

# 南海北部 MD05-2904 沉积柱状样 26 万年以来表层海水温度及陆源生物标记物记录

贺娟, 赵美训, 李丽, 汪品先, 葛黄敏

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

E-mail: crystalhejuan@163.com

2008-01-14 收稿, 2008-05-12 接受

国家自然科学基金(批准号: 40676032, 40776029, 4040302)和国家自然科学基金创新研究群体(批准号: 40621063)资助项目

**摘要** 对南海北部 MD05-2904 沉积柱状样 26 万年以来的高分辨率分子有机地球化学记录进行报道. 通过  $U_{37}^k$  方法所获取的古表层海水温度(SST), 最低  $21.5^{\circ}\text{C}$  (MIS 2), 最高达  $28.3$  (MIS5.5 期), 是目前南海北部时间最长、分辨率最高的古温度记录. 烷烃总量及其堆积速率和烷烃参数碳优势指数(CPI)、平均链长(ACL)和  $C_{31}/C_{27}$  比值都具有明显的冰期高、间冰期低的趋势. 烷烃总量及其堆积速率的变化揭示陆源输入物质主要由海平面变化控制: 冰期时, 海平面下降, 陆架出露, 河流输送到陆坡的陆源物质增加; 间冰期时则情况相反. 烷烃参数 CPI 显示, 冰期时本区沉积的烷烃更能反映当时植被特征, ACL 和  $C_{31}/C_{27}$  指示冰期时烷烃源区植被中草本含量增加, 间冰期时草本含量降低. MIS 3 后期烷烃总量, CPI, ACL 及  $C_{31}/C_{27}$  比值几个参数均出现最高值, 显示这是一个特殊时期, 最有可能是此时东亚夏季风增强, 使得南海北部陆地区比较潮湿, 植被茂盛引起.

**关键词**

南海北部  
表层海水温度  
陆源输入  
源区植被

南海作为西太平洋最大的边缘海, 南北为宽阔的陆架, 周边又有众多大河的注入, 其高分辨率的沉积物记录中蕴含了丰富的海陆环境信息, 成为古海洋学的研究热点之一. 在深海地层学、古气候变化、快速气候事件和大洋碳储库的长周期变化等许多方面, 南海都提供了很好的材料, 并取得了一系列成果, 所揭示的许多古气候、古海洋事件可与世界其他区域进行比较, 具有全球变化的共性.

生物标记物已广泛应用于古海洋-古环境研究中, 但在南海的应用仍然比较薄弱. 在海洋生物标记物中, 由长链烯酮不饱和度建立的古温度  $U_{37}^k$  指标在南海得到了较为广泛的应用, 但只有在南海西南海区有较长时间、较高分辨率的古温度记录报道. 而在南海北部区域, 目前的  $U_{37}^k$  古温度记录或是时间短, 或是分辨率低<sup>[1]</sup>, 不能用以讨论千年尺度上的温度变化. 陆源生物标记物长链正构烷烃(以下简称烷烃), 大都

由陆地高等植物产生, 经河流或风尘搬运至海洋沉积物中, 目前已被广泛用于重建陆地上的古环境和古植被, 但其在南海的应用较少. Pelejero<sup>[2]</sup> 研究认为南海沉积物中烷烃含量变化主要受控于海平面变化, 即冰期时陆源物质输入的增加带来了更多的烷烃, 并认为 12.5 万年以来南海南部烷烃源区的植被在冰期-间冰期尺度上没有明显的变化. Hu 等人<sup>[3]</sup> 对南部 17962 柱状样的分析结果与 Pelejero 的结论一致, 其碳同位素结果则更进一步显示其源区植被以  $C_3$  植物为主. 这些研究结果与南海南部的孢粉记录一致, 证实了末次冰期时巽他陆架区并没有变干<sup>[4,5]</sup>. 但是对于冰期间冰期旋回中气候、源区植被变化很大的南海北部<sup>[6]</sup>, 这种植被变化所带来的烷烃成分及其同位素的必然变化, 到目前为止还缺乏研究.

