

文章编号: 1001-8166 (2006) 04-0338-08

地球圈层相互作用中的深海过程和深海记录(II): 气候变化的热带驱动与碳循环*

汪品先, 翦知霭, 刘志飞

(同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092)

摘 要 地球轨道变化驱动冰期旋回的理论是气候演变研究在 20 世纪的最大突破。然而以 65^{N} 太阳辐射量为准的传统轨道理论, 忽视了低纬区和碳循环的作用。本项目以“西太平洋暖池”为重点, 通过地质资料和气候数值模拟的结合, 揭示了“西太平洋暖池”和东亚季风发育的阶段性, 发现了暖池海区冰消期表层水升温超前于北半球冰盖的融化。在南沙海区发现了碳同位素有 40 ~50 万年长周期, 经过全球对比和对意大利上新世地层的实测与分析, 证明这是世界大洋碳储库对于地球运行轨道偏心率长周期的响应, 并推测是通过浮游植物群改变有机碳在海洋碳沉积中的比例所致。研究表明热带驱动和碳循环在气候演变中重要性, 其正确认识是预测气候长期演变趋势的前提。是“深海 973”项目总结报道之后的续篇, 对上述成果作专题讨论。

关键词: 气候的轨道驱动; 大洋碳储库; 西太平洋暖池; 东亚季风; 偏心率长周期
中图分类号: P73 文献标识码: A

2000—2005 年国家重点基础研究发展计划学科前沿项目“地球圈层相互作用中的深海过程和深海记录”(简称“深海 973”)项目研究中的重大突破, 是大洋碳储库长周期的发现和气候变化热带驱动的研究。本文是项目整体总结^[1]之后的续篇, 对于此项成果作专题介绍。

1 气候变化理论中的难题: 问题的提出

地球轨道参数变化导致冰期旋回的米兰柯维奇理论, 是 20 世纪气候演变科学研究中最大的突破。 65^{N} 太阳辐射量的变化周期与冰期旋回深海氧同位素记录一致, 从而证实了米兰柯维奇理论。但是轨道参数的缓慢变化, 如何导致冰期旋回急剧而巨大的气候差异, 不仅驱动机理至今仍是科学之谜, 而且理论本身也面临着系列的挑战。

首先, 米兰柯维奇理论建立之初就留下了一系

列不能回答的“难题”。第四纪晚期的冰期旋回, 为什么由 4 万年变成了 10 万年周期(“10 万年难题”)? 偏心率有 10 万和 40 万年 2 种周期, 为什么看不到 40 万年周期(“40 万年难题”)? 距今约 40 万年前的氧同位素 11 期是百万年来最暖的间冰期, 怎么能用当时微弱的轨道变化解释(“ 11 期难题”)^[2]?

其次, 米兰柯维奇计算的只是北半球高纬区辐射量的物理效应, 并没有考虑生物地球化学因素及低纬区在气候旋回中的作用。南极冰芯和全球变化的研究提出了新的问题: 冰期里碳循环的变化, 只是冰盖张缩的效应, 还是像冰盖一样, 也能直接响应轨道周期? 轨道周期对季风、ENSO 等低纬区气候系统的驱动, 是否也有全球作用?

第三, 为解释第四纪冰期旋回而建立的轨道驱动理论, 重点在于近几十万年, 因而具有时间长度上

* 收稿日期 2006-02-12; 修回日期 2006-03-08.

* 基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目“地球圈层相互作用中的深海过程和深海记录”(编号: G2000078500)资助。

作者简介: 汪品先(1936-), 男, 江苏苏州人, 教授, 中国科学院院士, 主要从事海洋地质、微体古生物学研究。

E-mail: pxwang@online.sh.cn

的局限性。近年来随着大洋钻探的开展和同位素技术的改进, 轨道周期的研究已经推进到几百万和几千万年, 相比之下发现了晚第四纪的特殊性。现在的问题是能不能将长序列的记录和第四纪研究相结合, 进一步来认识轨道驱动的机制?

本项目正是依据南海和“暖池”区深海沉积记录, 针对上述问题进行探索, 结果取得了突破性的进展。下面先从热带驱动谈起, 先说西太平洋暖池、后说东亚季风, 然后讨论碳循环的作用。

2 气候变化中的热带驱动

2.1 “西太平洋暖池”的演变

多年平均表层水温超过 28°C 的西太平洋暖池, 是全球海平面高度的加热中心和大气三大环流的辐散中心, 直接影响着季风和厄尔尼诺的盛衰^[3], 是研究热带过程气候意义的重点所在。

(1) “暖池”形成与演化的地质证据。在构造尺度上, 澳大利亚板块的北移和印度尼西亚海道的关闭是暖池形成的先决条件。本项目根据地质资料提出了印度尼西亚海道在 11 ~ 3 Ma BP 分阶段关闭的地质模型, 通过海流数值模型和海气耦合模型求得构造变化对暖池形成和演变的影响, 然后与古海洋资料比较, 得出海道 11 ~ 9 Ma BP、6 Ma BP 和 4 ~ 3 Ma BP 3 个阶段的关闭所产生的气候效应: 海道关闭导致热带西太平洋温跃层加厚, 出现“暖池”; 印度尼西亚穿越流的水源从温暖的南太平洋水变为较冷的北太平洋水, 致使印度洋表层水温下降, 印度夏季风减弱^[4]。

