—1 720 cm 和 1 620—200 cm 呈现缓慢增加的趋势, 在 1 720—1 620 cm 和 200—1 cm 骤减, 这与浮游有孔虫的氧同位素的变化一致, 且与 “LR04” 曲线变化相对应。而浮游和底栖有孔虫的碳同位素 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) 的正偏移对应指示较暖的间冰期, 负偏移指示较冷的冰期, 但二者的变化与氧同位素对应性存在差异。

表 I MD12-3429 站位年龄控制点 (据 Martinson *et al.*, 1987)

MD12-3429 age control points (after Martinson *et al.*, 1987)

编号	深度 (cm)	年龄 (ka B. P.)	指示意义	编号	深度 (cm)	年龄 (ka B. P.)	指示意义
1	0	0	MIS1.0	10	1620	123	MIS5.5
2	140	14	MIS1/2 界线	11	1640	125	MIS5.53
3	340	29	MIS2/3 界线	12	1680	130	MIS5/6 界线
4	620	44	MIS3.13	13	2020	155	MIS6.4
5	840	66	MIS4.22	14	2380	171	MIS6.42
6	980	82	MIS5.1	15	2740	191	MIS6/7 界线
7	1100	87	MIS5.2	16	3080	217	MIS7.3
8	1340	96	MIS5.3	17	3480	240	MIS7.5
9	1500	109	MIS5.4				

MD12-3429 站位底栖、浮游有孔虫碳氧同位素曲线和 “LR04” 曲线 (Lisiecki and Raymo, 2005) 的对比结果: MD12-3429 站位 0—3 520 cm 之间的岩芯包含完整的氧同位素期次 MIS1-MIS7、有约 24.3

万年沉积历史。通过计算可知 MD12-3429 站的平均沉积速率约为 14.53 cm/ka, 为较高沉积速率; 样品分析平均时间分辨率在 0—300 cm 深度约为 400 yr、在 301—3 520 cm 深度约为 1 400 yr (插图 2)。

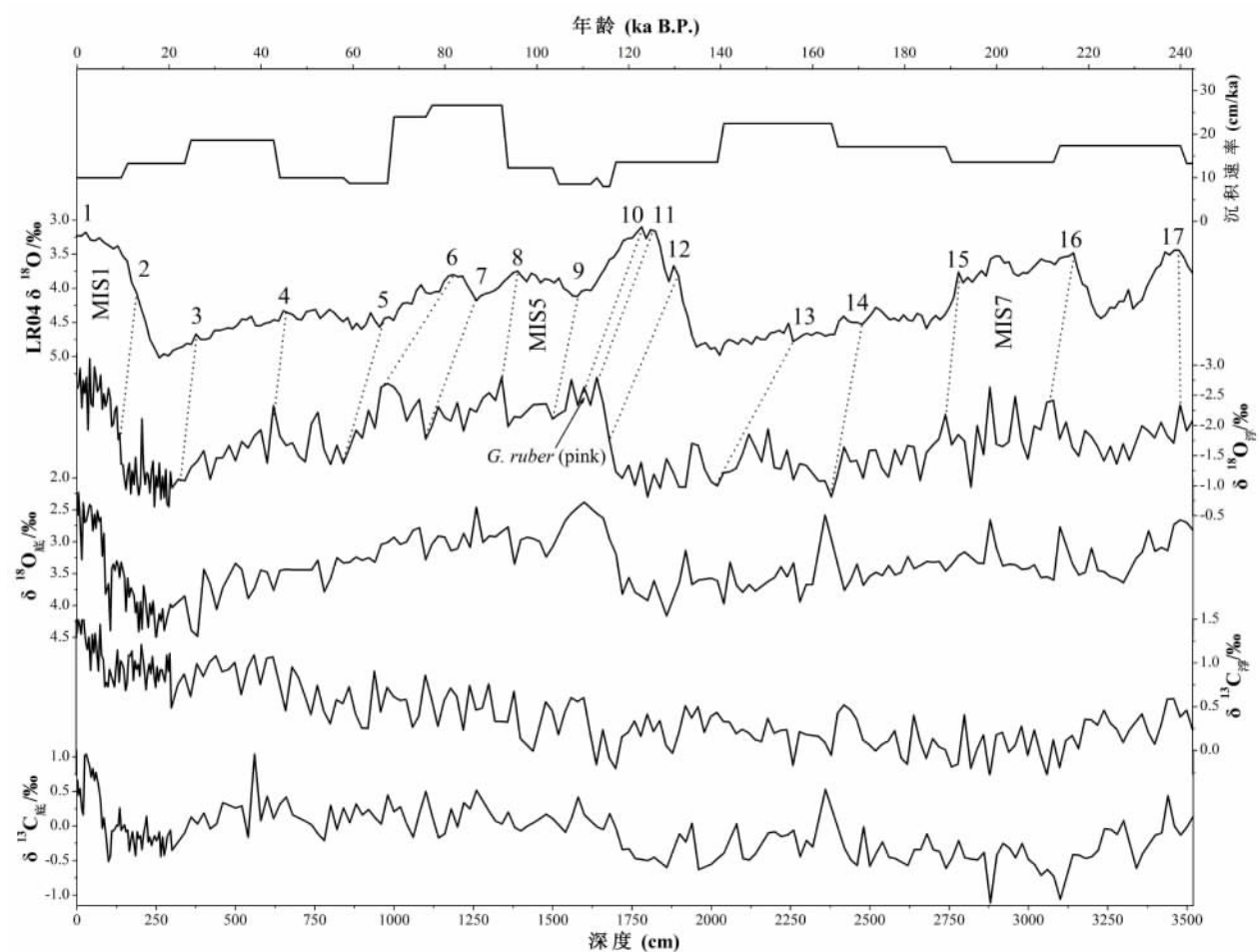


插图 2 MD12-3429 站位沉积物在各个时期的沉积速率,有孔虫氧同位素标准曲线 LR04 曲线(Lisiecki and Raymo,2005),浮游有孔虫和底栖有孔虫的氧同位素,底栖有孔虫和浮游有孔虫的碳同位素

