

# 应用长链不饱和烯酮重建末次间冰期以来冲绳海槽中部 SST 变化\*

周厚云<sup>1,3,4</sup> 李铁刚<sup>2</sup>, 贾国东<sup>1</sup> 朱照宇<sup>3</sup> 迟宝泉<sup>3</sup> 曹奇原<sup>2</sup> 孙荣涛<sup>2</sup>

(1. 中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室 广州 510640; 2. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 3. 中国科学院广州地球化学研究所边缘海地质重点实验室 广州 510640; 4. 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室 西安 710075)

**提要** 为了解自末次间冰期以来这一地区的古海水表层温度变化, 应用气相色谱技术对取自冲绳海槽东侧的 Z<sub>14-6</sub> 孔的长链(C<sub>37</sub>)不饱和烯酮进行了分析。结果发现, 该孔 U<sup>k</sup><sub>37</sub> 在 0.83—0.95 之间, 其变化趋势与两种浮游有孔虫 *N. dutertrei* 和 *G. sacculifer* 的氧同位素组成一致。根据 U<sup>k</sup><sub>37</sub> 重建的 SST 在 24.0—27.5 之间变化, 最高值 27.5 出现在 MIS-5, 最低值 24 出现在 MIS-2(LGM)。从 LGM 到全新世 SST 增加约 2。这与早期在附近地区根据 U<sup>k</sup><sub>37</sub> 重建的 SST 变化趋势一致。根据重建的 SST 自 LGM 以来的变化, 作者认为现代黑潮洋流系统最晚在约 10 kaB.P.后已在冲绳海槽重新建立。许多早期研究揭示的黑潮在 7.5—7 kaB.P.的加强可能与全新世大暖期有关。

**关键词** SST, 不饱和烯酮, 冲绳海槽, 黑潮

**中图分类号** P731

冲绳海槽是西太平洋弧后盆地之一, 是进行古气候、古海洋和古水文研究的理想地点之一。这是因为: (1) 它同时受开放型大洋水体(西太平洋)和沿海水体(东海)的影响, 海槽沉积物同时保留了陆地和海洋过程的信息, 研究这些沉积物可以将海陆环境联系起来, 并区分区域气候对水文和生物事件的影响(Keigwin *et al.*, 1992)。(2) 海槽可以提供连续的沉积记录, 尤其是末次冰盛期(LGM)的记录。在 LGM, 西太平洋边缘海海面低于现在约 135 m(汪品先, 1992), 导致东海大部分出露地表, 而此时冲绳海槽仍在海面以下。(3) 海槽目前是黑潮流经之地(图 1)。高温高盐的黑潮是西北太平洋重要海流, 其主轴是西太平洋水气热量交换最活跃地区之一, 对东亚气候、区域海洋上层热力结构和沉积物分布均有重要影响(李克

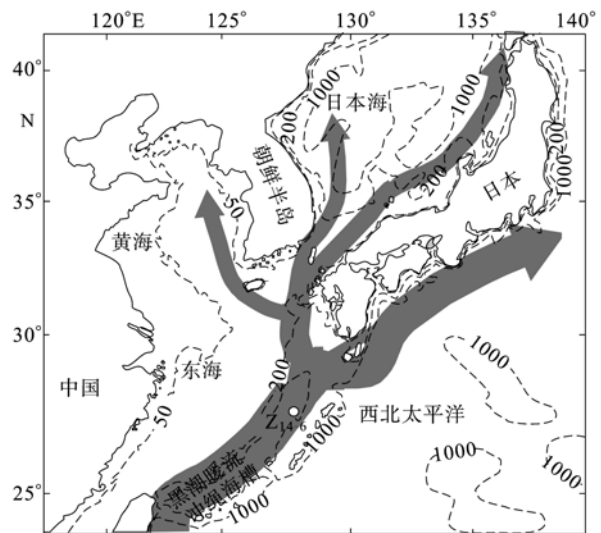


图 1 冲绳海槽及 Z<sub>14-6</sub> 孔位置  
Fig.1 A map showing the locations of Okinawa Trough and Core Z<sub>14-6</sub>  
灰色箭头指示黑潮及其支流; 虚线为等深线

\* 中国科学院知识创新工程项目, KZCX2-SW-133 号; 中国科学院有机地球化学国家重点实验室开放基金项目, OGL-200308 号和黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金项目, SKLLQG0408 号; 中国科学院广州地化所创新项目, GIGCX-04-01 号。周厚云, 副研究员, E-mail: hyzhou@gig.ac.cn

通讯作者: 李铁刚, 研究员, E-mail: tgli@ms.qdio.ac.cn

收稿日期: 2006-03-12, 收修改稿日期: 2007-03-09

让, 1993; 温娜等, 2006)。晚第四纪黑潮流路和强度的变化吸引了许多古气候学家和古海洋学家的注意(Jian *et al*, 1998, 2000; Shieh *et al*, 1997; Sawada *et al*, 1998a; Liu *et al*, 1999; Xu *et al*, 1999; Ujiié *et al*, 1999; Li *et al*, 2001; Ujiié *et al*, 2001; Meng *et al*, 2002, 2003; Liu *et al*, 2003)。

