

赤道西太平洋晚第四纪古生产力变化： ODP 807A 孔的记录

张江勇^{1,2,3}, 汪品先², 成鑫荣², 金海燕², 张拭颖²

1. 中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广东广州 510301

2. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

3. 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘要: 通过研究翁通—爪哇海台 ODP 807A 孔顶部岩心微体古生物和有孔虫同位素的变化, 探讨冰期旋回中赤道西太平洋晚第四纪古生产力的变化。多种古生产力替代指标揭示出赤道西太平洋古生产力自深海氧同位素 13 期以来总体呈升高趋势, 具有冰期高、间冰期低的特征。温跃层替代指标显示该海域温跃层变化不具有简单的冰期—间冰期变化模式, 而是分为 2 个阶段: 280 ka 以前温跃层平均深度较浅, 呈现高幅低频波动; 280 ka 以后温跃层平均深度变深, 呈现低幅高频波动。古生产力和温跃层变化模式的明显差异说明温跃层变化不是赤道西太平洋表层生产力波动的主要原因。807A 孔古生产力变化与西北太平洋风尘通量变化基本一致, 所以提出来自亚洲中东部的风尘对于提高赤道西太平洋生物生产力可能具有重要意义。

关键词: 古生产力; 温跃层; 风尘输送过程; 底栖有孔虫; 赤道西太平洋。

中图分类号: P534.63

文章编号: 1000-2383(2007)03-0303-10

收稿日期: 2006-08-26

Late Quaternary Variations of Productivity in the Western Equatorial Pacific Ocean: Records from ODP Hole 807A

ZHANG Jiang-yong^{1,2,3}, WANG Pin-xian², CHENG Xin-rong², JIN Hai-yan², ZHANG Shi-ying²

1. CAS Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China

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

3. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: Microfossil assemblages and foraminifer isotopes from the upper part of ODP Hole 807A on the Ontong Java plateau were studied to provide evidence for discussing Late Quaternary productivity variations with glacial cycles in the western equatorial Pacific. Multi-proxy results reveal that productivity gradually increased in general since marine isotope stage (MIS) 13, and was higher in glacial times than in interglacial times. The thermocline proxies do not completely fit into glacial-interglacial cycles but present two stages of thermocline changes: shallower before 280 ka with higher amplitude and lower frequency abundance fluctuations; deeper after 280 ka with higher frequency and lower amplitude fluctuations. The distinct modes of variations between productivity and thermocline suggest that thermocline change is not a primary controlling factor of biological productivity in the western equatorial Pacific. As the fluctuations of paleoproductivity from Hole 807A match with dust flux records from the northwest Pacific we propose that dust carried from east central Asian is likely to be more significant in enhancing biological productivity in the western equatorial Pacific.

Key words: paleoproductivity; thermocline; eolian process; benthic foraminifera; western equatorial Pacific Ocean.

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目 (No. G2000078500); 国家自然科学基金项目 (No. 40231009); 中国科技部项目 (No. 2002CCA02700).

作者简介: 张江勇 (1978—), 男, 博士生, 从事古海洋与古环境研究, E-mail: zjy905@hotmail.com

大洋表层古生产力研究近年来受到古海洋学界的极大重视,解释极地冰心里 CO_2 含量波动 (Petit *et al.*, 1999) 的必要性使得更新世海洋表层生产力的变幅逐渐成为研究的焦点 (Herguera and Berger, 1991). 当前,学术界一般认为大洋表层浮游植物作为生物泵的重要环节,在改变冰期旋回中大气 CO_2 含量的过程中扮演着关键角色,在全球碳循环中起着核心作用. Herguera and Berger (1991) 基于西太平洋暖池表层生产力在末次盛冰期时是现在的 1.5~2 倍这一现象提出,热带海域更新世生产力变化应该加强研究,而不是只强调高纬过程. 然而,西太平洋暖池很深的温跃层(是印度-太平洋热带海域最深的)会阻碍深部水体中营养物质向有光层的输送,不利于该海域生物泵在全球碳循环中发挥作用. 目前,赤道印度-太平洋表层生产力的低值区正是西太平洋暖池 (Herguera, 1992). 因此,定量研究西太平洋暖池古生产力变化对于评价热带海域在全球碳循环中的作用具有十分重要的意义. 位于西太平洋暖池的西加罗林海 33 万年来的古生产力记录显示冰期高、间冰期低的模式,但冰期时的生产力值并不一样,而是总体呈增大趋势 (Kawahata *et al.*, 1998), 这和南极冰心里冰期时 CO_2 浓度基本相当的现象不一致. 冰期旋回中,西太平洋暖池的生物泵究竟多大程度上影响着大气 CO_2 含量? 控制西太平洋暖池生物生产力的因素究竟有哪些? 显然,理解西太平洋暖池古生产力变化及其机理需要更多的长时间序列古生产力记录. 另外,碳酸盐沉积是大洋碳循环和碳储库变化历史的重要载体,由于缺乏长时间序列古生产力记录,生产力变化在多大程度上影响着太平洋碳酸盐循环仍然是一个悬而未决的问题 (Wu and Berger, 1991).

本文通过微体古生物方法和有孔虫同位素变化来揭示赤道西太平洋深海氧同位素 13 期以来表层生产力的变化,并试图探讨该海域表层生产力变化的控制因素以及初步评估古生产力变化在碳酸盐循环中的作用.

1 材料与方法

1.1 材料与样品处理

ODP 第 130 航次 807A 孔岩心总长度 716.4 m (最老地层为晚渐新世),位于赤道西太平洋翁通-爪哇海台西北缘 ($3^{\circ}36'42''\text{N}$, $165^{\circ}37'49''\text{E}$) (图 1).

