

从相位差探讨更新世东亚季风的驱动机制*

田 军 ** 汪品先 成鑫荣 王汝建 孙湘君

(同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092; 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
中国科学院植物研究所, 北京 100093)

摘要 南海南部 ODP1143 站和北部 ODP1144 站的深海有孔虫氧碳同位素、蛋白石和孢粉记录第一次揭示了更新世轨道尺度上东亚季风演变与轨道驱动及全球冰量变化的关系. 1143 站和 1144 站的 *Globigerinoides. ruber* $d^{13}C$ 、蛋白石百分含量、松类花粉(*Pinus*)和草本花粉的百分含量均表现出很强的偏心率、斜率和岁差周期. 1143 站的 *G. ruber* $d^{13}C$ 与地球轨道参数(ETP= 正交化的偏心率+正交化的斜率-正交化的岁差)在偏心率、斜率和岁差周期上都相关, 然而大部分的相关关系都集中在岁差周期上; 其他的季风替代性指标与 ETP 只在岁差周期上相关. 这说明更新世热带地区的气候变化主要受地球轨道的岁差控制. 东亚季风替代性指标与有孔虫 $d^{18}O$ 曲线的对比以及它们之间的交叉频谱分析表明, 更新世全球冰量变化对东亚季风至少是东亚冬季风产生了重大的影响, 这与印度季风的驱动机制显然不同. 东亚季风, 至少是东亚冬季风在岁差周期上的演化, 部分地受控于地表的感热对太阳辐射的响应, 也受控于南海表层海水的潜热对太阳辐射的响应.

关键词 南海 ODP 东亚季风 轨道驱动 全球冰量

交叉频谱分析的方法证明, 地球轨道参数(ETP= 正交化的偏心率+正交化的斜率-正交化的岁差)的变化是地球表层气候系统的外部驱动力, 比如季风^[1]. 中国中部的黄土/古土壤地层为我们提供了研究东亚季风演化的良好陆相沉积记录^[2~4], 而深海沉积由于地层高精度定年和所含气候替代性指标丰富的优势, 可以提取更多的信息, 比如更新世东亚季风的驱动机制, 即它与地球轨道参数变化、全球冰量变化之间

的关系. 东亚季风与印度季风是亚洲季风的两个重要组成部分. 通过研究阿拉伯海的深海沉积物, Clemens 等^[5]认为地球轨道参数的变化是印度夏季风的外部驱动力, 而从南至北跨越赤道印度洋的潜热则是印度夏季风的内在驱动力; 此外, 印度季风的强弱和演化并不受全球冰量变化的影响, 这种观点与 GCM 模拟的结果相悖^[6,7]. 以南海的深海沉积物为材料研究东亚季风的驱动机制, 王律江等^[8]作了初步研

2004-01-13 收稿, 2004-06-02 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40476027, 40306011, 4999560, 40321603)和国家重点基础理论研究“973”项目(批准号: G2000078500)资助

** E-mail: ian.tianjun@263.net

究, 认为东亚季风的驱动机制与印度季风的驱动机制相同. 然而王律江^[8]的研究只局限于 22 万年以来的四个冰期、间冰期旋回, 更长时间上的情况又如何呢? 是否东亚季风的驱动机制确实与印度季风相同? 要回答这些问题, 需要长时间、高分辨率的深海沉积记录. 大洋钻探 ODP184 航次第一次在南海提取了高质量的深海沉积岩芯, 为回答这些问题提供了材料. 本文将利用南海南部 1143 站、北部 1144 站的气候替代性指标, 研究东亚季风与地球轨道驱动及全球冰量变化在米兰科维奇周期上的相关性和相位关系.

1 材料和方法

选取 ODP1143 站和 1144 站的深海沉积岩芯为材料. 其中 1143 站按 10 cm 间隔取样, 时间分辨率约为 2 ka, 每个样品均测试了有孔虫的稳定氧、碳同位素^[9]和蛋白石的百分含量^[10], 1143 站的年代框架依照天文调协的氧同位素地层^[11], 选用记录为 1.6 Ma. 1144 站的深海沉积岩芯测试了有孔虫的稳定氧、碳同位素^[12]并统计了松类花粉 (*Pinus%*)和草本花粉(*Herbs%*)的百分含量^[13], 时间分辨率从 154 ~ 1160 a, 平均为 820 a, 记录为 1 Ma.

本文采用交叉频谱分析研究不同时间序列在米兰科维奇周期上的相关性和相位关系. 相关系数和相位差是两个重要的指标. 当相位差被置于 0 时, 相关系数用作衡量两个时间序列在某些特定周期上的线性相关性, 大于检验标准的相关系数说明两个时间序列在特定的周期上线性相关, 而相位差则指示两个时间序列时间上的变化在某些特定周期上的先后关系. 时间序列之间的相关系数与相位差, 可以用来探讨气候响应与气候的内外驱动力之间的关系, 比如印度季风与地球轨道参数和全球冰量变化之间的关系^[5]. 交叉频谱分析采用美国布朗大学的“ARAND”程序.

2 地球轨道参数、全球冰量变化以及东亚季风的替代性指标

地质历史时期地球轨道参数的变化采用 Berger 和 Loutre^[14]的计算结果. 更新世有孔虫壳体的氧同位

素($d^{18}O$)曲线反映了北半球冰盖冰期、间冰期的扩大和缩小^[5], 因此可以用作全球冰量变化的替代性指标. 东亚季风的替代性指标采用 1143 站和 1144 站的古气候参数, 如下所叙.