MD12-3429 sedimentary rate in different periods,foraminifera oxygen isotope standard curve LR04(Lisiecki and Raymo,2005),oxygen isotope( $\delta^{18}\text{O}$ ) of planktonic and benthic foraminifera, carbon isotope( $\delta^{13}\text{C}$ ) of planktonic and benthic foraminifera

### 2.3 表层初级生产力与底层海水溶解氧含量估计方法

底栖有孔虫是深海底栖生物中最为丰富的类群之一,底栖有孔虫的丰度受到海水溶解氧含量和降落到海底的有机碳供应的控制(钮耀诚等,2011)。研究发现,钙质浮游生物和底栖有孔虫的堆积速度能够反映表层水初级生产力变化(Wollenburg *et al.*,2004)。初级生产力的变化决定了沉降到底层水的有机质多少,即食物供给的量。因此,可通过底栖有孔虫来反应表层水初级生产力的变化。本文初级生产力的计算采用了 Herguera 和 Berger(1991)的底栖有孔虫堆积速率(Benthic Foraminifera Accumulation Rate,BFAR)公式,这也是在古海洋学研究中应用较广的一个生产力指标。公式如下:

$$\text{BFAR} = \text{BF} \times \text{LSR} \times \text{DBD}$$

其中:BFAR 为底栖有孔虫堆积速率(枚/ $\text{cm}^2$ /

ka),BF 为底栖有孔虫丰度(枚/g),LSR 为平均沉积速率( $\text{cm/ka}$ ),DBD 为沉积物干样密度( $\text{g/cm}^3$ )。

底栖有孔虫中的特殊属种或者属种组合的变化同样能够指示古海洋初级生产力变化。最简单的方法就是根据特定底栖有孔虫属种丰度的变化等确定海水表层生产力及溶解氧含量的变化。同时,U+B(*Uvigerina* + *Bulimina*),*Chilostomella oolina* + *Globobulimina pacifica* 在底栖有孔虫总含量中的百分比可以反映底层水高生产力和低溶解氧含量的环境,*Cibicidoides wuellerstorfi* 含量可以反映较低的生产力和较高溶解氧含量的海水环境(Jorissen *et al.*,1995)。此外,沉积物粗组分含量主要为含碳酸盐钙质的有孔虫,其含量变化与海水表层初级生产力、陆源碎屑输入和海水溶解程度有关系。其中初级生产力往往同时受多种环境因素的影响,对环境变化的响应也会有差异,本次研究综合了上述多种初级生产力指标对底栖有孔虫含量的变化及影响



因素进行分析。

### 3 结 果

MD12-3429 站位中粗组分含量整体具有冰期高,间冰期低的特点,且差异明显,冰期最高含量达到 29.9%(38.63ka B.P.),平均含量为 17.87%,而间冰期最低含量仅 3.18%(214.05ka B.P.),平均含量为 10.42%。这可能与间冰期东亚夏季风带来强降雨,导致大量的陆源碎屑进入南海,对粗组分含量“稀释”的结果。沉积物内底栖有孔虫的分布受到营养物质供给和海水溶解氧含量的共同影响(Kaiho,1994)。因此,通过底栖有孔虫丰度变化来分析海水营养和溶解氧含量的变化,对南海北部气候变化的指示起关键作用。底栖有孔虫绝对丰度的变化显示:底栖有孔虫绝对丰度整体较低(插图 3),平均值为 66.3 n/g,并未表现出明显的周期性变化,在约 37 ka B.P.,92 ka B.P.,143 ka B.P. 和 235 ka B.P. 出现高值。此外,指示初级生产力变化的底栖有孔虫堆积速率(BFAR)整体变化平稳(插

图 3),平均值为 184.3 枚/cm<sup>2</sup>/ka,在 39 ka B.P.,88 ka B.P.,143 ka B.P. 和 229 ka B.P. 出现高值。BFAR 和底栖有孔虫绝对丰度曲线对比发现,二者具有很好的对应关系。在 MIS6 期末和 MIS2 期中,BFAR 和底栖有孔虫绝对丰度出现极高值,同时,U+B 含量显著偏高,所代表的是氧含量低、有机碳含量高的海水环境(McDougall,1996)。说明在由冰期进入间冰期环境之前,随着海水温度升高,营养物质丰富,较为适宜的环境使得 U+B 快速繁盛,高生产力指标的 BFAR 百分含量明显上升,底栖有孔虫绝对丰度也快速升高(插图 3)。

底栖有孔虫表生种在海底有机质较少、溶解氧含量较高的环境中占优势,内生种主要分为浅内生种、中内生种和深内生种,分别代表营养环境逐步增高、氧含量逐渐减小的微生境(张江勇、汪品先,2004;Jorissen *et al.*,1995)。从 MD12-3429 站位的底栖有孔虫样品中可以看出,MIS7 期以来,沉积物表面偏氧化的环境,主要以低营养的表生种 *Cibicides wuellerstorfi* 为代表,从沉积物表面向下,随着营养物质升高和溶解氧含量的减少,主要以高

