

南海南部表层海水古温度估算与次表层海水特征变化*

李保华¹ 翦知湔² 黄宝琦^{2,3} Sarnthein⁴M 汪品先²

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 (北京大学城市与环境系, 北京 100871)

4 (基尔大学地球科学研究所, 德国 D-24098)

提要 南海南部~ 2 M aBP 以来的表层海水古温度估算表明, 表层海水温度变化在更新世冰期旋回中波动比南海北部为小, 保持比较温暖, 但在长时间尺度上转换函数古水温仍然存在一定的变化趋势。转换函数古温度计算的低温时期并不与冰期相对应, 表明南海南部具有独特的表层海洋演化特征, 可能与次表层水体性质、上部水体结构等密切相关。过去 2 M aBP 以来的浮游有孔虫组合演化表明, 南海南部海水水温跃层呈现由氧同位素 M IS 79 期向~ 53 期相对变浅, 自 M IS 53 期向布容/松山(B/M) 古地磁界线附近变深, 然后, 自布容/松山界线以来又相对变浅的演化过程。

关键词 表层海水古温度 次表层水团 低纬区海洋环境 更新世 南沙海区

尽管对冰期旋回中西太平洋“暖池”的稳定性还存在很多争论(Stuifjts *et al* , 1988; Thunell *et al* , 1994; van der Kaars *et al* , 1995; Pelejero *et al* , 1999), 越来越多的证据表明位于现代“暖池”边缘的南海南部末次盛冰期表层海水古温度和南海北部的一样, 体现边缘海古环境变化的“放大效应”。水温降低比同纬度开放性大洋大得多(汪品先, 1998; 翦知湔, 1992; Miao *et al* , 1994; 翦知湔等, 1996, 1998; 涂霞等, 2001)。南海南部盛冰期冬季表层水温的强烈下降和相对稳定的夏季水温, 形成 6℃ 以上的季节温差, 其原因可能来自于冰期时的冬季风强化(汪品先等, 1996)。

然而, 南海南部等暖池区的海水古温度恢复多以末次冰期旋回为限, 对于更新世冰期旋回中海水温度的变化还缺乏系统的认识, 例如对氧同位素 5/6 期海水古温度的明显低值现象的解释(Jian *et al* , 2000)。近年来, 南海南沙海区表层海水结构研究已成为恢复西太平洋“暖池”演化的重要手段(刘传联等, 2001; 李保华等, 2001a)。本研究通过对南海南部 17957 站位浮游有孔虫与海水古温度资料的再

分析, 结合南沙海区 1143 站位~ 2 M aBP 以来的浮游有孔虫资料, 探讨低纬区表层海水古温度估算与次表层海水特征变化。

1 材料、方法与地层划分

本次研究的 17957 和 1143 站位分别位于南海南部南沙海区(图 1), 为晚新生代半远洋连续沉积, 由中德合作“太阳”号 95 航次重力取样器和大洋钻探(ODP) 1143 航次液压活塞取样器与延伸式取样筒取得, 富有保存完好的微体古生物化石(Sarnthein *et al* , 1994; Wang *et al* , 2000)。样品处理和分析均采用标准微体古生物学分析方法(Jian *et al* , 2000; 李保华等, 2001a; Wang *et al* , 2000)。研究对大于 154 μm 的组份进行浮游有孔虫鉴定与统计, 碎壳率的计算采用 Le 和 Schackleton (1992) 的公式, 表层海水古温度(SST) 计算采用浮游有孔虫古生态转换函数 FP-12E (Thompson, 1981)。

17957 站位年代地层由浮游有孔虫与钙质超微化石生物地层、古地磁、氧同位素地层等建立(Jian

* 基金项目 本项目得到国家自然科学基金(49999560 和 40276012)、国家重点基础研究发展规划项目(G2000078500)、江苏省“333 人才工程”项目、中国科学院知识创新工程资助