本次工作对南海北部 MD05-2904 沉积柱状样进行高分辨率的分子有机地球化学分析, 并对其蕴含

的古环境、古植被信息进行初步讨论. 包括应用  $U_{37}^k$  指标计算南海北部过去 26 万年以来千年分辨率的表层海水温度(SST)变化, 运用烷烃含量、堆积速率及其各参数指标研究陆上环境和植被变化, 揭示南海北部海水温度与陆地气候变化之间的关系.

## 1 材料与方法

MD05-2904 沉积柱状样(19°27.32'N, 116°15.15'E, 水深 2066 m)取自 2005 年中法合作南海“Marco Polo”航次(图 1), 柱长 44.98 m, 整个柱状样岩性均一, 为青灰色泥质或粉砂质黏土, 部分层段有轻微生物扰动, 偶尔有黄铁矿沉积出现, 543 cm 深度处有火山灰<sup>[7]</sup>.

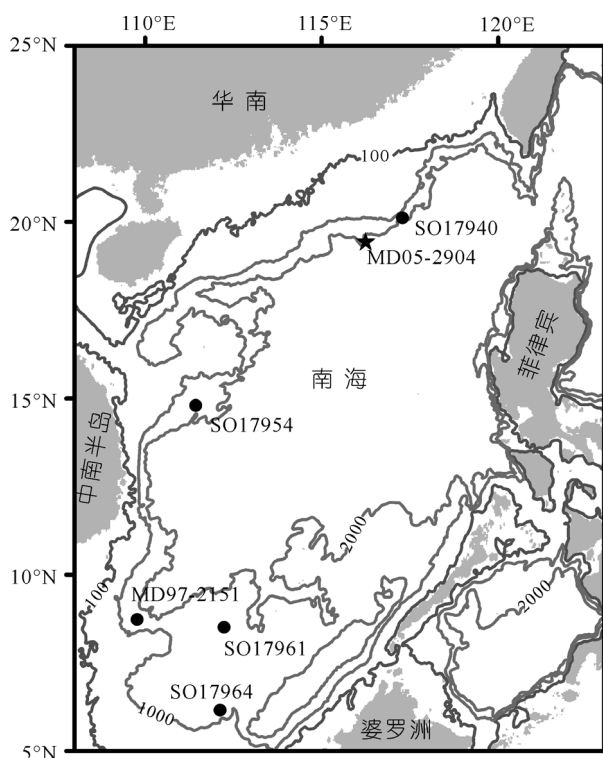


图 1 南海 MD05-2904 站位示意图  
灰色实线为现代南海海水等深线

本次工作的采样间距为 8 cm, 共获得样品 562 个. 样品采集后冷冻保存, 经提取、分离, 进行有机质定性和定量分析, 所提取、分析的有机质主要包括: 长链正构烷烃类, 长链正构醇类, 烯酮类, 甾醇类. 有机质提取分离的方法简述如下: 将冷冻干燥后的沉积物样品研磨, 称取适量, 加入甲醇: 二氯甲烷混合溶液萃取有机质. 重复萃取若干次, 收集上清液于玻璃瓶中, 将抽提液在氮吹仪下吹干后, 加入 6% KOH 的甲醇溶液进行碱水解, 并室温放置过夜. 再

用正己烷萃取, 上清液收集吹干后过硅胶柱. 先用正己烷淋洗, 收集烷烃组分, 再用二氯甲烷(内加 5% 甲醇)淋洗收集醇类、烯酮组分, 分别吹干转移至细胞瓶中. 烷烃组分直接用气相色谱分析, 醇类组分需进行衍生化反应后再进行气相色谱分析. 气相色谱分析步骤如下: 色谱条件: HP-1J 色谱柱, 柱长 60 m, 内径 0.32  $\mu\text{m}$ , 涂层 0.17  $\mu\text{m}$ . FID 检测器温度 280  $^{\circ}\text{C}$ , 进样口温度: 280  $^{\circ}\text{C}$ . 分五段升温程序, 采用无分馏进样, 载气为 He, 流速 1.0 mL/min. 生物标记物含量通过比较目标峰值与内标峰值来计算. 部分样品用气相色谱-质谱联用(GC/MS) 进行定性分析. 本次工作所有实验均在同济大学海洋地质国家重点实验室完成. 本文集中讨论  $U_{37}^k$  温度、烷烃含量及其参数的变化.

