

第四纪冰期旋回转型在南沙深海的记录*

汪品先 田军 成鑫荣

(同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092)

摘要 对南沙海区水深 2772 m 的 ODP1143 井上部 105.08 m 岩芯进行高分辨率氧同位素分析, 取得 MIS 1~86 期即 2.25 Ma 以来的历史, 时间分辨率约 2 ka, 为迄今所知的最好记录之一. 氧同位素曲线详细展示了更新世的冰期旋回, 由早期的 40 ka 周期为主, 向晚期 100 ka 周期为主的“转型”, 证明两者之间有一个长达近 300 ka 的过渡期, “中更新世革命”并非一次简单的突变. 而且在 100 ka 的冰期旋回中, 低纬区热带表层水的变化在先, 高纬区冰盖的反应在后. 对比表明, 北半球冰盖增大、冰期延长的原因不在冰盖本身, 而在北半球高纬区之外.

关键词 第四纪 冰期旋回 中更新世革命 氧同位素分期 南沙海区

由地球运行轨道几何形态的周期性变化, 引起第四纪冰期旋回, 这种所谓“Milankovitch 周期”的发现, 是 20 世纪古气候研究中最为光彩夺目的成绩. 而冰期旋回由第四纪早期的 40 ka 为主, 向晚期的 100 ka 周期转变, 又是其中最突出的特色. 这种特色在深海沉积中发现后^[1], 也在黄土-古土壤剖面中得到证实^[2]. 但是, 能引起 100 ka 周期的黄道偏心率对地球接受太阳辐射率的影响甚微, 为什么更新世中期会从 40 ka 周期转成 100 ka 周期, 至今还是不解之谜. 这个所谓“100 ka 难题”长期以来困惑着地学界^[3].

自从深海钻探在加勒比海 DSDP 502B 孔, 发现 900 ka 前后的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示 40 ka 与 100 ka 不同周期^[4]以来, 近 20 年来学术界对两者之间的转型发表了大量文章和不同意见, 最近这种讨论更有升温的趋势^[5,6]. 争论集中在 3 个方面: 第一, 由 40 ka 到 100 ka 周期的变化, 是 900 ka 前的一次“革命”性变化即所谓“中更新世革命(Mid-Pleistocene Revolution)”^[7], 还是延续了十几万年的一场过渡即“中更新世过渡(Mid-Pleistocene Transition)”^[8]? 第二, 这种转型是由于北极冰盖增大超过一定的临界值, 引起冰盖动力学上的变化所致^[9], 还是全球碳循环的反应, 导致大气 CO_2 含量变化的结果^[5]? 第三, 变化的根源究竟是在高纬区^[7,10], 还是在低纬区^[8]?

上述问题之所以引起争论, 关键还是材料不足. 需要有良好的年龄控制、足够的时间分辨率和必要的空间覆盖面的一系列剖面记录, 才能逐步澄清这些问题. 1999 年 ODP184 航次在南沙海区钻探的 1143 孔取得的高质量岩芯, 和航次后对其第四纪地层所作的高分辨率氧同位素分析, 为探讨以上问题提供了宝贵材料. 本文试用 1143 孔分析结果, 对第四纪气候转型的性质和原因进行讨论.

2001-02-05 收稿, 2001-06-20 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 49999560)和国家重点研究专项经费(批准号: 2000078505)资助项目