2.1 南海南部 ODP1143 站

蛋白石通量(包括放射虫和硅藻)通常与现代大洋的生产力紧密联系^[15]. 季风驱动的上升流可能使大洋上层结构的硅质生产力提高, 比如在印度洋, 蛋白石的通量指示印度夏季风的强弱^[5]. 在南海, 蛋白石指示的硅质生产力通常与东亚季风相关^[16,17]. 南海中部和北部的沉积物捕获器的观测数据显示, 蛋白石通量在东北冬季风和西南夏季风期间都显示出高值^[18]. 因此, 1143 站蛋白石的百分含量可以作为东亚季风的替代性指标. 如图 1 所示, 400 ka 前 1143 站蛋白石的百分含量相对较低, 冰期、间冰期的波动幅度较小, 变化范围从 1.5%~2.5%; 400 ka 以后, 蛋白石的百分含量猛然增加, 冰期、间冰期的波动幅度变大, 变化范围从 1.5%~6.0%, 一般情况下, 1143 站的蛋白石百分含量在间冰期高, 而在冰期低.

由季风引起的上升流会将富营养的次表层海水带到海水表层, 使表层海水的 $d^{13}C$ 变轻. 假设浮游有孔虫壳体在钙化过程中与周围的海水达到平衡, 则壳体 $d^{13}C$ 的变化记录了季风强弱的变化. 南海南北部现代表层样中浮游有孔虫 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 的 $d^{13}C$ 分布显示, 在菲律宾西北岸外和越南南部岸外存在 $d^{13}C$ 低值区域, 这两个地区分别是东亚冬季风驱动的冬季上升流和夏季风驱动的夏季上升流活动的区域^[8]. 如图 1 所示, 1143 站 1.6 Ma 来浮游有孔虫 *G. ruber* $d^{13}C$ 的变化范围为 0.2‰~2.0‰, 与底栖有孔虫 $d^{18}O$ 相比, 浮游有孔虫 *G. ruber* $d^{13}C$ 在冰期、间冰期变化并不明显, 无论是在冰期, 还是在间冰期, *G. ruber* $d^{13}C$ 的高频旋回、高幅波动都同样显著, 这可能与南海的冬夏季风有关.

2.2 南海北部 ODP1144 站

中国东南部和台湾岛的植被是南海北部孢粉沉积的两个重要来源^[13]. 南海北部表层沉积物中的孢粉分布以高含量(<90%)的树本植物为特征, 其中松

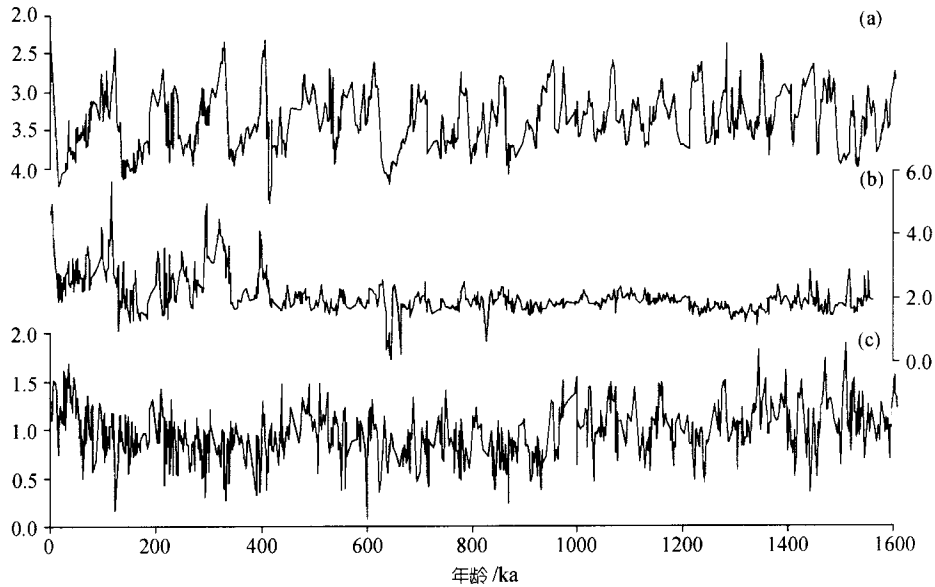


图 1 南海南部 ODP1143 站古气候记录

(a) 1.6 Ma 底栖有孔虫 *Cibicidoides* $\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)^[11]; (b) 1.6 Ma 蛋白石百分含量(%)^[10]; (c) 1.6 Ma 浮游有孔虫 *G. ruber* $\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)

类花粉 *Pinus* 占据统治地位^[19]。树本植物孢粉含量的最大值出现在南海的西北部, 紧临巴士海峡和台湾海峡的收敛部, 而不是出现在大河河口地区, 并且呈鞍状从北东向西南方向展开, 与东北冬季风和南海北部冬季表层环流的方向一致。这种分布规律说明, 适应了风的搬运和水流浮选(tree pollen), 尤其是具双气囊的松类花粉, 主要是由东北冬季风和由风驱动的冬季表层环流从广大的源区带来的, 源区可能包括中国南部和东南部。因此, 南海北部 1144 站更新世深海沉积物中发现的树本植物的孢粉也可能是由强劲的冬季风和海洋环流带来的^[13], 可以作为东亚冬季风的替代性指标。如图 2 所示, 1 Ma 来 1144 站 *Pinus* 的百分含量与 Herbs 的百分含量呈反向关系, 且每个样品中二者的和大于 50%, 构成了孢粉的主体。一般规律是, 间冰期 *Pinus* 的百分含量较高但 Herbs 的百分含量较低, 而冰期 *Pinus* 的百分含量较低而 Herbs 的百分含量较高。由于 400 ka 后的孢粉记录的时间分辨率为 150 a, 远大于 400 ka 前的时间分辨率(约 1100 a), 孢粉分布随冰期、间冰期呈规律

