

新近纪南海深层水的增氧与分层

李前裕^{1,2}, 赵泉鸿¹, 钟广法¹, 翦知潜¹, 田 军¹, 成鑫荣¹, 陈木宏³

1. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

2. 阿德莱德大学地球与环境科学学院, 澳大利亚 SA5005

3. 中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301

摘要: 综合南海 ODP1148 站、1146 站和 1143 站沉积物物性、底栖有孔虫、同位素等资料, 探讨早中新世以来南海深层水的演化特征。结果表明, 在 21~17 Ma、15~10 Ma 和 10~5 Ma 3 个时间段分别对应 3 个富含红褐色粘土的岩性单元, 其红色参数(a^*)增高指示南海深层水中溶解氧含量的增加。对比发现, 前两阶段的深层水增氧与南极底层水和北大西洋组合水增强有关, 说明 10 Ma 前南海与外地的底层水基本是相互连通的。10 Ma 以后, 南海深层水溶解氧降低, 同时分别处于下深层水的 1148 站和上深层水的 1146 站之间的 CaCO_3 含量变化加大, 喜氧底栖有孔虫减少, 底栖 $\delta^{13}\text{C}$ 在 ~10 Ma 大幅度减轻, 说明南海当时的深层水受大洋深层水的控制减弱。推测主要是南海海盆自 16~15 Ma 停止扩张以后, 南海逐渐关闭引起本地深层水开始形成的缘故。从 6 Ma 左右开始出现大量的太平洋底层水和深层水的底栖有孔虫标志种, 1148 站和 1146 站在 5~3 Ma 期间的 CaCO_3 含量之差达到 40%, 标志南海深层水最大分异期。除了全球气候变冷、北半球结冰引起太平洋深层水扩张的影响之外, 南海海盆由于更强烈向东俯冲而进一步下沉也可能是原因之一。3 Ma 以来南海深层水演化进入现代模式, 两站之间的 CaCO_3 含量之差稳定在 10% 左右, 厌氧底栖种丰度增加。太平洋底层水和深层水的标志种相继在 1.2 Ma 和 0.9 Ma 大量减少, 底栖 $\delta^{13}\text{C}$ 也同时大幅度变轻到新近纪的最低值, 表明太平洋底层水的影响基本消失, 太平洋深层水的影响也大大减弱。因此, 标准现代模式的南海深层水, 推测主要由于“中更新世气候转型”时期巴士海峡下面的海槛抬升到接近目前 ~2 600 m 的深度时, 才开始形成。

关键词: 南海; 中新世; 上新世; 更新世; 深层水演化; 增氧; 碳酸盐沉积; 氧碳同位素。

中图分类号: P736.22

文章编号: 1000-2383(2008)01-0001-11

收稿日期: 2007-04-08

Deep Water Ventilation and Stratification in the Neogene South China Sea

LI Qian-yu^{1,2}, ZHAO Quan-hong¹, ZHONG Guang-fa¹, JIAN Zhi-min¹,
TIAN Jun¹, CHENG Xin-rong¹, CHEN Mu-hong³

1. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

2. School of Earth and Environmental Sciences, The University of Adelaide, Adelaide SA5005, Australia

3. South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China

Abstract: Combined data of physical property, benthic foraminifera and stable isotopes from ODP Sites 1148, 1146 and 1143 are used to discuss deep water evolution in the South China Sea (SCS) since the Early Miocene. The results indicate that 3 lithostratigraphic units respectively corresponding to 21–17 Ma, 15–10 Ma and 10–5 Ma with positive red parameter (a^*) marking the red brown sediment color represent 3 periods of deep water ventilation. The first 2 periods show a closer link to contemporary production of the Antarctic Bottom Water (ABW) and Northern Component Water (NCW), indicating a free connection of deep waters between the SCS and the open ocean before 10 Ma. After 10 Ma, red parameter dropped but stayed higher than the modern value ($a^* = 0$), the CaCO_3 percentage difference between Site 1148 from a lower deepwater setting and Site 1146 from an upper deepwater setting enlarged significantly, and benthic species which prefer oxygen-rich bottom conditions dramatically decreased. Coupled with a major negative excursion of benthic $\delta^{13}\text{C}$ at ~10 Ma, these parameters

基金项目: 国家自然科学基金项目 (Nos. 40576031, 40476030, 40631007); 国家重点基础研究发展计划“973 项目”(No. 2007CB815902)。

作者简介: 李前裕 (1956—), 男, 教授, 澳大利亚籍, 主要从事海洋地层古环境的科研与教学工作。E-mail: qli01@mail.tongji.edu.cn; qianyu.li@adelaide.edu.au

may denote a weakening in the control of the SCS deep water by the open ocean. Probably they mark the birth of a local deep water due to shallow waterways or rise of sill depths during the course of sea basin closing after the end of SCS seafloor spreading at 16–15 Ma. Several Pacific Bottom Water (PBW) and Pacific Deep Water (PDW) marker species rapidly increased since ~6 Ma, and from 5 Ma to 3 Ma the local deepwater became strongly stratified, as indicated by up to 40% CaCO₃ difference between Sites 1148 and 1146. Apart from a strengthening PDW due to global cooling and ice cap buildup on northern high latitudes, a deepening sea basin due to stronger subduction eastward may also have triggered the influx of more corrosive waters from the deep western Pacific. Since 3 Ma, the evolution of the SCS deep water entered a modern phase, as characterized by relative stable 10% CaCO₃ difference between the two sites and increase in infaunal benthic species which prefer a low oxygenated environment. The subsequent reduction of PBW and PDW marker species at about 1.2 Ma and 0.9 Ma and another significant negative excursion of benthic $\delta^{13}\text{C}$ to a Neogene minimum at ~0.9 Ma together convey a clear message that the PBW largely disappeared and the PDW considerably weakened in the mid-Pleistocene SCS. Therefore, the true modern mode SCS deep water started to form only during the “mid-Pleistocene climatic transition” probably due to the rise of sill depths under the Bashi Strait.

Key words: South China Sea; Miocene; Pliocene; Pleistocene; deep water evolution; ventilation; carbonate accumulation; oxygen and carbon isotopes.

近年来,随着南海古海洋学研究的进展,特别是大洋钻探计划 ODP184 航次后研究,建立了多条南海地层与古环境剖面,为系统探讨东亚季风的历史和南海的生成与演化提供了大量的资料和数据(汪品先等, 2003a, 2003b; Wang *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2006). 前人研究表明,南海在 33~34 Ma 前开裂,在随后的 8~10 Ma 内基本保持为走向东西的狭长裂谷,有大量近源物质堆积充填(Wang *et al.*, 2000). 在 25 Ma 前后,由于扩张轴南移转为西南方向,海底扩张加速,盆底变宽、加深. 因为太平洋(菲律宾海)板块西移与欧亚板块碰撞加剧,南海扩张在 16~15 Ma 期间结束(Briais *et al.*, 1993). 当时的南海整体不仅直接开放于西太平洋,而且跟东印度洋有广泛的联系(Hall, 2002). 随后, 10~3 Ma 期间一系列的碰撞与俯冲,菲律宾岛弧的就位和隆升,台湾隆起(Sibuet *et al.*, 2004),南海东侧逐渐关闭,造就了独一无二的菱形海盆(图 1). 如今,南海仅剩有几条水道与其他海洋相连,最宽最深的是台湾—吕宋岛之间的巴士海峡,宽约 370 km, 深约 2 600 m.