收稿日期 2003-05-07

改回日期 2003-07-20

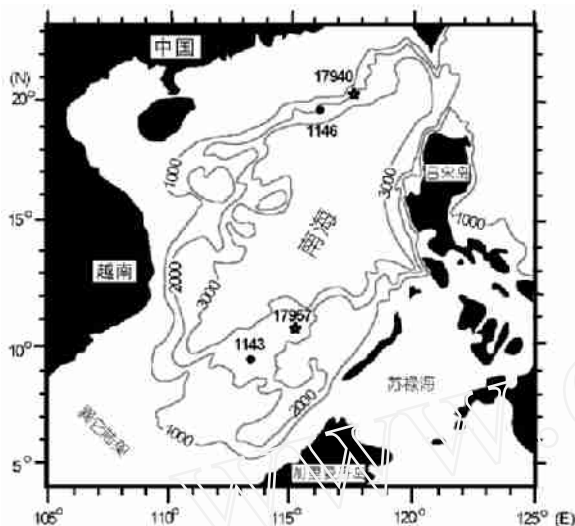


图1 南海研究站位位置图

站位为ODP184航次采集; 站位为“太阳”号95航次采集 南海北部陆坡17940和1146站位资料据翦知洪等(1996)和黄宝琦(2002)

Fig 1 Location of studied cores in the South China Sea

Sites from ODP cruise 184; Sites from “Sonne” cruise 95 Data of sites 17940 and 1146 are after Jian *et al.* (1996) and Huang (2002)

et al., 2000; 李保华等, 2001b), 0—8 m 柱状样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(图2a); 而1143站位年代地层则根据浮游有孔虫地层、古地磁与微玻陨石事件、高分辨率同位素地层天文调谐等方法来建立(汪品先等, 2001; 李保华等, 2001a), 0—100 m 的沉积物柱状样记录了南沙海区MIS 1—79期近2 Ma 以来的历史(图3a)。

2 结果与讨论

2.1 17957 站位 0.8 MaBP 以来的表层海水古温度估算与上部海水结构

南沙海区17957站位表层海水古温度变化如图2b和2c。在过去80万年中夏季表层海水温度保持稳定, 平均在29.3℃, 波动范围仅在1.1℃以内; 而冬季SST变化幅度相对于夏季SST变化明显, 最多可以差2.9℃(24.9—27.8℃)。

但海水温度计算结果与晚更新世冰期/间冰期

旋回存在明显的不一致。例如对氧同位素5e期来说, 应该是全球气候相对最温暖时期之一, 但17957站位中浮游有孔虫计算的转换函数古水温却是该站位80万年中的最低值; 而未次冰期, 氧同位素MIS 8期与14期等冰期中转换函数古水温计算值都比相邻间冰期的高。从变化趋势来看, 表层海水古温度存在着长时间尺度上的波动。

由于17957站位所在水深2195 m 比现代海水溶跃面(2900—3000 m, 李粹中, 1989; Thunell *et al.*, 1992)浅得多, 且浮游有孔虫碎壳率在该站位晚更新世冰期旋回中平均小于5%、最高不到9%, 体现海水溶解作用对浮游有孔虫组合的影响较小(图2e, 李保华等, 2001c)。从反映过去80万中海水溶解作用变化的碎壳率与表层海水古温度对比来看, 二者也不存在对应关系, 所以17957站位古温度估算的“异常”变化非海水溶解作用变化引起。

详细对比表层海水古温度计算值与浮游有孔虫组合变化后发现, 转换函数海水古温度变化与次表层水体中 *Pulleniatina obliquiloculata* 及 *N eog loboquadrina* spp. 含量差异密切相关(图2b和2d)。当 *P. obliquiloculata* 与 *N eog loboquadrina* 比值增大, 即 *P. obliquiloculata* 相对于 *N eog loboquadrina* spp. 含量增高时, 转换函数古温度计算值偏高, 如氧同位素MIS 2—4期、8期、12期、14期等; 反之, 当 *P. obliquiloculata* 与 *N eog loboquadrina* 比值减小, 转换函数古温度计算值呈现低值(如氧同位素MIS 5e期、7期和13期等)。浮游有孔虫分子 *Pulleniatina* 代表温暖的热带水团次表层水(Thompson, 1981; Li *et al.*, 1997), 而 *N eog loboquadrina* 则为典型的温带水团次表层水分子, 所以 *Pulleniatina* 与 *N eog loboquadrina* 的消长与海水古温度估算的这种关系反映南海南部次表层水体受热带水团影响与温带水团影响的强弱变化。