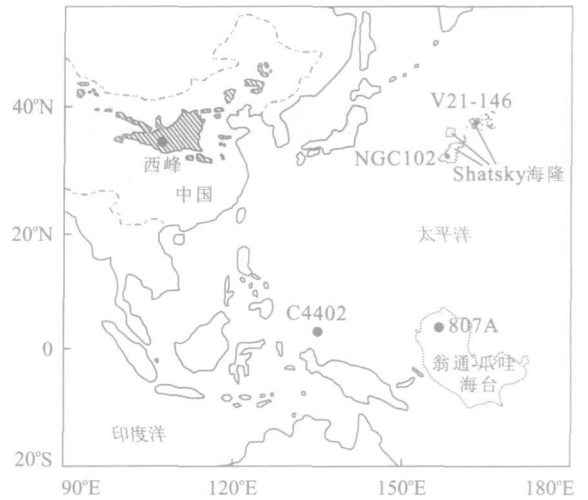


图 1 翁通-爪哇海台 807A 孔、西加罗林海 C4402 孔、Shatsky 海隆 NGC102 孔和 V21-146 孔以及西峰黄土剖面位置

Fig. 1 Map showing the locations of Hole 807A on the Ontong Java plateau, Core C4402 in the West Caroline basin, Core NGC102 and Core V21-146 on the Shatsky Rise and Xifeng loess sequence in China

图中阴影区示中国中北部黄土沉积范围 (Hovan *et al.*, 1991)

水深 2803.8 m (Kroenke *et al.*, 1991). 本次研究的材料取自该孔顶部岩心,柱长 8.37 m,岩性主要由浅灰色-白色有孔虫、超微化石软泥,含有孔虫超微化石软泥组成 (Kroenke *et al.*, 1991). 岩心按 5 cm 间距取样,共获取样品 165 个. 每个样品再分为 2 个子样供有孔虫和超微化石分析.

供分析有孔虫的子样品处理过程如下:取大约 10 cc 样品在 60°C 下烘干、称重. 干样在自来水中连续浸泡至完全散开后,过孔径 $63\ \mu\text{m}$ 的铜筛冲洗,粗组分 ($> 63\ \mu\text{m}$) 在 60°C 下烘干后称重,计算粗组分百分含量. 然后,用孔径 $154\ \mu\text{m}$ 的铜筛干筛粗组分,再等分 $> 154\ \mu\text{m}$ 的组分,从等分样品中挑出 200~400 枚浮游有孔虫进行分析鉴定,并且统计该等分样品的浮游有孔虫碎片,按 Le and Shackleton (1992) 的方法计算浮游有孔虫碎壳率. 之后,再等分剩余样品,在等分样品中挑出底栖有孔虫 100 枚以上进行鉴定统计,统计完毕后,挑选 *Cibicidoides wuellerstorfi* 完整壳体在 Finnigan MAT 252 型稳定同位素质谱仪 (Kiel II 型) 中测定氧、碳稳定同位素,测定的同位素值均转换为国际 Pee Dee Belemnite (PDB) 标准, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的分析精度分别是 $\pm 0.07\%$ 和 $\pm 0.04\%$ (刘传联等, 2005; 拓守廷等, 2006). 浮游有孔虫 *Globigerinoides sacculifer* 氧同

位素数据引自文献 Prentice *et al.* (1993)。

供分析超微化石的子样样品处理过程如下: 从各样品中取适量样品在 60 °C 下烘干, 采用 Baumann *et al.* (1998) 改进的自然沉淀法处理样品, 在偏光显微镜下统计样品中 *Florisphaera profunda* 百分含量, 每个样品的颗石藻化石总数不少于 400 枚。上述所有的微体化石鉴定统计、同位素测试工作均在上海同济大学海洋地质国家重点实验室完成。

1.2 古生产力估算方法

古生物方法例如有孔虫组合、钙质超微化石、硅藻含量等常用于估算古生产力。地球化学方法是估算古生产力的另一种方法, 代用指标包括沉积物中重晶石与 Ba 的堆积速率、Ba/Ti 和 Al/Ti 比值、有机碳含量等 (Averyt and Paytan, 2004)。古生产力指标往往同时受多种环境因素影响, 并且对环境变化的响应存在差异。综合多种古生产力指标是克服这种局限性的有效途径。本文使用底栖有孔虫堆积速率 (BFAR)、浮游与底栖有孔虫碳同位素差 ($\Delta\delta^{13}C_{P-B}$)、钙质底栖有孔虫内生种百分含量以及胶结质底栖有孔虫百分含量来讨论古生产力的变化。上述 4 种古生产力指标所得结果和邻区的古生物指标、地球化学指标的指示结果基本一致, 并且发现矿物、风尘资料是深入揭示西太平洋暖池区生产力变化的关键指标, 有待进一步深入研究。

利用 BFAR 估算古生产力以如下假设为前提: 单位时间、单位面积里生长的底栖有孔虫数量取决于海底有机碳通量, 而后者反映了海洋有光层的生产力状况 (Herguera and Berger, 1991)。BFAR 是底栖有孔虫丰度、沉积速率和干样密度的乘积。本文中 (图 2), 各样品的沉积速率是该样品所属的冰期或间冰期的平均沉积速率, 干样密度由船上资料 (Kroenke *et al.*, 1991) 线性插值求得。再利用 Herguera and Berger (1991) 估算古生产力的公式: $PP = Z \times (31 + 1.06BFAR) / [100 \times (k + r \times Z^{0.5})]$, 定量估算 807A 孔柱状样的初级生产力。公式中 PP 指初级生产力 ($g \cdot cm^{-2} \cdot a^{-1}$), Z 指水深 (m), k 和 r 为系数 ($k = PP/4, r = 0.5$)。

$\Delta\delta^{13}C_{P-B}$ 作为一种常用的研究古生产力方法, 是基于如下原理 (Sarnthein and Winn, 1990): 海洋表层浮游植物在生长过程中优先吸收 ^{12}C , 使得浮游植物自身体内 $\delta^{13}C$ 变轻, 表层海水 $\delta^{13}C$ 变重, 浮游生物死亡后下沉至海底发生分解, 释放 ^{12}C 使深部水体 $\delta^{13}C$ 变轻, 因此 $\Delta\delta^{13}C_{P-B}$ 可以用来反映表层生

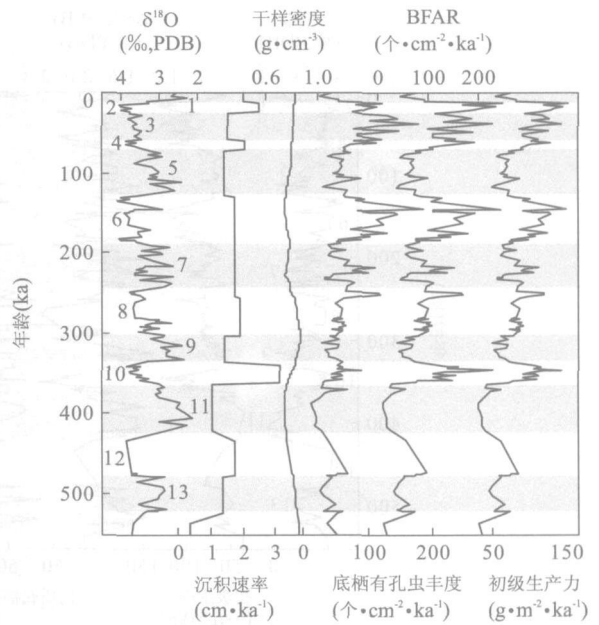


图 2 807A 孔沉积速率、干样密度、底栖有孔虫丰度以及计算的初级生产力分布

Fig. 2 Time series plots of sedimentation rate, dry bulk density, abundance of benthic foraminifera, BFAR, and calculated primary productivity. $\delta^{18}O$ 曲线旁的数字表示深海氧同位素期(下同)