由于地形特殊,南海表层海水的温度、盐度、生产力、海流格局等均受到东亚季风的影响. 每年在 6 月至 9 月夏季风盛行时,大量热带海水自南向北经马六甲海峡流入南海,使整个南海的表层水温几乎都处于 28~29 °C 之内. 在冬季风盛行的 10 月至 3 月间,表层海水主要由北向南流动,表层水温也普遍下降至南部的 26~27 °C 和北部的 24~25 °C. 受季风驱使,在越南岸外和台湾西南形成上升流,在吕宋

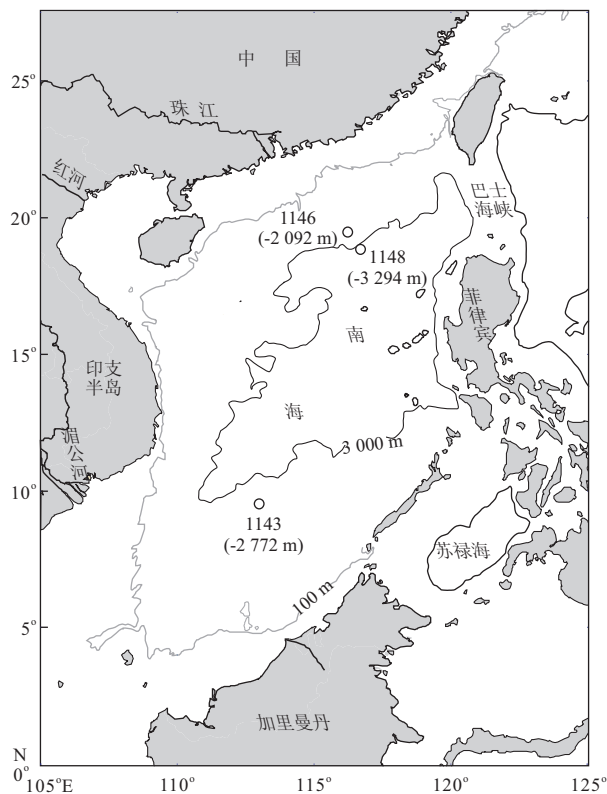


图 1 南海 ODP 1143、1146、1148 站位图

Fig. 1 Location map of ODP Sites 1143, 1146 and 1148 in the South China Sea

岛和巴拉望岸外形成下沉流(Chao *et al.*, 1996).

与邻近更加封闭的海区不同,南海有巴士海峡同西太平洋进行较好的水体交换(图 2),比如沿巴士海槽流入南海的深水流流速可达 0.14 m/s, 流量 1.2 Sv(Liu and Liu, 1988). 尽管西太平洋中、上层

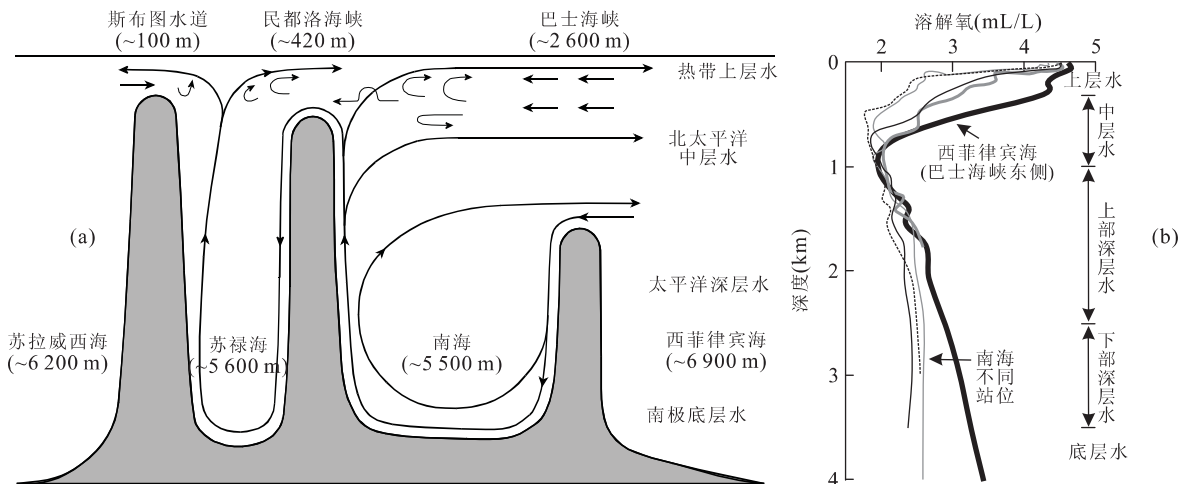


图 2 南海和邻近海区水流示意图(a)(据 Chen *et al.*, 2006 修改)和南海与开放型菲律宾海不同深度的实测溶解氧剖面(b)(Li and Qu, 2006)

Fig. 2 Schematic profile showing the major flow pattern in the South China Sea and neighboring sea basins (a) and measured profile of dissolved oxygen levels at different Philippine and SCS sites (b)

水都会进入南海,南海海水的总输出量要高于流入量。与西太平洋(西菲律宾海)相比,南海海水密度和盐度要稍微低一些,富氧上层水很薄,温跃层较浅,2 000 m 以下深层水中的溶解氧浓度保持在大约 2.5 mL/L(Li and Qu, 2006)(图 2)。受巴士海峡海槛的影响,进入南海的太平洋中深层水多少都会经过增温增氧而年轻化。所以,南海海水的滞留时间一般是几十年,少至 <30 a(Qu *et al.*, 2006);多至 40~>100 a(Broecker *et al.*, 1986; Gong *et al.*, 1992; Chen *et al.*, 2001),大大少于赤道西太平洋的 1 600 a(Broecker, 1992)。南海现代的碳酸盐溶跃面位于 ~3 000 m,碳酸盐补偿深度(CCD)为 ~3 500 m。

但是,地质历史时期南海深水流的特点与演化过程如何?南海海盆扩张在 25 Ma 增速后深水活动的变化跟大洋深层水有什么关系?沉积记录中碳酸盐沉积物的生成与保存反映了多少深水流的活动规律?诸如此类的问题是分析了解南海海盆和海流演化历史的关键,也是探讨西太平洋边缘海形成与发展的楔子。本文试图通过综合分析 ODP184 航次主要站位地球物理测井、岩芯物性、碳酸盐和底栖有孔虫资料,对 20 Ma 以来南海深层水的增氧与分层现象所揭示的深水流活动作初步探讨。