17957 站位的海水古温度估算表明南海南部具有独特的表层海洋演化特征, 与次表层水体性质、上部水体结构等相关。根据海洋上部水体结构与浮游有孔虫组合的关系(Patrick *et al.*, 1997), 南沙海区17957 站位八十万年来浅水型浮游有孔虫分子的降低趋势(图2f), 反映了海水温跃层在近80万年中总体上变浅特征, 并存在数次温跃层深度波动: 自氧

黄宝琦, 2002. 南海北部晚上新世以来的有孔虫群与东亚季风演化. 上海同济大学海洋地质系博士学位论文, 1—48

Huang Baoqi, 2002. Late Pliocene-Pleistocene evolution of the East Asian monsoon recorded by foraminiferal fauna in the northern South Sea. Ph.D. thesis, Department of Marine Geology, Tongji University, Shanghai. 1—48

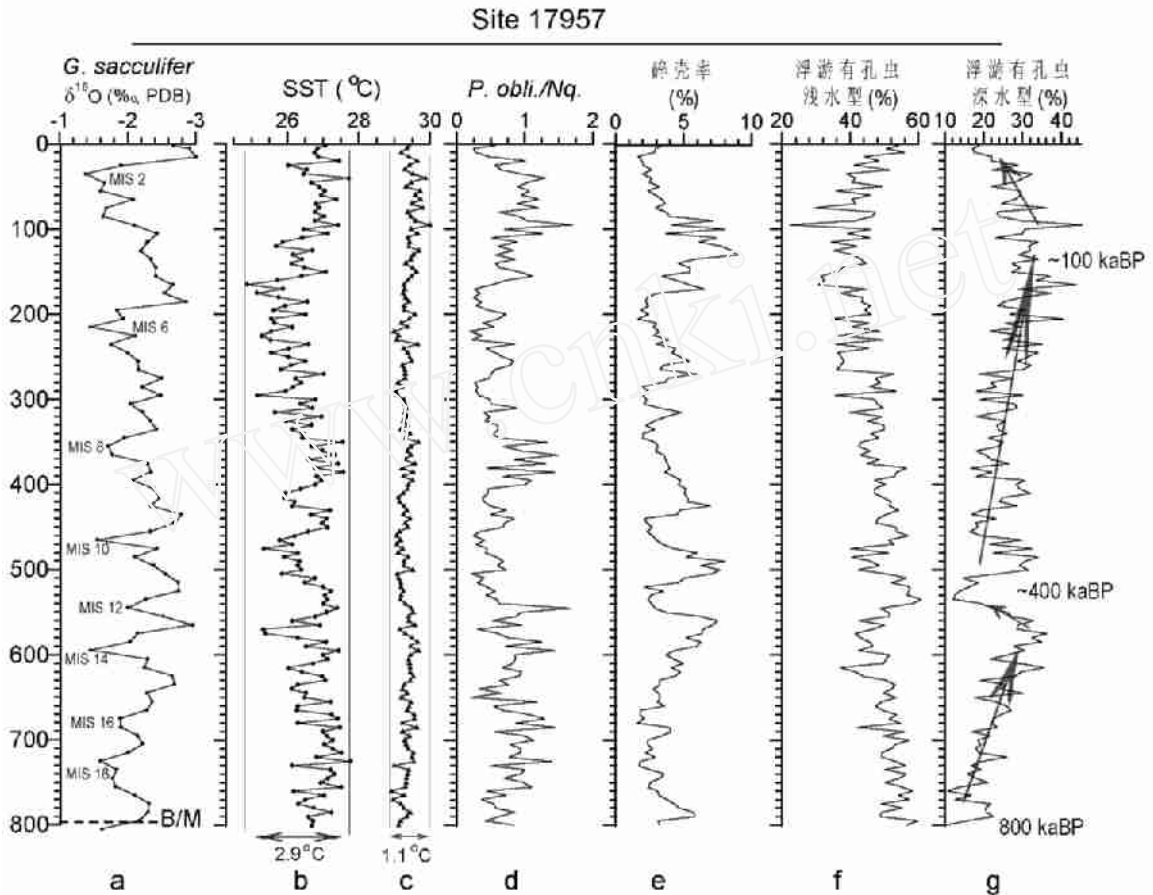


图2 八十万年以来 17957 站位浮游有孔虫 $\delta^{15}\text{O}$ (a)、表层海水古温度(b, c)、*P. obliquiloculata* 与 *N. eogloboquadrina* spp. 含量比值(d)、碎壳率(e)、浮游有孔虫浅水型(f)和深水型(g)分子含量变化对比