迄今为止, 冲绳海槽的古气候和古海洋研究主要集中在有孔虫及其氧碳稳定同位素组成方面, 只在较少工作中对沉积物生物标志物进行了分析(Meng *et al*, 2002, 2003; Zhao *et al*, 2005)。事实上, 分子生物如长链烯酮可以在古气候和古海洋(特别是 SST)重建方面发挥重大作用。郑士龙等(1991)已在冲绳海槽沉积物中发现了长链烯酮。Meng 等(2002, 2003)对 DGKS9603 孔的研究覆盖了最近 3.5 万年。本文中作者根据长链烯酮重建了末次间冰期以来冲绳海槽中部

SST 变化。

## 1 材料与方法

Z<sub>14-6</sub> 孔样品取于冲绳海槽中部偏东水下 739 m(27°07'N, 127°27'E, 图 1), 全长 8.96 m, 沉积物主要为粘土和粉砂粘土。阎军等(1990)根据氧同位素年代, 判定钻孔底部达到 MIS-6。本文中作者根据轨道调谐氧同位素地层(Martinson *et al*, 1987), 对阎军等(1990)建立的时间标尺略做修改(表 1)。修改后的 Z<sub>14-6</sub> 孔氧同位素地层与标准深海氧同位素曲线的对比见图 2。

用于不饱和烯酮分析的样品采样间距为 5cm。除在有些层位样品缺失外, 共获得 113 个样品, 覆盖整个末次冰期-间冰期旋回。分析方法参照 Villanueva 等(1997)并略做简化。首先, 样

表 1 Z<sub>14-6</sub> 孔氧同位素地层年代学  
Tab.1 Oxygen isotopic stratigraphy of Core Z<sub>14-6</sub>

| 氧同位素阶段界线 | 孔深(cm)   | 年龄(ka)    | 备注                                    |
|----------|----------|-----------|---------------------------------------|
|          | 0(0)     | 0(0)      |                                       |
| 1—2      | 64(65)   | 10(12.05) |                                       |
| 2—3      | 170(135) | 32(24.11) |                                       |
| 3—4      | 265(255) | 56(58.96) |                                       |
| 4—5      | 340(345) | 75(73.91) |                                       |
| 5—6      | 700(700) | 128(128)  | <i>Globigerinoides rubber pink</i> 消失 |

注: 括号中的数据是本文采用的数据, 括号前的数据是早期阎军等(1990)所用数据

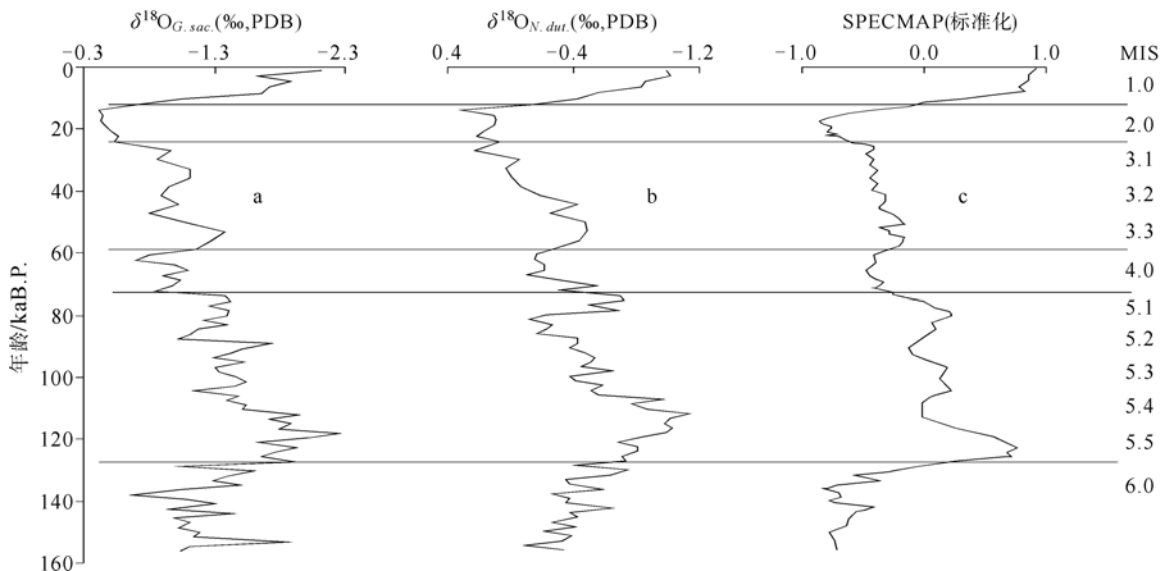


图2 Z<sub>14-6</sub>孔氧同位素地层及与标准SPECMAP曲线对比  
Fig.2 Oxygen isotopic stratigraphy of Core Z<sub>14-6</sub> and comparison with SPECMAP curve