1 材料与分析

ODP1146 站和 1148 站位于东沙群岛海区,前

者位于 19°27'N、116°16'E 处,水深 2 092 m,后者位于 18°50'N、116°34'E 处,水深 3 294 m。ODP1143 站位于南沙群岛海区 9°22'N、113°17'E 处,水深 2 272 m(图 1)。其中,1148 站代表下部深层水,1146 站代表上部深层水,而 1143 站则是上述两者的中间类型。从这 3 个站位,分别获取了约 32 Ma、19 Ma 和 11 Ma 以来较完整的沉积记录剖面,是我国深海古海洋学研究近年来最重大的突破(Wang *et al.*, 2000; 汪品先等, 2003a, 2003b)。

这 3 站位的地球物理测井、岩芯物性和碳酸盐资料主要为船上实测结果(Wang *et al.*, 2000),包括红色参数(a^*)、颜色反射率(L^*)、磁化率、自然伽马、孔隙度、沉积物密度。航次后研究结果包括 1148 站碳酸盐资料(陈晓良等, 2002),1148 站的同位素资料(翦知湓等, 2001; 赵泉鸿等, 2001a; 2001b),以及 1148 站的底栖有孔虫资料(Kuhnt *et al.*, 2002; Zhao *et al.*, 2007)。

笔者的分析重点放在 1148 站,主要因为该站的水深最大,钻揭的新近世沉积记录最完整。虽然该站处于溶跃面和 CCD 之间,受溶解作用干扰较明显,但它是目前西太平洋单孔取芯最长最完整的站位,其沉积记录记载了 33 Ma 以来南海演化的主要阶段(Li *et al.*, 2006)。此外,正是该站明显的碳酸盐溶解记录,方有可能真实地反映深水流的基本性质,包括含氧量和溶蚀程度的高低。

年龄框架总体上根据航次初始资料,并结合航

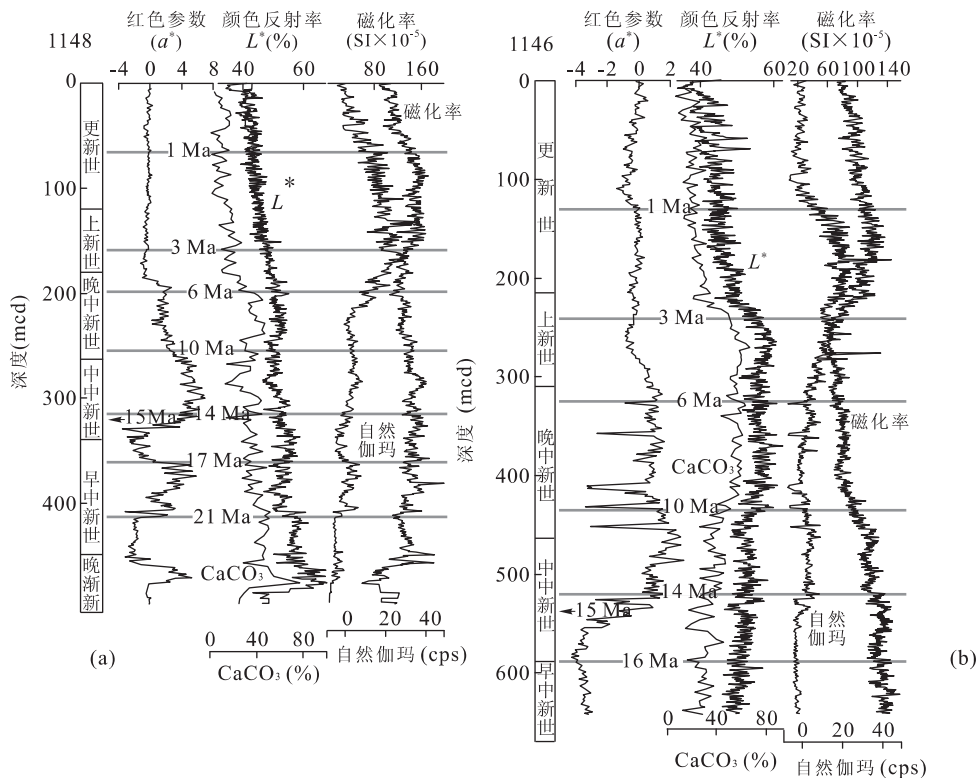


图 3 ODP1148 站(a)和 1146 站(b)新近纪沉积物物理性和测井曲线(据 Wang *et al.*, 2000 修改)

Fig. 3 Physical property and logging curves of Neogene sediments at ODP Sites 1148 (a) and 1146 (b)

次后研究结果,参照 2004 年国际地质年代表(Gradstein *et al.*, 2004)作了适当的调整。

2 沉积物物性变化

1148 站和 1146 站的多条沉积物物理性和测井曲线(Wang *et al.*, 2000)表明,除了红色参数(a^*)、颜色反射率(L^*)、 $CaCO_3$ 含量和磁化率的绝对值,其他曲线自早中新世以来在时间上的变化趋势都大致相同(图 3)。早中新世以来的变化主要出现在 ~ 21 Ma(1148 站)、17 Ma(1148 站)、15~14 Ma、10 Ma、6 Ma、3 Ma 和 ~ 1 Ma。

红色参数(a^*)反映红色沉积物与绿色沉积物的相对比值,正值越大,红色越强,反之绿色越强。1148 站和 1146 站岩芯顶部的红色参数都是 $a^* = 0$,或者说溶解氧接近现代值 2.5 mL/L,所以 $a^* > 0$ 和 $a^* < 0$ 可以分别用来代表高氧水体和低氧水体。在 21~17 Ma 和 15~10 Ma 两个时间段,红色参数(a^*)值明显增高,在 10~5 Ma 也有次高值,而在其他区段都是 0 或者负值。这 3 个高值区分别代表 1148 站富含红褐色粘土的岩性单元 IV、IIB 和 IIA

(图 3)。有意思的是,1148 站的红色参数(a^*)的最高值可达 4 或 5,而 1146 站的最高值则不超过 2,并且 15 Ma 以前几乎没有什么大的变化,说明两站的底层水有明显不同。另外,在 1146 站 11~6 Ma 期间,存在一些分散的 a^* 负值点($-2 \sim -3.5$),岩性观察表明与薄绿色层和黄铁矿有关。

颜色反射率(L^*) 在 1148 站总体呈下降的趋势,而在 1146 站 ~ 18 Ma 至 ~ 3 Ma 都是上升, ~ 3 Ma 以后才逐渐下降。 ~ 3 Ma 前,1148 站磁化率有少许波动,但长期比较稳定;而在 1146 站自 ~ 18 Ma 以来则是逐渐下降。 ~ 3 Ma 之后,两站磁化率变化基本相同,都是先上升至 1 Ma 左右逐渐下降。

3 碳酸盐岩性特征

3.1 碳酸盐含量与堆积速率

很明显,1148 站和 1146 站的 $CaCO_3$ 含量不同,变化趋势也有差异(图 3)。1148 站相对较低,6 Ma 前通常在 30%~50% 波动,在 ~ 6 Ma 大规模下降,尤其在 15~14 Ma、12~11 Ma、5.5~0 Ma 期间都降到 20% 以下。1146 站 $CaCO_3$ 含量较高,30%~

60%不等,大规模下降出现在~3 Ma,随后在 10%~30%范围波动(图 3). 两站的 CaCO_3 含量之差有两头低中间高的特点,具体说来是 17 Ma 以前似乎没有差异,17~15 Ma 和 3~0 Ma 都有 5%~10%之差. 15~10 Ma 的差值一般 $<20\%$,10~5 Ma 是 20%~30%,而 5~3 Ma 则高达 40%,说明不同底层水的影响. 大剖面上,地震反演的结果也表明 CaCO_3 变化明显受制于时间和空间的影响(熊艳等, 2006).