性变化在 400 ka 后更加清楚。

3 气候替代性指标的交叉频谱分析

3.1 1144 站 Herbs% 和 *Pinus*% 与 ETP 及 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关系数

交叉频谱分析的结果说明, 尽管 1144 站 1 Ma 来的孢粉记录(包括 Herbs 和 *Pinus* 的百分含量)具有很强的 100 ka 周期和中等偏强的 41 和 23 ka 的周期, 它们与地球轨道参数的变化只在 23 ka 的岁差周期上相关(图 3(a), (b), 表 1)。南海南部更新世温跃层深度的变化与地球轨道参数的变化也只是在岁差周期上相关^[1], 东赤道太平洋的温跃层深度变化也是如此^[20]。这说明, 岁差对控制热带地区气候变化中起了主要作用。

Herbs 和 *Pinus* 的百分含量与全球冰量的变化(浮游有孔虫 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$) 在 100 ka 和 23 ka 周期上都强烈相关(图 3(c), (d), 表 1)。尽管在 41 ka 周期上, Herbs 和 *Pinus* 的百分含量与浮游有孔虫 *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 并不相关, 但是在 54 ka 周期上两者之间存在强

1) 田 军. 南海 ODP1143 站有孔虫稳定同位素揭示的上新世至更新世气候变化, 同济大学博士学位论文, 2003 年

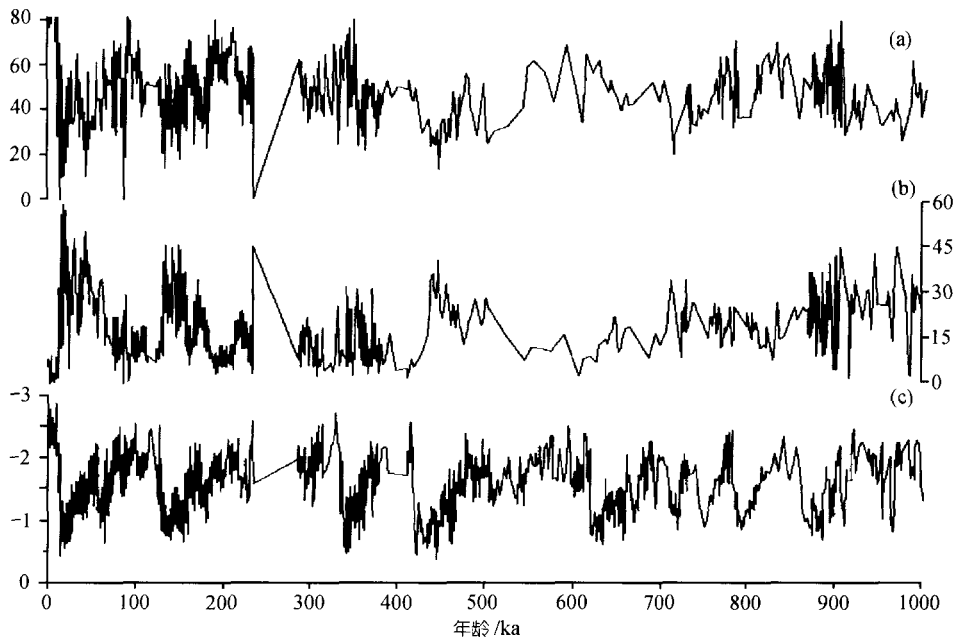


图 2 南海北部 ODP1144 站古气候记录

(a) 1 Ma 松类花粉 *Pinus* 的百分含量(%)^[13]; (b) 1 Ma 草本花粉 *Herbs* 的百分含量(%)^[13]; (c) 1Ma 浮游有孔虫 *G. ruber* $d^{18}O$ ^[12]. 年龄模式依据 1144 站浮游有孔虫 *G. ruber* $d^{18}O$ ^[12]

表 1 更新世南海 ODP1143 站和 ODP1144 站东亚季风替代性指标与地球轨道参数 ETP 及全球冰量变化 (有孔虫- $d^{18}O$)之间的相关系数和相位关系^{a)}

	100 ka (偏心率)		41 ka (斜率)		23 ka (岁差)	
	相关系数	相位差/(°)	相关系数	相位差/(°)	相关系数	相位差/(°)
ETP vs $-d^{18}O$	0.85	$23^\circ \pm 17^\circ$	0.98	$60^\circ \pm 5.6^\circ$	0.96	$78^\circ \pm 7.8^\circ$
ETP vs <i>-Herbs</i> 百分含量	-	-	-	-	0.81	$176^\circ \pm 20^\circ$
ETP vs <i>Pinus</i> 百分含量	-	-	-	-	0.77	$150^\circ \pm 22^\circ$
ETP vs opal 百分含量	-	-	-	-	0.80	$162^\circ \pm 20.3^\circ$
ETP vs $d^{13}C$	0.93	$-41.5^\circ \pm 12^\circ$	0.82	$107^\circ \pm 19.3^\circ$	0.95	$147^\circ \pm 9.4^\circ$
$-d^{18}O$ vs <i>-Herbs</i> 百分含量	0.8	$-10^\circ \pm 20^\circ$	-	-	0.79	$46^\circ \pm 21^\circ$
$-d^{18}O$ vs <i>Pinus</i> 百分含量	0.85	$9^\circ \pm 16^\circ$	-	-	0.85	$27^\circ \pm 17^\circ$
$-d^{18}O$ vs 蛋白石百分含量	0.92	$-32^\circ \pm 11.5^\circ$	0.82	$8^\circ \pm 19.3^\circ$	0.83	$78^\circ \pm 18.8^\circ$
$-d^{18}O$ vs $d^{13}C$	-	$-63^\circ \pm 38^\circ$	0.88	$52^\circ \pm 14.9^\circ$	0.9	$78^\circ \pm 14.1^\circ$