产力变化。 $\Delta\delta^{13}C_{P-B}$ 还受水团变化等因素的影响 (Kroopnick, 1985), 因此只是一种定性的研究方法。

采用 Corliss and Chen (1988) 的方法将钙质底栖有孔虫划分为内生种和外生种两大类, 来计算钙质底栖有孔虫内生种百分含量。底栖有孔虫群的生态习性和海底有机碳通量有关 (Corliss and Chen, 1988), 因此内生种和外生种相对含量的变化可以反映表层生产力变化状况。另外, 本文利用胶结质底栖有孔虫百分含量来讨论古生产力的变化情况, 该类底栖有孔虫被认为适于在低有机碳通量的海底生存 (Kuhnt *et al.*, 1999), 实际上, 807A 孔中的胶结质底栖有孔虫绝大部分为 *Eggerella bradyi* (165 个样品中平均百分含量约 76%), *E. bradyi* 是深海贫养环境里的常见种 (Holbourn and Henderson, 2002), 该种抗溶性强, 在南海 CCD 面 (~3500 m 深) 以下的海底是优势种 (Jian and Wang, 1997)。然而, 807A 孔中 *E. bradyi* 百分含量变化曲线 (图 3) 和浮游有孔虫碎壳率变化曲线 (图 7) 截然不同, 说明 *E. bradyi* 百分含量变化主要反映了表层生产力的变化, 而不是溶解强度的变化。

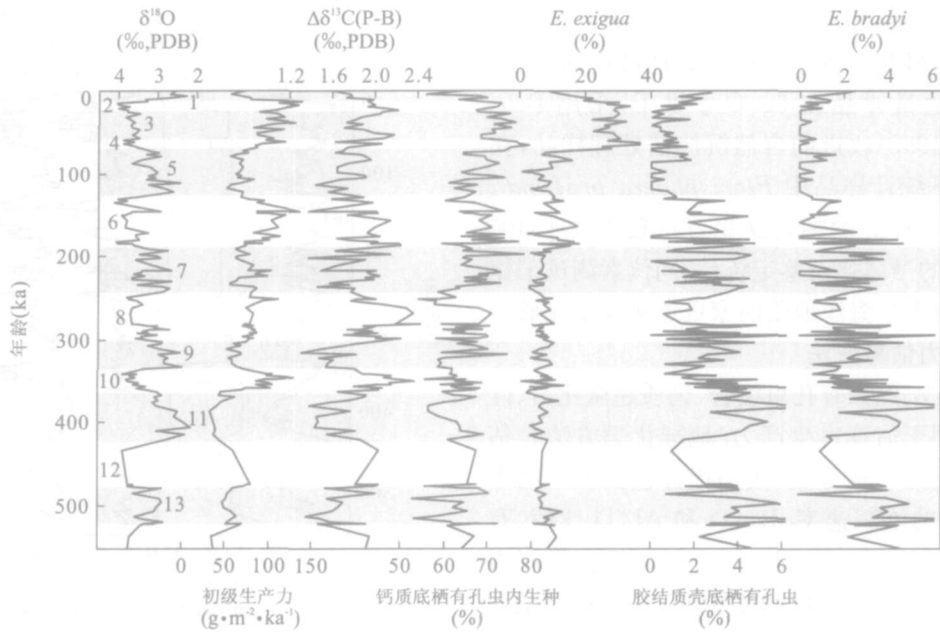


图 3 计算的初级生产力、 $\Delta\delta^{33}\text{C}_{\text{P-B}}$ 、钙质内生种百分含量以及 *E. exigua*、*E. bradyi* 和胶结质底栖有孔虫百分含量分布

Fig. 3 Time series plots of calculated primary productivity, $\Delta\delta^{33}\text{C}_{\text{P-B}}$, and the percentages of calcareous infaunal benthic foraminifera, *E. exigua*, agglutinated benthic foraminifera and *E. bradyi*

1.3 温跃层指标

微体古生物方法是重建大洋温跃层演变的常用方法。本文利用颗石藻 *F. profunda* 百分含量、浮游有孔虫浅水种(生活在混合层)百分含量、浮游有孔虫深水种 *Globoquadrina conglomerata* 百分含量再造赤道西太平洋温跃层的演化。*F. profunda* 适宜生活在上层海水下透光带 (Okada and Honjo, 1973), 其百分含量取决于营养跃层深浅, 当营养跃层处于下透光带时, 利于 *F. profunda* 生长; 营养跃层变浅, 位于上透光带时, 利于其他颗石藻生产 (Molfino and McIntyre, 1990)。一般说来, 营养跃层和温跃层的变化趋势是一致的, 因此 *F. profunda* 百分含量变化可以指示温跃层的变化。温跃层的变化, 还会影响到浮游有孔虫属种组合的变化 (Ravelo and Fairbanks, 1992); 当温跃层变浅(深)时, 浮游有孔虫浅水种因生活空间变小(大)而百分含量降低(高), 相应地, 浮游有孔虫深水种因生活空间变大(小)而百分含量升高(低)。

2 结果

2.1 地层年代

地层年代框架的建立主要依据 807A 孔 *C. wuellerstorfi* 氧同位素曲线, 氧同位素事件的划

分通过和 SPECMAP 标准氧同位素曲线 (Imbire *et al.*, 1984) 对比得到。除了 807A 孔底栖有孔虫氧同位素事件外, 本文还采用该孔 8.41 m 处浮游有孔虫氧同位素事件和 2 个钙质超微化石 *Emiliana huxleyi* 初现面和 *Pseudoemiliana lacunose* 末现面 (Prentice *et al.*, 1993) 作为年龄控制点 (表 1)。年龄控制点之间样品的年龄由线性插值法求得。计算结果表明, 样品底部年龄为 552 ka, 达氧同位素 14 期。