品干燥后手工碾磨均匀。之后,用二氯甲烷抽提3次。抽提物用6%KOH甲醇溶液水解去掉蜡脂干扰物。此碱液的正己烷萃取物再过硅胶柱将烃类和酮类与其他极性组分分开。最后,获得的烃和酮类组分用BSTFA衍生化,衍生化产物上气相色谱(HP5890)分析。色谱柱为DB-5硅熔毛细管柱(50m×0.32mm, 0.25 $\mu$ m),载气为氮气。升温程序:初始温度为80,先以15 /min升至180,再以3 /min升到300。分析在中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室进行;之后采用Prahl等(1987)的公式计算 $U_{37}^k$ :

$$U_{37}^k = C_{37:2}/(C_{37:2}+C_{37:3}) \quad (1)$$

其中 $C_{37:x}$ 表示含37个C原子和x个双键的烯酮含量;再根据Muller等(1997)的公式计算SST:

$$U_{37}^k = 0.033 \times SST + 0.044 \quad (2)$$

## 2 结果与讨论

图3为检测出来的 $C_{37}$ 长链烯酮图谱。可以看出 $C_{37}$ 不饱和烯酮主要由 $C_{37:2}$ 和 $C_{37:3}$ 两个异构体组成。图4显示了 $Z_{14-6}$ 孔末次间冰期以来的 $U_{37}^k$ 变化,同时显示了有孔虫*N. dutertrei*和*G. sacculifer*的氧同位素组成( $\delta^{18}O_{Nd}$ 、 $\delta^{18}O_{Gs}$ )、*G. sacculifer*和*P. obliquiloculata*的百分含量(阎军等,1991)。

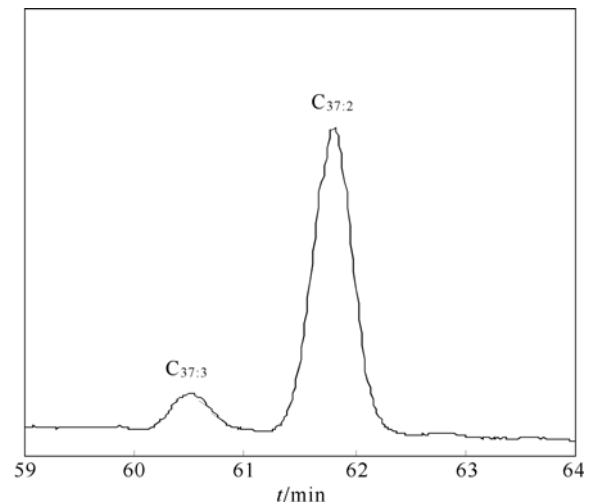


图3  $Z_{14-6}$ 孔 $C_{37}$ 长链烯酮图谱

Fig.3 Gas chromatogram of  $C_{37}$  alkenones extracted from sediments in Core  $Z_{14-6}$

### 2.1 $U_{37}^k$ 与其他指标的比较

末次间冰期以来 $U_{37}^k$ 变化在0.83和0.95之间(图4e),最高值0.95出现在MIS-5,之后呈波动下降,直到LGM(MIS-2)出现最低值0.83。LGM之后 $U_{37}^k$ 回升。从LGM到冰后期 $U_{37}^k$ 变化约为0.08。 $U_{37}^k$ 与 $\delta^{18}O_{Nd}$ 和 $\delta^{18}O_{Gs}$ 平行(图4)。这也可以从它们的相关关系分析得到证实,而且 $U_{37}^k$ 和 $\delta^{18}O_{Gs}$ 相关性更强(图5)。这些都与Brassell等(1986)等得到的结果一致。这里的 $U_{37}^k$ 变化趋势与阎军等(1991)根据有孔虫转换函数(Thompson, 1981)建立的SST变化趋势大体一致。

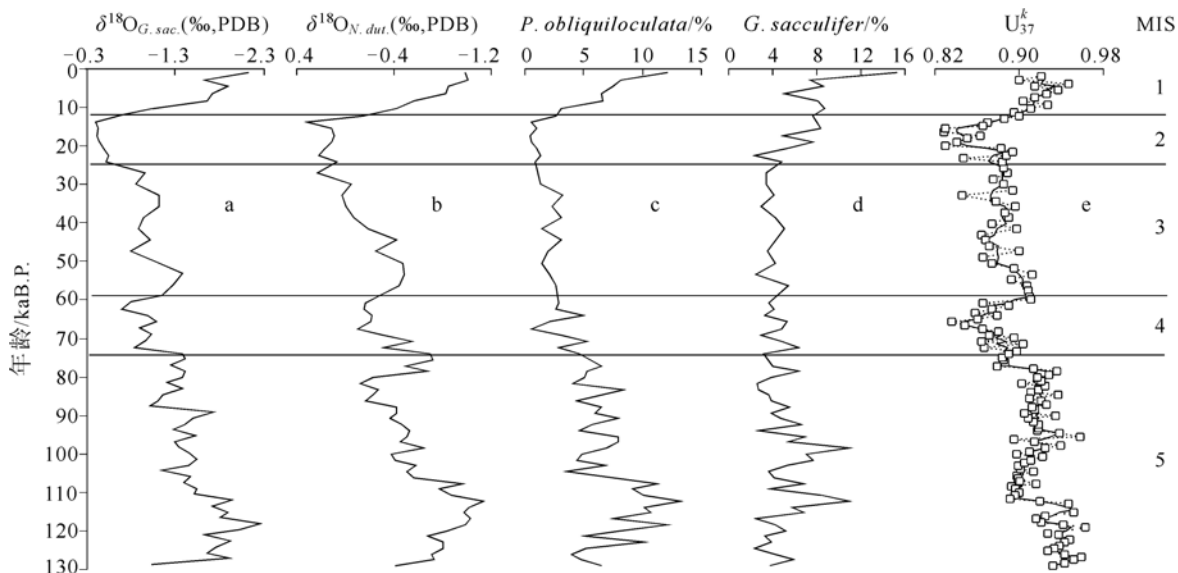
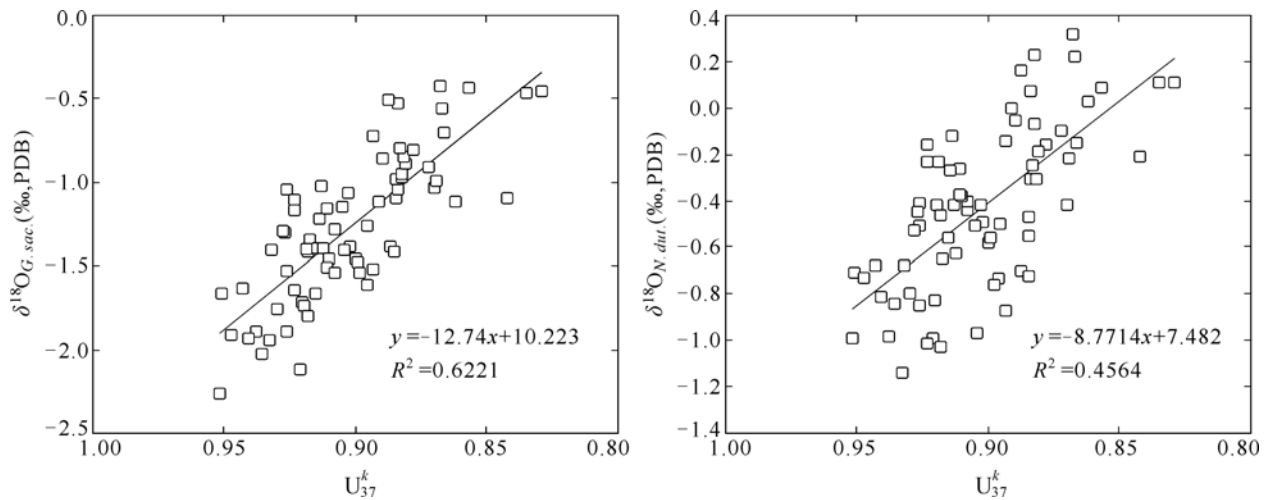