1 材料和方法

ODP1143 孔位于南沙海区, $9^{\circ} 21.72'N$, $113^{\circ} 17.11'E$, 水深 2722 m 处, 共钻井 3 口, 合成深度为 510 mcd(以下简称 m), 揭示了约 12 Ma 来的历史. 顶部 100 m 为绿灰色粘土, 富含钙质超微化石及有孔虫^[11]. 本次分析取上部 105.08 m 井段, 基本上以 10 cm 间距采样, 时间跨度约 2 ka. 样品经烘干、筛洗之后, 从每个样品粒径大于 0.154 mm 的粗组分中挑取底栖有孔虫 *Cibicidoides wuellerstorfi* 和 *Uvigerina* spp., 前者取直径 0.3~0.9 mm 的个体 2~8 枚, 后者取长 0.4~0.9 mm 的个体 3~6 枚进行同位素分析. 同样, 从每个样品中挑出浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* 壳径 0.3~0.36 mm 之间的个体 10~15 枚进行分析. 少量样品受化石丰度与保存条件的限制, 未能提供分析所需的数量. 总共分析了 898 个样品的底栖有孔虫, 1015 个样品的浮游有孔虫. 微量样品氧、碳稳定同位素分析的具体方法, 见文献[12]所述. 鉴于底栖有孔虫内生种和表生种氧同位素的差值, 采用通用标准, 将 *Uvigerina* 的 $\delta^{18}O$ 值减去 0.64‰, 使其与 *Cibicidoides wuellerstorfi* 的 $\delta^{18}O$ 值相当. 测试所得 ODP1143 孔的底栖与浮游有孔虫氧同位素曲线, 如图 1 所示.

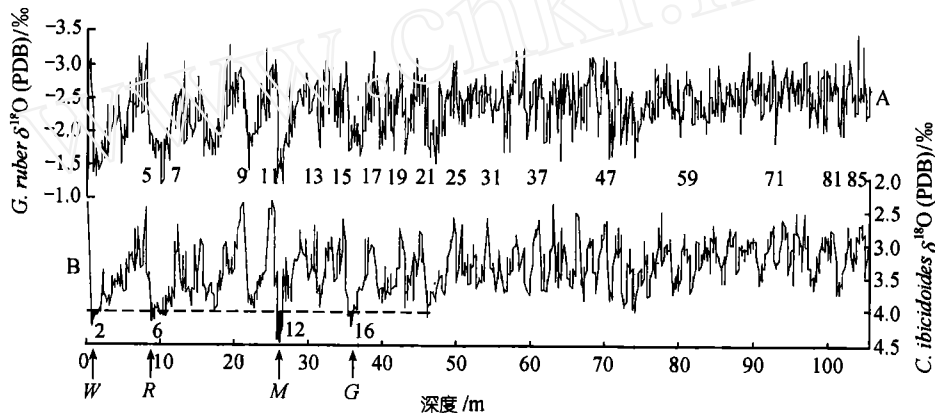


图 1 ODP1143 孔上部井段氧同位素曲线

A. 浮游有孔虫(*Globigerinoides ruber*); B. 底栖有孔虫(*Cibicidoides wuellerstorfi*). 图面数字指海洋氧同位素分期(MIS), 奇数为间冰期, 偶数为冰期. 注意第 2, 6, 12, 16 期时底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 值最重(虚线示 $\delta^{18}O$ 4‰值), 造成阿尔卑斯山的冰期记录: W 为玉木冰期(Würm), R 为里斯冰期(Riss), M 为明德冰期(Mindel), G 为群智冰期(Günz)

2 地层

ODP1143 孔的布容-松山古地磁界线约在 42.5 m 处, 42.81 m 出现大量玻璃陨石, 应是距今 780 ka^[13]. 在生物地层标志中, 有 8.07 m 处的粉红色 *Globigerinoides ruber* 末现面(距今约 120 ka), 及其在 25.03 m 处的初现面(400 ka), 超微化石 *Pseudoemiliana lacunosa* 在 27.27 m 处的末现面(460 ka), 底栖有孔虫 *Stilostomella* 在 48.74 m 处的末现面(750 ka), 73.85 m 超微化石 *Calcidiscus macintyreii* 的末现面(1.59 Ma), 83.40 m 处浮游有孔虫 *Globigerinoides fistulosus* 的末现面(1.77 Ma)和 96.09 m 处 *Globorotalia truncatulinoides* 的初现面(2 Ma)^[11,14]等, 为本井段提供了很好的年龄框架.