CaCO_3 堆积速率也是 1146 站比 1148 站高,平均分别为 $\sim 3 \text{ g/cm}^2/\text{k. y.}$ 和 $< 1 \text{ g/cm}^2/\text{k. y.}$ (Wang *et al.*, 2000). 而位于南海南部陆坡的 1143 站在 10~5 Ma 期间的平均 CaCO_3 堆积速率可达 $5 \text{ g/cm}^2/\text{k. y.}$. 三站的平均线性沉积速率也是 $1143 > 1146 > 1148$. 显然,118 站较低的堆积速率是由于水深较深以致沉积作用较弱、碳酸盐溶解较强的结果.

1148 站和 1146 站的沉积速率在 4~3 Ma 以后大幅度提高,主要表现在非碳酸盐陆源物质的增加. 在 1146 站 1 Ma 以来,沉积速率从 80 m/m. y. 迅速增高到 360 m/m. y. (Wang *et al.*, 2000),可能是大量冰期沉积所致. 与此不同,南部 1143 站的沉积速率并没有在 4~3 Ma 以后出现明显的变化.

绿色粘土层主要分布于早中新世(23~18 Ma)和上新世至更新世(3~0 Ma)的地层里,并且年代越老,颜色越绿黑. 这些绿色粘土层并不含绿泥石,但常常跟生物掘孔共生,可能与沉积时期存在有机物体相关(Wang *et al.*, 2000).

3.2 浮游有孔虫碎壳率与碳酸盐溶解

1148 站的浮游有孔虫碎壳率基本上是随时间呈阶段性增加的,可分 10~8 Ma 和 5~0 Ma 两个高值区段(陈晓良等, 2002). 但由于这些结果是建立在浮游有孔虫样品统计的基础上的,缺少浮游有孔虫个体的样品往往没有被包括在内,所以不能反映碳酸盐溶解的全部状况. 因此,浮游碎壳率曲线只能用来代表碳酸盐溶解作用的一般趋势.

Li *et al.* (2006) 根据 1148 站碳酸盐含量变化和浮游有孔虫碎壳率划分 5 大溶解事件(D1~D5), 分别出现在 21~20 Ma(D1), 15~14 Ma(D2), 13~12 Ma(D3), 10~9 Ma(D4), 5~3 Ma(D5). 这些事件与岩性地层单元划分一致,大致反映了南海的主要演化阶段.

4 底栖有孔虫特征

图 4 列出 1148 站底栖有孔虫主要内生属种和外生属种的相对丰度(Kuhnt *et al.*, 2002; Zhao *et al.*, 2007). 可以看出,早中新世时期,内生种和外生种的丰度都比较高,内生种主要以 *Stilostomella* spp. 为代表,外生属种主要是 *Gyroidinoides*, *Cibicides* 和 *Oridorsalis umbonatus*, 为中下陆坡富营养环境的组合类型. 大量的 *Stilostomella* 还可能与表层高生产力或者底流不畅有关,指示分层差、通气差、低氧的底层水体(Kaiho, 1991; 1994; Kuhnt *et al.*, 2002).

早中新世晚期至中中新世早期(17~15 Ma), 另外一些外生种相继零星出现,包括 *Planulina wuellerstorfi*, *Nuttallides umboniferus* 和 *Favocassidulina favus*(图 4). 这些深水种的出现表明 1148 站当时的底层水跟早期略有不同,也可能是因为盆底有所下沉的缘故,但总体看来变化不大. 在 14~10 Ma 期间, *P. wuellerstorfi* 在 1148 站呈阶段性增加到 $\sim 40\%$ (图 4),在临近水深较浅的 1146 站也大幅度增加(Holbourn *et al.*, 2004). 该种是典型的喜氧深水种,常见于高氧、高能量、低有机碳的北大西洋深层水(NADW)、太平洋深层水(PDW)和南极底层水(AABW)(Murray, 1991). 同一时期在其他海区,该种的丰度都相当高,说明全球范围的底层水增氧活动.

有意思的是, *P. wuellerstorfi* 在 10.1 Ma 突然从 1148 站消失. 在随后约 2 Ma 时间里,其他外生种要么含量降低,要么也像 *P. wuellerstorfi* 一样几乎全部消失,同时对应发生的是内生种如 *Pullenia* spp. 的大量增加(图 4). 在 8~7 Ma 左右,以 *P. wuellerstorfi* 为代表的外生种再次逐步少量出现,并且常常是 *P. wuellerstorfi* 在先,随后是 *N. umboniferus*, 最后才是 *F. favus*. 这种递变性直接反映了南海当时的底层水变化,推测可能跟底层水中的溶解氧和有机碳水平有关.

大约 6~3 Ma, 这些外生种的丰度变化很大,比如 *F. favus* 30%~40%的高比值出现于 5.8~4.8 Ma 期间,而其他种的最高丰度则出现在另外一些时间段. *F. favus* 和 *P. wuellerstorfi* 继续出现一直到近代,但 *N. umboniferus* 却在 $\sim 1.25 \text{ Ma}$ 后几乎全部消失. 由于 *F. favus* 和 *N. umboniferus* 分别代表太平洋深层水和底层水(Douglas and Woo-

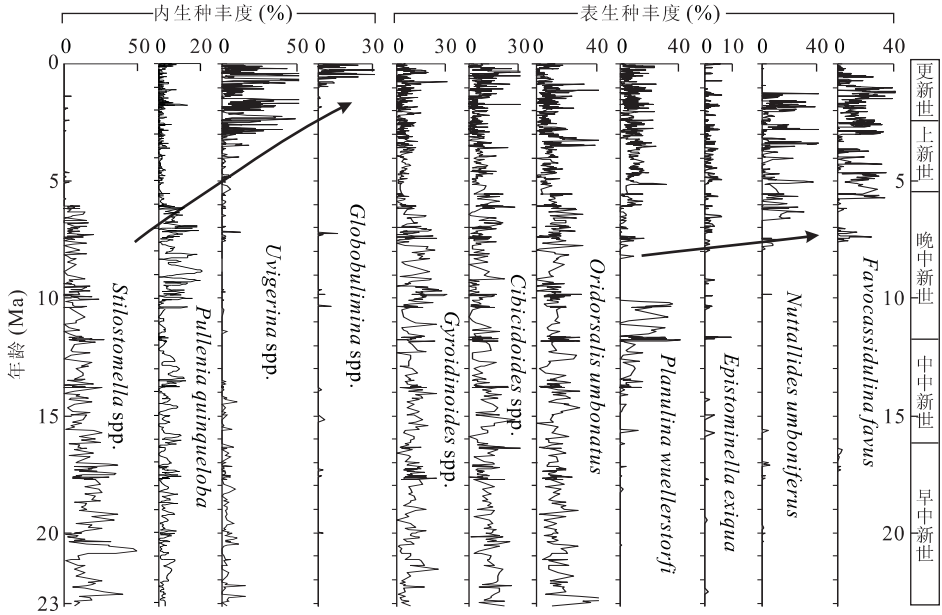


图 4 1148 站代表性底栖有孔虫的相对丰度(据 Zhao *et al.*, 2007)