本文的年龄框架是通过对比浮游有孔虫(*Globigerinoides ruber*)氧同位素曲线和 SPECMAP 曲线及附近的 ODP1144 孔氧同位素曲线<sup>[8]</sup>建立. 底部年龄约 25.6 万年, 平均取样分辨率近 500 年/样.

## 2 结果及讨论

### 2.1 海水表层温度记录

古表层海水温度由适用于南海的公式(1)<sup>[9]</sup>计算得出:

$$\text{SST}(\text{ } ) = (U_{37}^k - 0.092) / 0.031 \quad (1)$$

获得的 MD05-2904 沉积柱状样 26 万年来的 SST 记录, 时间跨度到海水氧同位素(marine isotope stage, MIS) 8 期末, 整体变化趋势与氧同位素曲线一致, 具有明显的冰期-间冰期旋回(图 2(a)), 最低温度 21.5  $^{\circ}\text{C}$ , 出现在 MIS 2 期, 最高达 28.3  $^{\circ}\text{C}$ , 出现在 MIS 5.5 期. 海水氧同位素期次内的次级温度变化也很明显, 特别是 MIS 7 期和 MIS 5 期.  $U_{37}^k$  SST 曲线揭示自 MIS 8 期末以来的表层海水温度变化: MIS 7 温度波动较大, MIS 7.5 最高温度达 27.3  $^{\circ}\text{C}$ , MIS 7.4 最低温度为 23.1  $^{\circ}\text{C}$ , 相差 4.2  $^{\circ}\text{C}$ . MIS 7.5 和 MIS 7.3 期的平均温度都比全新世的平均温度(25.5  $^{\circ}\text{C}$ )略高; MIS 6 期温度记录变化不大, 平均 24.0  $^{\circ}\text{C}$ , 比 MIS 2 期平均温度(23.0  $^{\circ}\text{C}$ )高 1.0  $^{\circ}\text{C}$ ; MIS 5 期温度变化也很大, MIS 5.5 最高温度达 28.3  $^{\circ}\text{C}$ , 是 26 万年来的最高记录, 比全新世高 1.6  $^{\circ}\text{C}$ , 而 MIS 5.2 的最低温度只有 23.9  $^{\circ}\text{C}$ , 与 MIS 6 的平均温度相差不大, 温度变化达 4.4  $^{\circ}\text{C}$ ; MIS 4 期平均温度 23.7  $^{\circ}\text{C}$ , MIS 3 平均温度 23.5  $^{\circ}\text{C}$ , 变化幅度较小, 但频率较高; MIS 2 的温度是过去 26 万年的最低值, 15.5 ka BP 时降至最低温度 21.5  $^{\circ}\text{C}$ , 温度变

化相对频繁. Bølling-Allerød (B/A)事件时表层海水温 23.6 , 其后再逐渐上升到全新世的约 26 . 沉积柱状样表层的  $U_{37}^k$  温度与现代表层海水年平均温度基本一致, 进一步证实了  $U_{37}^k$  指标在南海的适用性.

到目前为止, 南海北部的古温度记录或是时间尺度较短, 只有几万年; 或是分辨率比较低, 如 SO 17954 孔, 虽然有 22 万年的古温度记录, 但分辨率较低, 没能显示出 MIS 7 和 5 期内温度的次级旋回变化<sup>[1]</sup>. MD05-2904 沉积柱状样的  $U_{37}^k$  SST 的温度记录, 不论是绝对值还是变化趋势都与前人所报道的南海北部温度记录基本一致<sup>[1]</sup>. 因此, 此记录是南海北部时间最长、分辨率最高的古温度记录, 可以用来详细讨论 3 个冰期旋回的温度变化趋势. 比如, 在 3 个冰消期中, 冰消期 (MIS 8 到 7) 的温度变化最小只有 3.3 , 而冰消期 (MIS 6 到 5) 和 (MIS 2 到 1) 较高, 分别为 4.9 和 4.3 . 间冰期 MIS 7 和 5 期内温度的次级旋回变化都很明显, 其变化幅度都在 2~3 . 3 个冰期时的温度相比, MIS 8 和 6 的平均温度为 24.0 , 高于 MIS 2 的温度 23.0 . 3 个间冰期中, MIS 7 和 1 (全新世) 的平均温度约为 25.4 , 明显低于 MIS 5 的平均温度(25.8 ). 其中 MIS 5 的温度变化趋势与南海西南部的 MD97-2151 孔的温度记录相似<sup>[10]</sup>.  $U_{37}^k$  SST 显示出千年尺度上的温度变化也不相同, 在 MIS 7 的后半期及 MIS 7 向 MIS 6 的过渡期变化比较显著. 在 MIS 4 到 MIS 3 期间, 千年尺度的变化也很明显, 其中有些温度变化与北极冰芯记录的千年尺度变化有些相似. 末次冰消期的 YD, B/A 事件, 在此沉积柱状样的 SST 中也有较好记录.