2.2 古生产力变化

由底栖有孔虫堆积速率计算的初级生产力 (图 2)、 $\Delta\delta^{33}\text{C}_{\text{P-B}}$ 和钙质底栖有孔虫内生种百分含量总体均呈上升趋势 (图 3), 表明 807A 孔沉积物记录的表层生产力总体上趋于增大。但在冰期—间冰期旋回中, 各指标的变化特点不尽相同: 计算所得的生产力具有明显的冰期高、间冰期低的特点 (尽管氧同位素 8 期生产力增高没有其他冰期的明显), 除氧同位素 12 期外, 各冰期生产力具有逐渐升高的趋势。 $\Delta\delta^{33}\text{C}_{\text{P-B}}$ 值虽然具有较明显的冰期高、间冰期低的特征, 但氧同位素 8 期 $\Delta\delta^{33}\text{C}_{\text{P-B}}$ 值最大, 和该时期计算所得的初级生产力状况迥然不同。该 $\Delta\delta^{33}\text{C}_{\text{P-B}}$ 异常高值是氧同位素 8 期的底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值太低的结果 (图 7), 因为该时期浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化不大 (Prentice *et al.*, 1993)。东太平洋

表 1 807A 孔顶部岩心年龄模式

Table 1 Age models for Hole 807A upper part

深度 (m)	合成深度 (m)	年龄 (ka)	MIS	深度 (m)	合成深度 (m)	年龄 (ka)	MIS	深度 (m)	合成深度 (m)	年龄 (ka)	MIS
0.120	0.120	6	1.1	3.020	3.020	183	6.6	5.870	5.870	339	10.0
0.245	0.245	12	2.0	3.195	3.195	186	7.0	5.920	5.920	341	10.2
0.545	0.545	24	3.0	3.320	3.320	194	7.1	6.595	6.595	362	11.0
1.095	1.095	59	4.0	3.520	3.520	205	7.2	6.670	6.670	368	11.1
1.345	1.345	71	5.0	3.620	3.620	216	7.3	6.820	6.820	375	11.2
1.520	1.520	80	5.1	3.920	3.920	228	7.4	7.070	7.070	405	11.3
1.620	1.620	87	5.2	4.170	4.170	238	7.5	7.245	7.245	423	12.0
1.720	1.720	99	5.3	4.245	4.245	245	8.0	7.330	7.330	460	b
1.920	1.920	107	5.4	4.270	4.270	249	8.2	7.620	8.220	478	13.0
2.120	2.120	122	5.5	4.520	4.520	257	8.3	7.670	8.270	480	13.1
2.170	2.170	128	6.0	4.620	4.620	269	8.4	7.970	8.570	513	13.2
2.320	2.320	135	6.2	4.630	4.630	280	a	8.070	8.670	520	13.3
2.370	2.370	146	6.3	4.920	4.920	287	8.5	8.270	8.870	524	14.0
2.620	2.620	151	6.4	5.320	5.320	299	8.6	8.410	9.010	563	14.4
2.770	2.770	171	6.5	5.345	5.345	303	9.0				

注: MIS 表示深海氧同位素期; a、b 分别表示钙质超微化石 *E. huxleyi* 初现面和 *P. lacunosa* 未现面。

RC13—110 孔(水深 3 232 m)底栖有孔虫 $\delta^{13}C$ 值在氧同位素 8 期也显示出异常负值,但在其上方的 V19—27 孔(位于太平洋中层水团和深层水团过渡带)却不具这一特征(Mix, 1991)。因此 807A 孔氧同位素 8 期 $\Delta\delta^{13}C_{P-B}$ 最大值可能是太平洋深层水团变化的结果,而与表层生产力变化关系不大。相比较而言,钙质底栖有孔虫内生种百分含量在冰期—间冰期旋回中显得不太规则。特别地,末次冰期内生种百分含量呈下降趋势,与计算所得的初级生产力和 $\Delta\delta^{13}C_{P-B}$ 的变化截然相反,这是由机会种 *Epistominella exigua* 百分含量过高造成的。Corliss and Chen(1988)依据 *E. exigua* 形态特征将其划归为外生种,这就意味着 *E. exigua* 百分含量过高时,钙质底栖有孔虫内生种百分含量就很低,造成一种表层生产力低的假相,实际上, *E. exigua* 在有机碳通量高且季节性变化强的海底是优势种(Loubere, 1998),807A 孔中 *E. exigua* 高百分含量反映的是末次冰期时赤道西太平洋的高生产力状况。

比较上述古生产力指标可以发现,底栖有孔虫堆积速率是 807A 孔中最好的古生产力指标,其指示的古生产力变化具有冰期高、间冰期低的特点,并且总趋势是逐渐增加的。这一古生产力变化特征还体现在胶结质底栖有孔虫百分含量和 *E. bradyi* 百分含量的变化中:除氧同位素 5 期外,二者皆表现为冰期百分含量低(反映高生产力)、间冰期百分含量高(反映低生产力)、百分含量总体呈下降趋势(生产

力总体上升)。

2.3 温跃层变化

807A 孔中 *F. profunda*、浮游浅层种平均百分含量和 *G. conglomerata* 百分含量均不具有简单的冰期—间冰期变化模式(图 4),而是在大约 280 ka 前后呈现出两种不同的变化特征:280 ka 之后的 *F. profunda* 和浮游浅层种平均百分含量较 280 ka 之前的平均百分含量高,而 *G. conglomerata* 平均百分含量在 280 ka 之后较低。此外, *F. profunda*、浮游浅层种和 *G. conglomerata* 的变化特征在 280 ka 之前是高幅低频,而在 280 ka 之后都变为低幅高频。按照温跃层变化和 *F. profunda*、浮游有孔虫生态习性之间关系,上述 3 种温跃层替代指标所反映的温跃层变化是一致的:280 ka 以前温跃层平均深度较浅,呈现高幅低频波动;280 ka 以后温跃层平均深度变深,呈现低幅高频波动。

然而, *F. profunda* 百分含量在 280 ka 前后的变化并非仅限于赤道西太平洋,而是对应着颗石藻 *Gephyrocapsa* 由鼎盛转为衰败这一全球性事件(Bollmann et al., 1998),并且, *F. profunda* 百分含量减少通常被认为指示着表层生产力提高,807A 孔中的 1.53 Ma 以来的 *F. profunda* 百分含量变化也被认为指示着初级生产力的变化(刘传联等, 2005)。807A 孔中 *F. profunda* 百分含量的变化反映的还是温跃层变化吗? 它是否真的指示表层生产力的变化? 480 ~ 262 ka 期间,全球 *F. profunda*