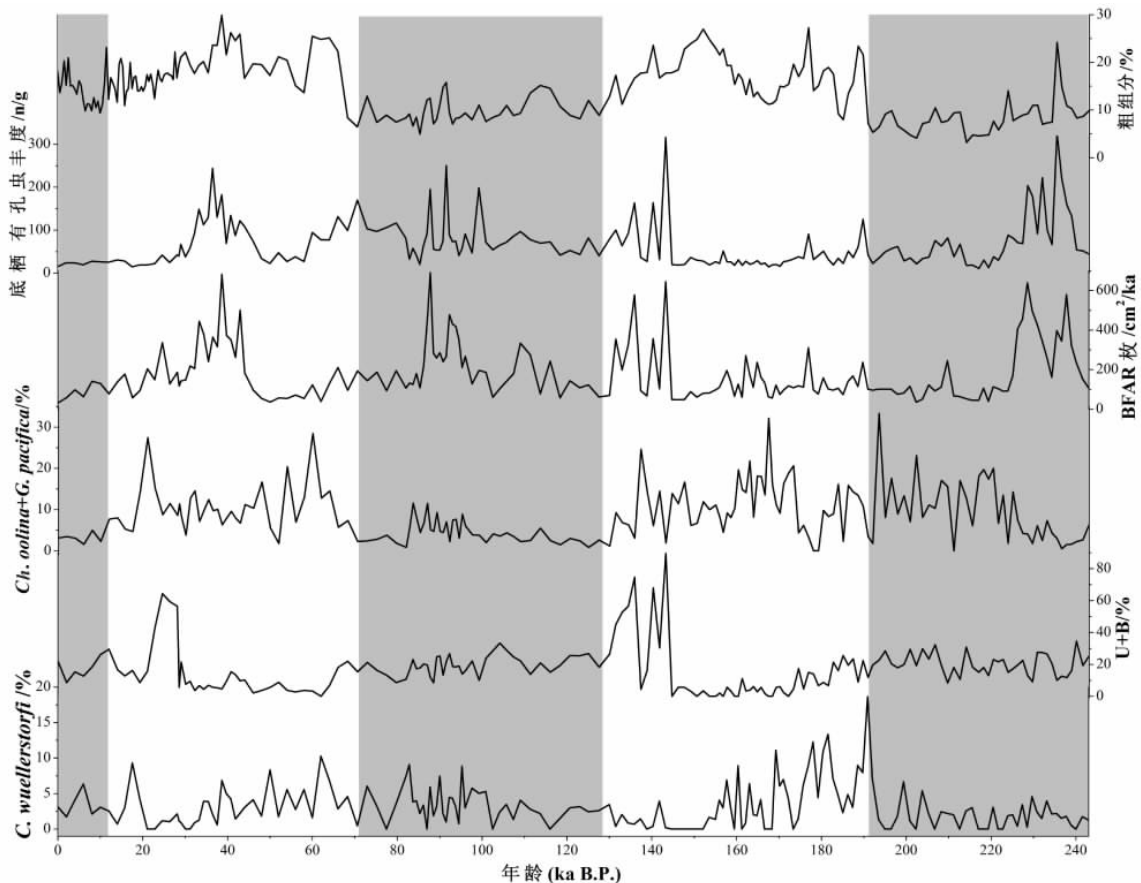


插图 3 MD12-3429 站沉积物粗组分,底栖有孔虫绝对丰度,BFAR,U+B,Ch. oolina+G. pacifica 和 C. wuellerstorfi 的含量对比(灰色区域为间冰期)

Down-core variation of Coarse fraction,benthic foraminifera abundance,BFAR,U+B,Ch. oolina+G. pacifica and C. wuellerstorfi content at MD12-3429(grey area for interglacial period)

营养需求的浅内生种 *Uvigerina*, *Bulimina* 及更高营养需求的深内生种 *Chilostomella oolina* 和 *Globobulimina pacifica* 为主。

*Cibicidoides wuellerstorfi* 的高含量一般被用来指示低有机碳通量、低生产力和高溶解氧含量 (Jian *et al.*, 1999)。其含量总体变化较平稳, 在 17 ka B. P.、62 ka B. P.、160 ka B. P.、181 ka B. P. 和 191 ka B. P. 出现高值 (插图 3)。*C. wuellerstorfi* 含量的变化, 可能指示了底层水体中氧含量稍有增加或季节性有机质输入的增强。南海底栖有孔虫 U+B (*Uvigerina* + *Bulimina*) 高丰度通常指示高有机质通量、高生产力和低溶解氧含量 (Corliss, 1985; Jian *et al.*, 1999)。U+B 含量 243—145 ka B. P. 逐渐降低, 由 34% 下降到 0, 143 ka B. P. 时突增为 89%, 且保持到 130 ka B. P., 这可能是冰期向间冰期过渡阶段, 适应低氧的内生种数量骤增; 之后 (130 ka B. P.—29 ka B. P.) 开始逐渐下降, 28 ka B. P. 时骤增至 56.4%, 并保持较高含量 (约为 26.6%)。以上两类属种的变化, 总体反映了南海在间冰期生产力高, 溶解氧含量较低, 冰期生产力低, 溶解氧含量较高的环境。而代表更高营养环境的深内生种 (*Ch. oolina* 和 *G. pacifica*) 在持续有机质供给的缺氧环境下占绝对优势, 通常指示表层生产力较高、有大量食物供应的水体环境, 几乎不受季节性影响 (周洋等, 2014; Gooday, 1994; Schmiedl *et al.*, 1997)。深内生种 *Ch. oolina* + *G. pacifica* 的百分含量变化趋势与浅内生种 U+B 相反。推断原因可能是有机质含量较高时, 不仅满足分布在沉积物表面的浅内生种, 有相当一部分的营养物质进入到深内生种生活的沉积物中, 使得深内生种的含量增加; 而当有机质含量较低时, 只满足分布在沉积物表面的浅内生种营养需求, 几乎没有剩余的营养物质进入到深内生种生活的沉积物中。因此, 不同内生种含量的相对变化代表了当时所处的营养环境的变化。

