

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2012.04107

中更新世气候转型期西太平洋暖池的 表层海水温度和氧同位素变化

金海燕, 翦知潜, 乔培军, 成鑫荣

(同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092)

摘要:通过对大洋钻探(ODP)第130航次807站A孔井深12.54~16.38 m沉积物中浮游和底栖有孔虫的稳定同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 以及浮游有孔虫壳体的 Mg/Ca 测试,揭示了中更新世气候转型期(800~1 000 kaBP)西太平洋暖池表层海水温度和氧同位素的变化。研究发现,中更新世时期 ODP 807 站的表层海水温度在 25.1~30.9 °C 之间浮动,平均为 28.4 °C,接近现代暖池区实测温度值,冰期/间冰期之间的温度差值在 1.5~5 °C 左右,与晚第四纪时的温差相近;同时,表层海水温度和底栖有孔虫氧同位素呈现同步变化的趋势,没有明显的超前或滞后的相位关系,区别于前人在暖池区的研究结果。间冰期时,表层海水温度上升伴随着温跃层变深、盐度降低,与现代西太平洋暖池 La Niña 状态类似;冰期时则类似于 El Niño 状态。中更新世气候转型期,西太平洋暖池的表层海水温度、温跃层深度变化受低纬热带驱动影响,都显示出强烈的岁差周期(16.8 ka),而底层水氧同位素更多受到高纬的影响。

关键词:中更新世气候转型期;表层海水温度;氧同位素;西太平洋暖池

中图分类号:P736.22 **文献标识码:**A **文章编号:**0256-1492(2012)04-0107-07

现代海洋气候研究中发现,热带海区在全球气候变化中起到了极其重要的作用^[1-4],其后气候演变“双重驱动”假说的提出^[5],将人们关注的焦点从北半球高纬海区转移到热带低纬海区,特别是赤道西太平洋暖池区^[6],其多年平均海表温度在 28 °C 以上,该海区的上升气流形成三大环流,通过季风和厄尔尼诺/南方涛动(ENSO)控制着全球大部分地区的气候。相关的研究显示,暖池区的表层海水古温度并不是稳定不变的^[7-9],并且其变化要比代表冰盖体积增减的氧同位素变化早数千年^[10-11]。进一步的研究显示,这种温度超前于氧同位素的变化不止在晚第四纪出现,还可以追溯到更早的中更新世时期,根据前人在西太平洋暖池 ODP 806 站所作的研究,中更新世距今约 95 万年前,赤道西太平洋的表层海水温度超前于底栖有孔虫氧同位素变化约 3 千年^[12]。然而在南海北部的 ODP 1144 站,研究发现表层海水温度和底栖有孔虫的氧同位素变化几乎是同时的,不存在明显的超前和滞后的关系^[13]。那么,低纬海区表层海水温度超前于高纬冰盖体积变

化这一现象,到底是气候演变历史上的长期存在,还是仅仅出现于中更新世气候转型之后具有较强冰期旋回的晚第四纪时期?目前已有的资料难于解答这一问题,原因在于沉积物样品的时间分辨率较低。相对于晚第四纪分辨率高达百年级的材料而言,中更新世时期赤道低纬海区的沉积物样品时间分辨率大都在 2~4 ka 左右,极易在分析相位关系时造成误差,因此,需要寻求更高分辨率的材料来探讨这一问题。

1 材料与方法

本次研究选择大洋钻探 ODP130 航次在赤道西太平洋暖池中心翁通-爪哇海台钻取的 807 站岩心(3°36.42' N、156°37.49' E,水深 2 803.8 m,图 1)为研究材料,根据沉积速率估算中更新世时期沉积的岩心深度,最终选取 807 站 A 孔 12.54~16.38 m 之间的沉积物开展工作,该深度范围内沉积物的岩性均一,主要由浅灰色-白色的微体化石软泥构成,化石保存状况良好。

该段沉积物按 1~5 cm 不等间隔取样,共获得 227 个样品,平均时间分辨率约为 800 年左右。样品的处理、鉴定和测试分析均在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。微体化石样品的处理步骤如

基金项目:国家自然科学基金项目(40806020,91028004,41023004)