17957 站位同位素据 Jian *et al.* (2000) 和李保华等(2001a)。SST 计算据 PF-12E (Thompson, 1981): 左为冬季表层海水温度, 右为夏季表层海水温度

Fig 2 Comparisons of the planktonic foraminiferal $\delta^{15}\text{O}$ (a), sea surface temperature (b, c), ratio of *Pulleniatina obliquiloculata* to *N. eogloboquadrina* spp. (d), fragmentation (e) and abundance of shallow-dwelled (f) and deep-dwelled (g) planktonic foraminiferal species at Site 17957 over the last 800 ka

Isotopic data and fragmentation are from Jian *et al.* (2000) and Li *et al.* (2001a); SST assumption is after FP-12E (Thompson, 1981): left, winter, right, summer

同位素 MIS 19 期至 13 期深水型浮游有孔虫分子含量增加反映的海水温跃层相对变浅, 氧同位素 MIS 12 期—11 期初 (~ 400 kaBP) 深水型浮游有孔虫分子低含量反映相对较深海水温跃层时期, 氧同位素 11—5e 期深水型浮游有孔虫分子含量增加反映的海水温跃层相对变浅, 以及氧同位素 5e 期以来深水型浮游有孔虫分子含量降低反映的海水温跃层又相对变深过程。

2.2 1143 站位 2MaBP 以来的表层海水古温度估算与次表层海水特征变化

1143 站位中 2MaBP 以来表层海水温度计算结果如图 3b 和 3c 所示。其中在计算古温度时, 由于 *Globigerinoides fistulosus* 是在 1.77 MaBP 之前出现的非现生类型, 将它归入形态和分类相近的浮游

有孔虫 *Globigerinoides sacculifer* (有袋型) 作统计 (Andersson, 1997)。

在过去 ~ 900 ka 中, 1143 站位夏季表层海水温度变化在 0.9°C 以内, 而冬季表层海水温度变化最多仅 3.5°C, 与 17957 站位过去 800 ka 中 1.1°C 和 ~ 2.9°C 的变化幅度分别相当, 体现南海南部夏季表层海水温度变化较小, 以冬季表层海水温度变化明显为特征。在过去 2Ma 中 (与晚更新世最高值相比), 1143 站位夏季表层海水温度波动仅 1.6°C, 而冬季表层水温比晚第四纪最高值低近 5°C; 若比较 1.2—2MaBP 中古温度计算值, 冬季温度变化不超过 4°C, 夏季温度变化亦仅在 1°C 以内。