底栖有孔虫的氧同位素曲线, 是深海地层精确对比的重要依据. 1143 孔的曲线与 SPECMAP^[15]和各大洋的相应曲线对比良好, 从而为本孔的年代地层学提供了更加详细的标

尺. 图 2 所示, 为本孔与东太平洋 ODP677 孔(1° 12' N, 83° 44' W, 水深 3461 米)底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 的对比^[16]. 由图可见, ODP1143 孔的上部 105 m 地层包含氧同位素分期(MIS, 即 Marine Isotope Stage)1 ~ 86 期, 根据 Shackleton 等(1990)^[19]的年代表, 应相当 2.25 Ma 的历史.

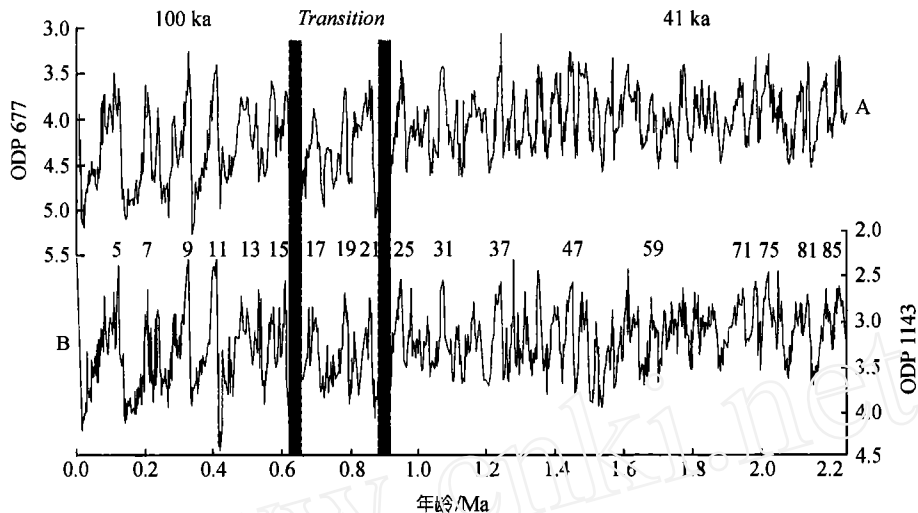


图 2 南海 ODP1143 孔与东太平洋 ODP677 孔^[16]的底栖有孔虫氧同位素曲线对比
图中展示两者的良好对应关系和共同特点. 数字为氧同位素分期(MIS), 图面展现早期以 40 ka 周期为主、晚期以 100 ka 周期为主、中期为两者过渡的特点

因此, 1143 孔第四纪氧同位素曲线在迄今所知 2 Ma 长序列的剖面中, 具有最高的分辨率. 深海钻井中同位素分析的高分辨率长序列剖面不多, 长达 2 Ma 以上的各大洋代表性站位如表 1 所列. 其中只有东太平洋 ODP677 孔^[19]与本井相当, 分辨率均高达 2.2 ka 左右. 高分辨率的同位素记录, 为追溯冰期旋回的转型提供了条件.

表 1 世界各大洋高分辨率长序列(>2 Ma)氧同位素剖面

	站位	分辨率/ka	序列/Ma	文献
东太平洋	ODP677	2.3	2.60	Shackleton 等 1990 ^[19]
	ODP1143(浮游有孔虫)	2.2	2.25	本文
西太平洋	ODP1143(底栖有孔虫)	2.5	2.25	
	ODP806	4.0	2.20	Berger 等 1993 ^[7]
印度洋	ODP758	6.4	2.50	Farrell 和 Janecek, 1991 ^[20]
大西洋	ODP607	3.4	2.98	Ruddiman 等 1989 ^[21]

3 “革命”还是“过渡”

80 年代初, 深海钻探揭示了距今 900 ka 前冰期旋回发生重大变化, 从 MIS 23 期进入 22 期后, 气候旋回的变幅增大、频率降低^[4]. 10 年以后, 西太平洋翁通-爪哇海台的大洋钻探取得更为连续的沉积剖面, 此次强烈的转折被称为“中更新世革命”^[7].