作者简介:金海燕(1978—),女,讲师,主要从事微体古生物学研究,E-mail:jinyh@tongji.edu.cn

收稿日期:2012-07-06;改回日期:2012-07-17。张光威编辑

下:取湿样 10 cm^3 ,先置于烘箱中在 60°C 下烘烤 12 h,干透后取出称重,记为干重样,不加任何化学分散剂后在自来水中浸泡 1~2 天至完全散开,之后用孔径为 $63\ \mu\text{m}$ 的筛子冲洗,然后,将冲洗好的湿样重新置于烘箱中在 60°C 下烘干、称重,记为粗组分,再用 100 目的筛子筛选壳径大于 $154\ \mu\text{m}$ 的有孔虫壳体备用。

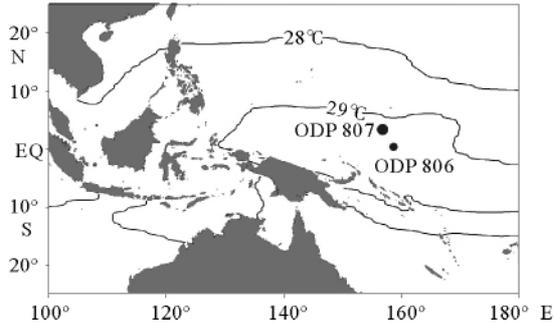


图 1 西太平洋暖池 ODP 807 站位(图中 28°C 、 29°C 等温线圈示暖池范围(据 WOA 05 数据))

Fig. 1 Location of ODP Site 807. The mean 28°C and 29°C isothermal lines mark the boundary of western Pacific Warm Pool (data from WOA 05)

用于稳定同位素分析的有孔虫包括保存完整的浮游有孔虫表层水种 *Globigerinoides ruber* (白色,壳径 $0.3\sim 0.36\text{ mm}$,每样~14 枚壳体)、次表层水种 *Pulleniatina obliquiloculata* (白色,壳径 $0.36\sim 0.44\text{ mm}$,每样 8 枚壳体)和底栖有孔虫 *Uvigerina peregrina* (壳径 $>0.6\text{ mm}$,每样 4~9 枚壳体)。测试精度参照中国国家碳酸钙标准(GBW04405)和国际标准(NBS19),2008 年 $\delta^{18}\text{O}$ 的标准误差是 0.08‰ (PDB, Pee Dee Belemnite)。最终实际得到浮游有孔虫 *G. ruber* 氧同位素(记为 $\delta^{18}\text{O}_G$)和 *P. obliquiloculata* 氧同位素(记为 $\delta^{18}\text{O}_P$)各 227 个,底栖有孔虫 *U. peregrina* 氧同位素(记为 $\delta^{18}\text{O}_U$)数据 224 个。

每样中同时挑选浮游有孔虫 *G. ruber* 壳体(白色,壳径 $0.25\sim 0.35\text{ mm}$,每样 30~50 枚壳体)进行 Mg/Ca 比值分析测试。本次研究使用的是电感耦合等离子体光谱仪(ICP-AES)实施具体测试工作,采用美国加州大学 Santa Barbara 分校 David Lea 实验室的流程对样品进行预处理。重建表层海水古温度时,选用的同样是 David Lea 等在西太平洋暖池区建立的公式: $\text{Mg}/\text{Ca}(\text{mmol}/\text{mol}) = 0.3\exp(0.089\text{SST}(^\circ\text{C}))$,其计算温度的标准偏差为 $\pm 0.6^\circ\text{C}$ ^[10]。最终得到有效的表层海水温度(SST)数

据 220 个。

在浮游有孔虫 *G. ruber* 的氧同位素和 Mg/Ca 比值推算出的表层海水温度数据基础上,利用 David Lea 等^[10]在西太平洋暖池改进的公式可以计算出表层海水氧同位素值($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$): $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}} = (\text{SST}(^\circ\text{C}) - 16.5 + 4.8 * \delta^{18}\text{O}_G) / 4.8 + 0.27$,再将表层海水的氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$)减去底栖有孔虫的氧同位素($\delta^{18}\text{O}_U$)来反映表层海水盐度(Sea Surface Salinity, SSS)的改变(记为 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{SW-U}}$)。

文中对各种古气候替代性单一指标的频谱分析主要借助于 Schulz 和 Mudelsee^[14]开发的 REDFIT 频谱分析软件来进行,该软件能有效减小因频谱增大而导致频率振幅增降造成的“红噪”(red noise)现象。

2 年代地层框架

准确的年龄框架的建立是古海洋学研究的基础,在中更新世,目前常用的晚第四纪精确定年的技术手段(如放射性 ^{14}C 测年)已不能企及,因此,本次工作主要依靠氧同位素曲线的对比来建立 807 站中更新世的地层古环境剖面。用于本次定年工作的参照剖面是 Lisiecki 和 Raymo 的上新世—更新世 LR04 全球标准底栖有孔虫同位素曲线^[15],通过确定年龄控制点,再进行线性差值得到 807 站各个深度的年龄。