在冬季表层海水温度变化上, 从 1143 站位中可以看到, 870—1200 kaBP 前后有一明显的温度变

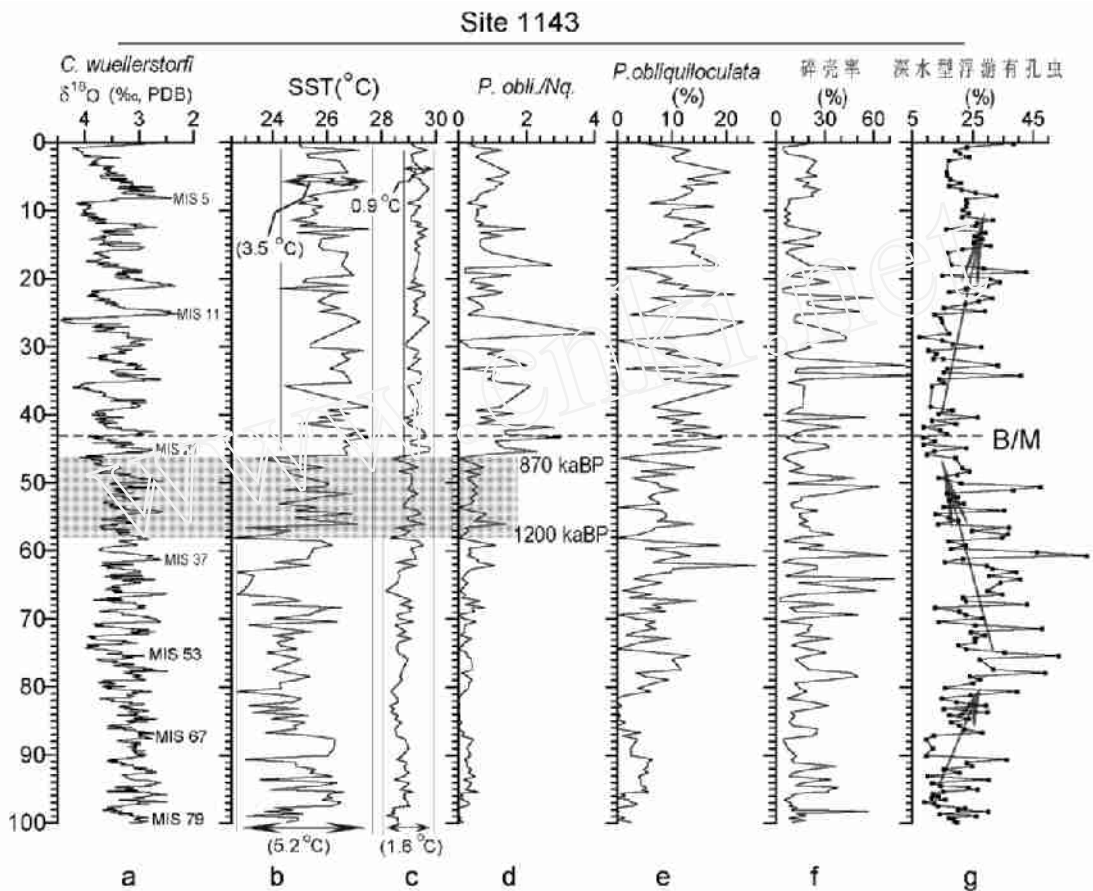


图3 南海南部海区 1143 站位~ 2M aBP 以来底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ (a)、表层海水古温度(b、c)、*P. obliquiloculata* 含量(e)及其与*N. eogloboquadrina* spp. 含量比值(d)、碎壳率(f)、深水型浮游有孔虫分子含量(g)变化对比

1143 站位同位素据汪品先等(2001)。SST 计算据 PF-12E (Thompson, 1981): 左为冬季表层海水温度; 右为夏季表层海水温度。图中阴影所示为中更新世海水温度及*P. obliquiloculata* /*N. eogloboquadrina* 比值增加时期

Fig 3 Comparisons of benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ (a), sea surface temperature (b, c), abundance of *P. obliquiloculata* (e), ratio of *P. obliquiloculata* to *N. eogloboquadrina* spp. (d), fragmentation (f) and abundance of deep-dwelled planktonic foraminiferal species (g) at Site 1143 over the last 2 M a

Isotopic data are from Wang *et al.* (2001); SST assumption is after FP-12E (Thompson, 1981): left, winter; right, summer; Shadowed area shows the mid-Pleistocene increases of estimated SST and *P. obliquiloculata* /*N. eogloboquadrina* ratio

化。表层海水温度在 870 kaBP 之后比 1.2M aBP 之前平均高 2℃。这种在长时间尺度上的转变,与 *P. obliquiloculata* /*N. eogloboquadrina* spp. 含量比值变化存在着对应关系(图 3 b、3c 和 3d): 在 1.2M aBP 以前, *P. obliquiloculata* /*N. eogloboquadrina* spp. 比值低,即次表层水体中温带水分子 *N. eogloboquadrina* spp. 相对于暖水类型 *P. obliquiloculata* 含量高,表明当时海水次表层水受温带水团影响较强。而在 870 kaBP 以来, *P. obliquiloculata* /*N. eogloboquadrina* spp. 比值高,即 *P. obliquiloculata* 相对于 *N. eogloboquadrina* spp. 含量较高,反映

次表层海水温度较高,受热带水团影响较强。

从 1143 站位的浮游有孔虫组合变化来看(图 3f 和 3g),作为现代暖池边缘的南海南部在过去的 2M a 中存在着明显的海水温跃层深度变化。深水型浮游有孔虫分子自氧同位素 MIS 79 期(~ 2M aBP) 向~ 53 期(1.5M aBP) 呈现增加趋势,反映海水温跃层相对变浅,然后自 MIS 53 期向布容/松山(B/M, 0.8M aBP) 古地磁界线附近深水型浮游有孔虫分子含量降低,反映海水温跃层的变深过程。自布容/松山界线之后,深水型浮游有孔虫分子含量又呈现增加趋势,反映海水温跃层又相对变浅。浮游有孔