图4 末次间冰期以来 $Z_{14-6}$ 孔 $U_{37}^k$ (e)、 $\delta^{18}O_{Gs}$ (a)、 $\delta^{18}O_{Nd}$ (b)和*P. obliquiloculata*(c)与*G. sacculifer*(d)丰度变化(点虚线代表原始数据,实线代表3点滑动平均值)

Fig.4  $U_{37}^k$ (e)、 $\delta^{18}O_{Gs}$ (a)、 $\delta^{18}O_{Nd}$ (b) and abundance of *P. obliquiloculata*(c) and *G. sacculifer*(d) for Core  $Z_{14-6}$  since the last interglacial period

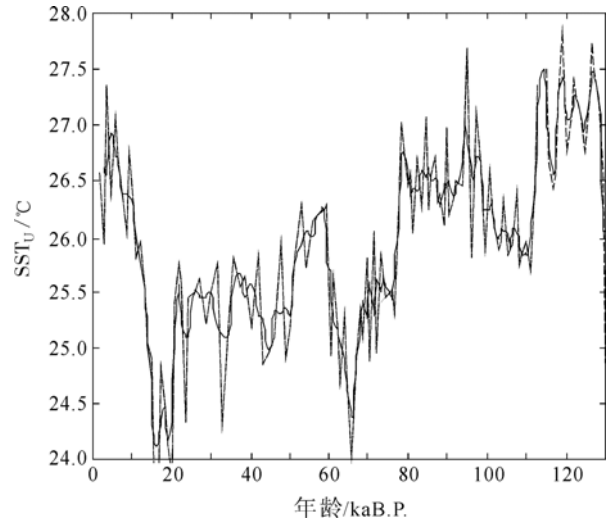
图 5  $U_{37}^k$  与  $\delta^{18}O_{Gs}$ (a)和  $\delta^{18}O_{Nd}$ (b)的相关关系Fig.5 Correlations of  $U_{37}^k$  with  $\delta^{18}O_{Gs}$  (a) and  $\delta^{18}O_{Nd}$  (b)

不过, Meng 等(2002, 2003)在对冲绳海槽另一钻孔 DGKS9603 分析时发现,  $U_{37}^k$  与  $\delta^{18}O_{Gs}$  及根据有孔虫转换函数建立的冬夏 SST 均没有明显相关性。由  $U_{37}^k$  指示的从 LGM 向冰后期的转换在 DGKS9603 孔(Meng *et al.*, 2002)不如在  $Z_{14-6}$  孔清晰(图 4e)。目前尚不清楚造成两孔之间差异的原因。一个可能的解释是:  $Z_{14-6}$  孔在海槽东部, 而 DGKS9603 孔在海槽西部, 后者受到来自东海陆坡物质的影响远远大于前者(Honda *et al.*, 2000; Ujiie *et al.*, 2001; Tanaka, 2003)。