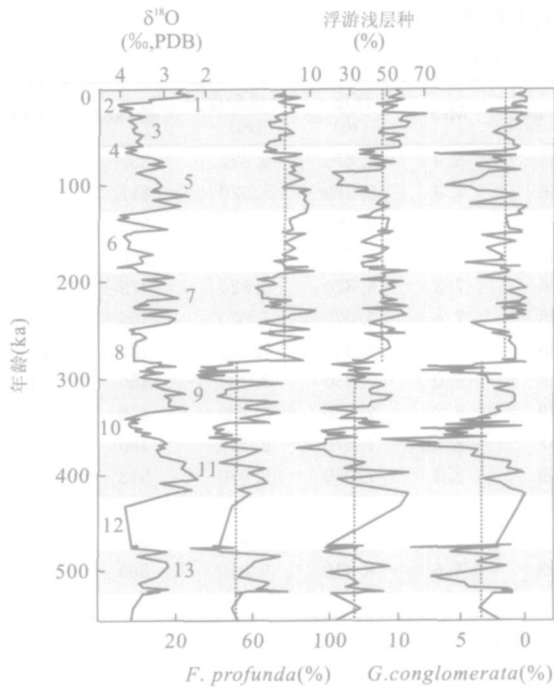


图 4 温跃层替代指标的分布

Fig. 4 Time series plots of proxies of thermocline dynamics 据浮游有孔虫生态习性(Ravelo and Fairbanks 1992), 浮游浅层种包括 *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer* (无最后一个房室)、*Globigerinita glutinata*. 叠加在温跃层替代指标上的虚线表示 283 ka 前后各指标的平均值

百分含量低, 对应着 *Gephyrocapsa caribbeanica* 百分含量高, 并且 *G. caribbeanica* 仅以 *Gephyrocapsa* 过渡型和 *Gephyrocapsa* 寡养型 2 种组合存在, 在现在大洋里, *Gephyrocapsa* 过渡型的 *G. caribbeanica* 仅出现在平均海温在 19~20 °C 之间的大洋过渡带, 而 *Gephyrocapsa* 寡养型的 *G. caribbeanica* 仅出现在大洋亚热带环流中部贫养的海域 (Bollmann *et al.*, 1998). 虽然至今未见有关 *F. profunda* 形态组合的报道, 本文也仅是统计该种的百分含量, 但可以肯定 *F. profunda* 低百分含量和 *Gephyrocapsa* 高百分含量并非一定对应着高的表层生产力. Bollmann *et al.* (1998) 认为, *Gephyrocapsa* 形态组合可能是温跃层变化引起的, 这意味着 *F. profunda* 百分含量的变化可能是温跃层变化引起的. 浮游有孔虫浅水种平均百分含量、*G. conglomerata* 百分含量和 *F. profunda* 百分含量变化指示的温跃层变化的一致性, 有力地支持 *F. profunda* 百分含量的变化反映温跃层变化这一观点.

3 讨论

3.1 生产力变化的控制因素

表层生产力的增高必须以有营养物质的供给为前提, 而营养物质供给的可能途径有海水垂向交换(上升流)、海水水平交换、河流、冰筏、风尘输送. 一般认为温跃层控制着开放大洋的表层生产力, 因为温跃层变浅会导致营养跃层变浅, 使得上层海水能够从大洋深部得到更多的营养物质, 从而促使表层生产力繁盛; 相反, 温跃层加深, 会阻碍大洋深部营养物质向表层海水的运移, 限制表层生产力繁盛. 按照这种逻辑, 807A 孔中温跃层替代指标指示 280 ka 之前温跃层较浅, 生产力应该较高, 而 280 ka 之后温跃层变深, 生产力应该较低, 但该孔中多种古生产力指标皆表明古生产力从氧同位素 13 期以来呈上升的总趋势. 另一方面, 古生产力具有冰期高、间冰期低的特征, 而温跃层的变化并不具有简单的冰期—间冰期变化模式. 由西加罗林海 C4402 孔 (图 1) 沉积物中的有机碳百分含量和生物蛋白石重建的氧同位素 8 期以来的古生产力, 同样显示出冰期高、间冰期低、总体升高的古生产力变化趋势 (Kawahata *et al.*, 1998), 这说明 807A 孔所记录的古生产力反映了西太平洋暖池区的生产力变化情况. 而本次研究的温跃层和古生产力指标均来自同一钻孔, 因此, 温跃层和营养跃层的变化不是赤道西太平洋古生产力变化的主要原因.

赤道西太平洋表层生产力不大可能依靠赤道洋流从东太平洋上升流区运移营养物质来维持, 理由如下: (1) 从未次盛冰期的资料 (Koutavas *et al.*, 2002) 来看, 赤道太平洋的水文状况类似 El Niño 的情况, 即东、西太平洋表层海温梯度变小, 信风强度和沃克环流都减弱, 赤道流向西运移营养物质的能力也应该减弱, 但 807A 孔记录的古生产力在未次冰期时是最高的; (2) 东太平洋上升流区氧同位素 5 期以来的古生产力表现出冰期低、间冰期高的高频波动 (Loubere, 2000), 表明可供向西搬运的营养物质和赤道西太平洋古生产力的变化模式截然不同. 冰筏不可能运移至赤道附近, 也就不可能是赤道西太平洋海域的营养物质来源. 赤道西太平洋表层生产力也不可能靠河流供给营养物质来维持, 因为认为翁通—爪哇海台远离大陆, 河流运移营养物质的贡献相当有限 (Krissek and Janecek 1993), 西加罗林海的 C4402 孔比 807A 孔更接近新几内亚岛, 但

其沉积物中的 C/N 比值变化范围在 4.7 ~ 11.6, 平均 8.3, 表明该孔沉积物来自海洋生物沉积 (Kawahata *et al.*, 1998). 所罗门群岛沿岸上升流影响底栖有孔虫群的范围相当狭小 (Burke, 1981), 其运移营养物质的贡献也可以忽略. 因此, 控制赤道西太平洋表层生产力的可能因素中, 只剩下风尘输送这一途径. 尽管 ODP130 航次后的风尘通量的研究在 500 ka 以来仅有几个数据点 (Krissek and Janecek 1993), 然而, 翁通一爪哇海台渐新世以来的风尘沉积记录表明, 在整个第四纪里该地沉积有信风和当地各风向搬运来的风尘, 但主要沉积来自亚洲的风尘 (Krissek and Janecek 1993). 因此, 本文提出风力搬运粉尘是赤道西太平洋有光层营养物质供给的关键过程, 亚洲风尘可能是赤道西太平洋海域关键 (限制性) 营养物质的主要携带者, 认为沉积到赤道西太平洋的风尘通过加速蓝绿藻固氮作用 (Falkowski, 1997) 来提高该寡养海域的表层生产力. 亚洲风尘向赤道西太平洋的搬运可以先通过西风在高空搬运, 后被东北信风在较低的高度搬运 (Duce *et al.*, 1980; Krissek and Janecek 1993) (图 5) 这一过程来实现. 由于热带辐合带是经常移动的, 不能形成亚洲