表 1 南海南部海区与北部海区表层海水古温度变化比较

Table 1 Comparison on the late Cenozoic SST estimation between the southern and northern South China Sea

海区	站位	年代(BP)	表层海水温度变化		资料来源
			冬季(℃)	夏季(℃)	
南海南部	17957	0—0.8 Ma	2.9	1.1	本文; Jian <i>et al.</i> (2000)
	1143	0—0.8 Ma	3.5	0.9	本文
		0—2 Ma	5.2	1.6	本文
南海北部	17940	18 ka	8.6	2.5	翦知湜等 (1996)
	1146	0—2 Ma	8	2.5	黄宝琦, 2002

虫组合变化反映的海水温跃层与钙质超微化石反映的海水营养跃层变化(刘传联等, 2001)一致。

1143 站位所估算的南海南部表层海水古温度变化趋势(最显著的 1200—870 kaBP 冬季 SST 增加, 及 MIS 79 期向 53—37 期, B/M 界线以来的温度降低), 与浮游有孔虫反映的上部海水结构变化趋势相吻合, 体现了南海南部的表层海水性质主要受海水结构演化所控制。

2.3 晚上新世—更新世南海南北表层海水古温度变化比较

末次冰期旋回中的南海北部表层海水温度变化, 夏季可达 2.5℃, 冬季可达 8.6℃(翦知湜等, 1996) (17940 站位, 表 1), 而南海南部在过去 800 ka 和 2 Ma 中夏季、冬季表层海水温度波动分别仅 ~1—1.6℃, ~3.5—5℃。与南海北部的表层海水温度变化相比, 南海南部的表层海水温度变化幅度, 显示了南沙海区的表层海水温度相对比较“稳定”、温暖, 这可能主要赤道暖流通过南海南部的通道对南海南部表层海水有较强影响有关。南海南北的表层海水温度变化幅度上的这种不同体现了纬度差异。

与南海北部晚上新世—更新世的冰期/间冰期温度旋回变化相比, 南海南部的表层海水温度变化呈现特征的长时间尺度波动。在过去的 2 Ma 中, 南海南部表层海水温度以 ~0.9—1.2 MaBP 的转变, 即海水温度在中晚更新世的上升为特征; 而上新世以来南海北部表层海水变化则呈现阶段性下降(3.1 MaBP, 2.1 MaBP 和 0.9 MaBP) (黄宝琦, 2002), 在过去的 2 Ma 中冬季表层海水温度降低可达 8℃, 夏季下降达 2.5℃(表 1)。

南海南北在长时间尺度上的这种不同变化趋势, 反映了南海南、北表层海水特征演化控制因素的差异, 南海北部上新世以来冬季的强烈海水温度下降可能主要受东亚冬季风强化影响, 而南海南部可能主要受西太平洋“暖池”较深的水温跃层、热带暖水团等上部海水结构与水体的演化所控制。现代

研究表明强东亚冬季风在赤道西太平洋引起的西风异常与暖池次表层水增暖、El Niño 事件发生等相关(李崇银等, 2000)。那么, 南海南部更新世上部海水结构与次表层海水特征变化是否和东亚冬季风演化有关? 这还有待于进一步研究。