## 2.2 基于 $U_{37}^k$ 的 SST 变化

根据公式(2)重建的 SST( $SST_U$ )在 24.0—27.5 之间, 最高值 27.5 出现在 MIS-5, 最低值 24 出现在 MIS-2(图 6)。这一温度变化范围与 Meng 等(2002)一致。SST<sub>U</sub> 变化趋势与  $\delta^{18}O_{Nd}$  与  $\delta^{18}O_{Gs}$  一致(后两者都在 MIS-5 显示最低值, 在 MIS-2 显示最高值, 见图 6, 4a, b), 也与有孔虫 *P. obliquiloculata* 和 *G. sacculifer* 的丰度变化一致(图 4c, d; 阎军等, 1991)。这一趋势也与东亚季风区的记录(Liu 等, 1998)相吻合。MIS-4、MIS-3 和 MIS-1 的平均 SST<sub>U</sub> 分别为 25.2、25.5 和 26.4。由于  $Z_{14-6}$  孔顶部样品缺失, 作者没有得到最近的 SST<sub>U</sub>。重建的全新世平均 SST<sub>U</sub>(26.4)与冲绳海槽现代年均 SST(25)存在一定差异, 这其中的可能影响因素包括: (1)重建 SST<sub>U</sub> 的误差。根据 Villanueva 等(1996, 1997), 这一误差为  $\pm 0.5$ ; (2)重建 SST<sub>U</sub> 的季节偏差。Sawada 等(1998b)在日本沿海研究时发现, alkyl alkenoate 最大通量出现在春末到夏季。这可能使重建的年均 SST<sub>U</sub> 偏向夏季, 比真实年均 SST 高。本研究区现代

SST 夏季约为 28.5, 冬季约为 22 (Jian *et al.*, 2000); (3)冲绳海槽全新世平均 SST 与现代年均 SST 本身确实存在一定差异。在目前, 作者还缺乏资料来分析具体某一个因素的影响。

图 6  $Z_{14-6}$  孔末次间冰期以来基于  $U_{37}^k$  的 SST 变化(虚线代表原始数据, 实线代表 3 点滑动平均值)Fig.6  $U_{37}^k$ -derived SST for Core  $Z_{14-6}$  since the last interglacial period

阎军等(1991)根据  $Z_{14-6}$  孔有孔虫组合, 利用转换函数(Thompson, 1981)重建了冬、夏 SST 变化, 末次间冰期以来其 SST 冬季在 12.4—21.1, 而夏季在 26.0—28.6。本文中重建的年均 SST<sub>U</sub>, 落在这两者之间, 但明显高于冬季 SST, 更接近夏季 SST。造成这种现象的可能原因包括: (1)不同方法估算 SST 的误差。应用转换函数估算 SST 的误差为: 夏季  $\pm 1.46$ , 冬季  $\pm 2.48$  (Thompson 1981) 根据  $U_{37}^k$  重建 SST 的误差为  $\pm 0.5$  (Villanueva *et al.*, 1996, 1997)。(2)重建 SST<sub>U</sub> 的季节偏差 (Sawada *et al.*, 1998)。(3)由于有孔虫溶解(Thunell

et al, 1996)导致利用转换函数重建的季节 SST 的偏差。不过,  $Z_{14-6}$  孔水深 739m, 比西北太平洋及其边缘海的碳酸盐补偿深度(Kato et al, 1983)小很多, 原因(3)的影响应该有限。

另一点值得注意的是, 阎军等(1991)根据转换函数重建的 SST 在 MIS-3 略高于现在。这与  $\delta^{18}O_{Nd}$  与  $\delta^{18}O_{Gs}$  的变化趋势不一致。阎军等(1991)和 Yan 等(1995)解释为  $\delta^{18}O_{Nd}$  与  $\delta^{18}O_{Gs}$  更多地反映了冰量而不是 SST 变化(Shackleton, 1987)。不过, 根据转换函数重建的 SST 也与作者重建的  $SST_U$  变化趋势(图 6)不一致。这其中的原因, 可能与作者上一段中提到的几点类似。

### 2.3 LGM 以来的 SST 变化

LGM 以来的气候环境变化非常重要, 因为它是地球历史上最近发生的气候环境巨变(Martinson et al, 1987; Liu et al, 1998)。早期研究显示在太平洋中纬度海域 LGM 以来 SST 变化约为 2, 而在亚热带 LGM 的 SST 与现在类似(CLIMAP Project Members, 1976)。阎军等(1991)和 Yan 等(1995)认为冲绳海槽在 LGM 和现在之间 SST 差异是夏季 1.6, 冬季 6—8。即使考虑到使用转换函数重建 SST 的误差(Thompson, 1981), 这些也比 CLIMAP Project Members (1976)得到的值大很多。本文中重建的  $SST_U$  在 LGM 和全新世相差约 2.0 (图 6)。这与 Meng 等(2002)的结果(2.4)在误差范围内吻合, 比阎军等(1991)和 Yan 等(1995)得到的值小很多, 但比 CLIMAP Project Members(1976)的明显大。其中部分原因可能是应用  $U^k_{37}$  和转换函数重建 SST 的固有差异, 也可能与区域水文差异有关。研究发现, 从 LGM 到全新世 SST 的增加一般在开放海洋小于在边缘海, 而在半开放型边缘海又小于在封闭型边缘海。如这一值在东赤道太平洋和赤道大西洋分别为 1.3 和 1.8 (Prah et al, 1989; Sikes et al, 1994), 在南海为 2.8 (Pelejero et al, 1999), 在东海则介于两者之间(Meng et al, 2002), 本研究结果与上述结果一致。不过应该注意, Zhao 等(2005)根据冲绳海槽南部 ODP1202B 孔重建的这一值达 4—5。但正如作者所说, 黑潮变化、海面升降和海岸线变迁等都可能造成这一较大温差的。因为该孔距离台湾很近(仅约 50km), 对上述因素的变化可能会比较敏感。