从插图 3 中可看出 U+B 和 *C. wuellerstorfi* 的丰度从 243 ka B. P. 以来, 都具有明显的相反波动趋势。在约 143 ka B. P. 处, U+B 达到最大, 而 *C. wuellerstorfi* 的丰度为 0.2%; 在约 191 ka B. P. 处, *C. wuellerstorfi* 达到最大 18.6%, 而 U+B 为局部的低值 11.9%。而在 MIS6 向 MIS5 过渡时期, U+B 含量突然增加, 对应的 *C. wuellerstorfi* 含量骤减, 这可能是由于冰期向间冰期过渡期, 东亚冬季风的增强带来大量的陆源碎屑物 (Sun *et al.*,

2006), 导致海洋表层生产力勃发, 有机碳通量增加, 使得反应高生产力、低氧含量的属种突增, 而代表低有机碳通量, 高氧含量的属种骤减。不同的水团有着其标志的底栖有孔虫属种, 可以根据标志属种的出现或消失、相对丰度的变化, 并与附近站位的海水溶解氧含量进行对比研究海水溶解氧含量的变化。MD12-3429 站位底栖有孔虫以内生种 U+B、*Ch. oolina* 和 *G. pacifica* 属种组合控制南海北部, 这几类内生种为太平洋中层水种, 代表氧含量低, 有机碳含量高的环境 (McDougall, 1996; Jian and Wang, 1997); 而代表底层海水低营养、高溶解氧含量特征的表生种 *C. wuellerstorfi* 则含量普遍较低, 甚至在很多层段缺失该属种 (黄宝琦等, 2005)。

## 4 讨 论

陆源碎屑带来的营养物质对南海表层初级生产力具有重要的影响, 而东亚季风对南海陆源碎屑的输入源自于冬季风带来细粒级黄土物质的沉降和夏季风降雨导致河流输入的营养物质增加。因此, 冬季风的增强都会导致南海表层生产力的上升 (Wang *et al.*, 1999; Sun *et al.*, 2006)。为讨论冬季风对南海表层生产力变化的影响, 主要选取了能指示冬季风强弱的黄土中石英颗粒大小进行分析, 从黄土石英颗粒粒径变化曲线可以看出, 冰期时粒径大, 代表冬季风较强, 间冰期时粒径小, 代表冬季风较弱 (Sun *et al.*, 2006)。为揭示夏季风对南海表层生产力变化的影响, 主要选取葫芦洞中石笋的  $\delta^{18}\text{O}$  来反映。石笋中的  $\delta^{18}\text{O}$  与大气降水达到分馏平衡: 当低纬度地区降雨量大时, 其中的  $\delta^{18}\text{O}$  变轻, 反之则变重 (Wang *et al.*, 2008)。对比石笋氧同位素变化曲线与石英颗粒大小的变化曲线可以发现, 无论在冰期还是在间冰期, 两条曲线的波动趋势相反, 即冬季风强时降水强度弱, 反之亦然, 且呈现周期性变化 (插图 4)。MD12-3429 站位位于南海北部陆坡中部, 中晚更新世和全新世的研究显示, 在间冰期, 南海以加强的夏季风和减弱的冬季风为主要特征, 相反, 冰期则以强盛的冬季风和减弱的夏季风为主 (Jian *et al.*, 2001)。中国黄土中的石英颗粒大小反映冬季风的强弱程度和葫芦洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  含量变化反映夏季风带来的降雨量变化的研究, 对南海北部的底栖有孔虫含量具有显著影响 (插图 4) (Wang *et al.*, 2001; Sun *et al.*, 2006)。而这两者作为南海表层生产力变化的主要因素, 自 MIS7 期以来对表层

生产力究竟如何影响,则需要进一步探讨其与 MD12-3429 站位中指示生产力变化的有孔虫属种与含量之间的关系。

代表海水低营养、高溶解氧含量特征的表生种 *C. wuellerstorfi* 与海水高营养、低溶解氧含量特征的内生种组合 *Uvigerina* + *Bulimina* + *Chilostomella* + *Globobulimina* (简称为 U+B+Chil+Glob) 变化趋势相反,表生种 *C. wuellerstorfi* 在 243 ka—195 ka B. P. 和 127 ka—72 ka B. P. 含量低指示海水生产力较高,此时,石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值总体减小和石英颗粒普遍偏小,分析认为主要受夏季风影响所致;*C. wuellerstorfi* 在 191 ka—156 ka B. P. 和 70 ka—34 ka B. P. 含量高,此时海水生产力较低且呈现逐渐增加的趋势,石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值逐渐增加和石英颗粒逐渐增大,分析认为是减弱的夏季风和逐渐增强的冬季风共同影响造成的;而在 152 ka—128 ka