在南沙的 1143 孔剖面中, 中更新世这次气候转型更为明显: $\delta^{18}\text{O}$ 曲线显示的冰期/间冰期旋回, 变动幅度从早期的不足 1‰, 至后期上升到将近 2‰; 而旋回周期也由 40 ka 增加至 100 ka(图 2). 但这两项变化并不同步: 900 ka 前(“中更新世革命”)的 MIS22 期时底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 值重达 4‰, 超过了以往任一冰期的重值; 但从 MIS22 到 21 期的冰期/间冰期旋回长度只有 60 ka,

100 ka 周期要到 MIS16 期, 亦即“中更新世革命”之后将近 300 ka 时方才确定, 两者之间夹一个过渡期(图 2). 可见中更新世的气候“转型”并非“一步到位”的事件, 而是经历了长期变化的过程.

从本质上说, 所谓“转型”就是原来按斜率周期应当在 40 ka 后结束的冰期并不结束, 冰盖反而继续增大延续至 100 ka. 与此相应, 冰期旋回中海平面升降的幅度也比原来增大 33 m^[4]. 然而, 实际记录中冰期旋回的长度并不只有 40 和 100 ka 两种(图 2), 在更新世早期就有过超越 40 ka 的较长旋回, 好像是失败了“转型”尝试; 在更新世晚期的旋回长度由 84 ka 到 116 ka 不等, 好像是以岁差周期为单位, 呈“量子”状由 4~5 次岁差周期合成 100 ka 周期^[8]. 因此, 约 900 ka 前的“中更新世革命”只是 100 ka 周期从 MIS22-23 期时开始出现, 而稳定的 100 ka 周期、典型的锯齿状 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线则要到二三十万年以后, 从 MIS16 期开始(图 3). 最近对南大西洋一系列深海剖面中磁化率的高分辨率分析结果, 明确地揭示出从 920 ka 到 640 ka 前的“中更新世过渡期”, 而且在其前后各有一个“开始阶段”和“终止阶段”(图 3 上部, I 和 II)^[17].