Fig. 4 Relative abundance of selected benthic foraminifera from Site 1148

druff, 1981; Murray, 1991), 它们的分布特点显然在反映这些水体的不同影响程度。

与此相反, 内生种 *Uvigerina* spp. 在 3 Ma 前后大量增加, 尔后随冰期间冰期在 50%~<10% 作大范围波动(图 4)。 *Globobulimina* spp. 从 1 Ma 开始增多, 在冰期的丰度可达 20%~30%。 *Uvigerina* 通常大量出现于温暖、低氧、高营养的中层水, 在现代西太平洋和南海的半深海沉积物有较高的比值(Miao and Thunell, 1993; Jian and Wang, 1997)。 *Globobulimina* spp. 通常指示由于表层生产力增高引起、有大量食物供应的水体(Gooday, 1994; Schimiedl *et al.*, 1997)。所以, 它们在 3 Ma 以来的丰度变化可能是因为冬季风的阶段性增强, 引起高生产力, 造成 1148 站深水区出现富养的水底环境。

5 氧、碳同位素

1148 站的底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的长尺度变化基本趋同于全球综合记录(Zachos *et al.*, 2001), 中新世诸多的 $\delta^{18}\text{O}$ 加重事件(Mi)和集中于 17.5~13.5 Ma 的 $\delta^{13}\text{C}$ 高值(位移)事件(CM)也都可以跟其他深海记录相互对比(赵泉鸿等, 2001a, 2001b)(图 5)。不过, 1148 站的底栖 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 23~14 Ma 期间要比全球综合记录轻一些且波动明显, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 在 14~5 Ma 期间则比全球综合记录的轻 1‰ 或更

多, 最明显的短暂 $\delta^{13}\text{C}$ 负位移发生在 13.5 Ma, 10 Ma, 6.2 Ma 和 1 Ma(图 5), 说明南海深层水在这些时间有过明显的变异。

1148 站的浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录因为溶解而不连续, 但 $\delta^{18}\text{O}$ 记录总体看来在 4 Ma 之前都比较稳定, 随后大幅度变重, 跟底栖 $\delta^{18}\text{O}$ 加重所反映的全球变冷、北半球冰盖形成相一致。并且, 南海的浮游 $\delta^{18}\text{O}$ 通常要比开放西太平洋同期的值要轻一些, 除了边缘海的特征以外, 可能还反映由于强季风造成表层盐度降低(如 1143 站, Tian *et al.*, 2004, 2006)。浮游和底栖 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线基本平行, 但浮游 $\delta^{13}\text{C}$ 波动幅度较小, 不像底栖 $\delta^{13}\text{C}$ 那样出现特别明显的负位移(图 5)。

底栖-浮游 $\delta^{18}\text{O}$ 差值 [$\Delta\delta^{18}\text{O}(\text{P-B})$] 曲线跟底栖 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线基本相似, 都是自 14 Ma 以后不断增高。而浮游-底栖 $\delta^{13}\text{C}$ 差值 [$\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{P-B})$] 曲线则好像是底栖 $\delta^{13}\text{C}$ 波动减弱后的反映, 出现较明显的长阶段性变化(图 5): 17 Ma 以前略高, 17~10 Ma 降低, 10~3 Ma 较高, 3~0 Ma 是先降低后升高再降低。前人研究发现, $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{P-B})$ 可作为表层生产力和输送到海底的生产力的指标, 低值可以代表低生产力, 高值代表高生产力(Sarnthein and Winn, 1990)。这些结果均可与上述的底栖有孔虫结果相互对比。

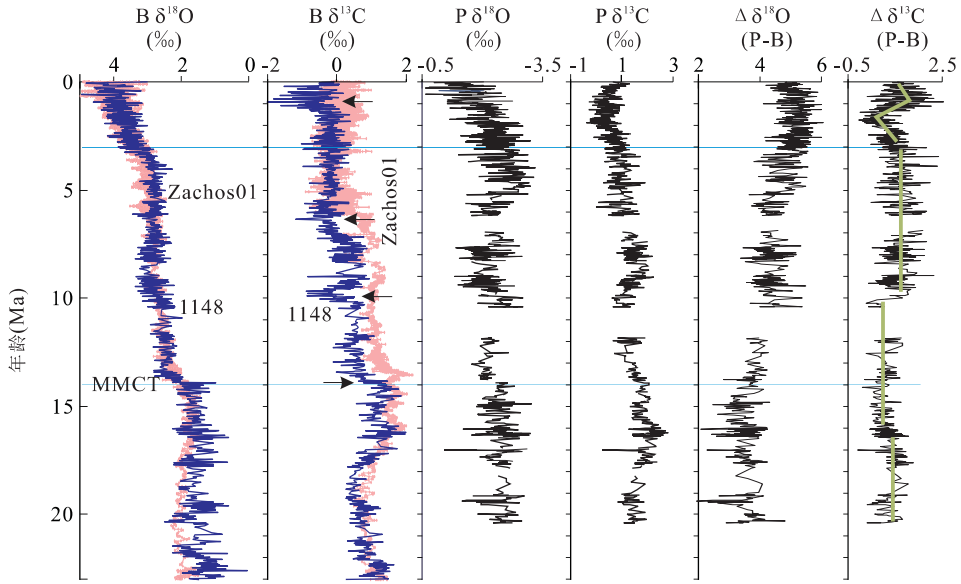


图 5 1148 站底栖(B)氧、碳同位素,浮游(P)氧、碳同位素,底栖和浮游同位素差值与全球组合记录相对比

Fig. 5 Comparison between the global composite benthic isotopic records and those of benthic and planktonic records and their differences from Site 1148

据赵泉鸿等(2001a, 2001b)和翦知湑等(2001);全球组合记录据 Zachos *et al.* (2001);箭头指示 1148 站底栖碳同位素的主要负位移事件;直线棒表示 $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{P-B})$ 的主要变化趋势;MMCT 代表“中中新世气候转型”

6 讨论与结论

多种指标表明,南海不同水深站位在早中新世以来的沉积物物性变化、底栖生物组合以及稳定同位素变化有明显的不同,反映了南海海盆不同时期深层水演化的特征.以红色参数(a^*)、 CaCO_3 含量、浮游有孔虫碎壳率、 $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{P-B})$ 为主要依据,南海深层水的增氧与分层历史大致可以划分为以下几个阶段(图 6):

21~17 Ma, 初始增氧阶段. 1148 站的红色参数(a^*)从负值升高到 2~4, CaCO_3 从 45% 减少到 30%, 首次出现高达 20% 的浮游碎壳率. 这一阶段的深层水增氧似乎只限于 1148 站, 因为邻近的 1146 站并没有红色参数(a^*)升高的记录, 尽管 1146 站的终孔沉积物年龄已达~19 Ma. 同时, 底栖有孔虫组合比较稳定, 说明早中新世时期的高营养环境没有什么大的变化. 所以, 这一初始增氧阶段可能是深水区的特别现象, 跟早期南极底层水的增强有关(Ramsay *et al.*, 1994).