a) 满足 80% 检验标准的相关系数大于或等于 0.707267. - 为小于 0.707267 的相关系数

相关性, 而 54 ka 周期是主要的轨道周期的拍频周期 (heterodyne frequency), 例如印度季风的替代性标志与地球轨道参数在 54 ka 周期上也高度相关^[5]. 100 ka 周期是 1 Ma 来全球冰量变化的最显著的周期^[21], 在有孔虫 $d^{18}O$ 记录中表现最明显. 图 2 展示, 1 Ma 来 *Herbs* 和 *Pinus* 百分含量的冰期、间冰期旋回异常显著, 与有孔虫 *G. ruber* $d^{18}O$ 所表现的冰期、间冰期旋

回极其相似. 1144 站孢粉记录曲线与 $d^{18}O$ 记录曲线的对比以及它们之间的交叉频谱分析说明, 东亚冬季风受全球冰量变化的影响巨大, 而且它们在偏心率和岁差周期上强烈相关, 这个结论与黄土、古土壤记录^[22,23]、北太平洋粉尘记录^[24]以及数字模拟的结果^[6]得出的结论一致. 作为亚洲季风的一个重要组成部分, 印度洋夏季风具有另外一些特征, 它的替代性指

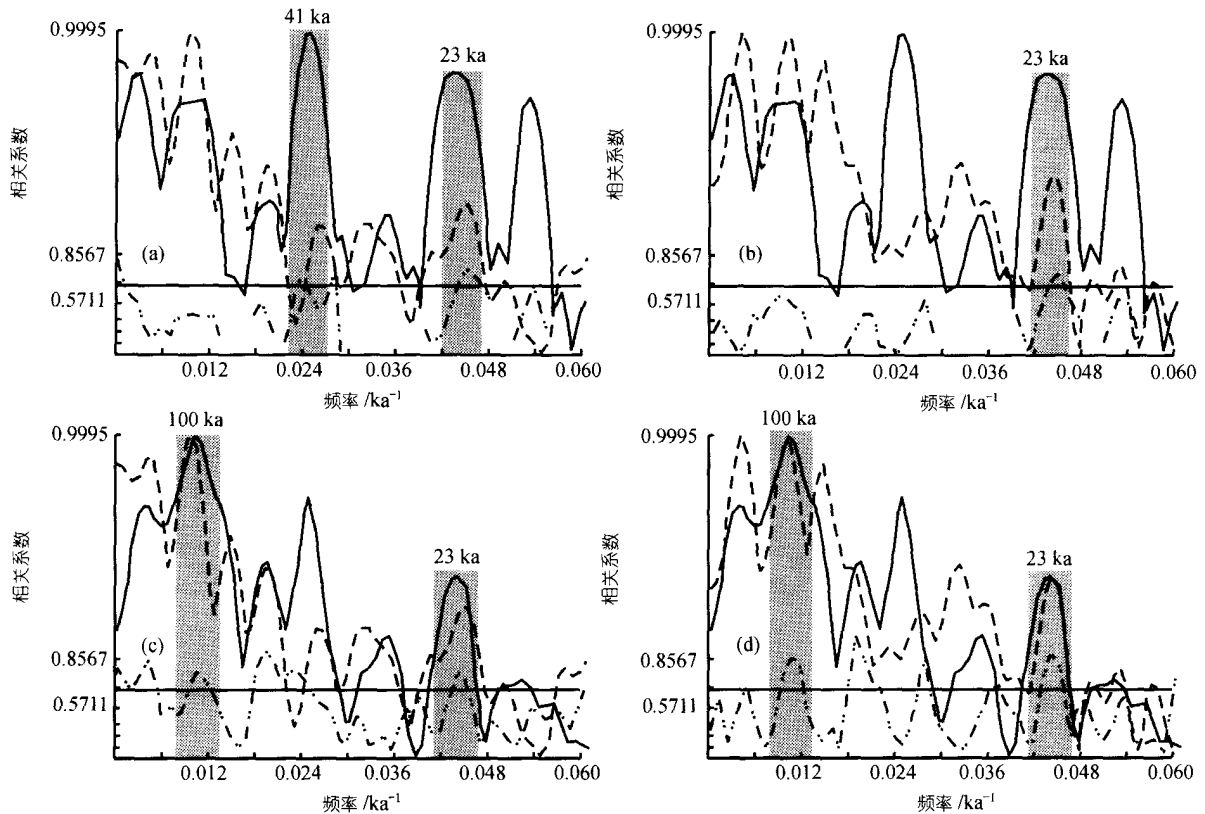


图3 南海北部 ODP1144 站 1 Ma 松本花粉 *Pinus* 和草本花粉 Herbs 的百分含量与地球轨道参数(ETP)及全球冰量变化($d^{18}O$)的交叉频谱分析

(a) ETP vs Herbs 百分含量; (b) ETP vs *Pinus* 百分含量; (c) $-d^{18}O$ vs Herbs 百分含量; (d) $-d^{18}O$ vs *Pinus* 百分含量. 实线代表 ETP 或 $d^{18}O$ 的谱, 虚线代表花粉记录的谱, 点划线代表相关系数的谱. 正交化后的频谱强度使用对数坐标(log). 相关系数的频谱使用双曲线反切数坐标. 水平实线代表相关系数 80% 的检验标准. 灰色的长方条代表 100, 41 和 23 ka 的地球轨道周期范围

标与全球冰量的变化在 100 ka 周期上并不相关, 只是在 41 和 23 ka 周期上相关. 此外, 在 100 ka 周期上, 印度洋夏季风的变化领先于全球冰量的变化约 33 ka, 这种相位关系排除了北半球冰期作用与印度洋夏季风响应之间存在因果关系的可能^[5], 也揭示出印度季风的驱动机制有别于东亚季风的驱动机制.