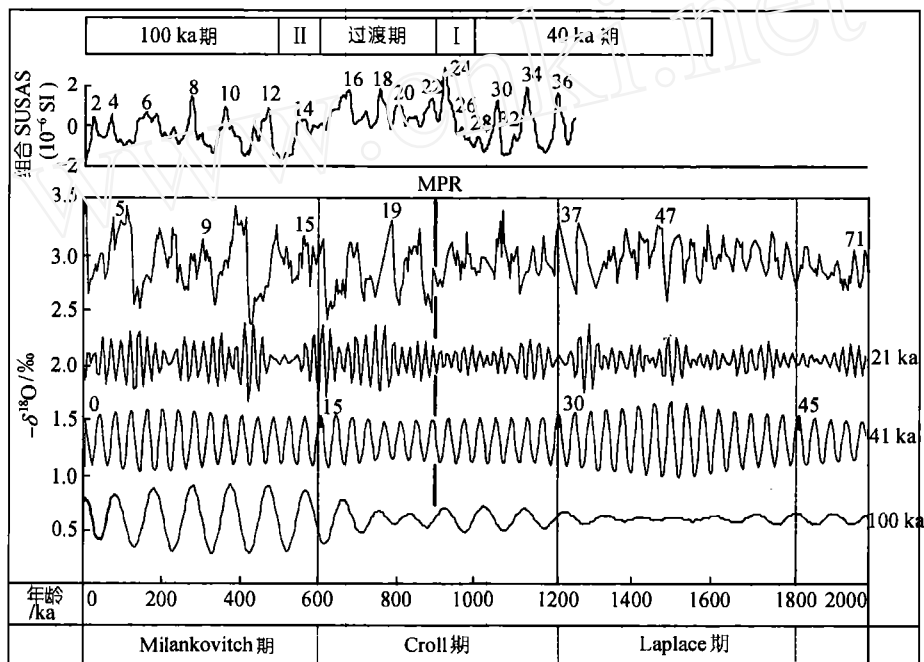


图 3 第四纪冰期旋回从早期 40 ka 周期向晚期 100 ka 周期为主的过渡

上部为南大西洋磁化率显示的过渡^[17], I. 过渡期的开始阶段, II. 过渡期的终止阶段. 中部为南沙 ODP1143 孔底栖有孔虫氧同位素曲线. MPR 为中更新世革命. 下部为西太平洋 ODP806 孔氧同位素曲线经滤波抽出的 3 个地球轨道周期的成分: 21 ka 的岁差周期, 41 ka 的斜率周期和 100 ka 的偏心率周期, 以及根据斜率周期(以 15, 30, 45 个周期为界)得出的更新世分期: Milankovitch 期、Croll 期与 Laplace 期^[18]

中更新世气候转型的过渡性质, 不仅表现在约 900 ka 前的“革命”之后, 也表现在此前. 有趣的是 W. Berger 本人在提出“中更新世革命”的同时, 提议按轨道周期的性质差别将更新世 1.8 Ma(45 个斜率周期)三分, 分别以对认识轨道周期有贡献的学者命名: 最近的 600 ka(即最近的 15 个斜率周期)以 100 ka 周期为主, 称 Milankovitch 期; 1.2~1.8 Ma 前(第 30~45 个斜率周

期)以 40 ka 周期为主, 称 Laplace 期; 其间的 0.6~1.2 Ma 前(第 15~30 个斜率周期)属过渡期, 称 Croll 期^[7]. 可见, “中更新世革命”只是过渡时期内部的一个转折而已, 而 100 ka 周期的强度从 1.2 Ma 前已经开始增加(图 3). 最近热带大西洋 ODP 659 孔(18° N, 21° W) $\delta^{18}\text{O}$ 曲线的滤波结果, 发现 90~130 ka 频道的周期性从 1.5 Ma 就开始增强, 说明向 100 ka 周期的过渡早在更新世早期就已经在酝酿^[6].

4 原因在高纬区还是低纬区

早在 20 a 前, 学术界就意识到黄道偏心率对地面辐射量的影响太小, 不足以产生 100 ka 周期的冰期旋回; 100 ka 周期的效应是以某种方式对岁差(20 ka)周期的表现强弱进行调节^[22]. 是什么样的机制在调节着气候周期? 是什么原因使冰期旋回有长有短?

种种不同的答案可以归纳为两类, 一类归因于北半球冰盖的动力学, 一类认识是大气的 CO_2 . 前者以主张中更新世“革命”性突变的 W. Berger 为代表, 他提出在长期冰蚀作用下北半球极区的地形遭受改造, 产生出深凹的陆架海区, 可以容纳更大规模的北半球冰盖^[9]. 近来又有模拟证明多次冰期旋回的剥蚀使北美冰盖下伏的沉积岩软性地基耗去, 冰盖直接座落在结晶岩硬性基底之上, 能够承载更厚的冰层^[10]. 这些冰盖动力学条件的变化, 使北半球冰盖的增长不以 40 ka 为限. 主张大气 CO_2 含量导致 100 ka 周期的代表可推 M. Raymo, 她认为晚新生代高原隆升使岩石风化作用加剧, 消耗大气 CO_2 , 当 CO_2 浓度降到一定值以后冰盖更容易加大, 转入 100 ka 周期^[3], 而北大西洋深层水的减弱使全球气候干旱化, 又是导致转型的直接原因^[3]. 最近 N. Shackleton^[5]将深海剖面中的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与南极冰芯气泡中的 CO_2 浓度记录相比, 发现在 100 ka 周期中冰盖体积的变化滞后于大气 CO_2 和水温的变化, 据此认为 100 ka 周期应是大气 CO_2 , 而不是冰盖动力学因素造成. 归纳起来, 提出冰盖动力学解释的学者当然以为 100 ka 周期根源在高纬区, 但同样主张 CO_2 变化造成 100 ka 周期的学者中, 意见也并不一致: CO_2 变化的原因可以是北大西洋深层水的强弱^[3], 因而根源在高纬区; 也可以是低纬区向高纬区输送热流的盛衰^[6], 因而在低纬区. 究竟是高纬还是低纬区对这次“转型”负责, 是一个具有关键性意义的问题.