图 2 显示了 ODP 807 站底栖有孔虫的氧同位素曲线 $\delta^{18}\text{O}_U$ 和 LR04 曲线的对比结果:ODP 807 站 $12.54\sim 16.38\text{ m}$ 之间 3.84 m 长的岩心包含了中更新世 $800\sim 1000\text{ kaBP}$ 之间约 20 万年的沉积历史,包含了完整的深海氧同位素期次(Marine Oxygen Isotope Stage) MIS 21~ MIS 27 和 MIS20、MIS28 的小部分;平均沉积速率为 $1.9\text{ cm}/\text{ka}$;平均时间分辨率约为 $\sim 850\text{ 年}$, $14.6\sim 14.9\text{ m}$ 之间 (920 kaBP 前后)样品缺失导致分辨率较低(图 2)。

3 结果与讨论

3.1 ODP 807 站的氧同位素记录

ODP 807 站浮游和底栖有孔虫氧同位素曲线变化趋势一致,呈现明显的冰期旋回,冰期旋回中底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}_U$ 的冷暖变化趋势比浮游有孔虫更为清晰(图 3)。中更新世 $800\sim 1000\text{ kaBP}$ 期间,表层水种 *G. ruber* 的氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_G$ 变化介于 -0.71‰

和 -2.09‰ 之间,平均值为 -1.36‰ ;次表层水种 *P. obliquiloculata* 的氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_P$ 变化介于 0.15‰ 和 -1.50‰ 之间,平均值为 -0.81‰ ;底栖有孔虫 *U. peregrina* 氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_U$ 的变化范围是 $3.34\text{‰} \sim 4.81\text{‰}$,平均值为 4.13‰ 。浮游有孔虫表层、次表层氧同位素变化非常相似,冰期旋回中,次表层水氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_P$ 的变化幅度稍大于表层水 $\delta^{18}\text{O}_G$,反映了暖池次表层水活跃性强于表层水,与近年在低纬热带海区的相关研究结果相符^[16-18];而底栖有孔虫氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_U$ 在许多细节变化上有别于浮游有孔虫氧同位素,如在 MIS 23、MIS 26 时期等,这是因为底栖有孔虫生活在海底,其壳体的氧同位素受大洋深层水的影响,主要反映全球冰量的变化,而浮游有孔虫壳体的氧同位素变化除了冰量影响外,暖池区的上层海水温度和盐度变化也会导致其发生变化。

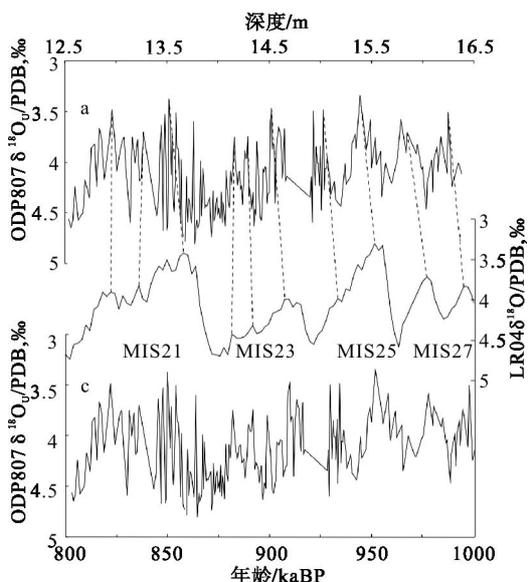


图 2 西太平洋暖池 ODP 807 站的年代地层框架

(a) 807 站的深度—氧同位素曲线;

(b) LR04 全球标准底栖有孔虫同位素曲线; (c) 校正后的 807 站氧同位素地层年龄曲线。虚线示意年龄控制点

Fig. 2 Chronological framework of ODP Site 807.

(a) Depth— $\delta^{18}\text{O}$ plot of Site 807;

(b) LR04 global benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ stack;

(c) Calibrated isotopic age model of Site 807.

Dashed lines indicate the age control points.