### 2.4 全新世黑潮重回冲绳海槽的时间

早期有研究指出, 在 LGM 时期海面大幅度

下降, 在台湾和 Ryukyu 岛弧南部出现陆桥, 黑潮被迫移到 Ryukyu 岛弧以东(Ahagon et al, 1993; Jian et al, 1998; Ujiie et al, 1999)。LGM 之后海面回升, 最终导致黑潮在全新世回到冲绳海槽(Shieh et al, 1997, Jian et al, 1998), 但返回的具体时间有些争议。

在西北太平洋日本沿岸一些钻孔显示, 温暖黑潮的影响在 7—6 kaB.P. 达到顶峰(Chinzei et al, 1987)。Sawada 等(1998)在西北太平洋日本中部沿岸也发现黑潮在 ~7.1 cal.  $^{14}C$  kaB.P. 显著加强。在 Shieh 等(1997)对冲绳海槽南部 OR281-12P 孔的研究也显示  $\delta^{18}O_{Nd}$  在约 7.5 kaB.P. 明显升高, 可能反映此后温暖水团影响增强。而且  $\delta^{18}O_{Nd}$  和  $\delta^{18}O_{Gs}$  均显示 7.5 kaB.P. 后表层混合水比以前加深。Jian 等(2000)对分别位于冲绳海槽南北的 255 孔和 B-3GC 孔(图 1)的研究也显示在 ~7.5—7.3 kaB.P., 应用转换函数建立的冬季 SST 和黑潮指示种 *P. obliquiloculata* 的丰度均显著上升。根据这些证据, Jian 等(2000)认为黑潮主流在 ~7.3 kaB.P. 重新回到冲绳海槽。

但另一方面, Xu 等(1999)根据对另外两个位于冲绳海槽的钻孔 KH82-4-14 和 RN80-PC3 的研究指出, 研究地区在 10.5—8.5 kaB.P. 后已为开放大洋海水控制。Meng 等(2002)在钻孔 DGKS9603 中发现 7.0—7.8 kaB.P. 发生了一寒冷事件。根据沿冲绳海槽所取一系列钻孔, Ujiie 等(1999)认为自约 16 kaB.P. 后黑潮影响逐渐加强, 在约 10 kaB.P. 黑潮指示种 *P. obliquiloculata* 大量增加。Li 等(2001)也指出钻孔 DGKS9603 所在海域自约 16 cal. kaB.P. 后开始受到黑潮影响。Xiang 等(2003)对冲绳海槽南部钻孔 E017(图 1)的分析显示在 10.1—9.2 cal.  $^{14}C$  kaB.P., 黑潮影响显著加强。

本文中重建的  $SST_U$  自 15—16 kaB.P. 后快速大幅度增加, 这与 Ujiie 等(1999)和 Li 等(2001)的研究结论一致。 $SST_U$  持续增加直到约 10 kaB.P., 这时达到约 26.3, 并在之后 2.5 ka 内保持相对稳定。自 7.4 kaB.P. 后  $SST_U$  再次增加, 到约 4.6 kaB.P. 增加约 0.6, 之后开始下降。有趣的是这些时间界限, 15—16, 10, 7.4 和 4.6 kaB.P. 均与前面提到的一些重要事件时间吻合。根据本文中重建的 SST 自 LGM 以来的变化, 作者推测现代黑潮洋流系统最晚在约 10 kaB.P. 已在冲绳海槽重

新建立。黑潮在约 7.5—7 kaB.P. 的增强可能与全新世大暖期(施雅风等, 1992)有关。全新世大暖期的高温可能通过两种机制影响黑潮: 一是影响相关海域水体的热力学状态和结构, 如造成黑潮周围水团温度上升、密度下降等; 二是通过亚洲季风系统。黑潮对东亚季风气候具有重要影响(李克让, 1993)。反过来, 全新世大暖期的高温导致季风气候加强, 也将对黑潮流经地区的水热交换活动和黑潮发育产生影响。Tada 等. (1999) 在研究日本海沉积记录的气候环境变化时指出, 亚洲季风系统可能具有重要影响。Li 等(2001)也提出亚洲季风系统强度变化是引起冲绳海槽古海洋变化的主要原因之一。

### 3 结论

(1) 末次间冰期以来  $Z_{14-6}$  孔的  $U_{37}^k$  在 0.83—0.95 之间变化, 最高值 0.95 出现在 MIS-5, 最低值 0.83 出现在 LGM(MIS-2)(图 4e)。 $U_{37}^k$  的变化与  $\delta^{18}O_{Nd}$  和  $\delta^{18}O_{Gs}$  一致, 存在线性正相关关系(图 5)。

(2) 重建的  $SST_U$  自末次间冰期以来在 24.0—27.5 之间, 最高值 27.5 出现在 MIS-5, 最低值 24 出现在 MIS-2(图 6)。 $SST_U$  变化落在阎军等(1991)和 Yan 等(1995)根据转换函数重建的冬、夏 SST 之间。

(3)  $SST_U$  从 LGM 到全新世增加约 2, 与同期冲绳海槽其他钻孔基于  $U_{37}^k$  的 SST 变化一致(Meng *et al*, 2002, 2003)。这种增加幅度比开放大洋大(Prahl *et al*, 1989; Sikes *et al*, 1994), 但比封闭边缘海小(如南海, Pelejero *et al*, 1999)。这反映了区域水文对 SST 变化的影响。