## 2.2 正构烷烃含量与陆源物质输送

一般说来, 高等植物叶蜡的长链正构烷烃主要分布在  $C_{21}$ ~ $C_{35}$ , 通常是  $C_{29}$ ,  $C_{31}$  或  $C_{33}$  最高, 且具有明显的奇碳数优势<sup>[11,12]</sup>, 而藻类的正构烷烃主要分布在  $C_{11}$ ~ $C_{25}$ , 以  $C_{17}$  或  $C_{19}$  占优势, 没有明显的奇偶优势<sup>[12]</sup>.

MD05-2904 沉积柱状样中正构烷烃的碳数分布范围在  $C_{12}$ ~ $C_{35}$  之间, 绝大多样品中正构烷烃分布在  $C_{17}$ ~ $C_{33}$ , 而  $C_{29}$ ,  $C_{31}$  几乎是所有样品中的主碳峰. 本文用  $C_{25}$ ~ $C_{33}$  长链奇数正构烷烃含量(以下简称烷烃总量)作为陆源物质输入的替代性指标, 它们主要通过河流和风尘两种途径进入海洋. 该指标的变化范围在 91~2497 ng/g 之间, 呈现出明显的冰期间冰期旋回特征(图 2(d)). 除个别数值外, 3 个冰期(MIS 8, 6 和

度逐渐上升到 24.5 , 新仙女木(YD)时又突然降至 2 期)的最高值都在 1000~1300 ng/g 左右. MIS 4 期的含量虽然也有些峰值, 但是远远低于 MIS 8, 6 和 2 期的峰值. 在 3 个间冰期中, MIS 7 期和 MIS 5 期的最低值基本相同, 大约为 200 ng/g, 而全新世相对丰度较低(91 ng/g). 在 MIS 7 期和 MIS 5 期内的冰阶, 烷烃总量也有些增加. MIS 3 后期有烷烃总量的高峰, 是过去 26 万年中的最高值. 整体上看, 烷烃总量基本与温度变化呈反相关关系, 两者之间存在较好的线性关系( $R^2 = 0.46$ ). 考虑到沉积速率的影响(图 2(b)), 我们计算了烷烃的堆积速率(图 2(e)), 并和烷烃总量(图 2(d))相比较. 长链奇数正构烷烃的堆积速率(以下简称烷烃堆积速率)用 Chen 等人<sup>[13]</sup>的公式(2)计算得出:

$$MAR\sum Odd = SR \times (BD - P \times WD) \times wt\% \quad (2)$$

其中 SR 为线性沉积速率, 单位 cm/ka; BD 为沉积物湿样密度, 单位  $g/cm^3$ , 由船上 MST (multi-sensor track) 仪器测量<sup>[7]</sup>; WD 为海水密度  $1.025 g/cm^3$ ; wt% 为长链奇数正构烷烃百分含量;  $P$  为孔隙率, 由公式(3)<sup>[14]</sup>获得.