ODP1143 孔所在的南沙海区在西太平洋暖池区内, 属于典型的低纬海区. 比较该孔底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 值(代表来自高纬海区的深层水)和浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 值(代表本区即低纬区表层水)在冰期旋回中的变化, 可能有益于上述讨论. 在 100 ka 周期占优势的第四纪晚期里, MIS 第 2, 6, 12, 16 四次冰期最强, 底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 值超过 4‰(图 1), 这种趋势在其他海区(如 ODP 677 孔, 见图 2)同样存在, 属于全球性现象. 这几次冰期在高山区表现为明显的冰进, 在海岸区造成大幅度海退, 分别相当于阿尔卑斯区著名的“4 大冰期”: MIS2 期为玉木(Würm)冰期, 6 期为里斯(Riss)冰期, 12 期为明德(Mindel)冰期, 16 期为群智(Günz)冰期^[8](图 1). 因此只有变幅大的冰期才在山谷冰川和海岸沉积中得到明显的反映, 以为在沿海平原钻孔中能找到深海记录的全部冰期旋回, 是不切实际的. 如果仔细比较图 1 中底栖与浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线, 可以发现正是这 4 次冰期的氧同位素最重值(曲线中的谷底), 浮游有孔虫到达在先, 底栖有孔虫到达在后. 换言之, 浮游有孔虫曲线的谷底较“钝”, 在底栖有孔虫曲线尖锐的谷底到达之前已经出现最重值. 由此看来, 100 ka 冰期旋回中的强相位是低纬区的热带表层水反应在先, 高纬区与冰盖相关的反应在后, 明确支持低纬海区在 100 ka 周期中的重要作用.

同样采自南沙海区的 SO 17957 柱状样(10° 53.9'N, 115° 18.3'E, 水深 2195 m)中, 有孔虫群对“中更新世革命”的反应也有先后: 浮游有孔虫在 900 ka 前立即显示出水温与温跃层的变化, 而底栖有孔虫组合却要等到布容/松山期交界时即十余万年后, 随着深层水团的更换方才发生变化^[23], 为中更新世气候转型源自低纬区一说提供了有力的证据。更加有力的证据来自碳同位素分析, 1143 和其他钻孔的 $\delta^{13}\text{C}$ 分析结果明确地显示出对于碳循环对于冰期旋回的调控作用, 将有另文专加讨论。

5 结论

南沙海区 ODP1143 孔上部 100 m 的氧同位素分析, 在中国海和西太平洋区首次提供了高分辨率第四纪气候旋回记录, 展现了更新世冰期旋回从早期以 40 ka 为主向晚期以 100 ka 周期为主的转变过程, 进一步证明了“中更新世过渡”并非一次突变事件, 也不是高纬区冰盖动力学变化的产物, 而是与碳循环、大气 CO_2 有关的长期过程, 其中低纬海区的变化先于高纬区, 显示出低纬海区在全球气候周期长期变化中的重要性。