(4) 根据  $Z_{14-6}$  孔  $SST_U$  在 LGM 之后的变化(图 6), 作者提出现代黑潮洋流系统最晚在约 10 kaB.P. 后已在冲绳海槽重新建立。黑潮在 7.5—7 kaB.P. 的加强可能与全新世大暖期(施雅风等, 1992)有关。

致谢 中国科学院海洋研究所常凤鸣博士、赵京涛博士在采样过程中给予协助, 中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室于赤灵女士在样品分析中给予帮助, 史继扬研究员、彭先芝博士和胡建芳博士对于本项工作给予热情指导, 谨致谢忱。

### 参 考 文 献

- 阎 军, Thompson P R, 1991. 冲绳海槽晚更新世以来古海洋学研究. 海洋与湖沼, 22: 264—271
- 阎 军, 苍树溪, 秦蕴珊, 1990. 冲绳海槽  $Z_{14-6}$  孔氧同位素地层学研究. 海洋与湖沼, 21: 442—448
- 李克让, 1993. 中国沿海与西北太平洋气候. 北京: 海洋出版社, 1—640
- 汪品先, 1992. 西太平洋边缘海末次冰期古海洋学比较研究. 见: 业冶铮, 汪品先编. 南海晚第四纪古海洋学研究. 青岛: 海洋大学出版社, 308—321
- 郑士龙, 史继扬, 1991. 南海及冲绳海槽表层沉积物中长链不饱和脂肪酮的检出. 沉积学报, 9(增): 90—96
- 施雅风, 孔昭宸, 王苏民等, 1992. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学(B) 35: 1300—1308
- 温 娜, 刘秦玉, 2006. 台湾以东黑潮流量变异与冬季西北太平洋海洋-大气相互作用. 海洋与湖沼, 37(3): 264—270
- Ahagon N, Tanaka Y, Ujiie H, 1993. Florisphaera profunda, a possible nannoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. Mar Micropaleontol, 22:255—273
- Brassell S C, Eglinton G, Marlowe et al, 1986. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. Nature, 320: 129—133
- Chinzei K, Fujioka K, Kitazato H *et al*, 1987. Postglacial environmental change of the Pacific Ocean off the coasts of Central Japan. Mar Micropaleontol, 11: 273—291
- CLIMAP Project Members, 1976. The surface of the ice-age earth. Science, 191: 1131—1137
- Honda M C, Kusakabe M, Nakabayashi S *et al*, 2000. Radiocarbon of sediment trap samples from the Okinawa trough: lateral transport of  $^{14}C$ -poor sediment from the continental slope. Mar Chem, 68: 231—247
- Jian Z M, Saito Y, Wang P X *et al*, 1998. Shifts of the Kuroshio axis over the last 20000 yrs. Chinese Sci Bull, 43: 1053—1056
- Jian Z M, Wang P X, Saito Y *et al*, 2000. Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean. Earth Planet Sci Lett, 184: 305—319
- Kato T, Endo M, Kato M, 1983. Vertical distribution of various elements in sediment cores from the Japan Sea. Mar Geol, 53: 277—290
- Keigwin L D, Gorbarenko S A, 1992. Sea level, surface salinity of the Japan Sea and the Younger Dryas event in the northwestern Pacific Ocean. Quat Res, 37: 346—360
- Li T G, Liu Z X, Hall M A *et al*, 2001. Heinrich event imprints in the Okinawa Trough: evidence from oxygen isotope and planktonic foraminifera. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon, 176: 133—146
- Liu T S, Ding Z L, 1998. Chinese loess and the paleomonsoon. Annual Rev Earth Planet Sci, 26: 111—145
- Liu Y G, Fu Y X, Du D W *et al*, 2003. Paleoceanographic records in the sedimentary cores from the middle Ok-