西太平洋暖池相对于周围海区其表层海水温度高、温跃层深, 因此可以用暖池区与周围海区之间温跃层深度梯度的形成作为暖池形成及其强弱变化的标志。分析结果表明, 温跃层浮游有孔虫 *Globorquadrina dehiscens* 在西太平洋和南海的绝灭在大约 10 Ma BP, 比东太平洋早 3 Ma, 反映了太平洋温跃层东西差异和西太平洋暖池的形成^[5]。在南海还发现 11.5 ~ 10.6 Ma BP 期间第一次出现温跃层深度的南北梯度, 反映了西太平洋暖池锥形的形成; 3.6 ~ 3.3 Ma BP 之后, 南海温跃层深度的南北梯度凸现, 西太平洋冬季表层水高温区明显扩大, 标志着现代意义的西太平洋暖池的最终出现, 此后, 在中更新世革命事件约 0.9 Ma BP 之后, 西太平洋暖池又行减弱^[4]。

(2) “暖池”在冰期旋回中的变动。暖池核心部位的 ODP807 (距今 240 万年) 和 MD01-2386 (距

今 24 万年) 剖面, 全都显示出冰期时暖池降温的特点。如根据浮游有孔虫转换函数计算, MD01-2386 站末次盛冰期 (LGM) 以来升温约 $3.0 \sim 4.0^{\circ}\text{C}$, 而 Mg/Ca 比值和 U_{37}^k 方法测出增温约 3°C , 说明“暖池”作为温度异常区在冰期时明显减弱。通过气候数值模型模拟当时亚洲上空大气热量与今天的差异, 又发现暖池区热量减少比高纬区更多, 而热量的减少对亚洲季风、热带太平洋沃克环流等都有重要影响^[5]。

浮游有孔虫次表层水种 *Pulleniatina obliquiloculata* 和表层种 *Globigerinoides ruber* 或 *G. sacculifer* 之间的 ^{18}O 差值 ($^{18}\text{O}_{p-g}$) 随着温跃层变浅、温度梯度减小而下降。在赤道西太平洋, $^{18}\text{O}_{p-g}$ 记录表明温跃层在冰期时变浅、间冰期时加深。对 MD01-2386 孔 $^{18}\text{O}_{p-g}$ 值近 24 万年来的变化进行频谱分析, 发现 10 万年的偏心率、4 万年的斜率和 2 万年的岁差都不明显, 仅有半岁差周期最为突出。同样, 暖池“核心”区的表层生产力和南沙海区的表层水温和温跃层深度记录中, 半岁差和岁差周期也极为明显^[6,7]。既然半岁差是轨道驱动引起热带气候变化的特征, “暖池”作为地球气候系统的低纬因素, 至少在轨道尺度上已经不容争论。

(3) “暖池”高分辨率的古海洋记录与气候的热带驱动。赤道西太平洋 MD01-2386 柱状样以 1 ~ 2 cm 间距取样分析, 获得了暖池区迄今为止分辨率最高的晚第四纪地层剖面, 其中末次盛冰期以来平均分辨率高达 38 年。由此所得暖池区近 24 万年来的表层水温和温跃层深度变化, 都存在着明显的千、百年尺度快速气候波动, 说明了在亚轨道尺度上的不稳定性。对 $^{18}\text{O}_{p-g}$ 记录分段进行的频谱分析, 发现末次冰期、冰消期和全新世具有不同的短期气候周期: 冰期时以类似 Dansgaard/Oeschger 事件的 1200 年周期为主, 全新世时约 700 ~ 900 年、500 年和 200 年的太阳活动周期为主, 期间的冰消期则具有过渡性。

近年来, 国际学术界发现冰消期西太平洋热带海区的表层海水温度变化超前于氧同位素变化, 而与南极冰芯大气 CO_2 浓度变化相一致, 从而提出了热带在冰期旋回中作用的问题^[8]。此次建立的 MD01-2386 高分辨率剖面, 揭示出冰消期暖池表层水温的变化在时间上与南极/南大洋的变暖接近, 也与冰芯记录的大气 CO_2 浓度变化相当一致, 而比北半球冰盖的融化早 2 ~ 3 ka, 证明了气候系统中热带驱动的重要性和独立性。

2.2 东亚季风演变的海洋记录

季风是当今地球上范围最大的热带气候系统,其中东亚季风较南亚季风系统更为复杂,而研究程度较低。本项目一方面组织国际工作组总结亚洲古季风研究的现状与理论问题^[9],另一方面通过南海大洋钻探等材料的研究,开展实际工作^[10,11],将季风作为低纬过程,从地球气候系统的高度开展进一步的工作。对东亚古季风在构造、轨道和亚轨道尺度上的变化,都取得了一系列新认识。

(1) 构造尺度上东亚古季风演变的阶段性。南海大洋钻探 ODP1148 站黑碳同位素分析的结果,指示 C-4 植被在早中新世约 21 Ma BP 就开始出现,推断与东亚季风的形成有关^[12],与我国秦安中新世(22 ~6 Ma BP)黄土—古土壤剖面研究相吻合^[13]。1148 井沉积的 Rb /Sr 比值从中新世初急剧上升,在 17 ~14 Ma BP 的“蒙特利”事件期达到高峰,以后逐步下降到将近 4 Ma,同样反映了东亚夏季风的盛衰历程。为避免“一孔之见”的局限性,本项目又对我国海陆 120 个剖面的孢粉和古植物资料进行汇总,参照各地的岩性证据,再造了新生代 5 个世古植被指示的气候分布格局^[14],证实了渐新世末我国横贯东西的干旱带被西北干旱区取代,行星风系被季风风系取代的论点。