从整体趋势上来说,807 站 3 条氧同位素曲线的变化大致以 MIS23(距今 90 万年左右)为界分成两个阶段:之前,氧同位素变化幅度较小、频率快,氧同位素较轻;之后,氧同位素的变化幅度增大、频率变缓,同位素值偏重。从有孔虫氧同位素的变化特征上很

容易看出西太平洋暖池区海水对中更新世气候转型事件^[19]的响应:在中更新世 900 kaBP 前后,气候变化的周期由 4 万年向 10 万年过渡,之后随着北半球冰盖的进一步扩张,气温下降,气候变化幅度加剧。

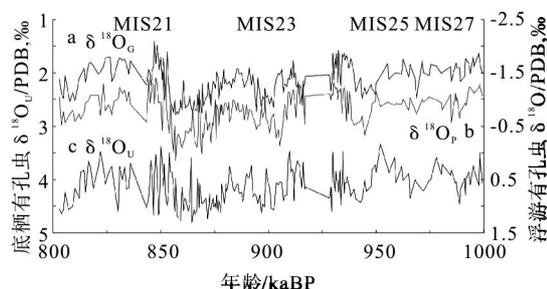


图 3 西太平洋暖池 ODP 807 站的氧同位素变化

(a) 表层水 $\delta^{18}\text{O}_G$ 曲线; (b) 次表层水 $\delta^{18}\text{O}_P$ 曲线;

(c) 底层水 $\delta^{18}\text{O}_U$ 曲线

Fig. 3 Oxygen isotope changes of ODP Site 807

(a) Surface water $\delta^{18}\text{O}_G$ curve;

(b) Subsurface water $\delta^{18}\text{O}_P$ curve;

(c) Bottom water $\delta^{18}\text{O}_U$ curve

3.2 ODP 807 站的表层海水温度变化

现代观测资料显示,西太平洋暖池核心区的年平均表层海水温度在 $29\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,在中更新世 800~1000 kaBP 间,利用 Mg/Ca 比值恢复的 ODP 807 站表层海水温度 SST 主要在 $25\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 31\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间变化(图 4a),最大值为 $30.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,最小值为 $25.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,平均值为 $28.4\text{ }^{\circ}\text{C}$,符合西太平洋暖池表层水温的变化范围。900 kaBP 之前,冰期/间冰期之间的温度差值较小,在 $\sim 1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右;900 kaBP 之后,冰期/间冰期之间的温差急剧增大,达到 $2\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 5\text{ }^{\circ}\text{C}$,接近于晚第四纪冰期旋回中 $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温差^[10],说明了早在中更新世时期暖池的不稳定性。

比较 Mg/Ca 比值恢复的表层海水温度(图 4a)以及利用浮游有孔虫属种组合转换函数 FP-12E 计算出的冬夏季表层海水温度^[20](分别记为 SST_w 和 SST_s,图 4b)之间的差异。转换函数计算出的 807 站冬季表层海水温度 SST_w 介于 $22.6\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 28.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,变化幅度较大,夏季表层海水温度 SST_s 在 $28.5\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 30.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间变动,变化幅度较小。Mg/Ca 比值估算出的 SST 低温部分($28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下)接近转换函数得到的冬季温度,而高温部分接近夏季温度,这可能与选择何种浮游有孔虫进行 Mg/Ca 比值的测定有关。Stott 等^[21]认为浮游有孔虫 *G. ruber* 可能更多地响应夏季表层海水温度的改变,但南海沉积物捕获器的工作发现 *G. ruber* 的含量在夏季风和冬季

风盛行期都很丰富^[22],其 Mg/Ca 比值估算的 SST 应该更接近全年的平均温度。经计算,转换函数得到的年平均温度变化范围为 25.6~29.2 °C,与 Mg/Ca 比值恢复的 SST 变化接近。

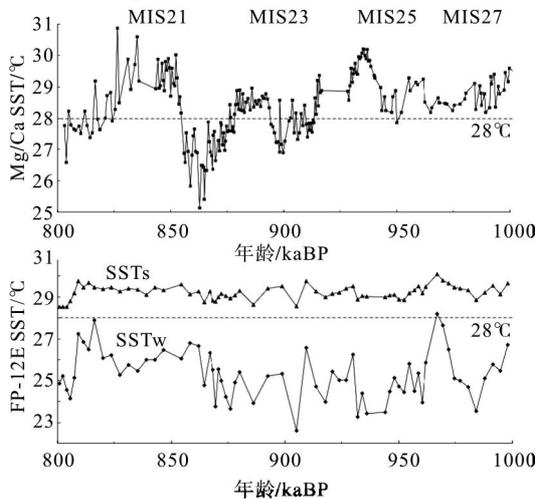


图4 西太平洋暖池 ODP 807 站表层海水温度变化
(a)Mg/Ca 比值恢复的表层海水温度;(b)利用浮游有孔虫属种组合转换函数 FP-12E 计算出的冬、夏季表层海水温度