风尘向南半球输送的有效屏障 (Rea, 1994), 赤道西太平洋也就可以沉积由东北信风搬运来的亚洲风尘. 一般来讲, 亚洲风尘对西北太平洋的影响较大, 其对赤道西太平洋的影响程度需要有实际的观测资料来说明. 为了讨论亚洲风尘对赤道西太平洋表层生产力的控制作用, 根据亚洲风尘运移轨迹, 我们选择西北太平洋 Shatsky 海隆 V21-146 孔 (图 1) 来进行比较研究.

Shatsky 海隆位于盛行西风之下, V21-146 孔的风尘通量变化跟黄土序列的旋回相同 (图 6), 代表了晚第四纪亚洲中东部风尘向太平洋输送的历史 (Hovan *et al.*, 1991). 从图 6 可以看出, V21-146 孔的风尘通量, 像 807A 孔的古生产力一样, 同样也呈现出总体增加的趋势, 二者的相似性表明亚洲中东部风尘向赤道西太平洋的输送对于提高该海域表层生产力可能具有决定意义. 有意思的是, Shatsky 海隆 NGC102 孔 (图 1) 古生产力指标 (BFAR, 有机碳百分含量与堆积速率) 同样也呈现出总体增加的趋势 (图 6), 这说明赤道西太平洋和西北太平洋共同受亚洲中东部风尘的控制.

3.2 西太平洋生产力变化的区域性及其对碳酸盐循环的贡献

Herguera and Berger (1991) 发现赤道西太平洋末次冰期时的表层生产力比全新世时高, 和全球其他低纬海域 (如大西洋) 古生产力变化一致, 从而提出热带海域的表层生产力变化对于改变大气 CO₂ 浓度有重要意义. 然而, 西太平洋表层生产力的波动很可能受亚洲中东部气候变化的控制, 高的深海风尘通量是 (盛) 冰期亚洲中东部干旱气候条件下黄土形成的反映 (Hovan *et al.*, 1989) (图 6 中西峰黄土序列), 深海风尘通量的总体增加趋势反映了亚洲中东部气候的长期持续干旱 (Hovan *et al.*, 1991). 本次研究所揭示的氧同位素 13 期以来的古生产力变化尽管具有冰期高、间冰期低的特征, 但总体呈上升的趋势, 并不和极地冰心里的 CO₂ 浓度以及氡含量指示的气温变化趋势一致; 二者在冰期—间冰期尺度上处于长期平稳波动中 (Petit *et al.*, 1999) (图 7).

全球其他海域因各自的水文状况和生物地球化学特征不同, 会有不同的生产力变化模式, 如果全球大洋表层生产力变化通过生物泵控制着冰期旋回尺度上大气 CO₂ 浓度和 (或) 温度的变化这一观点成立的话, 很难理解各海域会协同变化以求达到冰心里的 CO₂ 浓度和气温变化在冰期—间冰期尺度

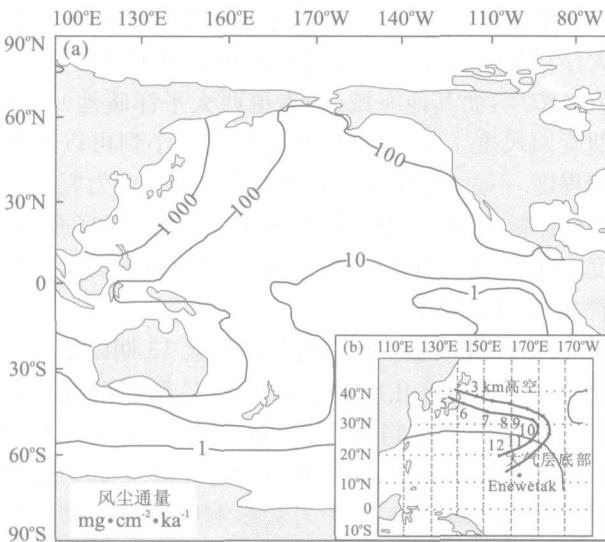


图 5 亚洲风尘在太平洋风尘沉积过程中的主导地位及亚洲风尘从西风带进入东北信风带示意图

Fig. 5 Map showing the single overwhelming Asian provenance of dust to the Pacific and the trajectory of Asian dust to the western Pacific

a. 太平洋矿物气溶胶沉积速率分布图 (Rea, 1994); b. 1978 年 5 月 5 日至 12 日亚洲风尘从西风带 3000 m 高空以反气旋形式到达恩内威塔克 (Enewetak) 岛的理想化轨迹 (外线所示); 内线圆点表示每天反气旋中心的位置 (Duce *et al.*, 1980)