致谢 研究由“太阳”号、大洋钻探计划(ODP)提供有关样品和资料。ODP 由联合海洋研究所(JOD)管理, 美国国家自然科学基金会(NSF)与参与国资助。

参考文献

- 刘传联, 成鑫荣, 2001. 从超微化石看南沙海区近 2 Ma 海水上层结构的变化. 中国科学, 31(10): 834—839
- 汪品先, 1998. 冰期旋回中西太平洋边缘海的季节性与暖池的多变性. 中国科学, 28(1): 1—10
- 汪品先, 翦知湜, 刘志伟, 1996. 南沙海区盛冰期的气候问题. 第四纪研究, 1996(3): 193—201
- 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, 31(10): 793—799
- 李保华, 翦知湜, 2001a. 南沙深海区近千万年来浮游有孔虫群及海水温跃层演变. 中国科学, 31(10): 840—845
- 李保华, 赵泉鸿, 陈民本, 翦知湜, 汪品先, 2001b. 南沙海区晚第四纪浮游有孔虫演化及其古海洋学意义. 微体古生物学报, 18(1): 1—9
- 李保华, 赵泉鸿, 陈民本, 翦知湜, 汪品先, 2001c. 南海中更新世以来的碳酸盐溶解作用与深水古海洋学特征. 科学通报, 46(13): 1128—1132
- 李崇银, 穆明权, 2000. 东亚冬季风-暖池状况-ENSO 循环的关系. 科学通报, 45(7): 678—685
- 李粹中, 1989. 南海深水碳酸盐沉积作用. 沉积学报, 7(2): 35—43
- 涂霞, 郑范, 王吉良, 汪品先, 蔡慧梅, BUHRING C, SARN-THEN M, 2001. 南海北部末次间冰期早期的突然降温事件. 中国科学, 31(10): 823—827
- 翦知湜, 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. 见: 业治铮, 汪品先编, 南海晚第四纪古海洋学研究. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 78—87
- 翦知湜, 李保华, PFLAUMANN U, 汪品先, 1996. 西太平洋晚全新世变冷事件. 中国科学(D), 26(5): 462—466

- 翦知湣, 陈民本, 林慧玲, 汪品先, 1998 从稳定同位素与微体化石看南海南部末次冰消期古海洋变化之阶段性 中国科学, 28(2): 118—124
- Andersson C, 1997. Transfer function vs modern analog technique for estimating Pliocene sea-surface temperatures based on planktonic foraminiferal data, western Equatorial Pacific Ocean. *J. Foram. Res.*, 27(2): 123—132
- JIAN Z, 1992. Sea surface temperature in the southern continental slope of the South China Sea since the last glacial and their comparison with those in the northern slope. In: YE Z, WANG P (eds.), *Contributions to Late Quaternary Paleoceanography of the South China Sea*. Qingdao Ocean University Press, Qingdao, 78—87
- JIAN Z, LIB, PFLAUMANN U, WANG P, 1996. Late Holocene cooling event in the western Pacific. *Science in China (D)*, 39(5): 543—550
- JIAN Z, CHEN M-P, L N H, WANG P, 1998. Stepwise paleoceanographic changes during the last deglaciation in the southern South China Sea. *Science in China (D)*, 41(2): 187—194
- JIAN Z, WANG P, CHEN M, LIB, ZHAO Q, BUHRNG C, LAJ C, L N H-L, PFLAUMANN U, BIAN Y, WANG R, CHENG X, 2000. Foraminiferal responses to the major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography*, 15(2): 229—243
- LE J, SHACKLETON N J, 1992. Carbonate dissolution fluctuation in the western equatorial Pacific during the late Quaternary. *Paleoceanography*, 7(1): 21—42
- LIB, JIAN Z, WANG P, 1997. *Pulleniatina obliquiloculata* as a paleoceanographic indicator in the southern Okinawa Trough during the last 20,000 years. *Mar. Micropaleont.*, 32(1/2): 59—69
- LIB, JIAN Z, 2001. Evolution of planktonic foraminifera and thermocline in the southern South China Sea since 12 Ma (ODP-184, Site 1143). *Science in China (D)*, 44(10): 889—896
- LIB, ZHAO Q, CHEN M-P, JIAN Z, WANG P, 2001b. Late Quaternary evolution of planktonic foraminifera in the southern South China Sea and their paleoceanographic significance. *Acta Micropaleontologica Sinica*, 18(1): 1—9 (in Chinese with English abstract)
- LIB, ZHAO Q, CHEN M-P, JIAN Z, WANG P, 2001c. Carbonate dissolution and deep-water paleoceanography of the South China Sea since the Middle Pleistocene. *Chinese Science Bulletin*, 46(22): 1908—1912
- LIC, 1999. Deep water carbonate sedimentation of the South China Sea. *Acta Sedimentologica Sinica*, 7(2): 35—43 (in Chinese with English abstract)
- LIC, MU Y, 2000. Relationship between East Asian winter monsoon, warm pool situation and ENSO cycle. *Chinese Science Bulletin*, 45(16): 1448—1455
- LIU C, CHEN X, 2001. Exploring variations in upper ocean structure for the last 2 Ma of the Nansha area by means of calcareous nannofossils. *Science in China (D)*, 44(10): 905—911
- MIAO Q, THUNELL R C, ANDERSON D M, 1994. Glacial-Holocene carbonate dissolution and sea surface temperatures in the South China and Sulu Seas. *Paleoceanography*, 9(2): 269—290
- PATRICK A, THUNELL R C, 1997. Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermocline structure during the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 12(5): 649—657
- PELEJERO C, GRIMALT J O, HELIG S, KIENAST M, WANG L, 1999. High-resolution U_k^{37} temperature reconstruction in the South China Sea over the last 220 kyr. *Paleoceanography*, 14: 224—231
- SARNTHEN M, PFLAUMANN U, WANG P *et al.*, 1994. Preliminary Report on Sonne-95 Cruise "Monitor Monsoon" to the South China Sea. *Berichte-Reports, Geol. Palaönt. Inst. Univ. Kiel, Nr. 68, Kiel*, 1—225
- STUJTS I, NEWSOME J, FLENLY J, 1988. Evidence for late Quaternary vegetational changes in the Sumatran and Java highlands. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 55: 207—216
- THOMPSON P R, 1981. Planktonic foraminifera in the Western North Pacific during the past 150,000 years: comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 35: 241—279
- THUNELL R C, MIAO Q, CALVERT S E, PEDERSEN T F, 1992. Glacial-Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: productivity variations and surface water pCO_2 . *Paleoceanography*, 7: 143—162
- THUNELL R, ANDERSON D, GELLARD, MIAO Q, 1994. Sea-surface temperature estimates for the tropical western Pacific during the last Glaciation and their implications for the Pacific Warm Pool. *Qua. Res.*, 41: 255—264
- TU X, ZHENG F, WANG JJ, CAIH, WANG P, BUHRNG C, SARNTHEN M, 2001. An abrupt cooling event early in the last interglacial in the northern South China Sea. *Science in China (D)*, 44(10): 865—870
- van der KAARSW A, DAMMA C, 1995. A 135,000-year record of vegetational and climatic changes from the Bandung area, West Java, Indonesia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 117: 55—72
- WANG P, 1998. Western Pacific in glacial cycles: Seasonality in marginal seas and variabilities of "warm pool". *Science in China (D)*, 41(1): 35—41
- WANG P, JIAN Z, LIU Z, 1996. The last glacial Maximum climate problem in the sea area of the Nansha Islands, South China Sea. *Quaternary Sciences*, 196(3): 193—201 (in Chinese with English abstract)
- WANG P, TIAN J, CHENG X, 2001. Transition of Quaternary glacial cyclicity in deep-sea records at Nansha, the South China Sea. *Science in China (D)*, 44(10): 926—933
- WANG P, PRELL W L, BLUM P *et al.*, 2000. *Proc. ODP, Ini Repts*, 184. College Station, TX (Ocean Drilling Program) [CD-ROM]