$$P = 0.7263 \times e^{-z/1064} \quad (z \text{ 为海底以下的样品深度}). \quad (3)$$

可以看到烷烃堆积速率冰期高、间冰期低的特征较烷烃总量更为明显(图 2(e)). 最高值出现在 MIS 2, 但 MIS 3 时也出现了两次高值, 与 MIS 6 的高值接近. 在 MIS 7 和 MIS 5 内, 烷烃总量和堆积速率变化较小, 这与同期温度的较大变化形成了鲜明对照, 说明烷烃含量并不是由温度直接控制. 前人结果显示, 南海沉积物中的烷烃总量主要受控于由海平面升降导致的陆源物质输送量的变化<sup>[2]</sup>. 冰期时海平面降低, 陆架出露, 河流入海口向陆架区延伸, 从而增加了对此区域的物质输送. 末次盛冰期时, 海平面下降约 100~120 m, 在现代海水深度 100 m 附近(如图 1 示), 此时烷烃总量和堆积速率都出现高值. 参考 MIS 6 以来的海平面变化(图 2(c)), 烷烃总量和堆积速率的变化都与之有较好对应, 如烷烃变化大的 3 期和 2 期. 此外, 冰期时陆地气候干燥, 冬季风强盛, 也可能增加了风尘向海洋的输入, 带来了大量的陆源有机物(烷烃). 间冰期时, 随着海平面的上升, 大片陆架被淹没, 河口向陆退移, 进入陆坡区的陆源物质减少. 同时, 间冰期输入海洋的风尘减小, 沉积物中烷烃含量也相应下降. 至于 MIS 3 后期的烷烃含量高值, 可能与季风有关. 从青藏高原众多大湖的泛湖期记录到南海北部沉积物中的陆地气候记录都显示 MIS 3 后期降雨增加<sup>[16,17]</sup>. 利用孢粉生物群区化和因子分