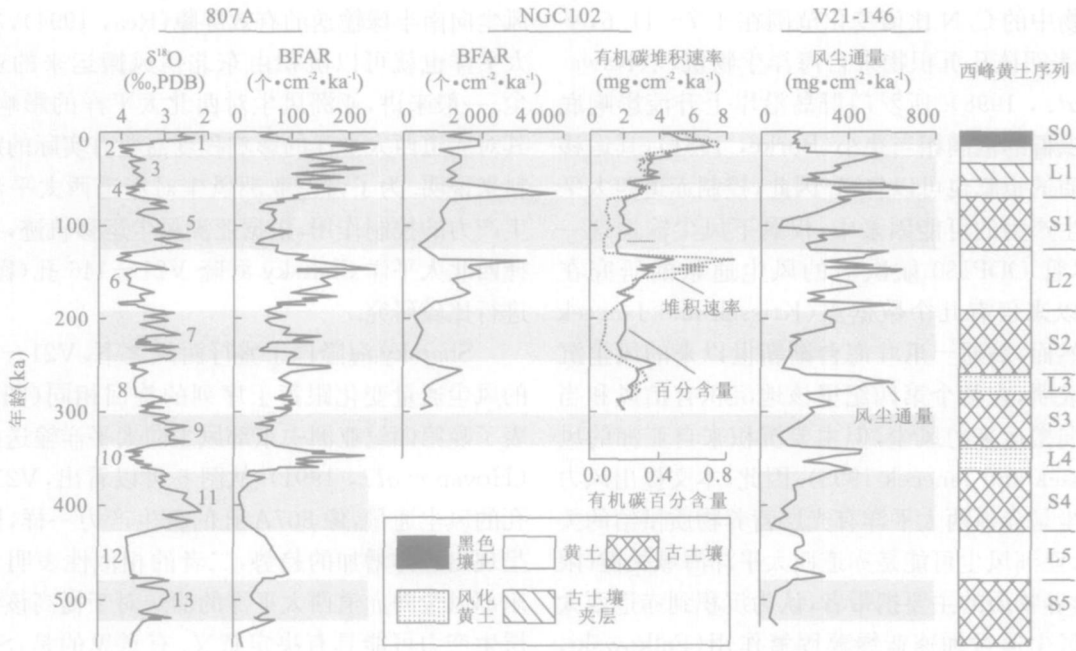


图 6 807A 孔和 NGC102 孔古生产力替代指标、V21-146 孔风尘通量和氧同位素以及西峰黄土序列分布

Fig. 6 Time series plots of benthic foraminifera oxygen isotope and BFAR in Hole 807A, BFAR and organic carbon content and mass accumulation rate of organic carbon in Core NGC102, eolian flux in Core V21-146 and Xifeng loess sequence

NGC102 孔 BFAR 数据引自 Ohkushi *et al.*, 2000; 有机碳百分含量和堆积速率数据引自 Kawahata *et al.*, 1999; V21-146 孔风尘通量和氧同位素以及西峰黄土序列引自 Hovan *et al.*, 1991

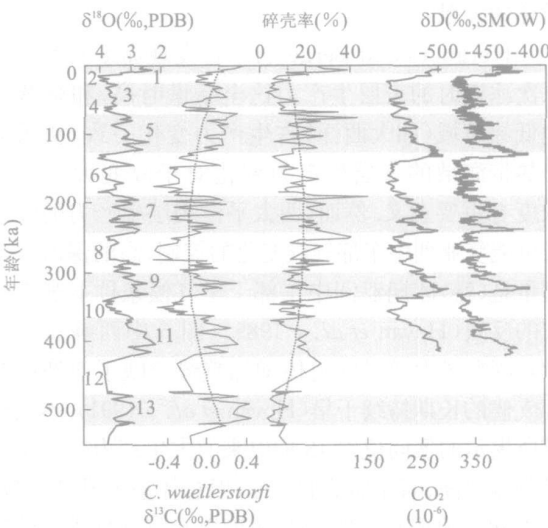


图 7 807A 孔 *C. wuellerstorfi* δ³¹C、浮游有孔虫碎壳率以及东南极 Vostok 站冰心的 CO₂、D 的分布

Fig. 7 Time series plots of *C. wuellerstorfi* δ³¹C and planktonic foraminifera fragment ratio in Hole 807A and CO₂ and deuterium content at Vostok station in East Antarctica

叠加在 *C. wuellerstorfi* δ³¹C 和碎壳率之上的虚线表示氧同位素 13 期以来它们各自的趋势线. 这两个趋势线没有包括同位素 14 期, 因为最近一次 50 万年周期始于 13 期 (Wang *et al.*, 2004); Vostok 站

上长期平稳波动, 或许全球有某一关键海域 (比如南大洋, Martin, 1990) 决定着冰期旋回尺度上大气 CO₂ 浓度, 而其他海域 (如赤道西太平洋暖池) 对冰期旋回尺度上大气 CO₂ 浓度的贡献小到可以忽略的程度. 不过, 现在并不清楚大洋生物生产力究竟是如何影响或响应冰期旋回中的 CO₂ 浓度和 (或) 温度变化的. 除了生物生产力, 也许还有别的因素控制着大气 CO₂ 浓度.

807A 孔表层生产力自氧同位素 13 期以来总体上升趋势也和该孔底栖有孔虫 δ³¹C 和浮游有孔虫碎壳率总体变化趋势不一致, 二者均表现出大约 500 ka 的长周期 (δ³¹C 重值, Wang *et al.*, 2004). 按照通常的理解, 表层生产力会影响底栖有孔虫 δ³¹C 和浮游有孔虫碎壳率的: 表层生产力高时, 会有更多的富 ¹²C 的有机物质从海洋表层沉降海底, 这些有机质被氧化后会降低深层水体的 δ³¹C 以及增加 CO₂, 使海水腐蚀性增强, 浮游有孔虫碎壳率增加. 古生产力的变化与底栖有孔虫 δ³¹C、浮游有孔虫碎壳率变化总趋势的不一致支持赤道太平洋表层生产力对太平洋碳酸盐旋回的作用可以忽略 (Berger, 1973) 这一观点.

4 结论

ODP807A 孔顶部 8.37 m 的岩心记录了约 552 ka 以来的大洋沉积历史, 微体古生物学和有孔虫碳同位素方面的证据表明, 赤道西太平洋古生产力自深海氧同位素 13 期以来总体呈升高趋势, 具有冰期高、间冰期低的特征, 在太平洋碳储库变化中的作用可以忽略。温跃层变化不呈冰期—间冰期的简单变化模式: 280 ka 以前温跃层平均深度较浅, 呈现高幅低频波动; 280 ka 以后温跃层平均深度变深, 呈现低幅高频波动。从温跃层变化导致开放大洋表层生产力变化这一传统观点分析, 由温跃层变化所推论的表层生产力变化和用古生产力替代指标重建的表层生产力变化差异很大。因此, 温跃层变化不是表层生产力变化的主要原因。该孔表层生产力变化与西北太平洋风尘通量记录较一致, 说明赤道西太平洋海区古生产力很可能主要受亚洲风尘输送强度的控制, 研究该区高分辨率的风尘通量资料将验证这一工作假说的适用性。