现代过程的研究表明:浮游有孔虫 *Neogloboquadrina dutertrei* 百分比增多和南北表层水温差别加大,可以作为南海东亚冬季风强化的标志。ODP1146 站的 *N. dutertrei* 百分比在 7.6 Ma BP 左右突然增加到 3.2 ~2.2 Ma BP 时进一步加多,反映了季风强化的过程。晚上新世随着北极冰盖的急剧扩张,底栖有孔虫的 ^{18}O 在 3.3 ~2.5 Ma BP 期间逐渐变重,但南海的浮游有孔虫 ^{18}O 却保持稳定。浮游有孔虫的 Mg/Ca 分析显示,3.3 ~2.5 Ma BP 期间该区冰期的表层水温明显下降,因此同样证明东亚季风增强,带来更多的雨水降低表层盐度,才能保持浮游有孔虫的 ^{18}O 稳定值。第四纪以来,季风强度也多有变化,如约 0.9 Ma BP 起南海南北的表层海水温度差明显增大,说明东亚冬季风进一步增强,展示了东亚季风系统的阶段式演化特征^[15]。

(2) 轨道尺度上东亚冬、夏季风演变的周期性。随着第四纪北极冰盖的增大,南海季风与冰期旋回的关系变得密切,冬季风的作用也愈益加强,无论在粘土矿物^[16]、蛋白石(主要是硅藻和放射虫)丰度^[17]或者孢粉纪录^[18]中都有证明。植被对季风变化的反应相当灵敏,孢粉分析证明了末次冰期时冬

季风加强、夏季风减弱使气候变干,南海北部森林被草原取代,而 ODP1144 站 100 万年的孢粉剖面,发现草本植物花粉百分比在冰期时普遍升高,喜湿的蕨类孢子在间冰期增多^[18]。松属和草本植物花粉百分含量的频谱分析,揭示中更新世以来植被演化既有与冰盖一致的 100 ka、41 ka 和 21 ka 周期,又有热带特征的 10 ka 的半岁差周期。这种现象同样出现在 ODP1143 站浮游有孔虫 $^{18}\text{O}_p$ 。差值的谱分析结果里,不仅有 10 万年、4 万年和 2 万年的周期性,还有 40 万年和 10 ka 左右的半岁差周期的功率^[19]。可见在冰期旋回中,季风并非简单地响应高纬区的冰盖驱动,而是作为低纬过程也有着自己的周期性^[20]。

距今 90 万年前的中更新世气候转型,对于东亚季风和西太平洋暖池区,有着不同的影响。南海北部东亚季风区(ODP1144、1146 站)的表层海水温度下降,而西太平洋暖池(ODP807 站)的表层海水温度略有上升、温跃层变浅,说明东亚冬季风增强、西太平洋暖池影响有所减弱。尤其值得注意的是,中更新世气候转型期,暖池区的表层海水温度和温跃层深度变化略超前于代表冰盖体积大小的 ^{18}O 变化,而暖池区外的 ODP 1144 站则无此现象,反映出季风区与暖池区的不同。

(3) 东亚古季风的快速气候波动与高分辨率古海洋记录。近年来,千年尺度的气候波动在东亚季风区的海、陆记录中都已发现。如果以南海南北表层水温差值的增大作为东亚冬季风加强的标志,很容易计算出百年至千年尺度的季风波动。然而更高分辨率的记录来自岩芯的物理性质。南海北部第四纪岩芯的碳酸盐和颜色反射率曲线,都显示出明显的千年尺度的气候波动,而且在中更新世气候转型之前,这种波动在冰期、间冰期都比较强,而转型之后随着东亚冬季风增强,该信号只在冰期时明显,并且愈来愈强。

高分辨率记录也揭示出各种气候突变事件。南海 ODP1144 站的高分辨率分析,发现末次间冰期(MIS5.5 即 5e)内发生过一次表层海水突然降温事件,冬季下降幅度可达 7.5 °C,表层水 ^{18}O 值也下降 1.2‰^[21],而 MIS6 冰期结束之前大约 2 000 年,孢粉记录的植被早已变换,草本植物花粉减少一倍,松粉比例急剧增加,说明夏季风和低纬过程的变化,超前于冰盖变化几千年^[22]。

3 大洋碳储库的长周期

以上所述西太平洋暖池和东亚季风在不同时间

尺度上的演变历史,为低纬过程在气候变化中的重要性提供了新证据。本项目研究更为突出的进展在于大洋碳循环长周期的发现,并初步揭示了其机理和影响。为深入理解热带碳循环过程,也开展了现代生物地球化学过程的研究,下面在阐述长周期的发现之前,先对现代过程方面的工作做简单介绍。

3.1 热带海洋的碳循环

现代过程是理解长期记录的钥匙,本项目采用课题间跨学科合作的方式,对于热带,尤其是南海等海区的现代碳循环特征进行观测、研究,主要收获如下:

(1) 生产力与碳的颗粒沉降对季风气候的反映。本项目添置大口径沉积捕获器,在南海进行实测。南沙站近1年的观测,发现最大的通量发生在季风期内,尤其是冬季风盛行时最强,而通量峰值在上层(720 m)与下层(2270 m)之间相差1个月,中德合作8年来在南海北部(2年)和中部(8年)的观测结果,同样说明季风期出现高通量,而且冬季更盛,说明冬季风的重要性是东亚季风与印度季风的重要区别。

(2) 微型浮游生物在热带海洋碳循环中的重要性。如前文所述^[1],本项目建立了一系列新技术,揭示了原来浮游生物学方法所不能检测出的海洋微生物,证明在贫营养海区此类微生物可以构成浮游植物群的主体,在大洋碳循环中的作用不容忽视。