15~10 Ma, 中期增氧阶段. 1148 站和 1146 站的红色参数(a^*)分别从负值升高到 4~6 和 ~2, 表示南海深层水增氧最强的一个时期, 可能受制于中中新世气候转型时期(MMCT)因全球底流重组所

产生的大量的富氧深层水有关(图 6)(Flower and Kennett, 1994). 两站的 CaCO_3 含量自~16 Ma 开始有所不同, 1146 站要比 1148 站多大约 10%~20%. 其他指标如: 不同有孔虫组合和不同同位素值也表示, 两站之间不论在水深还是水体性质在 10 Ma 前和现代还存在较大的差异. 位于~10 Ma 的溶解事件 D4, 第一次在 1148 站样品中造成 90%~100% 浮游有孔虫碎壳, 很可能是受到北方组合水(NCW)增强引起大范围“碳酸盐崩溃”(Roth *et al.*, 2000; Lyle, 2003)的影响.

10~5 Ma, 晚期增氧阶段. 1148 站和 1146 站的红色参数(a^*)分别降到 2 和 1 以下, 标志南海地区深层水的最后一次高氧时期, 其含氧量要比前两阶段低, 但比现代高. 固然, 从 10 Ma 前的最强增氧阶段转变到 10 Ma 后较弱的增氧阶段, 跟南极底层水和北方组合水的减弱有一定的联系(图 6). 1148 站 *P. wuellerstorfi* 的突然降低(图 6)和低于全球平均值达 2‰ 的 $\delta^{13}\text{C}$ (图 5), 以及 1148 站和 1146 站之间不断扩大的 CaCO_3 含量差(图 6), 都表明南海深层水从 10 Ma 开始具有自己的特色. 这种特色还表现在 10 Ma 左右的“碳酸盐崩溃”事件虽使 1148 站浮游有孔虫碎壳率大量增加, 1148 站和 1146 站的 CaCO_3 含量和 CaCO_3 堆积速率并没有明显的变化

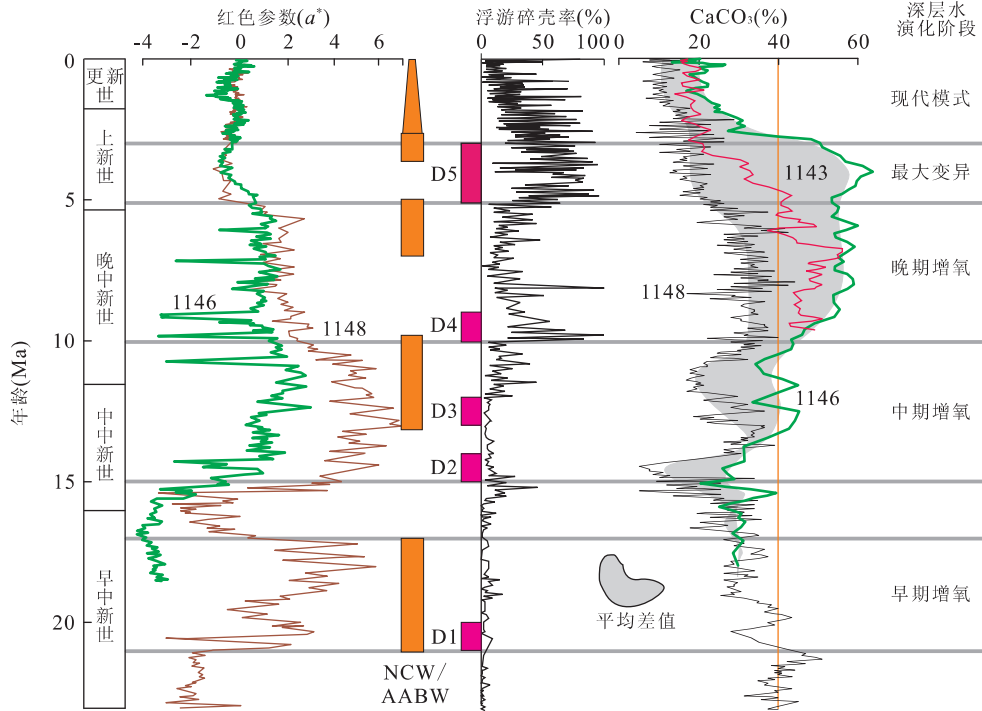


图 6 新近纪南海深层水演化主要阶段和全球深层水增强阶段相对比

Fig. 6 Comparison between the major stages of deep water development in the Neogene South China Sea and production of global deep waters

ODP1148、1146、1143 站有关资料见图 3; 浮游有孔虫碎壳率据陈晓良等 (2002); 北方组合水 (NCW) 和南极底层水 (AABW) 增强主要据 Ramsay *et al.* (1994) 和 Hodell and Venz-Curtis (2006); 1148 站溶解事件 D1~D5 据 Li *et al.* (2006)

(Wang *et al.*, 2000). 很可能, 南海在扩张结束后由于自南到东不断关闭, 与开放大洋通道变窄、海槛形成, 所以首次在 10 Ma 左右有本地底层流发育 (Li *et al.*, 2006). 这一底层流, 仍然受全球气候变化特别是南极底层水和太平洋深层水的影响, 但可能不再受后两者的完全控制. 南海底层流的发育, 也部分解答了为什么在 7 Ma 以后发生的南极底层水和北方组合水增强事件 (Ramsay *et al.*, 1994; Hodell and Venz-Curtis, 2006), 1148 站和 1146 站都再也没有出现任何较强的深层水增氧现象 (图 6).