3.2 1143 站蛋白石的百分含量和 *G. ruber* $d^{13}C$ 与 ETP 及 $d^{18}O$ 的相关系数

交叉频谱分析的结果说明, 1143 站 *G. ruber* $d^{13}C$ 和蛋白石的百分含量在 100, 41 和 23 ka 周期上都与地球轨道参数相关(图 4(a), (b), 表 1). 其中, *G. ruber* $d^{13}C$ 与地球轨道参数在 23 ka 周期上的相关系数最高,

几乎是 41 ka 周期和 100 ka 周期上的相关系数的两倍. 此外, 蛋白石的百分含量与地球轨道参数在 23 ka 周期上的相关系数也是三个地球轨道周期上的相关系数中最高的. 这意味着东亚季风对地球轨道驱动的最强烈的反应发生在岁差周期上, 即岁差是控制东亚季风演化的主要轨道驱动力. 1143 站和 1144 站东亚季风替代性指标揭示的季风与地球轨道参数之间的关系进一步突出了岁差周期在热带地区气候变化中的重要地位, 以及热带地区在全球气候变化中的作用.

1143 站的蛋白石的百分含量在 100, 41 和 23 ka 周期上与全球冰量的变化(由 1143 站底栖有孔虫 $d^{18}O$ 代替)均相关, 而且, *G. ruber* $d^{13}C$ 在 41 ka 周期和 23

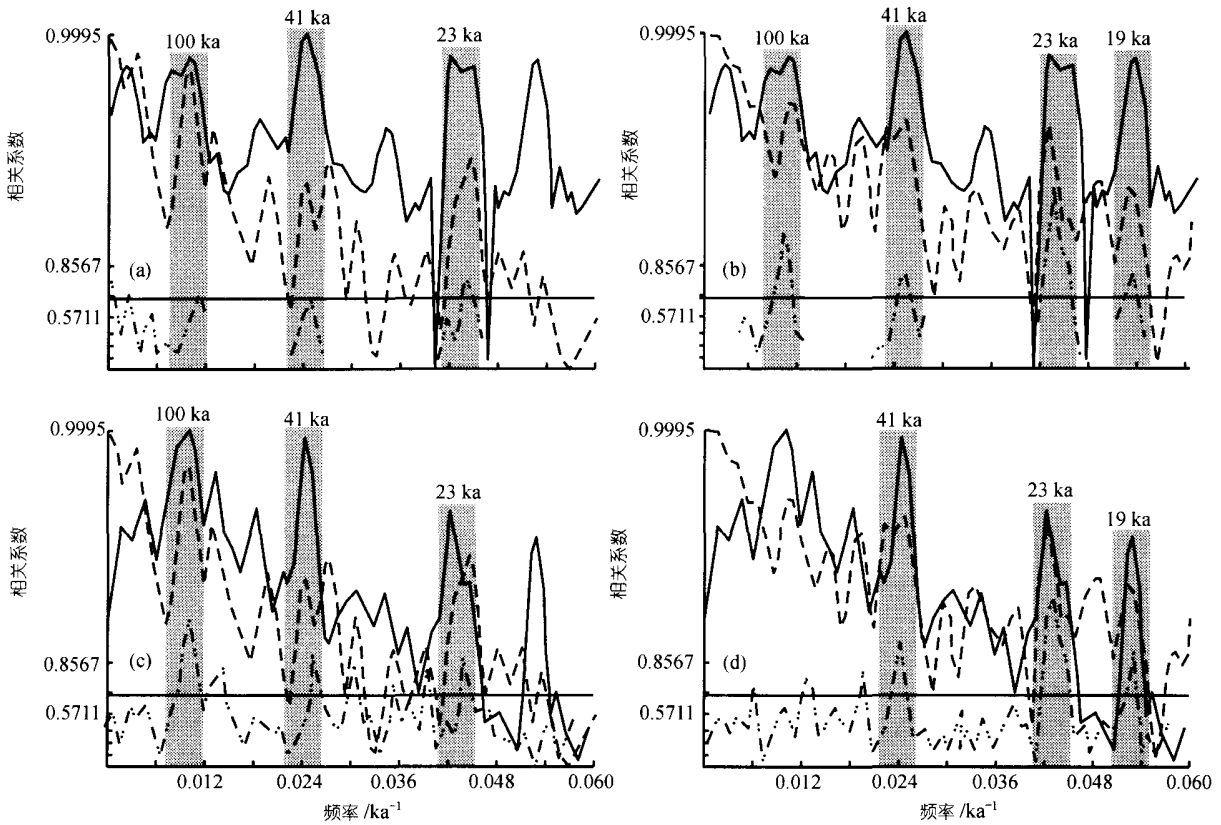


图 4 南海南部 ODP1143 站 1.6 Ma 浮游有孔虫 *G. ruber* $d^{13}C$ 和蛋白石百分含量(Opal%)与地球轨道参数 ETP 及全球冰量变化($d^{18}O$)的交叉频谱分析