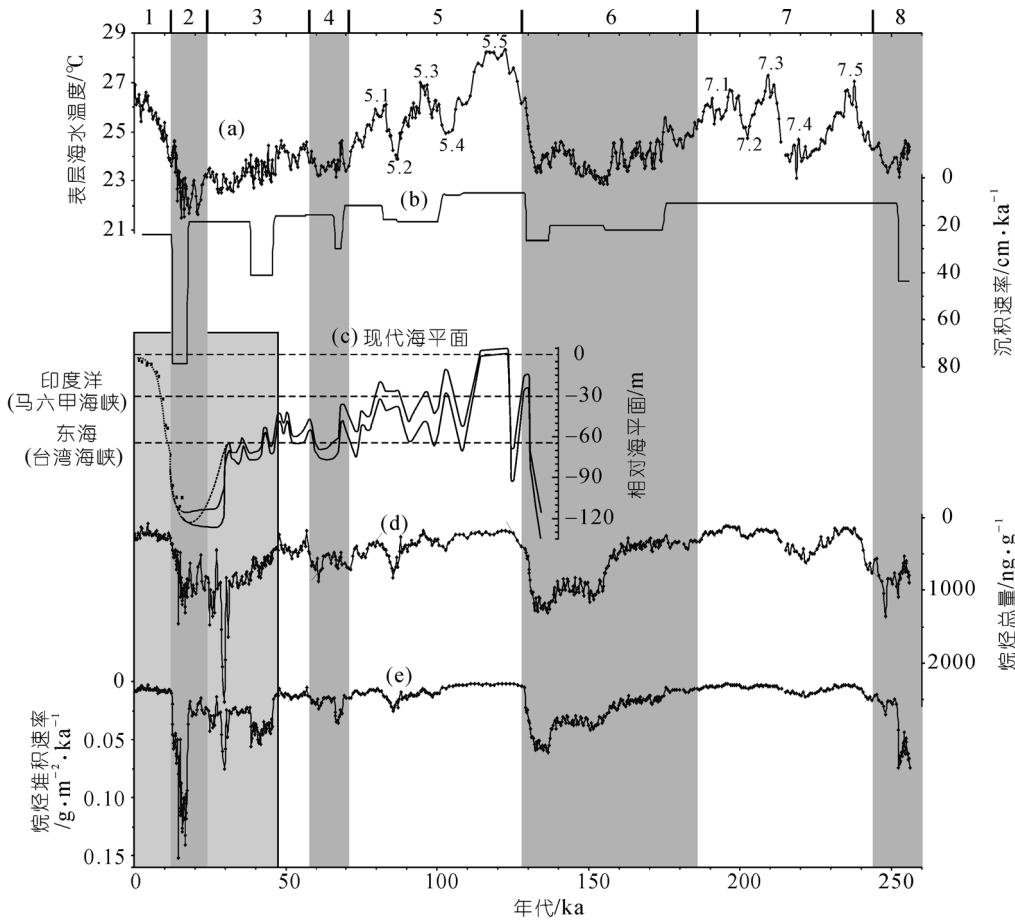


图2 MD05-2904 沉积柱状样表层海水温度与烷烃含量及其堆积速率变化

MD05-2904 沉积柱状样表层海水温度(a)、沉积速率(b)、海平面变化(c)和烷烃总量(d)及堆积速率(e)曲线(海平面变化, 据 Higginson 等人<sup>[15]</sup>, 浅色阴影区域为海平面下降大于 65 m 的阶段)

析法对南海北部 SO17940 孢粉记录的分析结果显示, 南海北部陆源区此时的湿度增加<sup>[17]</sup>. SO17940 中的粗炭屑记录也在同期出现了高值<sup>[18]</sup>, 被认为“可能是当气候相对湿润时, 由于降水的增加将在干旱阶段出露的大陆架上所积累的炭屑冲刷到研究区并沉积下来”, 这对说明 MIS 3 后期的气候相对湿润也有帮助. 湿润的气候有利于陆地植被的生长和陆源生物标记物向本沉积区的输送. 这也表明南海沉积物中烷烃总量并不是完全受海平面变化控制, 也与源区的气候条件和植被丰度有关. 综合考虑海平面和气候条件变化, 最有利于烷烃输送的环境条件是低海平面时的潮湿环境. 潮湿环境有利于植被生长, 可以产生大量的烷烃, 而低海平面时则有利于将其输送到南海大陆坡上. 以上这种推测可以在将来的研究中利用更多的参数, 尤其是对烷烃碳、氢稳定同位素的测定而加以验证, 因为后两者都与降雨和植被种类(C<sub>3</sub>

或 C<sub>4</sub>)有关.

### 2.3 正构烷烃指标与源区植被及环境关系

长链奇数正构烷烃的几个参数指标如 CPI, ACL, A.I. 等, 常被用来进一步研究海洋沉积物中烷烃的来源, 重建其源区植被和环境. CPI, ACL, A.I. 参数的定义公式及在本文中的指示意义见表 1. 前已述及, 来源于高等植物的烷烃有明显的奇偶优势, 经历成岩、降解等作用后, 其奇偶优势降低. 因此碳优势指数 CPI 可指示烷烃的成熟度和来源. ACL, A.I. 指标的建立是基于现代不同植被产生的烷烃具有不同主峰碳的观测事实. 如草本植物和木本植物都产生 C<sub>27</sub>, C<sub>29</sub> 和 C<sub>31</sub> 烷烃, 但草本植物常以 C<sub>31</sub> 为主峰, 木本植物主要以 C<sub>27</sub> 或 C<sub>29</sub> 为主峰. 所以, ACL, A.I. 的增加可代表草本植物相对贡献的增加, 可用来反映植被类型的变化<sup>[19,20]</sup>.

本柱中 CPI 的变化范围在 1.2~5.1 之间, 且大部

表1 烷烃各参数及在本文中的指示意义

参数	公式	指示意义
Odd(C <sub>25</sub> ~C <sub>33</sub> )	Odd(C <sub>25</sub> ~C <sub>33</sub> )=C <sub>25</sub> +C <sub>27</sub> +C <sub>29</sub> +C <sub>31</sub> +C <sub>33</sub>	陆源输入(高等植物)替代性指标, 在南海北部主要受海平面变化影响
CPI (carbon preference index)	$CPI = \frac{1}{2} \left[ \frac{\sum C_{25} \sim C_{33}(\text{odd})}{\sum C_{24} \sim C_{32}(\text{even})} + \frac{\sum C_{25} \sim C_{33}(\text{odd})}{\sum C_{26} \sim C_{34}(\text{even})} \right]$	碳优势指数, 常被用作成熟度指数. 在此作为指示烷烃来源于高等植物或经过成岩后的化石烷烃. 陆源高等植物一般>3, 越小成熟度越高
ACL (average chain length)	$ACL = \frac{[C_{25}] \times 25 + [C_{27}] \times 27 + [C_{29}] \times 29 + [C_{31}] \times 31 + [C_{33}] \times 33}{[C_{25}] + [C_{27}] + [C_{29}] + [C_{31}] + [C_{33}]}$	平均链长指数, 指示陆源植被种类, 增加可代表草本植被增大, 减小代表木本植被增加
A.I. (alkane index)	A.I.=C <sub>31</sub> /(C <sub>31</sub> +C <sub>29</sub> )	烷烃指数反映植被种类, 增高代表草本植被增加; 反之, 木本增加
C <sub>31</sub> /C <sub>27</sub>	C <sub>31</sub> /C <sub>27</sub>	同 A.I. 指数