此类讨论涉及的时间尺度虽然远在人类生命周期之上, 但由于地球气候系统是由不同时间尺度的过程叠加、耦合而成, 对于冰期旋回原因、机制的认识直接影响到人类社会未来生存环境的预测。例如对于本次间冰期还将长期延续, 经历一次超长型的间冰期^[24], 还是即将结束、面临一次特大的冰期^[3]? 对此的不同认识, 必将影响当前对“温室效应”与人类社会关系的估计, 已不是“杞人忧天”的多余之举。

参 考 文 献

- 1 Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: Late Pliocene to Latest Pleistocene. *Mem Geol Soc Am*, 1976, 145: 449~464
- 2 丁仲礼, 刘东生. 中国黄土研究新进展, (一)黄土地层. 第四纪研究, 1989, 1: 24~35
- 3 Raymo M E, Oppo D W, Curry W. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective. *Paleoceanography*, 1997, 12(4): 546 ~ 559
- 4 Prell W L. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: Evidence for two modes of isotopic variability. In: Prell W L, Gardner J V, et al. *Init Repts DSDP, V68*, 1982, 455 ~ 464
- 5 Shackleton N J. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 2000, 289: 1897 ~ 1902
- 6 Rutherford S, D'Hondt S. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature*, 2000, 408: 72 ~ 75
- 7 Berger W H, Bickert T, Jansen E, et al. The central mystery of the Quaternary Ice Age. *Oceanus*, 1993, 36(4): 53 ~ 56
- 8 Raymo M E. The timing of major climate terminations. *Paleoceanography*, 1997, 12(4): 577 ~ 585
- 9 Berger W H, Jansen E. Mid-Pleistocene climate shift-The Nansen connection. *Geophysical Monograph*, 1994, 84: 295 ~ 311
- 10 Clark P C, Pollard D. Origin of the middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith. *Paleoceanography*, 1998, 13: 1 ~ 9
- 11 Wang P, Prell W, Blum P, et al. *Proceedings of the ODP, Initial Reports 184. Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station*, 2000, 1 ~ 103 [CD-ROM]
- 12 赵泉鸿, 葛知潜, 王吉良, 等. 南海北部晚新生代氧同位素地层学. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 800 ~ 807
- 13 赵泉鸿, 葛知潜, 李保华, 等. 南沙深海沉积中的中更新世微玻陨石. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(1): 45 ~ 49
- 14 李保华, 葛知潜. 南沙深海区近 10 Ma 来浮游有孔虫群及海水温跃层演变. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 840 ~ 845

- 15 Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: A support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger A, Imbrie J, eds. *Milankovitch and Climate*. Mass: Hingham, 1984. 269 ~ 305
- 16 Shackleton N J, Hall M A. Stable isotope history of the Pleistocene at ODP Site 677. In: Becker K, Sakai H, et al. *Proc ODP Sci Results*, V111, 1989, 295 ~ 316
- 17 Schmieder F, von Dobeneck T, Bleil U. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interim state and terminal event. *Earth Plan Sci Lett*, 2000, 179: 539 ~ 549
- 18 Berger W H, Yasuda M, Bickert T, et al. Quaternary time scale for the Ontong Java Plateau: Milankovitch template for Ocean Drilling Program Site 806. *Geology*, 1994, 22: 463 ~ 467
- 19 Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. An alternative calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Trans Royal Soc Edinburg. Earth Sciences*, 1990, 81: 251 ~ 261
- 20 Farrell J W, Janecek T R. Late Neogene paleoceanography and paleoclimatology of the northern Indian Ocean (Site 758). *Proc OCP Sci Results*, V121, 1991, 297 ~ 355
- 21 Ruddiman W F, Raymo M E, Martinson D G, et al. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 1989, 4: 353 ~ 412
- 22 Imbrie J, Imbrie J Z. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, 1980, 207: 943 ~ 952
- 23 Jian Z, Wang P, Chen M-P, et al. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography*, 2000, 15: 229 ~ 243
- 24 Loutre M F, Berger A. Future climatic changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? *Climatic Change*, 2000, 46: 61 ~ 90

www.cnki.net