(a) ETP vs Opal%; (b) ETP vs $d^{13}C$; (c) $-d^{18}O$ vs Opal%; (d) $-d^{18}O$ vs $d^{13}C$. 实线代表 ETP 或 $d^{18}O$ 的谱, 虚线代表 Opal% 或 $d^{13}C$ 的谱, 点划线代表相关系数的谱. 正交化后的频谱强度使用对数坐标(log). 相关系数的频谱使用双曲线反切数坐标. 水平实线代表相关系数 80% 的检验标准. 灰色的长方条代表 100, 41, 23 ka 和 19 ka 的地球轨道周期范围

ka 以及 19 ka 周期上也与全球冰量的变化强烈相关(图 4(c), (d), 表 1). 尽管在 100 ka 周期上, *G. ruber* $d^{13}C$ 与 $d^{18}O$ 的相关系数没有超过 80% 的检验标准, *G. ruber* $d^{13}C$ 仍然显示出较强的 100 ka 周期. 更新世 1143 站的蛋白石的百分含量和 *G. ruber* $d^{13}C$ 与全球冰量变化之间的关系与 1144 站的孢粉记录与全球冰量变化之间的关系一致, 说明更新世全球冰量的变化对东亚季风的演化产生了重大的影响.

3.3 相位差

图 5 展示了南海东亚季风替代性指标与地球轨道参数的变化是地球气候变化的线性驱动力, 那么它的变化不可能滞后于气候替代性指标的变化^[5]. 综上所述, 在 100 ka 周期上东亚季风的演化并不是地

冰量的最小值滞后于北半球夏季辐射量的最大值 $23^{\circ} \pm 17^{\circ}$, 约 6.4 ± 4.7 ka; 而 Opal% 领先于北半球夏季辐射量的最大值 $2.9^{\circ} \pm 24^{\circ}$, 接近于 0 相位; *G. ruber* $d^{13}C$ 领先于地球轨道参数的变化 $41.5^{\circ} \pm 12^{\circ}$, 约 11.5 ± 3.2 ka. 1143 站蛋白石的百分含量与地球轨道参数在偏心率周期上相位差接近于 0, 说明东亚季风演变与轨道驱动近乎同步, 但 *G. ruber* $d^{13}C$ 与地球轨道参数的相位差为较大的负值, 却排除了它们之间存在同步变化的可能性, 而且 1144 站的孢粉记录与地球轨道参数在 100 ka 周期上并不相关. 如果地球轨道参数的变化不可能滞后于气候替代性指标的变化^[5]. 综上所述, 在 100 ka 周期上东亚季风的演化并不是地

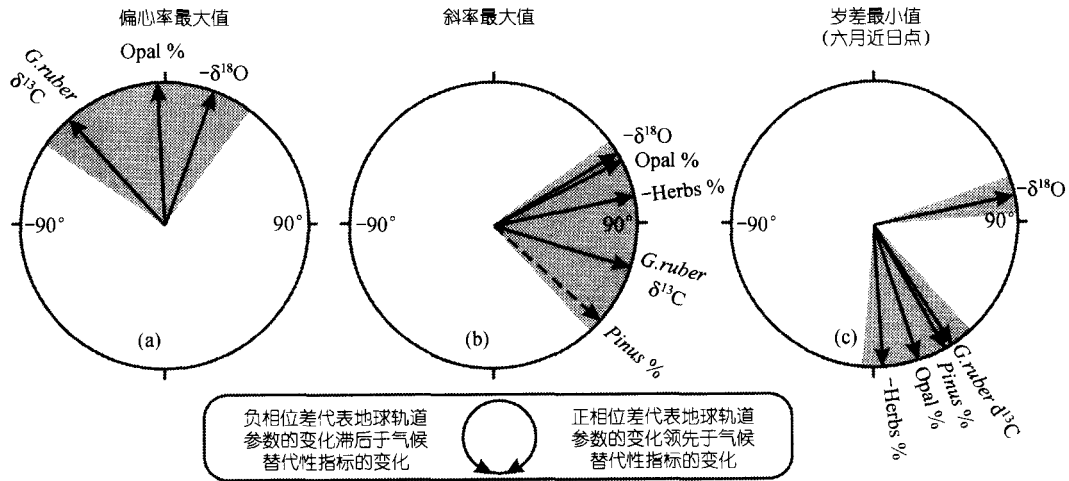


图 5 更新世南海南部 ODP1143 站和北部 ODP1144 站东亚季风替代性指标及全球冰量变化与地球轨道参数 ETP 在 3 个地球轨道周期上的相位差

(a) 100 ka; (b) 41ka; (c) 23 ka. 实箭头代表大于 80% 的检验标准, 虚箭头代表低于 80% 的检验标准

球轨道参数变化的线性响应. 如图 6(a)所示, 在 100 ka 周期上, 1144 站-Herbs 和 *Pinus* 的百分含量在 1 Ma 来与全球冰量变化($d^{18}O$)之间的相位差分别为 -10° 和 9° , 如果考虑到相位误差, 可以认为南海北部记录的东亚冬季风在偏心率周期上与全球冰量同步变化. 尽管在 100 ka 周期上, 1143 站的蛋白石的百分含量与全球冰量变化($d^{18}O$)相关, 但是蛋白石的百分含量的变化领先于全球冰量的变化($d^{18}O$)约 32° . 尽管如此, 蛋白石的百分含量与 $d^{18}O$ 之间超过 80% 检验标准的相关系数仍然说明东亚季风与全球冰量变化之间存在紧密联系.