(3) 珊瑚礁生长与碳循环。为大洋碳探储库的定量研究,对南沙珊瑚礁的碳酸盐产量进行估算。永暑礁一个15 m长的泻湖沉积柱状样^[23],通过TIMS铀系法和AMS C-14测年,求得碳酸盐平均年产量为3.85 g/m²,泻湖内(4.197 g/m²)略高于礁坪(3.640 g/m²)。

3.2 碳储库长周期的发现

(1) 南沙发现的长周期及其普遍性。南海大洋钻探研究的一项突出成果,是大洋碳储库长周期的发现。南沙海区ODP1143站,经过将近2000个样品的稳定同位素分析,建成了西太平洋第一个500万年的高分辨率剖面^[24],其中最引人注目的是¹³C剖面中40~50万年的长周期。无论底栖或浮游有孔虫的¹³C曲线,低频滤波揭示出都有碳同位素重值期(¹³C_{max})的周期性的出现,变幅都在0.3‰左右,先是40万年一次,到第四纪变为约50万年。将重值期自上而下编号排序,结果如表1所示。

对比500万年各大洋的记录,发现南海的碳同位素长周期其实存在于整个大洋,而且频谱分析和小波分析都展示出这种长周期从早期的40万年延

长到后期的50万年。这种长周期的“超级旋回”不仅见于浮游和底栖的同位素,同时也存在于碳酸盐的记录中,因此只能是全大洋海水,而不是局部性的变化^[20,25]。

表1 世界大洋4 Ma内的碳同位素重值期
Table 1 Carbon isotope maximum events in the global ocean over the last 4 Ma

¹³ C _{max}	同位素分期(Ms)	年龄(Ma)
1	~3	0~0.05
13		0.47~0.53
25	~27	0.95~1.00
53	~57	1.55~1.65
75	~77	2.00~2.06
93	~95	2.38~2.44
G7	~G9	2.73~2.80
KM5	~M1	3.20~3.29
GII		3.56~3.61

(2) 地中海上新世的长周期及其热带性质。将碳同位素曲线与地球运行轨道的偏心率曲线相比较,发现在1.6 Ma以前,¹³C_{max}与40万年长周期的偏心率最低值对应,而在1.6 Ma以后,¹³C的周期变长。由于偏心率通过岁差变幅的调控进入气候系统,而岁差主要影响低纬度辐射量的季节分布,因此¹³C_{max}反映的长周期,应当由季风一类的低纬过程造成,需要在季风记录和轨道周期都清楚的地点检验这种推想。前人研究表明,非洲季风影响下形成的地中海腐泥层,显示出明确的轨道周期,意大利南部的上新世国际层型剖面,又是依靠这种周期性成为天文年代学的典范。为此,我们选择了意大利的标准剖面进行系统分析,通过上新世地层检验碳储库的40万年长周期及其与热带过程的联系。

意大利工作的结果,完全证明了预期的设想。西西里岛1.2~5.4 Ma的上新世综合剖面,40万年偏心率长周期在碳同位素曲线上极为清楚,与轨道驱动的对对应性是全大洋中最好的,而且40万年周期也见于氧同位素和碳酸盐含量曲线。氧、碳同位素的耦合变化,反映了大洋碳储库和南极冰盖在长周期上的密切关系,和同位素对应的岩性变化,又指示了长周期与季风气候的成因联系。与¹³C_{max}和偏心率最低值相对应的是灰岩层,指示低生产力和季风衰弱期;对应¹³C较轻值和偏心率较高值的层位含有较多的腐泥层或暗色层,反映高生产力和季风强盛期。因此,意大利上新统的偏心率长周期,证实确实是轨道驱动季风变化的产物。

(3) 碳储库长周期在晚新世代的变化。地中海上新世揭示的碳循环长周期及其与冰盖变化的密切关系,近来在早第三纪和中新世的地层中已经大量发现。从古新世/始新世交接期起,到中新世中期,都发现碳、氧同位素有 40 万年偏心率长周期,两者都在偏心率高位期变轻,其中碳同位素的表现尤为清晰^[26-28]。

因此,大洋碳储库从古新世到上新世,一般都有 40 万年的长周期,只是不同时期表现的程度不一而已。而且在 40 万年偏心率长周期的频道上,¹⁸O 与 ¹³C 变化一致,即偏心率高位期对应 ¹³C 的轻值,反映高生产力,¹⁸O 也是轻值期,偏心率低位期对应 ¹³C 的重值,反映低生产力,¹⁸O 也呈现重值,与前述地中海的情况相似。¹⁸O 与 ¹³C 变化的耦合关系,渐新世以来可能反映南极冰盖的消长和大洋碳储库的紧密联系,而冰盖的消长也引起了 40 万年周期的海平面升降^[29]。

(4) 更新世氧、碳同位素耦合关系的“脱钩”。然而到了 1.6 Ma BP 左右,无论氧和碳的同位素记录里 40 万年周期都不再清晰,与偏心率长周期也不再对应:¹⁸O 到晚第四纪出现 10 万年周期,而 ¹³C 的长周期则变得 longer,出现上述 ¹³C_{max} 在 1.6 Ma、1.0 Ma、0.5 Ma 和约 0 Ma 所划分的周期(表 1)。¹⁸O 与 ¹³C 失去了在偏心率周期上的耦合关系,¹³C 代表的碳储库长周期也不与偏心率的变化一致。氧、碳同位素耦合关系的“脱钩”,反映了冰盖与碳储库关系的变化,是地球气候系统一种转型的表现。