B. P. 和 34 ka—13 ka B. P. *C. wuellerstorfi* 的含量低指示海水生产力较高,石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值较高和石英颗粒较大,分析这一阶段生产力主要受到冬季风的影响;而 13 ka B. P. 以来的生产力主要受夏季风的影响(插图 4)。因此,MD12-3429 站位海水表层生产力变化,不同时期的主要控制因素也不同,总体而言,冰期主要受到冬季风影响,间冰期受到夏季风的影响较大。而在 MIS6 期末和 MIS2 期,处于冰期向间冰期的过渡期,这一阶段海水生产力的变化主要受到东亚冬季风和夏季风共同影响。许多学者对 MIS7 期以来南海北部沉积物中生源蛋白石通量和堆积速率的数据研究表明,在这段时间内,海水初级生产力的变化具有冰期高、间冰期低的特征(王汝建等,2007)。本次研究结果与以往的研究有差别,可能与 MD12-3429 站位所处水深、不同的生产力的指标及取样分辨率等原因有关。

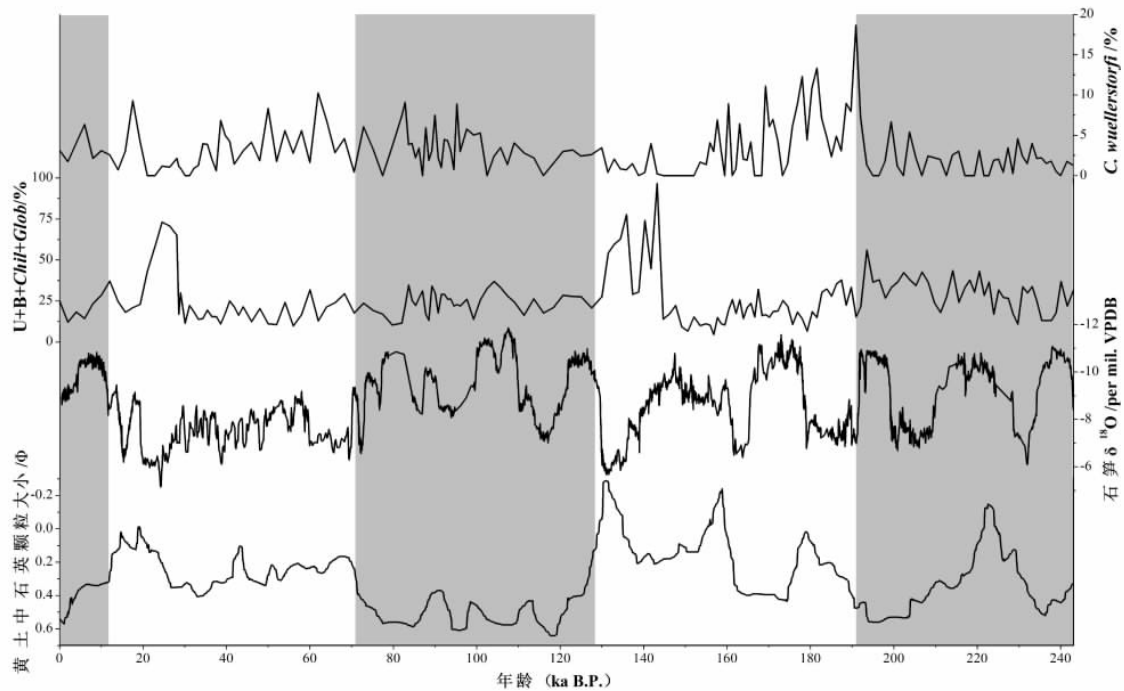


插图 4 MD12-3429 底栖有孔虫表生种(*C. wuellerstorfi*)与内生种(U+B+Chil+Glob)含量,

中国黄土中的石英颗粒大小(据 Sun *et al.*, 2006),中国石笋  $\delta^{18}\text{O}$ (据 Wang *et al.*, 2001, 2008)含量变化(灰色区域为间冰期)

MD12-3429 abundance of epifaunal species of benthic foraminifera(*C. wuellerstorfi*) and that of infaunal species of benthic foraminifera (U+B+Chil+Glob), Chinese loess quartz particle size(after Sun *et al.*, 2006),  $\delta^{18}\text{O}$  of Chinese stalagmite (refer to Wang *et al.*, 2001, 2008) (Grey area for interglacial period)

*C. wuellerstorfi* 生活在温暖、氧含量较高、盐度中等的南极底层水(Antarctic Bottom Water, AABW),太平洋深层水(Pacific Deep Water, PDW)和北大西洋深层水(North Atlantic Deep Water, NADW)的水团中;*Uvigerina*, *Bulimina*, *Ch. oolina* 和 *G. pacifica* 属种组合生活在低氧、高有机碳

的中层水(Intermediate Water, IW)、太平洋中层水(Pacific Intermediate Water, PIW)和北大西洋深层水(Upper North Atlantic Deep Water, UNADW)的水团中(McDougall, 1996)。MD12-3429 站位底栖有孔虫以内生种 U+B, *Ch. oolina* 和 *G. pacifica* 属种组合含量较高,而 *C. wuellerstorfi* 则含量