Fig. 4 SST changes of ODP Site 807

(a)Mg/Ca-derived SST;(b) Winter and summer SST evaluated from the planktonic foraminiferal assemblage transfer function FP-12E

3.3 表层海水温度与氧同位素的比较

前人在西太平洋暖池 ODP 806 站的表层海水古温度研究中,发现不仅在晚第四纪,甚至在中更新世时期,利用 Mg/Ca 比值恢复的表层海水温度总是超前于氧同位素变化 2~3 千年^[10-12]。但是,在毗邻的南海的相关研究却表明,晚第四纪冰消期时,Mg/Ca 比值及 U_{37}^k 恢复的表层海水温度与浮游有孔虫氧同位素变化没有明显的超前和滞后关系^[23-26]。由于 806 站样品的时间分辨率仅为 2.4 ka,极有可能在对比相位关系时造成偏差,而本次工作中,同样位于暖池中心的 ODP 807 站在中更新世的时间分辨率达到了 850 a 左右,能够更好地用来揭示表层海水温度和氧同位素变化的相位关系。

如图 5 所示,中更新世 800~1 000 kaBP,ODP 807 站的表层海水温度 SST(虚线)和底栖有孔虫氧同位素(实线)虽然变化幅度不同,但始终保持同步变化趋势,没有显示明显的超前与滞后关系。特别是在冰消期(如 860、965 kaBP 等)甚至小冰阶附近(如 900 kaBP),807 站的 SST 上升和氧同位素变轻几乎是同时发生的,表明在中更新世气候转型期,西

太平洋暖池地区由低纬太阳辐射量驱动的温度变化和高纬冰量驱动的氧同位素变化基本上同步。而对于晚第四纪冰消期,表层海水温度超前于氧同位素变化的现象,应该与热带气候的变化有关,其现象的进一步证实和变化机制的研究尚待进一步的工作。

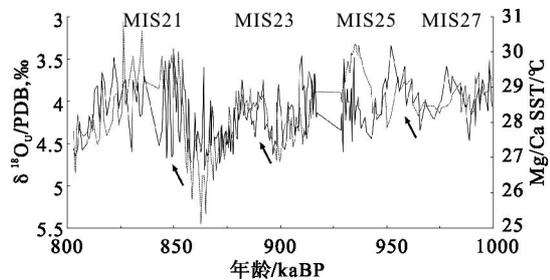


图5 西太平洋暖池 ODP 807 站表层海水温度与底栖有孔虫氧同位素的相位关系

实线为底栖有孔虫氧同位素 $\delta^{18}O_U$,虚线为 Mg/Ca 比值恢复的表层海水温度 SST;箭头示意冰消期两者变化的相位关系
Fig. 5 SST vs benthic $\delta^{18}O_U$ changes of ODP Site 807

Hard line represents the benthic $\delta^{18}O_U$, dashed line stands for the Mg/Ca-derived SST; arrows show the phase relationship between $\delta^{18}O_U$ and SST during the deglacials and stadial

相对于赤道东太平洋而言,赤道西太平洋具有表层海水温度高,温跃层深的水体结构特征,当高温表层水向东运移,温跃层变浅时,这种常态被打破,产生 El Niño 现象。由于浮游有孔虫不同水深属种的氧同位素差值分布可以反映上部水体垂直结构的变化,利用次表层水种 *P. obliquiloculata* 和表层水种 *G. ruber* 的氧同位素差值 $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 可以用来指示温跃层的上下移动, $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 越大,表明温跃层越浅; $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 越小,则温跃层越深。观察 $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 曲线(图 6b),发现自中更新世 1 000 kaBP 以来,温跃层呈现阶段性变深的变化趋势,在 850~950 kaBP 之间 $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 的变化比较剧烈,对应该时期的表层海水温度变化也比较大(图 6 阴影所示区域)。比较 $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 和 SST 曲线,发现在中更新世时期,SST 较高的时候 $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 较小,也就是说间冰期时暖池区的温跃层比较深,冰期时温跃层变浅,而图 6c $\Delta\delta^{18}O_{SW-U}$ 指示的盐度变化存在着冰期高、间冰期低的特点,这种变化类似于晚更新世赤道西太平洋盐度变化特征^[21],指示着西太平洋暖池 El Niño 和 La Niña 状态的交替出现。