第四纪的氧、碳同位素对应关系的消失,不仅表现在 40 万年的变化周期上,也表现在两者的相位关系上。原来的 ¹³C_{max} 与氧同位素重值、即冰盖增大期对应,而近 100 多万年来 ¹³C_{max} 却和 ¹⁸O 轻值即间冰期对应,也就是说 ¹³C_{max} 出现在低纬区气候特别湿热和大量洪水泛滥的时期,紧接着是气候系统的不稳定期和冰盖的快速增长。如 50 万年前的 ¹³C_{max}-II 事件,在紧接着的碳位移之后,底栖有孔虫的 ¹⁸O 突然减轻约 2‰,出现近 600 万年以来最大幅度的跃变,代表着一次特大规模的冰盖融化和海面上升事件,这就是 40 万年前的“中布容事件”。由于当时轨道参数的变化过于微小,这次跃变构成了米兰柯维奇理论的一大难题(“11 期难题”),现在看来其答案很可能就在于 MIS13 期的碳同位素重值事件和 MIS12 期的碳位移^[30]。再如 1.0 Ma 前的 ¹³C_{max}-III,也是大幅度碳同位素的负位移的先

导,接着是北半球冰盖的突然增大和冰期旋回由 4 万年到 10 万年的转型,这就是 0.9 Ma BP 的“中更新世革命”^[25]。

第四纪的古气候研究,通常以反映冰盖消长的 ¹⁸O 作为标准,把反映碳系统的 ¹³C 变动看作冰盖变化的后果。南海 1143 井的新发现,为第四纪历史提供了新的视角:¹³C 反映的大洋碳系统的变化,并不只是冰盖变化的消极响应,碳循环和碳储库的变化本身就接受轨道驱动,有着自己的周期。因此,按 3 次 ¹³C_{max} 事件所标志的大洋碳储库变化,可以将近 160 万年的历史以 0.5 Ma(MIS 13 期)和 1.0 Ma(MIS 25-27)的 ¹³C_{max} 事件为界分为 3 段,每一段代表着冰盖发育的新阶段^[30]。这种划分与南大西洋研究发现的“41 ka”期、“过渡期”和“100 ka”期第四纪在气候转型 3 个阶段相一致^[31],反映了地球系统的重大变化期。

3.3 碳储库长周期的机理探索

大洋碳储库长周期的发现,提出了地球系统研究中的一个新问题:偏心率长周期是如何驱动大洋碳储库变化的?这就要从“热带碳循环”入手加以探索。

(1) 风化作用、浮游生物和碳储库的长周期。上述地中海等海区的研究,已经说明碳储库的长周期是热带过程的产物。不同纬度对轨道周期各种参数的反应不一。低纬区主要受 2 万年的岁差周期影响,高纬区更多受 4 万年的斜率周期影响,分别是气候系统对轨道驱动的“季风响应”和“冰盖响应”^[32]。2 万年的岁差周期和调控其变幅的 10 万年、40 万年偏心率周期,都是低纬过程的特征。地中海上新世的 40 万年周期,具体展示了这种机制:体现轨道周期的岩性韵律,是由低生产率的碳酸盐层与高生产力的腐泥层或者暗色层组成。而腐泥层的形成与季风降雨相关:当强烈的北非夏季风引起尼罗河泛滥,注入贫养的地中海,可以引起硅藻勃发和生产力剧增,在海底形成腐泥或者暗色层,而夏季风的发育和腐泥层或暗色层的形成事件又受岁差周期控制。反映在海水的碳同位素上,偏心率低位期季风弱,生产力不高,出现 ¹³C_{max}。由于地中海的海槛甚浅,北非季风的轨道驱动又最为清晰,因此意大利上新世的 ¹³C 偏心率长周期最为典型,可以作为低纬区轨道驱动范本,与极地冰芯的高纬驱动相对照。

在此基础上,可以提出一种工作假说来解释大洋碳储库的偏心率长周期:轨道周期驱动季风等低

纬过程,调控陆地的化学风化和输入大洋的硅元素丰度,从而影响大洋浮游植物中硅藻与颗石藻比值,造成沉降颗粒中有机碳与无机碳比例变化,导致大洋的碳储库的长周期变化,归纳起来就是:“低纬区辐射量 大洋 Si 的输入 浮游植物中的硅藻 有机/无机碳的埋葬 大洋碳储库”的工作假说。这里的关键一是“生物泵”与硅藻和颗石藻的比例,二是大洋储库中碳的滞留时间。海洋“生物泵”的效果与浮游植物的成分有关,硅藻只产生有机碳,而颗石藻还产生碳酸钙成分的骨骼,两者的比例变化直接影响碳循环和海水的 ^{13}C 。大洋海水混合一遍只需千年,而大洋中碳的滞留时间却长达十几万年,因此全大洋碳储库对于轨道驱动的反映,集中在 40 万年的偏心率长周期上,对较短的冰期旋回并不灵敏。

工作假说中偏心率长周期对风化作用和浮游藻类的影响,都已经有了实例为证。如南海 ODP1145 井 3.2 ~2.5 Ma 层段的元素分析,发现全岩 K/Si 比值反映的风化作用深具有 2 万年岁差和 40 万年长周期^[33]。西北太平洋 ODP882 孔上新世早期蛋白石堆积速率的最大变幅在 40 万年频道,与 ^{13}C 表达的大洋碳储库的变化一致^[34]。