5~3 Ma, 最大分异阶段. 1148 站大量的浮游有孔虫碎壳和 <20% CaCO₃ 与 1146 站高达 50%~60% CaCO₃ 形成鲜明的对比, 表明下部深层水溶解作用强烈 (图 6). 两站的红色参数从 5 Ma 以后都基本稳定在 $a^* \approx 0$, 1148 站的 $\delta^{13}\text{C}$ 也回归全球平均值 (图 5). 7~5 Ma 期间不同深水底栖有孔虫外生种的逐步增多, 以及内生种的大量减少 (图 4), 显然都反映 1148 站的深层水与“老化了”的太平洋深层水有联系. 可能是因为太平洋深层水在当时大大增强, 上界升高于海槛而注入南海海盆; 也可能是南海整

体下降, 1148 站深度加大到 3 500 m 以上, 太平洋深层水直接贯入. *N. umboniferus* 和 *F. favus* 分别分布于现代太平洋底层水 (>3 500 m) 和深层水 (2 500~3 500 m), 在南海的最晚记录是 210 ka 和 12 ka (Jian and Wang, 1997; Zhao *et al.*, 2007), 说明太平洋深层水和底层水对南海深层水有长时间的影响.

3~0 Ma, 现代模式阶段. 1148 站和 1146 站 CaCO₃ 百分含量降低, 差值稳定在 10% 左右; 1148 站浮游碎壳率也不断降低, 波动明显, 表明溶解作用随冰期旋回逐渐减弱 (图 6). 另外, 底栖 *Uvigerina* 大量增加, 底栖与浮游 $\delta^{18}\text{O}$ 都逐步变重, 且变化幅度和频率基本相似. 这跟南海南部 1143 站的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录所反映的季风随北半球冰盖形成而增强的结论 (Tian *et al.*, 2004) 是比较一致的. 1148 站和 1146 站各种沉积物物性指标变化, 自 ~3 Ma 以来呈现的稳定性和可比性 (图 3, 图 6), 充分说明南海深水环境已经逐渐转入现代模式. 这一阶段最明显的事件发生在 1 Ma 前后, 即气候主要周期从 40 ka 转到 100 ka 的“中更新世气候转型” (汪品先等, 2001),

在 1148 站表现为 *N. umboniferus* 和 *F. favus* 急剧减少(图 4),说明太平洋底层水和深层水的影响明显减弱;*Globobulimina* 增加(图 4)和底栖 $\delta^{13}\text{C}$ 以及 $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{P-B})$ 突然加重(图 5),说明生产力提高。很有可能,巴士海峡的海槛是当时才隆升到如今 2 600 m 深度的,从而阻止了太平洋底层水和部分太平洋深层水进入南海。伴随这些变化还有南海北部表层大幅度降温,南部盐度上升,各种季风指标增强,共同反映了南海在中更新世气候转型时期有一系列较大的构造与海流变迁(李前裕等,2006)。

References

- Braies, A., Patriat, P., Tapponnier, P., 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 98: 6299–6328.
- Broecker, W. S., 1992. The Glacial World according to Wally. Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, 228p+ Appendices.
- Broecker, W. S., Patzert, W. C., Toggweiler, J. R., et al., 1986. Hydrography, chemistry, and radioisotopes in the Southeast Asian basins. *Journal of Geophysical Research*, 91(14): 345–354.
- Chao, S. Y., Shaw, P. T., Wu, S. Y., 1996. Deep water ventilation in the South China Sea. *Deep-Sea Research I*, 43(4): 445–467.
- Chen, C. T. A., Hou, W. P., Gamo, T., et al., 2006. Carbonate-related parameters of subsurface waters in the West Philippine, South China and Sulu Seas. *Marine Chemistry*, 99: 151–161.
- Chen, C. T. A., Wang, S. L., Wang, B. J., et al., 2001. Nutrient budgets from the South China Sea basin. *Marine Chemistry*, 75: 281–300.
- Chen, X. L., Zhao, Q. H., Jian, Z. M., 2002. Carbonate content changes since the Miocene and paleoenvironmental implications. ODP Site 1148, northern South China Sea. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 22: 69–74 (in Chinese with English abstract).
- Douglas, R., Woodruff, F., 1981. Deep sea benthic foraminifera. In: Emiliani, C., ed., *The Sea 7: The ocean lithosphere*. J. Wiley & Sons, New York, 1233–1327.
- Flower, B. P., Kennett, J. P., 1994. The Middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108: 537–555.
- Gong, G. C., Liu, K. K., Liu, C. T., et al., 1992. The chemical hydrography of the South China Sea west of Luzon and a comparison with the West Philippine Sea. *TAO, Taiwan*, 13(4): 587–602.
- Gooday, A. J., 1994. The biology of deep-sea foraminifera: A review of some advances and their applications in paleoceanology. *Palaios*, 9: 14–31.
- Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A., 2004. A geologic time scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge, 589.
- Hall, R., 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20: 353–431.
- Hodell, D. A., Venz-Curtis, K. A., 2006. Late Neogene history of deepwater ventilation in the southern ocean. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7: Q09001, doi: 10.1029/2005GC001211.
- Holbourn, A., Kuhnt, W., Schulz, M., 2004. Orbital paced climate variability during the Middle Miocene: High resolution benthic foraminiferal stable-isotopic records from the tropical western Pacific. In: Clift, P., Wang, P., Kuhnt, W., et al., eds., *Continent-ocean interactions within East Asian marginal seas*. *Geophysical Monograph*, 149: 321–337.
- Jian, Z. M., Wang, L., 1997. Late Quaternary benthic foraminifera and deep-water paleoceanography in the South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 32: 127–154.
- Jian, Z. M., Cheng, X. R., Zhao, Q. H., et al., 2001. Oxygen isotope stratigraphy and events in the northern South China Sea during the last 6 million years. *Science in China (Ser. D)*, 44(10): 952–960 (in Chinese).
- Kaiho, K., 1991. Global changes of Paleocene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83: 65–85.
- Kaiho, K., 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in modern ocean. *Geology*, 22: 719–722.
- Kuhnt, W., Holbourn, A., Zhao, Q., 2002. The early history of the South China Sea: Evolution of Oligocene-Miocene deep water environments. *Revue de Micropaléontologie*, 45: 99–159.
- Li, L., Qu, T., 2006. Thermohaline circulation in the deep South China Sea basin inferred from oxygen distributions. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 111:

C05017, doi:10. 1029/2005JC003164.