以上 ODP 807 站各项古气候替代性指标呈现明显的冰期/间冰期变化,利用 REDFIT 频谱分析软件计算 807 站表层海水温度 SST、 $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 指示的温跃层深度和底栖有孔虫氧同位素 $\Delta\delta^{18}O_U$ 这 3

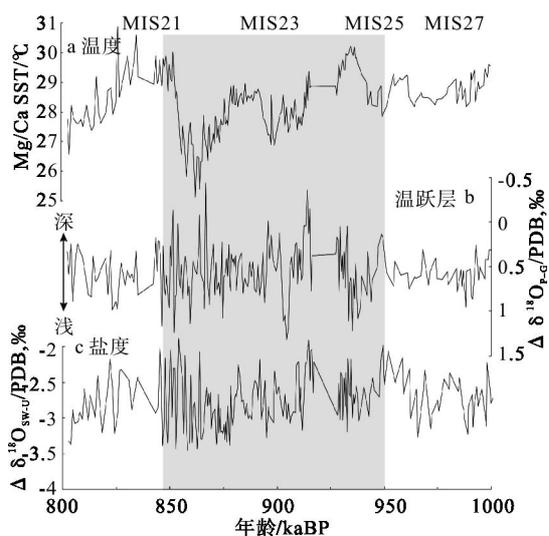


图 6 西太平洋暖池 ODP 807 站表层海水温度与温跃层深度及盐度变化的关系

(a) Mg/Ca 比值恢复的表层海水温度; (b) 浮游有孔虫氧同位素差值 $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 指示的温跃层深度变化;

(c) 氧同位素差值 $\Delta\delta^{18}O_{sw-u}$ 指示的表层海水盐度变化

Fig. 6 SST, DOT and SSS proxy changes of ODP Site 807

(a) Mg/Ca-derived SST; (b) DOT changes

indicated by the oxygen isotopic

differences $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ between sub-surface and surface water

planktonic forams; c) SSS changes indicated

by the oxygen isotopic differences $\Delta\delta^{18}O_{sw-u}$

between surface water and benthic foraminifera

个指标在中更新世气候转型期的周期值,结果如图 7 所示。在 800~1 000 kaBP 这段时间内,表层海水温度变化的最强周期是 50.4 ka,这一周期可以看作是 100 ka 偏心率周期与 41 ka 斜率周期的叠加,但

由于研究时间段总跨度只有 200 ka,一般认为较可靠的周期应小于时间跨度的五分之一,因此,50 ka 的周期也可能是干扰信号,第二峰值是 28.8 ka 周期,超过 80% 置信度曲线,其后 16.8 ka 周期也接近 80% 置信度曲线,这两个周期应是岁差周期的体现(图 7a); $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 的频谱图中,最显著的是 16.8 ka 的岁差周期,远远超出 95% 置信度(图 7b); 底栖有孔虫 $\delta^{18}O_U$ 频谱中 33.6 ka 的周期最明显,高于 22.4 ka 的岁差周期,是 41 ka 斜率周期和 ~20 ka 岁差周期叠加产生的(图 7c)。这 3 个指标中,底栖有孔虫 $\delta^{18}O_U$ 的周期值体现出西太平洋暖池底层水的变化受高纬的影响较多,而表层海水温度和温跃层深度的变化更多受低纬岁差周期控制,反映上层水结构对太阳辐射量变化的响应,呈现出西太平洋暖池典型的热带气候变化特征。除了这些轨道周期值外,频谱中出现的亚轨道尺度周期也很丰富,如 5 ka 和 3 ka 左右的周期在 3 张图中都有出现,反映了这些古气候替代指标千年级的快速变化,从图 3、图 6 中可看出这些变化的幅度也是相当大的。

4 结论

(1) ODP 807 站 12.54~16.38 m 的岩心包含了中更新世 800~1 000 kaBP 的沉积记录,平均时间分辨率达到了 850 a,是研究中更新世气候转型期该海区高分辨率古气候变化的良好材料。

(2) 中更新世 800~1 000 kaBP 间,西太平洋暖池的表层海水温度变化在 25.1~30.9 °C 之间,平均值为 28.4 °C; 冰期/间冰期之间的温度差值在 900