普遍偏低,部分层段缺失。前人对南海水团性质(包括温度、盐度、溶解氧等性质)和不同水团的空间配置进行了大量研究认为,中层水团的盐度和溶解氧值与表层水团和底层水团相比都处于最低值(刘长建等,2008;刘洋等,2011;Jian and Wang,1997;You *et al.*,2005)。Kawagata 等(2006)等通过对南海东西向经巴士海峡的溶解氧含量垂向剖面分析发现,处于约 2 000 m 深度范围的 ODP Site 1144 和 ODP Site 1146 站位处于 PDW 水团中(插图 1c),相对于水深 903 m 处于 IW 水团中的 MD12-3429 站位而言,溶解氧含量普遍较高。田天和魏皓(2005)通过对西太平洋水体结构及物理化学性质分析认为,在南海北部 1 000 m 以内水深条件下的 IW 水团处于低盐度和低溶解氧值的环境。Qu(2002)通过对南太平洋和南海海水溶解氧含量对比分析发现,由于表层水和深层水经吕宋海峡进入南海进行交换,导致 700—1 500 m 的中层水溶解氧含量相对较低,在西太平洋这一现象更明显。在西太平洋北部,1 000 m 溶解氧含量较低的北太平洋中层水(North Pacific Intermediate Water, NPIW)水团存在于西北太平洋表层和深层水之间,阻隔了表层与深层的交流,使西北太平洋在现代无法像北大西洋那样形成深层水(黄宝琦等,2015)。太平洋中层水缺氧现象不是局部性的,不仅在西太平洋,北太平洋的海水溶解氧含量剖面中也能发现这一现象,这是由于表层和深层水团性质引起的(Praetorius *et al.*,2015)。同时,南海东侧逐渐关闭,南海仅有几条水道与其他海洋相连,使南海与太平洋水体的交换程度减弱,而大量有机质输入对南海北部底层水溶氧含量的消耗,也是南海北部陆坡区中层水缺氧的原因之一(李前裕等,2008;周洋等,2014)。由于 MD12-3429 站位于南海北部陆坡上部,水深仅有 903 m,因此,其水深所处的营养和溶解氧含量具有典型的西太平洋中层水的性质,这对南海及西太平洋中层水的物理化学性质研究具有重要的意义,因此值得进一步研究分析。

## 5 结 论

南海北部陆坡 MD12-3429 站位底栖有孔虫研究表明,BFAR、U+B、*C. wuellerstorfi*、底栖有孔虫丰度与粗组分含量等指标反映了南海北部陆坡在中晚更新世以来的表层生产力变化总体呈现间冰期高,冰期低的特点。对比 243 ka B. P. 以来中国石笋

的氧同位素记录、黄土中的石英颗粒大小与指示低生产力的 *C. wuellerstorfi* 含量发现,不同时期的东亚季风带来的物质供给可能是影响南海北部陆坡海水表层初级生产力变化的主要影响因素。

底栖有孔虫不同属种丰度变化分析发现,内生种的变化趋势与表生种 *C. wuellerstorfi* 总体上呈现相反波动趋势,认为南海过渡层海水呈现间冰期缺氧,冰期氧含量高的特点。南海作为西太平洋半封闭的边缘海,大量有机质的输入使得北部陆坡的中上部整体处于缺氧环境,且水体较浅,海水溶解氧含量普遍低于富氧的表层水和深层水,这对南海中层水性质的研究具有重要意义。

**致谢** 感谢为本研究提供样品的中法合作-CIRCEA 项目以及“Marion Dufresne”考察船上所有的科学家和工作人员。感谢审稿人对本文提出的宝贵修改意见。

## 参 考 文 献 (References)

- Chen C T A, Huang Ming-hsiung, 1996. A mid-depth front separating the South China Sea water and the Philippine Sea water. *Journal of Oceanography*, **52**(1): 17—25.
- Cheng Guo-sheng(程国胜), Sun Jia-dong(孙佳东), Zu Ting-ting(俎婷婷), Chen Ju(陈 举), Wang Dong-xiao(王东晓), 2014. Analysis of water masses in the northern South China Sea in summer 2011. *Journal of Tropical Oceanography*(热带海洋学报), **33**(3): 10—16(in Chinese with English abstract).
- Conkright M E, Levitus S, O'Brien T, Boyer T P, Stephens C, Johnson D, Stathoplos L, Baranova O, Antonov J, Gelfeld R, Burney J, Rochester J, Forgy C, 1998. World Ocean Database 1998, CD-ROM Data Set Documentation. O. C. L., National Oceanographic Data Centre Initial Report, **14**: 1—111.
- Corliss B H, 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, **314**: 435—438.
- Gooday A J, 1994. The biology of deep-sea foraminifera: a review of some advances and their applications in paleoceanography. *Palaos*, **9**(1): 14—31.
- Herguera J C, Berger W H, 1991. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology*, **19**(12): 1173—1176.
- Huang Bao-qi(黄宝琦), Jian Zhi-min(简知溇), Wang Pin-xian(汪品先), 2005. Paleoceanographic evolution recorded in the northern South China Sea since 4 Ma. *Science in China Series D: Earth Sciences*(中国科学 D 辑: 地球科学), **35**(10): 973—979(in Chinese with English abstract).
- Huang Bao-qi(黄宝琦), Wang Na(王 娜), Chen Meng-sha(陈萌莎), Du Jiang-hui(杜江辉), Niu Yao-cheng(钮耀诚), 2015.