- Li, Q. Y., Wang, P. X., Chen, M. H., et al., 2006. Paleoenvironmental contrasts between the southern and northern South China Sea during mid-Pleistocene climate transition. *Advances in Earth Science*, 21: 781—792 (in Chinese with English abstract).
- Li, Q. Y., Wang, P. X., Zhao, Q. H., et al., 2006. A 33 Ma lithostratigraphic record of tectonic and paleoceanographic evolution of the South China Sea. *Marine Geology*, 230: 217—235.
- Liu, C. T., Liu, R. J., 1988. The deep current in the Bashi channel. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 20: 107—116.
- Lyle, M., 2003. Neogene carbonate burial in the Pacific Ocean. *Paleoceanography*, 18: 1059, doi: 10. 1029/2002PA000777.
- Miao, Q., Thunell, R. C., 1993. Recent deep-sea benthic foraminiferal distribution in the South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 22: 1—32.
- Murray, J. W., 1991. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific & Technical, UK, 397.
- Qu, T., Girton, J. B., Whitehead, J. A., 2006. Deepwater overflow through Luzon Strait. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 111: 10. 1029/2005JC003139.
- Ramsay, A. T. S., Sykes, T. J. S., Kidd, R. B., 1994. Waxing (and waning) glacial on hiatuses: Eocene-Quaternary Indian Ocean hiatuses as proxy indicators of water mass production. *Paleoceanography*, 9: 857—877.
- Roth, J. M., Droxler, A. W., Kameo, K., 2000. The Caribbean carbonate crash at the Middle to Late Miocene transition; Linkage to the establishment of the modern global ocean conveyor. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 165: 249—273.
- Sarnthein, M., Winn, K., 1990. Reconstruction of low and middle latitude export productivity, 30 000 years B. P. to present; Implication for control of global carbon reservoirs. In: Schlesinger, M. E., ed., *Climate-ocean interaction*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 319—342.
- Schmiedl, G., Mackensen, A., Müller, P. J., 1997. Recent benthic foraminifera from eastern South Atlantic Ocean: Dependence on supply and water masses. *Marine Micropaleontology*, 32: 249—287.
- Sibuet, J. C., Hsu, S. K., Debayle, E., 2004. Geodynamic context of the Taiwan orogene. In: Clift, P., Wang, P., Kuhnt, W., et al., eds., *Continent-ocean interactions within East Asian marginal seas*. *AGU Geophysical Monograph Series*, 149: 127—158.
- Tian, J., Wang, P. X., Cheng, X., 2004. Development of the East Asian monsoon and north hemisphere glaciation: Oxygen isotope records from the South China Sea. *Quaternary Science Reviews*, 23: 2007—2016.
- Tian, J., Pak, D. K., Wang, P. X., et al., 2006. Late Pliocene monsoon linkage in the tropical South China Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 252: 72—81.
- Wang, P. X., Clemens, S., Beaufort, L., et al., 2005. Evolution and variability of the Asian monsoon system; Status of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Reviews*, 24: 595—629.
- Wang, P. X., Jian, Z. M., Zhao, Q. H., et al., 2003a. Evolution of the South China Sea and monsoon history revealed in deep-sea records. *Chinese Science Bulletin*, 48 (23): 2549—2561.
- Wang, P. X., Prell, W. L., Blum, P., et al., 2000. Proceedings of the ocean drilling program, initial reports 184. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1—103 [CD-ROM].
- Wang, P. X., Tian, J., Cheng, X. R., 2001. Transition of Quaternary glacial cyclicity in deep-sea records at Nansha, the South China Sea. *Science in China (Ser. D)*, 44 (10): 926—933.
- Wang, P. X., Zhao, Q. H., Jian, Z. M., et al., 2003b. Thirty million year deep-sea records in the South China Sea. *Chinese Science Bulletin*, 48(23): 2524—2535.
- Xiong, Y., Zhong, G. F., Li, Q. Y., et al., 2006. Inversion of stratal carbonate content using seismic data and its applications to the northern South China Sea. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 17: 320—325 (in Chinese with English abstract).
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., et al., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686—693.
- Zhao, Q. H., Jian, Z. M., Kuhnt, W., et al., 2007. Site 1148 benthic foraminiferal assemblages and their paleoceanographic implications (MS).
- Zhao, Q. H., Jian, Z. M., Wang, J. L., et al., 2001a. Neogene oxygen isotopic stratigraphy, ODP Site 1148, northern South China Sea. *Science in China (Ser. D)*, 44(10): 934—942.
- Zhao, Q. H., Wang, P. X., Cheng, X. R., et al., 2001b. A record of Miocene carbon excursions in the South China Sea. *Science in China (Ser. D)*, 44(10): 943—951.

附中文参考文献

陈晓良,赵泉鸿,翦知潜,2002. 南海北部 ODP1148 站中新世以来的碳酸盐含量变化及其古环境意义. 海洋地质与第四纪地质,22:69—74.

翦知潜,成鑫荣,赵泉鸿,等,2001. 南海北部近 6 Ma 以来的氧同位素地层与事件. 中国科学(D辑),31(10):816—822.

李前裕,汪品先,陈木宏,等,2006. 中更新世气候转型时期南海生态环境的南北差异. 地球科学进展,21:781—792.

汪品先,翦知潜,赵泉鸿,等,2003a. 南海演变与季风历史的深海证据. 科学通报,48:2228—2239.

汪品先,田军,成鑫荣,2001. 第四纪冰期旋回转型在南沙深海的记录. 中国科学(D辑),31(10):793—799.

汪品先,赵泉鸿,翦知潜,等,2003b. 南海三千万年的深海记录. 科学通报,48:2206—2215.

熊艳,钟广法,李前裕,等,2006. 利用地震资料反演地层的碳酸盐含量. 地球科学——中国地质大学学报,31(6):851—856.

赵泉鸿,翦知潜,王吉良,等,2001a. 南海北部晚新生代氧同位素地层学. 中国科学(D辑),31(10):800—807.

赵泉鸿,汪品先,成鑫荣,等,2001b. 中新世“碳位移”事件在南海的记录. 中国科学(D辑),31(10):808—815.

热烈祝贺《地球科学》(英文版)进入国际著名检索系统 SCIE

根据美国汤姆森科技信息集团科学信息研究所(Thomson ISI)的正式通知和 ISI 网查询,《地球科学》(英文版)(Journal of China University of Geosciences, ISSN:1002—0705)已经被列入美国《科学引文索引(扩展库)》(SCIE)来源期刊,2007 年第 18 卷第 1 期开始正式收录。

《地球科学》(英文版)创刊于 1990 年,十几年来,在中国地质大学校领导的大力支持下,学报编辑部坚持按照国际期刊规范办刊,坚定不移地走国际化、专业化的道路,报道中国地球科学领域前瞻性的研究成果和最新发现,该刊的学术质量稳步上升。

尤其是 1999 年以来,《地球科学》编辑部确立了进入 SCI 的奋斗目标,为了提高期刊质量,严格按照 SCI 选刊、评估标准办刊,并且采取了一系列措施:2003 年改革了编委会,增加了 17 名国际编委,2004—2006 年聘请了英国语言学博士 Paul Richard Weldon 来编辑部工作,2005 年 9 月与国际著名出版公司 ELSEVIER 签订了合作出版、发行英文版电子版的协议;2006 年起由国际著名出版集团 ELSEVIER 独家海外发行英文版电子版,扩大了英文版的国际知名度. 2007 年 6 月 28 日期盼已久的美国汤姆森公司发来喜讯:《地球科学》(英文版)2007 年起正式被 SCIE 收录。

八年来,《地球科学》编辑部在中国地质大学校领导和编委会的正确领导下,主编王亨君教授率领的《地球科学》团队求真务实,开拓创新,在选题策划、编辑人才培养、网站建设和国际化发展等方面付出了艰辛的努力,取得了一次又一次的成绩,为繁荣科技出版和地球科学事业做出了应有贡献。

今后《地球科学》编辑部将要承担着更大的压力和挑战,要不断与时俱进,开拓创新,为争创国际一流科技期刊而努力奋斗。