SEA SURFACE TEMPERATURE ESTIMATE AND SUBSURFACE WATER EVOLUTION IN THE SOUTHERN SOUTH CHINA SEA

LI Bao-hua¹ JIAN Zhimin² HUANG Bao-qi^{2, 3}
SARNTHEN M⁴ and WANG Pin-xian²

1. (Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008)

2. (Lab of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092)

3. (Department of Geography, Peking University, Beijing 100871)

4. (Institut fuer Geowissenschaften, Universitaet Kiel, D-24098, Germany)

Key words sea surface temperature subsurface water low-latitude marine environment
Pleistocene southern South China Sea

Sea surface temperature (SST) estimates of the southern South China Sea over the last 2 Ma indicate that, the water temperature kept warm with lower variation compared with the northern South China Sea during the Pleistocene glacial-interglacial cycles. However, for the long-time scale, the transfer-function estimated SST still has an evident trend. The low-temperature periods were not consistent with the glacial times, which implies that there exists characteristic evolution for

the sea surface water in the southern South China Sea. The transfer-function estimated SST might reflect the subsurface water and upper water-column structure of the low-latitude marine environment. Evolution of planktonic foraminiferal fauna over the last 2 Ma indicated that the thermocline of the southern South China Sea shoaled gradually from marine isotope stage (MIS) 79 to ~ 53, deepened from MIS 53 to the Brunhes/Matuyama boundary, and shoaled again after B/M boundary.