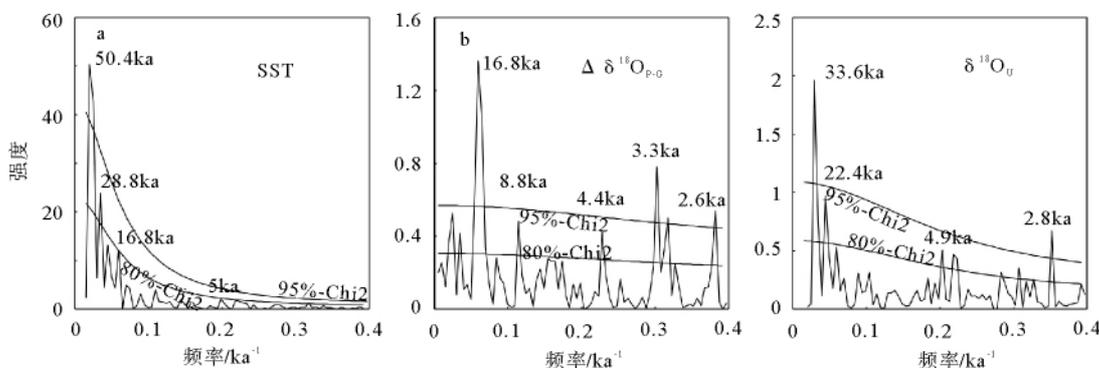


图 7 西太平洋暖池 ODP 807 站古气候替代指标的频谱分析

(a) 表层海水温度 SST 频谱; (b) 浮游有孔虫氧同位素差值 $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$ 频谱;

(c) 底栖有孔虫氧同位素 $\Delta\delta^{18}O_U$ 频谱。每个频谱图中均标出 80% 和 95% 两条置信度曲线,图框中数字表示周期值

Fig. 7 Spectral analysis of paleo-climate proxies of ODP Site 807

(a) Spectral analysis of SST; (b) Spectral analysis of the oxygen isotopic differences $\Delta\delta^{18}O_{P-G}$; (c) Spectral analysis of benthic $\Delta\delta^{18}O_U$. 80% and 95% confident levels are marked in each plot, the numbers in the plot stand for the main periodicities

kaBP 前后发生变化, 之前的温差较小, 之后温差达到 2~5 °C 左右, 接近末次间冰期以来的温差。

(3) 中更新世气候转型期, 西太平洋暖池的表层海水温度和底栖有孔虫氧同位素呈现同步的变化趋势, 没有明显的超前或滞后的相位关系; 并且表层海水温度和温跃层深度指标都显示出强烈的岁差周期 (16.8 ka) 信号, 体现了低纬海区气候变化受太阳辐射量影响的热带典型气候变化特征。

参考文献 (References)