(2) 硅藻勃发 次表层营养与第四纪 $^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 事件。如果上述假说成立,就为偏心率长周期通过热带过程驱动大洋碳储库的变化提供了解释,但这并不适用于第四纪。前面说过 0.5 Ma 前的 $^{13}\text{C}_{\text{max-I}}$ 和 1.0 Ma 前的 $^{13}\text{C}_{\text{max-II}}$,都不是发生在偏心率最低值时期,在这种“意外”的 $^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 期间,热带大洋和低纬地区出现了季风强化的异常湿热环境。正在这段 $^{13}\text{C}_{\text{max-I}}$ 事件之后发生了“碳位移”,接着就是冰盖大增和冰期转型的“中布容事件”和“中更新世革命”。这些低纬区事件究竟如何造成 $^{13}\text{C}_{\text{max}}$? 又如何影响冰盖发育的进程? 目前还只能说是未解之谜。值得注意的是当时大洋有特殊类型的沉积发生,特别是贫养大洋出现的硅藻层。

硅藻研究的一大进展,是所谓“树荫”类群 (shade flora) 与“硅藻席” (diatom mats) 沉降机制的发现。这类大个体的硅藻,在次表层水里生活,可以下沉到次表层利用深层的营养,又能上浮到表层利用阳光进行光合作用,而且可以勃发形成“藻席”,迅速埋葬,造成由单种组成的纹层沉积^[35]。“意外” $^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 的出现,有可能与此类硅藻层有关。在 $^{13}\text{C}_{\text{max-I}}$ 期之初,亚热带南大西洋就有 0.5 ~1 m 多厚的单种硅藻层发现^[31],而且看来这也是 $^{13}\text{C}_{\text{max-I}}$ 和 $^{13}\text{C}_{\text{max-II}}$ 的共同特点,类似的单种硅藻纹层也

见于其他低纬海区。初步推断,贫养大洋单种硅藻层的出现,与南大洋富硅海水通过次表层向低纬度输出有关。现代的南大洋,由于富硅深层水的垂向交流,初始生产力主要由硅藻承担,成为大洋蛋白石的主要沉积区。冰期时,南大洋表层水用硅减少,大量的硅随着南极水向北“溢漏”到低纬海区,进入次表层,可以引起低纬区的硅藻勃发和纹层沉积,很可能是上述单种硅藻层的形成机制。

(3) 碳储库偏心率长周期与冰盖发育。本研究面临的另一个迫切问题,是第四纪氧、碳同位素与偏心率周期耦合关系的“脱钩”。第四纪以前,大洋碳储库在偏心率长周期上的变化与冰盖消长一致,而近 100 多万年来耦合关系消失,因而就有“脱钩”机制的问题。

回顾前第四纪的碳同位素记录,偏心率长周期的表现也有盛衰起落。比如南海 1146 井的底栖有孔虫碳同位素在 17 ~14 Ma 期间, ^{13}C 的 40 万年周期始终强烈,以后便不明显^[28]。而这些阶段的后期也会出现氧、碳同位素“脱钩”的现象,包括 14 Ma 左右的“中中新世气候转变”时,或者渐新世末—中新世初事件后期的 21.6 Ma 时期,这两次 $^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 与偏心率和 ^{18}O “脱钩”,都发生在南极冰盖的扩张期。因此,大洋碳储库与冰盖在偏心率长周期上的“脱钩”,很可能是冰盖迅速发展时期的特色,并非第四纪所特有。

4 研究成果的意义

4.1 碳储库长周期和气候热带驱动的意义

此次发现的大洋碳储库长周期,涉及地球表层系统中尚未被认识的机制,其价值首先在提出了第四纪期间大洋碳储库整体变化的概念。与广泛用于地层对比的氧同位素不同,碳同位素记录由于不同海域之间不易对比,以往的研究主要通过不同海域 ^{13}C 的差值追索洋流与生产力的变化,结果只能得出碳储库随冰盖而变的结论。南海的发现改变了这种概念,提出大洋碳储库在偏心率长周期的时间尺度上,可以直接对轨道周期做出响应。但是这种叠加在万年尺度冰期旋回之上的长周期,以晚第四纪为重点的古气候研究一般不予重视,而其结果必然是对未来冰期旋回预测的误导。近年来,有的学者认为新的冰期正在来临,有的却预言“本次间冰期还将延续 5 万年”,分歧的关键在于对碳循环天然变化趋势的不同估价。但他们迄今为止都不考虑碳循环本身会有周期性,因此这些预测在学术上都

缺乏根据。当前,地球正处在偏心率的低谷,⁵~⁶ 万年以来碳同位素也进入了新的重值期(¹³C_{max}-1) MIS-3 期我国东亚夏季风的特殊强化^[36]和苏禄海表层水由于降水造成的¹⁸O 变轻^[37],都有可能与¹³C_{max}-1 相关,值得特别注意^[20,25]。

现代地球表层系统的海气交换,有 2 个最大的不稳定带:北大西洋北部由于形成深层水,驱动大洋深部环流,是向下的不稳定带;西太平洋暖池由于加热蒸发,驱动向上发散的³ 大环流,是向上的不稳定带^[3]。两者都在气候系统中起着关键作用:北大西洋北部高纬区犹如“开关”,西太平洋暖池低纬区犹如“引擎”。如果高纬区对于轨道周期的响应在于冰盖消长的物理过程,那末低纬区的响应在很大程度上还是生物地球化学的过程,这就是碳循环。热带碳循环涉及多种时间尺度,大洋碳储库的长周期是新认识的一种。地球气候系统对轨道驱动的“季风响应”和“冰盖响应”相互交织,地球表面高、低纬区的过程相互作用,决定了气候系统变化的复杂性。只有从高、低纬区两方面进行探索,才能正确认识气候系统变化的机制。

4.2 进一步探索的问题

上述碳储库长周期变化的发现固然重要,对其解释目前还只是工作假说,既欠完善、又待验证,需要更多的实际资料和数值模拟的检验。而其中最关键的问题至少有以下几点:

(1) 第四纪以前,地中海所见偏心率周期上的“季风-风化-硅供应-硅藻-碳储库”过程,是否具有全球性?这是不是新生代热带过程影响地球系统中碳循环的一种基本形式?