References

- Averyt, K. B., Paytan, A., 2004. A comparison of multiple proxies for export production in the equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 19: PA4003, doi: 10.1029/2004PA001005.
- Baumann, K., Andruleit, H. A., Su, X., 1998. Comparison of different preparation techniques for quantitative nanofossil studies. *Journal of Nannoplankton Research*, 20: 75–80.
- Berger, W. H., 1973. Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles. *Journal of Foraminiferal Research*, 3: 187–195.
- Bollmann, J., Baumann, K. H., Thierstein, H. R., 1998. Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in Late Pleistocene: Selective dissolution, evolution, or global environmental change? *Paleoceanography*, 13: 517–529.
- Burke, S. C., 1981. Recent benthic foraminifera of the Ontong Java Plateau. *Journal of Foraminiferal Research*, 11: 1–19.
- Corliss, B. H., Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16: 716–719.
- Duce, R. A., Unnik, C. K., Ray, B. J., et al., 1980. Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical north Pacific: Temporal variability. *Science*, 209: 1522–1524.
- Falkowski, P. G., 1997. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO₂ in the ocean. *Nature*, 387: 272–275.
- Herguera, J. C., 1992. Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: Glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 19: 79–98.
- Herguera, J. C., Berger, W. H., 1991. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: Glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology*, 19: 1173–1176.
- Holbourn, A. E., Henderson, A., 2002. Re-illustration and revised taxonomy for selected deep-sea benthic foraminifers. *Paleontologia Electronica*, 4(2), 34pp, 628 kB; http://paleo-electronica.org/paleo2001_2/foram/issue_2_01.htm.
- Hovan, S. A., Rea, D. K., Pisias, N. G., et al., 1989. A direct link between the China loess and marine $\delta^{18}\text{O}$ records: Aeolian flux to the north Pacific. *Nature*, 340: 296–298.
- Hovan, S. A., Rea, D. K., Pisias, N. G., 1991. Late Pleistocene continental climate and oceanic variability recorded in Northwest Pacific sediments. *Paleoceanography*, 6: 349–370.
- Imbire, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., et al., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A. L., Imbire, J., Hays, J. et al., eds., *Milankovitch and climate*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 269–305.
- Jian, Z., Wang, L., 1997. Late Quaternary benthic foraminifera and deep-water paleoceanography in the South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 32: 127–154.
- Kawahata, H., Ohkushi, K., Hatakeyama, Y., 1999. Comparative Late Pleistocene paleoceanographic changes in the mid latitude boreal and austral western Pacific. *Journal of Oceanography*, 55: 747–761.
- Kawahata, H., Suzuki, A., Ahagon, N., 1998. Biogenic sediments in the West Caroline basin, the western equatorial Pacific during the last 330 000 years. *Marine Geology*, 149: 155–176.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T. M., et al., 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 297: 226–230.
- Krissek, L. A., Janecek, T. R., 1993. Eolian deposition on the Ontong Java plateau since the Oligocene: Unmixing a record of multiple dust sources. In: Berger, W. H., Kro-

- enke, W., Mayer, L. A., et al., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results. College Station, Texas: Ocean Drilling Program, 130: 471–490.
- Kroenke, L. W., Berger, W. H., Janecek, T. R., et al., 1991. Proceedings of the Ocean Drilling Project Initial Reports. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 130: 369–493.
- Kroopnick, P. M., 1985. The distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of CO_2 in the world oceans. *Deep Sea Research*, 32: 57–84.
- Kuhn, W., Hess, S., Jian, Z., 1999. Quantitative composition of benthic foraminiferal assemblages as a proxy indicator for organic carbon flux rates in the South China Sea. *Marine Geology*, 156: 123–157.
- Le, J., Shackleton, N. J., 1992. Carbonate dissolution fluctuations in the western equatorial Pacific during the Late Quaternary. *Paleoceanography*, 7: 21–42.
- Liu, C. L., Cheng, X. R., Wang, R. J., et al., 2005. Oxygen and carbon isotope records of Quaternary calcareous nannofossils from the western Pacific warm pool and their palaeoceanographical significance. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 30(5): 559–564, 603 (in Chinese with English abstract).
- Loubere, P., 1998. The impact of seasonality on the benthos as reflected in the assemblages of deeper water benthic foraminifera. *Deep Sea Research*, 45: 409–432.
- Loubere, P., 2000. Marine control of biological production in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 406: 497–500.
- Martin, J. H., 1990. Glacial-interglacial CO_2 change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, 5: 1–13.
- Mix, A. C., 1991. Carbon 13 in Pacific deep and intermediate waters, 0–370 ka: Implications for ocean circulation and Pleistocene CO_2 . *Paleoceanography*, 6: 205–226.
- Molino, B., McIntyre, A., 1990. Precessional forcing of nutrient dynamics in the equatorial Atlantic. *Science*, 249: 766–769.
- Ohkushi, K., Thomas, E., Kawahata, H., 2000. Abyssal benthic foraminifera from the northwestern Pacific (Shatsky Rise) during the last 298 kyr. *Marine Micropaleontology*, 38: 119–147.
- Okada, H., Honjo, S., 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep Sea Research*, 20: 355–374.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., et al., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429–436.
- Prentice, M. L., Freiz, J. K., Simonds, G. G., et al., 1993. Neogene trends in planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ from site 807: Implications for global ice volume and western equatorial Pacific sea-surface temperatures. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 130: 281–306.
- Ravelo, A. C., Fairbanks, R. G., 1992. Oxygen isotopic composition of multiple species of planktonic foraminifera: Recorders of the modern photic zone temperature gradient. *Paleoceanography*, 7: 815–831.
- Rea, D. K., 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Reviews of Geophysics*, 32: 159–195.
- 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.
- Tuo, S. T., Liu, Z. F., Zhao, Q. H., et al., 2006. The earliest Oligocene glacial maximum: Records from ODP Site 1265, South Atlantic. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 31(2): 151–158 (in Chinese with English abstract).
- Wang, P., Tian, J., Cheng, X., et al., 2004. Major Pleistocene stages in a carbon perspective: The South China Sea record and its global comparison. *Paleoceanography*, 19: PA4005, doi: 10.1029/2003PA000991.
- Wu, G., Berger, W. H., 1991. Pleistocene $\delta^{18}\text{O}$ records from Ontong-Java plateau: Effects of winnowing and dissolution. *Marine Geology*, 96: 193–209.

附中文参考文献

- 刘传联, 成鑫荣, 王汝建, 等. 2005. 西太平洋暖池区第四纪钙质超微化石氧碳同位素特征及意义. 地球科学——中国地质大学学报, 30(5): 559–564, 603.
- 拓守廷, 刘志飞, 赵泉鸿, 等. 2006. 渐新世初大冰期事件: 南大洋 ODP1265 站的记录. 地球科学——中国地质大学学报, 31(2): 151–158.