- Distribution of benthic foraminifera *Favocassidulina favus* in western Pacific during early Quaternary and its implications. *Marine Geology & Quaternary Geology (海洋地质与第四纪地质)*, **35**(2):111—116(in Chinese with English abstract).
- Jian Zhi-min, Huang Bao-qi, Kuhnt W, Lin Hui-ling, 2001. Late Quaternary upwelling intensity and East Asian monsoon forcing in the South China Sea. *Quaternary Research*, **55**(3):363—370.
- Jian Zhi-min, Wang Lue-jiang, 1997. Late Quaternary benthic foraminifera and deep-water paleoceanography in the South China Sea. *Marine Micropaleontology*, **32**(1):127—154.
- Jian Zhi-min, Wang Lue-jiang, Kienast M, Sarntheine M, Kuhnt W, Lin Hui-ling, Wang Pin-xian, 1999. Benthic foraminiferal paleoceanography of the South China Sea over the last 40,000 years. *Marine Geology*, **156**(1):159—186.
- Jorissen, F J, de Stigter, H C, Widmark, J G V, 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, **26**:3—15.
- Kaiho K, 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, **22**(8):719—722.
- Kawagata S, Hayward B W, Gupta A K, 2006. Benthic foraminiferal extinctions linked to late Pliocene – Pleistocene deep-sea circulation changes in the northern Indian Ocean(ODP Sites 722 and 758). *Marine Micropaleontology*, **58**(3):219—242.
- Li Qian-yu(李前裕), Zhao Quan-hong(赵泉鸿), Zhong Guang-fa(钟广法), Jian Zhi-min(简知溇), Tian Jun(田 军), Cheng Xin-rong(成鑫荣), Chen Mu-hong(陈木宏), 2008. Deepwater ventilation and stratification in the Neogene South China Sea. *Journal of China University of Geosciences(地球科学:中国地质大学学报)*, **18**(2):95—108(in Chinese with English abstract).
- Lisiecki L E, Raymo M E, 2015. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, **20**(1):1—17.
- Liu Chang-jian(刘长建), Du Yan(杜 岩), Zhang Qing-rong(张庆荣), Wang Dong-xiao(王东晓), 2008. Seasonal variation of sub-surface and intermediate water masses in the South China Sea. *Oceanologia et Limnologia Sinica(海洋与湖沼)*, **39**(1):55—64(in Chinese with English abstract).
- Liu Meng(刘 萌), Wang Yong-hong(王永红), Li San-zhong(李三忠), 2015. The distribution pattern and evolution mechanism of winter paleocurrents in South China Sea. *Marine Geology & Quaternary Geology(海洋地质与第四纪地质)*, **35**(5):87—94(in Chinese with English abstract).
- Liu Yang(刘 洋), Bao Xian-wen(鲍献文), Wu De-xing(吴德星), 2011. Analysis of vertical structure and seasonal variation of the dissolved oxygen in the South China Sea. *Journal of Ocean University of China(中国海洋大学学报:自然科学版)*, **41**(1):25—32(in Chinese with English abstract).
- Loeblich Jr A R, Tappan H, 2015. *Foraminiferal Genera and Their Classification*. New York: Springer. 1—716.
- Lutze G F, 1980. Depth distribution of benthic foraminifera on the continental margin of NW Africa. *Meteor Forschungs-Ergebnisse C*, **32**:31—80.
- Martinson D G, Pisias N G, Hays J D, Imbrie J, Moore C T, Shackleton J N, 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27**(1):1—29.
- McDougall K, 1996. Benthic foraminiferal response to the emergence of the Isthmus of Panama and coincident paleoceanographic changes. *Marine Micropaleontology*, **28**(2):133—169.
- Niu Yao-cheng(钮耀诚), Zhang Yi-yuan(张译元), Du Jiang-hui(杜江辉), Chen Meng-sha(陈萌莎), Huang Bao-qi(黄宝琦), 2011. Variations in paleoproductivity recorded by benthic foraminifera during MIS 3 from the western South China Sea. *Marine Geology & Quaternary Geology(海洋地质与第四纪地质)*, **31**(1):85—92(in Chinese with English abstract).
- Ozsvárt P, Kocsis L, Nyerges A, Györid O, Pálffy J, 2016. The Eocene-Oligocene climate transition in the Central Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **459**:471—487.
- Praetorius S K, Mix A C, Walczak M H, Wolhowe M D, Addison J A, Prahl F G, 2015. North Pacific deglacial hypoxic events linked to abrupt ocean warming. *Nature*, **527**(7578):362—366.
- Qu Tang-dong, 2002. Evidence for water exchange between the South China Sea and the Pacific Ocean through the Luzon Strait. *Acta Oceanologica Sinica*, **21**(2):175—185.
- Schmiedl G, Mackensen A, Müller P J, 1997. Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: dependence on food supply and water masses. *Marine Micropaleontology*, **32**(3):249—287.
- Shackleton N J, 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846[C]//Proc. ODP, Science Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program), **138**:337—355.
- Sun Xiang-jun(孙湘君), Luo Yun-li(罗运利), 2001. Pollen record of the last 280 ka from deep sea sediments of the northern South China Sea. *Science in China Series D: Earth Sciences(中国科学 D 辑:地球科学)*, **44**(10):879—888(in Chinese with English abstract).
- Sun You-bin, Clemens S C, An Zhi-sheng, Yu Zhi-wei, 2006. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6 Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews*, **25**:33—48.
- Tian Jun, Wang Pin-xian, Cheng Xin-rong, Li Qian-yu, 2002. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic  $\delta^{18}\text{O}$  record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**(3):1015—1029.
- Tian Tian(田 天), Wei Hao(魏 皓), 2005. Analysis of water masses in the northern South China Sea and Bashi Channel. *Journal of Ocean University of China(中国海洋大学学报:自然科学版)*, **35**(1):9—12(in Chinese with English abstract).
- Ujiie H, 1990. Bathyal benthic foraminifera in a piston core from east off the Miyako Islands, Ryukyu Island Arc. *Ryukyu Bulletin College Science University*, **49**:1—60.