- nawa Trough. *Chinese Sci Bull*, 48(supp): 74—81
- Liu Z X, Saito Y, Li T G *et al*, 1999. Millennial-scale paleoceanography in Okinawa Trough during Late Quaternary period. *Chinese Sci Bull*, 44: 1705—1709
- Martinson D G, Pisias N G, Hays J D *et al*, 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy. *Quat Res*, 27: 1—29
- Meng X W, Du D W, Liu Y G *et al*, 2002. Molecular biomarker record of paleoceanographic environment in the East China Sea during the last 35000 years. *Sci China (D)* 45: 184—192
- Meng X W, Liu Y G, Liu Z X *et al*, 2003. Reconstructing sea surface temperature, sea surface salinity and partial pressure of carbon dioxide in atmosphere in the Okinawa Trough during the Holocene and their paleoclimatic implications. *Chinese Sci Bull*, 48(supp):88—92
- Muller P J, Kirst G, Ruhlmann G *et al*, 1998. Ca libration of the alkenone paleotemperature index  $U_{37}^k$  based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N—60°S). *Geochim Cosmochim Acta*, 62: 1757—1772
- Pelejero C, Grimalt J O, Sarnthein M *et al*, 1999. Molecular biomarker record of sea surface temperature and climatic change in the South China Sea during the last 140000 years. *Mar Geol*, 156: 109—121
- Prahl F G, Wakeham S G, 1987. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone composition for paleotemperature assessment. *Nature*, 330: 367—369
- Prahl F G, Muehlhausen L A, Lyle M, 1989. An organic geochemical assessment of oceanographic conditions at MANOP Site C over the past 26000 years. *Paleoceanogr*, 4: 495—510
- Sawada K, Handa N, 1998a. Variability of the path of the Kuroshio ocean current over the past 25000 years. *Nature*, 392P: 592—595
- Sawada K, Handa N, Nakatsuka T, 1998b. Production and transport of long-chain alkenones and alkyl alkenoates in a sea water column in the northwestern Pacific off central Japan. *Mar Chem*, 59: 219—234
- Shackleton N J, 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat Sci Rev*, 6: 183—190
- Shieh Y-T, Wang C-H, Chen M-P *et al*, 1997. The Last Glacial Maximum to Holocene environment changes in the southern Okinawa Trough. *J Asian Earth Sci*, 15: 3—8
- Sikes E L, Keigwin L D, 1994. Equatorial Atlantic sea surface temperature for the last 30 kyr: A composition of  $U_{37}^k$ ,  $\delta^{18}O$  and foraminiferal assemblage temperature estimates. *Paleoceanogr*, 9: 31—45
- Tada R, Irino T, Koizumi I, 1999. Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanogr*, 14: 236—247
- Tanaka Y, 2003. Coccolith fluxes and species assemblages at the shelf edge and in the Okinawa Trough of the East China Sea. *Deep-Sea Res, (II)* 50: 503—511
- Thompson P R, 1981. Planktonic foraminifera in the western North Pacific during the past 150000 year, comparison of modern fossil assemblages. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 35: 241—279
- Thunell R C, Miao Q, 1996. Sea surface temperature of the western Equatorial Pacific Ocean during the Younger Dryas. *Quat Res*, 46: 72—77
- Ujiié H, Hatakeyama Y, Gu X X *et al*, 2001. Upward decrease of organic C/N ratios in the Okinawa trough cores: proxy for tracing the post-glacial retreat of the continental shore line. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 165: 129—140
- Ujiié H, Ujiié Y, 1999. Late Quaternary course changes of the Kuroshio Current in the Ryukyu Arc region, northwestern Pacific Ocean. *Mar Micropaleontol*, 37: 23—40
- Villanueva J, Grimalt J O, 1996. Pitfalls in the chromatographic determination of the alkenone  $U_{37}^k$  index for paleotemperature estimation. *J Chromatogr A* 723: 285—291
- Villanueva J, Pelejero C, Grimalt J, 1997. Clean-up procedures for the unbiased estimation of  $C_{37}$ — $C_{39}$  alkenones sea surface temperatures and terrigenous n-alkane inputs in paleoceanography. *J Chromatogr A* 757: 145—151
- Xiang R, Li T G, Yang Z S *et al*, 2003. Geological records of marine environmental changes in the southern Okinawa Trough. *Chinese Sci Bull*, 48:194—199
- Xu X, Oda M, 1999. Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36000 years. *Mar Geol*, 156: 285—304
- Yan J, Cang S X, Nancy H-W, 1995. Evolution of the paleo-Kuroshio system and its relation to climate changes since the Last interglacial. *Mar Geol Quat Geol*, 15: 25—40
- Zhao M-X, Huang C-Y, Wei K-Y, 2005. A 28000 Year  $U_{37}^k$  Sea-Surface Temperature Record of ODP Site 1202B, the Southern Okinawa Trough. *TAO*, 16: 45—56

## SEA SURFACE TEMPERATURE RECONSTRUCTION WITH LONG CHAIN UNSATURATED ALKENONES FOR THE MIDDLE OKINAWA TROUGH DURING THE LAST GLACIAL-INTERGLACIAL CYCLE

ZHOU Hou-Yun<sup>1,3,4</sup>, LI Tie-Gang<sup>2</sup>, JIA Guo-Dong<sup>1</sup>, ZHU Zhao-Yu<sup>3</sup>,  
CHI Bao-Quan<sup>3</sup>, CAO Qi-yuan<sup>2</sup>, SUN Rong-Tao<sup>2</sup>

(1. State Key Laboratory of Organic Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640; 2. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071; 3. Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640; 4. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an, 710075)

**Abstract** Okinawa Trough is an important area for investigation on the past climate, environment, and oceanography. To investigate sea surface temperature (SST) variation in this area during the last glacial-interglacial cycle, gas chromatography was used to determine long chain (C<sub>37</sub>) unsaturated alkenones in the sediments in Core Z<sub>14-6</sub> on the east side of the middle trough. It was found that U<sup>k</sup><sub>37</sub> for Core Z<sub>14-6</sub> varies between 0.83 and 0.95 with a trend parallel to those of the oxygen isotopic composition in two planktonic foraminifera, *N. dutertrei* and *G. sacculifer*. The U<sup>k</sup><sub>37</sub>-derived SST varies between 24.0 and 27.5 with its highest value 27.5 occurring in MIS-5 and the lowest value 24.0 in MIS-2 [Last Glacial Maximum (LGM)]. The U<sup>k</sup><sub>37</sub>-derived SST displays an increase of ~2 from the LGM to the Holocene, which is consistent with previous studies carried out in this area. Based on the U<sup>k</sup><sub>37</sub>-derived SST variation since the LGM, it is suggested that modern Kuroshio Current was established in the Okinawa Trough no later than 10 ka B.P. The strengthening of the Kuroshio Current during 7.5—7 ka B.P. indicated by many other researchers, may be related to the Holocene Optimum.

**Key words** SST, Unsaturated Alkenone, Okinawa Trough, Kuroshio Current