(2) 第四纪以来,大洋的¹³C_{max}期和当时的湿热环境,其因果关系何在?是什么机制破坏了大洋碳储库变化与偏心率长周期的对应性?

(3) 同是大洋碳储库的标志,碳酸盐和碳同位素在偏心率长周期上,为什么会出现大西洋—地中海与印度太平洋相反的变化?

(4) 什么原因使得氧、碳同位素在偏心率长周期上“脱钩”?大洋碳储库与冰盖之间,在长周期上是如何联系的?

(5) 当前的偏心率低谷和碳同位素重值期,对于人类生存环境的长期变化趋势有何影响?如何才能正确估算当前碳储库变化的天然趋势?

总之,大洋碳储库长周期,反映了地球系统圈层相互作用中一种未被识别的新机理,目前尚在认识过程的早期,距离形成完整的系统和赢得学术界的

公认,还有很长的路程。但南海的发现已经打开了认识新机制的途径,突破已经在望。

参考文献(References):

- [1] Wang Pinxian, Jian Zhimin, Liu Zhifei. Interactions between the Earth spheres: Deep-sea processes and records(). Research progress and achievement[J]. Advances in Earth Science, 2006, 21(4): 331-337. [汪品先, 翦知燕, 刘志飞. 地球圈层相互作用中的深海过程和深海记录(): 研究进展与成果[J]. 地球科学进展, 2006, 21(4): 331-337.]
- [2] Imbrie J, Berger A, Boyle E A, et al. On the structure and origin of a glacial cycle, 2, the 100,000-year cycle[J]. Paleoceanography, 1993, 8: 699-735.
- [3] Webster P J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interaction[J]. Reviews of Geophysics, 1994, 32: 427-476.
- [4] Jian Z, Yu Y, Li B, et al. Phased evolution of the south-north hydrographic gradient in the South China Sea since the middle Miocene[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 230: 251-263.
- [5] Zhao P, Zhou X, Jian Z, et al. Modeling the Tropical Climate and the Impact of the Western Pacific SST at the Last Glacial Maximum[J]. Journal of Geophysical Research: Atmosphere, 2009, D08105, doi:10.1029/2003JD004095, 2004.
- [6] Liu Chuanlian, Cheng Xinrong. Exploring variations in upper ocean structure for the last 2 Ma of the Nansha area by means of calcareous microfossils[J]. Science in China (Series D), 2001, 44(10): 905-911. [刘传联, 成鑫荣. 从超微化石看南沙海区近 2 Ma 海水上层结构的变化[J]. 中国科学: D 辑, 2001, 31(10): 934-939.]
- [7] Xu J, Wang P, Huang B, et al. Response of planktonic foraminifera to glacial cycles: Mid-Pleistocene change in the southern South China Sea[J]. Marine Micropalaeontology, 2005, 54: 89-105.
- [8] Shackleton N J. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity[J]. Science, 2000, 289: 897-1902.
- [9] Wang P, Clemens S S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian Monsoon System: Status of the art and outstanding issues[J]. Quaternary Science Reviews, 2005, 24: 595-629.
- [10] Wang P, Prell W, Blum P, et al. Proceeding, Ocean Drilling Program, Initial Reports 184[R]. ODP, Texas A & M, College Station, USA, 2000.
- [11] Wang Pinxian, Jian Zhimin, Zhao Quanhong et al. Evolution of the South China Sea and monsoon history revealed in deep-sea record[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(23): 524-535. [汪品先, 翦知燕, 赵泉鸿, 等. 南海演变与季风历史的深海证据[J]. 科学通报, 2003, 48(21): 228-239.]
- [12] Jia Guodong, Peng P, Zhou Q, et al. Changes in terrestrial ecosystem since 30 Ma in East Asia: Isotopic evidence from black carbon in the South China Sea[J]. Geology, 2003, 31: 093-1096.
- [13] Gao Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Ma ago inferred from loess deposits in China[J]. Nature, 2002, 416: 59-63.
- [14] Sun X, Wang P. How old is the Asian monsoon system? Palaeobotanical records from China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2005, 222: 218-222.
- [15] Jian Z, Zhao Q, Cheng X, et al. Pliocene-Pleistocene stable isotope and paleoceanographic changes in the northern South China Sea[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2003, 193: 425-442.
- [16] Liu Z, Trentesaux A, Clemens S C, et al. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: Implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years[J]. Marine Geology, 2003, 201: 133-146.