如图 5(b)所示, 在 41 ka 周期上, 所有的季风替代性指标与全球冰量变化都与地球轨道参数的变化相关. 如果考虑到相位差的误差范围, 可以认为在斜率周期上它们对地球轨道参数的响应是同步的, 即在斜率周期上轨道驱动对季风替代性指标的控制作用是相同的. 如果取斜率周期上所有季风替代性指标与地球轨道参数的相位差的平均值, 则季风强度的最大值在斜率周期上滞后于斜率变化的最大值约 10 ka($10000 \text{ a} = (94^\circ/360^\circ) \times 41000 \text{ a}$); 与此类似, 季风强度的最大值在斜率周期上滞后于全球冰量的最小值约 3872 a($3,872 \text{ a} = ((94^\circ-60^\circ)/360^\circ) \times 41000 \text{ a}$).

如果轨道驱动或全球冰量变化是季风演化的唯一驱动力, 那么它们在米兰科维奇周期上应该是同步变化的, 即 0 相位差. 季风替代性指标与地球轨道参数或全球冰量变化之间滞后的相位关系说明, 一定存在其他的驱动机制在影响着东亚季风的演化, 比如海洋的潜热^[5]. 图 6(b)展示了斜率周期上季风替代性指标与全球冰量变化之间的相位关系, 在此周期上, 1143 站蛋白石的百分含量与 *G. ruber* $d^{13}C$ 的最大值分别滞后于全球冰量($d^{18}O$)的最小值约 910 和 5900 a. 然而, 在斜率周期上, 1144 站的孢粉记录与全球冰量变化并不相关.

图 5(c)展示了南海南北部四个东亚季风替代性指标以及全球冰量变化与地球轨道参数之间在岁差周期上的相位关系. 由图 5(c)及表 1 可知, 岁差周期上四个东亚季风替代性指标与地球轨道参数之间的相位异常接近, 但是与全球冰量变化和地球轨道参数之间的相位差分离较远. 岁差周期上 Herbs 和 *Pinus* 的百分含量与地球轨道参数相位差的平均值(表 1)说明, 东亚冬季风强度的最大值在岁差周期上滞后于岁差的最大值约 10 ka; 而岁差周期上四个东亚季风替代性指标与地球轨道参数相位差的平均值说明, 东亚季风的最大值在岁差周期上滞后于岁差

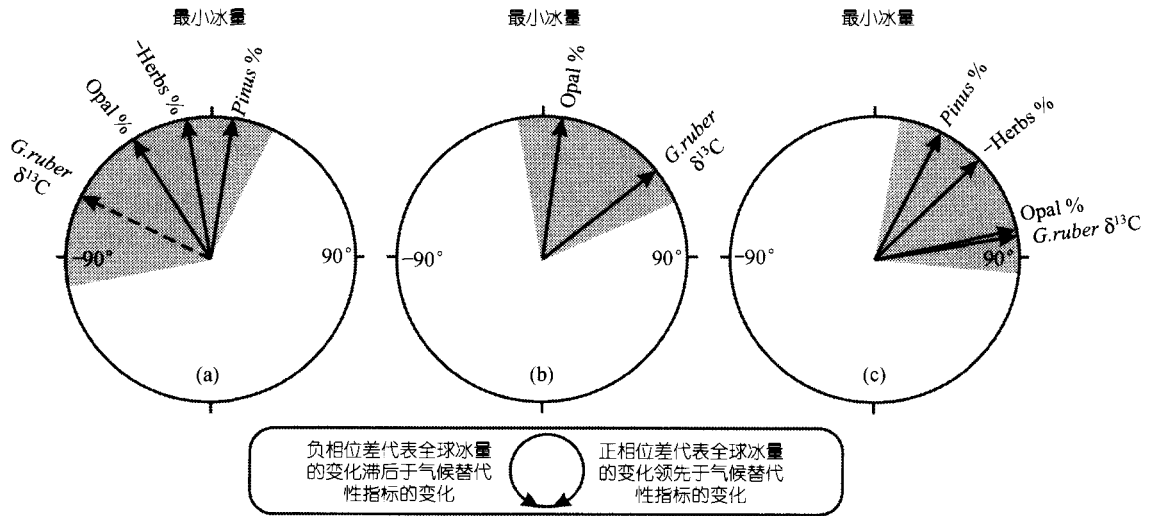


图 6 更新世南海南部 ODP1143 站和北部 ODP1144 站东亚季风替代性指标与全球冰量变化在 3 个地球轨道周期上的相位差

(a) 100 ka; (b) 41 ka; (c) 23 ka. 实箭头代表大于 80% 的检验标准, 虚箭头代表低于 80% 的检验标准

的最大值也是 10 ka. 取岁差周期上 Herbs 和 Pinus 的百分含量与全球冰量($d^{18}O$)相位差的平均值 $36.5^\circ \pm 19^\circ$, 则岁差周期上东亚冬季风的最大值滞后于全球冰量的最小值约 2332 a ($2332 \text{ a} = (36.5^\circ/360^\circ) \times 23000 \text{ a}$). 图 5 所示, 在三个米兰科维奇周期中, 只是在岁差周期上, 四个东亚季风替代性指标才表现出与轨道驱动和全球冰量变化相似的相关系数和相位关系. 阿拉伯海记录的更新世印度洋夏季风的最大值在岁差周期上滞后于岁差的最大值约 8000 a^[5], 滞后于全球冰量的最小值约 2500 a, 但是却与南半球亚热带印度洋的冬季海水表层温度的最小值同步变化, 即与潜热同步变化, 因此, Clemens 等^[5]认为, 印度洋夏季风强度的最大值在岁差周期上与北半球高纬夏季辐射量的最大值之间存在的 8000 a 相位差, 部分可以由地表的感热($d^{18}O$)对太阳辐射的响应来解释, 但是基本上是由南半球亚热带印度洋的潜热(SSTs)对太阳辐射的响应所决定的. 1143 站和 1144 站东亚季风替代性指标与地球轨道参数 ETP 及全球冰量变化之间的相关系数和相位差说明, 东亚季风, 至少是东亚冬季风在岁差周期上的演化, 部分的受控于地表的感热对太阳辐射的响应, 也受控于南海表层海水的

潜热对太阳辐射的响应.