- Wang L, Sarinthein M, Erlenkeuser H, Grimalt J, Grootes P, Heilig S, Ivanova E, Kienast M, Pelejero C, Pflaumann U, 1999. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene; high-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, **156**(1): 245—284.
- Wang Pin-xian, Li Qian-yu, Tian Jun, 2014. Pleistocene paleoceanography of the South China Sea: Progress over the past 20 years. *Marine Geology*, **35**(2): 381—396.
- Wang Pin-xian, Wang Lue-jiang, Bian Yun-hua, Jian Zhi-min, 1995. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. *Marine Geology*, **127**(1): 145—165.
- Wang Ru-jian(王汝建), Jian Zhi-min(翦知湑), Xiao Wen-shen(肖文申), Tian Jun(田 军), Li Jian-ru(李建如), Chen Rong-hua(陈荣华), Zheng Yu-long(郑玉龙), Chen Jian-fang(陈建芳), 2007. Quaternary biogenic opal records in the South China Sea: linkages to East Asian monsoon, global ice volume and orbital forcing. *Science in China Series D: Earth Sciences*(中国科学: D 辑), **37**(4): 521—533(in Chinese with English abstract).
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A, 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, **294**: 2345—2348.
- Wang Yong-jin, Cheng Hai, Edwards R L, Kong Xing-gong, Shao Xiao-hua, Chen Shi-tao, Wu Jiang-yin, Jiang Xiu-yang, Wang Xian-feng, An Zhi-sheng, 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224, 000 years. *Nature*, **451**: 1090—1093.
- Wei Gang-jian, Deng Wen-feng, Liu Ying, Li Xian-hua, 2007. High-resolution sea surface temperature records derived from foraminiferal Mg/Ca ratios during the last 260 ka in the northern South China Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **250**(1): 126—138.
- Wollenburg J E, Knies J, Mackensen A, 2004. High-resolution paleo-productivity fluctuations during the past 24 kyr as indicated by benthic foraminifera in the marginal Arctic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **204**(3): 209—238.
- Xu Jian(徐 建), Jian Zhi-min(翦知湑), 2003. Glacial cycles of *Globigerinoides ruber* (pink) and its influencing factors in the southern South China Sea. *Marine Geology & Quaternary Geology*(海洋地质与第四纪地质), **23**(4): 59—64(in Chinese with English abstract).
- You Yu-zhu, Chern Ching-sheng, Yang Yi-h, Liu Cho-teng, Liu Kon-kee, Pai Su-Cheng, 2005. The South China Sea, a *cul-de-sac* of north Pacific Intermediate Water. *Journal of Oceanography*, **61**: 509—527.
- Zhang Jiang-yong(张江勇), Wang Pin-xian(汪品先), 2004. Benthic foraminifera in deep-sea research: retrospect and prospect. *Advance in Earth Sciences*(地球科学进展), **19**(4): 545—551(in Chinese with English abstract).
- Zhao Quan-hong(赵泉鸿), Wang Pin-xian(汪品先), 1999. Progress in Quaternary paleoceanography of the South China Sea: a review. *Quaternary Sciences*(第四纪研究), **6**: 481—501(in Chinese with English abstract).
- Zhou Yang(周 洋), Chen Fang(陈 芳), Su Xin(苏 新), Liu Jian(刘 坚), Zhuang Chang(庄 畅), 2014. Evolution of intermediate water in the northern South China Sea during the last 6 million years: evidence from benthic foraminifera. *Acta Sedimentologica Sinica*(沉积学报), **32**(3): 527—536(in Chinese with English abstract).

## CHANGES OF THE PALAEO-SEA SURFACE PRODUCTIVITY AND BOTTOM WATER DISSOLVED OXYGEN CONTENT AT MD12-3429, NORTHERN SOUTH CHINA SEA

LI He, HUANG Bao-qi and WANG Na

(School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China, bqhuang@pku.edu.cn)

**Key words** Benthic foraminifera, intermediate water, dissolved oxygen content, the East Asia monsoon, northern South China Sea

### Abstract

The high sedimentation rate in the northern slope of the South China Sea (SCS), provides excellent materials for the study of sub-orbital climate changes. In this paper, we study benthic foraminifera from Core MD12-3429 (20°08. 52' N, 115°49. 84' E), which is located in the upper northern slope of the South China Sea. Using the coarse fraction, abundance of benthic foraminifera (*Cibicidoides wuellerstorfi*, *Uvigerina*, *Bulimina*, *Chilostomella oolina* and *Globobulimina pacifica*), and benthic foraminifera accumulation rate (BFAR), surface primary productivity and the

seawater dissolved oxygen content are reconstructed since the Marine Isotope Stages 7 (MIS 7, about 243 ka BP) in the northern South China Sea. The primary productivity was higher during the interglacial and lower during the glacial corresponding to a poor oxygen during the interglacial and enriched oxygen during the glacial, which is mainly influenced by the East Asian monsoon and the surface ocean currents. The water depth of MD12-3429 is 903 m, within the intermediate transition zone of the South China Sea. So the bottom water at Site MD12-3429 reflects the property of the intermediate water of the northern South China Sea since the MIS7.