- [17] Wang R, Clemens S, Huang B, et al. Late Quaternary paleoceanographic changes in the northern South China Sea (ODP Site 1146): radiolarian evidence [J]. *Journal of Quaternary Science*, 2003, 18(8): 745-756.
- [18] Sun X, Luo Y, Huang F, et al. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon [J]. *Marine Geology* 2003, 201: 97-118.
- [19] Tian J, Wang P, Chen R, et al. Quaternary upper ocean thermal gradient variations in the South China Sea: Implications for east Asian monsoon climate [J]. *Paleoceanography*, 2005, 20, FA4007, doi:10.1029/2004PA001115.
- [20] Wang Pinxian, Tian Jun, Cheng Xinrong, et al. Exploring cyclic changes of the ocean carbon reservoir [J]. *Chinese Science Bulletin* 2003, 48(23): 536-2548. [汪品先, 田军, 成鑫荣, 等. 探索大洋碳储库的演变周期 [J]. *科学通报*, 2003, 48(21): 2216-2227.]
- [21] Tu Xia, Zheng Fan, Wang Jiliang, et al. An abrupt cooling event early in the last interglacial in the northern South China Sea [J]. *Science in China (Series D)*, 2001, 44(10): 865-870. [涂霞, 郑范, 王吉良, 等. 南海北部末次间冰期的突然降温事件 [J]. *中国科学: D 辑*, 2001, 31: 823-827.]
- [22] Luo Y, Su X, Jian Z, et al. Environmental change during the penultimate glacial cycle: A high-resolution pollen record from ODP Site 1144, South China Sea [J]. *Marine Micropaleontology*, 2005, 54: 107-123.
- [23] Yu K, Zhao J, Coleson K D, et al. Storm cycles in the last millennium recorded in Yongshu Reef, southern South China Sea [J]. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 210(1): 89-100.
- [24] Tian J, Wang P, Cheng X, et al. Astronomically tuned Pliocene benthic ^{18}O record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 203: 1015-1029.
- [25] Wang P, Tian J, Cheng X, et al. Major Pleistocene stages in a carbon perspective: The South China Sea record and its global comparison [J]. *Paleoceanography*, 2004, 19, doi: 10.1029/2003FA000991.2004.
- [26] Cramer B S, Wright J D, Kent D V, et al. Orbital climate forcing of ^{13}C excursions in the late Paleocene-early Eocene (chrons C_{24} n-C $_{25}$ n) [J]. *Paleoceanography*, 2003, 18(4): 1097, doi: 10.1029/2003FA000909.
- [27] Wade B S, P like H. Oligocene climate dynamics [J]. *Paleoceanography* 2004, 19, 4019, doi:10.1029/2004FA001042.
- [28] Hobbomb A, Kuhn W, Schulz M, et al. Impacts of orbital forcing and atmospheric carbon dioxide on Miocene ice-sheet expansion [J]. *Nature* 2005, 438: 483-487.
- [29] Williams T, Kroon D, Spezzaferri S. Middle and upper Miocene cyclostratigraphy of downhole logs and short-to long-term astronomical cycles in carbonate production of the Great Bahama Bank [J]. *Marine Geology* 2002, 185: 75-93.
- [30] Wang P, Tian J, Cheng X, et al. Carbon reservoir change preceded major ice-sheet expansion at the Mid-Brunhes event [J]. *Geology* 2003, 31: 239-242.
- [31] Schmieder F, von Dobebeck T, Bleil U. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: Initiation, interim state and terminal event [J]. *Earth and Planetary Science Letters* 2000, 179: 539-549.
- [32] Ruddiman W F. *Earth & Climate: Past and Future* [M]. New York: Freeman & Co., 2001: 465.
- [33] Wehausen R, Brumack H J. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments [J]. *EPSL* 2002, 201: 621-636.
- [34] Haug G H, Sigand M, Tiedemann R, et al. Onset of permanent stratification in the subtropical Pacific Ocean [J]. *Nature*, 1999, 401: 779-782.
- [35] Kemp A E S, Pike J, Pearce R B, et al. The "Fall dump" a new perspective on the role of a "shade flora" in the annual cycle of diatom production and export flux [J]. *Deep-Sea Research II*, 2000, 47: 129-2154.
- [36] Shi Yafen, Liu X, Li B, et al. A very strong summer monsoon event during the 30-40 ka BP in the Qinhai-Xizang (Tibet) Plateau and its relation to precessional cycle [J]. *Chinese Science Bulletin* 1999, 44: 851-857.
- [37] Linsley B. Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150,000 years [J]. *Nature*, 1996, 380: 234-237.

Interactions Between the Earth Spheres: Deep-Sea Processes and Records(II) Tropical Forcing of Climate Changes and Carbon Cycling

WANG Pin-xian, JIAN Zhi-min, LIU Zhi-fei

(State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: The theory of orbital forcing of glacial cycles is an outstanding breakthrough of paleoclimate research in the 20th century. However, the classical orbital forcing theory was based on solar radiation at 65°N and failed to take the low latitudes and carbon cycling into consideration. The present project of "deep-sea processes and records" targets at the ignored aspects of the theory. Combining the geological records with climatic numerical modeling, we recognized the step-wise process of development of the "Western Pacific Warm Pool" and the East Asian monsoon system, and found that the sea surface warming in the Warm Pool was leading the melting process of the boreal ice-sheet during the deglaciation. We discovered a long periodicity of 400-500 ka in the carbon isotope records from the Nansha area, southern south China sea. After a global comparison and analyses of the Pliocene sections in Italy, we were able to prove that this is a response of the oceanic carbon reservoir to the long eccentricity cycle, and hypothetically explained the carbon reservoir changes by "rain ratio" variations induced by phytoplankton composition. Our studies demonstrated the critical role played by tropical forcing and carbon cycling in the global climate changes, and their recognition is prerequisite to any scientific prediction of the long-term trends in climate changes. The present is the second paper following the first one providing a general description of the project.

Key words: Orbital forcing of climate; Oceanic carbon reservoir; Western Pacific warm pool; East Asian monsoon; Long eccentricity.