4 结论

南海南北部 1143 站和 1144 站四个东亚季风替代性指标在更新世的变化表现出很强的偏心率、斜率和岁差周期, 但是除了 1143 站的 *G. ruber* $d^{13}C$, 其它季风替代性指标与地球轨道参数的变化只在岁差周期上相关. 尽管 1143 站的 *G. ruber* $d^{13}C$ 与地球轨道参数在偏心率、斜率和岁差周期上都相关, 大部分的相关关系都集中在岁差周期上. 这说明更新世热带地区的气候变化, 比如南海南部的温跃层深度变化和东亚季风的演化, 主要受地球轨道的岁差控制. 东亚季风替代性指标与有孔虫 $d^{18}O$ 曲线的对比以及它们之间的交叉频谱分析表明, 更新世全球冰量变化对东亚季风至少是东亚冬季风产生有重大的影响, 这与印度季风与全球冰量变化的关系相反. 只有在岁差周期上, 1143 站和 1144 站四个东亚季风替代性标志才表现出与轨道驱动和全球冰量变化相似的相关系数和相位关系. 东亚季风, 至少是东亚冬季风在岁差周期上的演化, 部分的受地表的感热对太阳辐射的响应控制, 也受南海表层海水的潜热对太阳辐射的响应控制. 前人^[8]得出的不同尺度上东亚季风的驱

动机制与印度季风相似的结论应该得到修正,至少在轨道尺度上东亚季风与全球冰量变化之间的关系不同于印度季风.

致谢 分析研究的样品及资料由国际大洋钻探计划提供.

参 考 文 献

- 1 Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 1976, 194: 1121~1132
- 2 刘东生. 黄土与环境. 北京: 海洋出版社, 1985. 215
- 3 Kukla G. Loess stratigraphy in central China. *Quaternary Science Reviews*, 1987, 6: 191~219
- 4 Kukla G, Heller F, Liu X M, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 1988, 16: 811~814
- 5 Clemens S C, Prell W, Murray D, et al. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 1991, 353: 720~725
- 6 Kutzbach J E, Guetter P J. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18000 years. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 1726~1759
- 7 Prell W L, Kutzbach J E. Monsoon variability over the past 150,000 years. *J Geophys Res*, 1987, 92: 8411~8425
- 8 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 1999, 156: 245~284
- 9 汪品先, 田 军, 成鑫荣. 第四纪冰期旋回转型在南沙深海的记录. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(8): 793~799
- 10 王汝建, 李 建. 南海 ODP 1143 站第四纪高分辨率的蛋白石记录及其古生产力意义. *科学通报*, 2003, 48(1): 74~77
- 11 Tian J, Wang P X, Cheng X R, et al. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ records from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 203: 1015~1029
- 12 Bühring C, Sarnthein M, Erlenkeuser H. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 million years: Site 1144, South China Sea. *Proc ODP Sci Results*, 2005, 184
- 13 Sun X J, Luo Y L, Huang F, et al. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon. *Marine Geology*, 2003, 201: 97~118
- 14 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Review*, 1991, 10: 297~317
- 15 Dickens G, Barron J. A rapid deposited pinnate diatom ooze in Upper Miocene-Lower Pliocene sediment beneath the North Pacific polar front. *Marine Micropaleontology*, 1997, 31: 177~182
- 16 Wang R J, Clemens S, Huang B Q, et al. Quaternary palaeoceanographic changes in the northern South China Sea (ODP Site 1146): radiolarian evidence. *Journal of Quaternary Science*, 2003, 18(8): 745~756
- 17 Wang R J, Abelmann A. Radiolarian responses to paleoceanographic events of the southern South China Sea during the Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, 2002, 46: 25~44
- 18 Tian J, Wang P X, Cheng X R. Development of the East Asian monsoon and Northern Hemisphere glaciation: Oxygen isotope records from the South China Sea. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23: 2007~2016
- 19 Sun X, Li X, Beug H-J. Pollen distribution in hemipelagic surface sediments of the South China Sea and its relation to modern vegetation distribution. *Marine Geology*, 1999, 156: 211~226
- 20 Ravelo A, Shackleton N J. Evidence for surface-water circulation changes at site 851 in the eastern tropical Pacific Ocean. *Proc ODP Sci Results*, 1995, 138: 503~514
- 21 Imbrie J, Boyle E, Clemens S, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles, 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 1992, 7: 701~738
- 22 Sun D H, An Z S, Shaw J, et al. Magnetostratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Tertiary aeolian sequences in the Chinese Loess Plateau. *Geophys J Int*, 1998, 134: 207~212
- 23 An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian Monsoons and Phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene Times. *Nature*, 2001, 411: 62~66
- 24 Rea D K, Snoeck H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanography*, 1998, 13: 215~224