- [1] Webster P J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interaction [J]. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32: 427-476.
- [2] Cane M A. A role for the tropical Pacific [J]. *Science*, 1998, 282: 59-61.
- [3] Cole J E, Dunbar R B, McClanahan T R, et al. Tropical Pacific forcing of decadal SST variability in the Western Indian Ocean over the past two centuries [J]. *Science*, 2000, 287: 617-619.
- [4] Wang P X, Tian J, Cheng X R, et al. Exploring cyclic changes of the ocean carbon reservoir [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(23): 2536-2548.
- [5] 汪品先, 翦知湓, 刘志飞. 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 [J]. *地球科学进展*, 2006, 21(4): 338-345. [WANG Pinxian, JIAN Zhimin, LIU Zhifei. Interactions between the earth spheres deep sea processes and records(II): tropical forcing of climate changes and carbon cycling [J]. *Advances in Earth Science*, 2006, 21(4): 338-345.]
- [6] Yan X H, Hou C R, Zheng Q, et al. Temperature and size variabilities of the Western Pacific Warm Pool [J]. *Science*, 1992, 58: 1643-1645.
- [7] Martinez I J. Late Pleistocene paleoceanography of the Tasman Sea; implications for the dynamics of the warm pool in the western Pacific [J]. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 1994, 112: 19-62.
- [8] Wang P X. Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: paleoceanography and sedimentological features [J]. *Marine Geology*, 1999, 156: 5-39.
- [9] Jian Z M, Wang P X, Chen M P, et al. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea [J]. *Paleoceanography*, 2000, 15(2): 229-243.
- [10] Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations [J]. *Science*, 2000, 289: 1719-1724.
- [11] Visser K, Thunell R, Stott L. Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation [J]. *Nature*, 2003, 421: 152-155.
- [12] Medina-Elizalde M, Lea D W. The Mid-Pleistocene transition in the Tropical Pacific [J]. *Science*, 2005, 310: 1009-1012.
- [13] 金海燕, 翦知湓. 南海北部 ODP1144 站中更新世气候转型期有孔虫稳定同位素古气候意义 [J]. *地球科学进展*, 2007, 22(9): 914-921. [JIN Haiyan, JIAN Zhimin. Paleoclimatic instability during the mid-Pleistocene transition: implications from foraminiferal stable isotope at ODP Site 1144, northern South China Sea [J]. *Advance in Earth Sciences*, 2007, 22(9): 914-921.]
- [14] Schulz M, Mudelsee M. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series [J]. *Computer and Geoscience*, 2002, 28: 421-426.
- [15] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records [J]. *Paleogeography*, 2005, 20, doi:10.1029/2004PA001071.
- [16] Li C, Mu M. El Niño occurrence and subsurface ocean temperature anomalies in the Pacific warm pool [J]. *China J Atmos Sci*, 1999, 23: 513-521.
- [17] Xu J, Holbourn A, Kuhnt W, et al. Changes in the thermocline structure of the Indonesian Outflow during Terminations I and II [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 273: 152-162.
- [18] An Y, Jian Z M. *Pulleniatina Minimum* Event during the last deglaciation in the southern South China Sea [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 23: 4514-4519.
- [19] Berger W H, Bickert T, Jansen E, et al. The central mystery of the Quaternary Ice Age [J]. *Oceanus*, 1993, 36: 53-56.
- [20] 金海燕, 翦知湓, 成鑫荣. 赤道西太平洋暖池中更新世过渡期的古海洋变化 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26(6): 71-80. [JIN Haiyan, JIAN Zhimin, CHENG Xinrong. Paleoclimatic variations of the Western Pacific Warm Pool during the Middle Pleistocene Climate Transition [J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2006, 26(6): 71-80.]
- [21] Stott L, Poulsen C, Lund S, et al. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales [J]. *Science*, 2002, 297: 222-226.
- [22] 陈荣华, 翦知湓, 郑玉龙, 等. 南海中部浮游有孔虫通量的季节变化 [J]. *同济大学学报*, 2000, 28(1): 73-77. [CHEN Ronghua, JIAN Zhimin, ZHENG Yulong, et al. Seasonal variations of the planktonic foraminiferal flux in the central South China Sea [J]. *Journal of Tongji University*, 2000, 28(1): 73-77.]
- [23] Wang L J, Sarinthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea [J]. *Marine Geology*, 1999, 156: 245-284.
- [24] Kienast M, Steinke S, Statterger K, et al. Synchronous tropical South China Sea SST change and Greenland warming during deglaciation [J]. *Science*, 2001, 291: 2132-2134.
- [25] Oppo D W, Sun Y B. Amplitude and timing of sea-surface temperature change in the northern South China Sea; dynamic link to the East Asian monsoon [J]. *Geology*, 2005, 33(10): 785-788.
- [26] Wei G J, Deng W F, Liu Y, et al. High-resolution sea surface temperature records derived from foraminiferal Mg/Ca ratios

during the last 260 ka in the northern South China Sea [J].
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007,

250:126-138.

THE SEA SURFACE TEMPERATURE AND OXYGEN ISOTOPE CHANGES IN THE WESTERN PACIFIC WARM POOL DURING THE MID-PLEISTOCENE TRANSITION PERIOD

JIN Haiyan, JIAN Zhimin, QIAO Peijun, CHENG Xinrong

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

Abstract: The oxygen isotopic data of planktonic and benthic foraminifera, combined with the Mg/Ca ratio of planktonic foraminifera for the interval of 12.54 ~16.38 m of the core taken at Ocean Drilling Program (ODP) Site 807A were used to reveal the sea surface temperature (SST) and oxygen isotope change history in the western Pacific Warm Pool (WPWP) during the mid-Pleistocene transition period 800~1000 kaBP. During this period, the SST at ODP 807 changed from 25.1 °C to 30.9 °C with an average of 28.4 °C and the glacial/interglacial differences reached 1.5 ~ 5 °C, similar to the difference in late Quaternary. Meanwhile, the SST and benthic oxygen isotope changed synchronously. There is no obvious leading or lagging phase relationship between them, different from the previous results in this area. In the interglacials, the pattern of high SST, deeper thermocline and lower salinity at ODP 807 were analogous to the modern La Niña in the WPWP; while in the glacials, the proxy variations in accord with the modern El Niño condition. During the mid-Pleistocene transition period, the changes in SST and depth of thermocline (DOT) at ODP 807 were forced mainly by the low latitude tropical driving, and both showed a strong precession signal (16.8 ka). However, the benthic oxygen variations are affected by high latitude.

Key words: mid-Pleistocene transition; sea surface temperature; oxygen isotope; the western Pacific warm pool