分样品都在 2.0 以上(图 3(c)), 说明此处的长链正构烷烃主要由当时的陆源植被所提供. ACL 的变化范围是 28.7~30.1 (图 3(d)), 其平均值为~29.3. 整体上, 在过去 26 万年的记录中, CPI 的变化趋势与 ACL 的变化很相似, 均显示较明显的冰期间冰期旋回, 低值出现在间冰期内的 MIS 7.5, 7.3, 5.5, 5.3, 5.1, MIS 3 前期和全新世, 高值主要出现在冰期和亚冰期, 比如 MIS 8, 7.4, 6, 5.2, 4, MIS 3 后期和 2 期. CPI 和 ACL 与表层海水温度之间的相关性低( $R^2_{CPI} = 0.09$ ,  $R^2_{ACL} = 0.07$ ), 这是因为它们的变化与温度变化并不同步. 此外, CPI 和 ACL 的低值虽然基本上都出现在高温期, 但是这两者之间并没有确定的对应关系. 如 MIS 5.5 的温度比全新世的温度高 1.6 °C, 但是 MIS 5.5 所对应的 CPI 低值却比全新世所对应的 CPI 低值高近 1.5 个单位. 再如 MIS 3 后期的温度并不是过去 26 万年的最低值, 但其所对应的 CPI 和 ACL 值却是最高.

这些因素证明, CPI, ACL 和表层海水温度之间的关系只能在大的趋势上加以比较, 不存在定量关系. 虽有研究提出 ACL 增加是由源区温度升高所造成的<sup>[21,22]</sup>, 但在本柱中冰期温度低时, ACL 反而增加, 显示 ACL 不是由温度控制. 所以它的变化可能主要反映了烷烃源区植被种类的变化, 冰期时的高值应该反映的是烷烃源区的草本植物增加, 这与已发表的孢粉文献结论一致<sup>[6,23~25]</sup>. CPI 和 ACL 与烷烃总量却有较好相关性( $R^2 = 0.22$ ;  $R^2 = 0.36$ ), 总的来说, 烷烃总量高时(冰期), CPI, ACL 也是高的. 如 MIS 8 后期、MIS 6 后期和 MIS 2 前期都有 CPI, ACL 和烷烃总量的高值出现. 这显示随着烷烃总量的增加, 它们更具有陆地高等植物烷烃的特点, 这与陆源物质增加的结论相符. 冰期时南海大陆架出露, 周围可能有

茂盛的陆源植被, 所产生的烷烃有可能很快地被输送到大陆坡上, 沉积物中烷烃 CPI 会增高, 而草本植物的贡献增加使得 ACL 也增高; 反之在间冰期和全新世, 烷烃总量降低, CPI, ACL 也明显变低, 说明其来源已经不太具备陆地高等植物烷烃的特点, 有很大一部分可能是经过成岩作用后遗留下来的陆源高等植物烷烃. ACL 下降可能反映了间冰期时烷烃源区的草本植被比例下降. 另一方面, 冰期时由风尘搬运到南海的陆源物质会相对提高, 而风尘可能会携带更多当时植被的和表层土壤中的烷烃, 所以 CPI, ACL 会较高; 间冰期时由河流输入南海的陆源物质质量会相对增加, 河流侵蚀更有可能带来化石烷烃, 使 CPI, ACL 降低. MIS 3 后期的烷烃总量与 CPI 都出现 26 万年来的高值, 很有可能显示此时陆上的植被茂盛, 所产生的烷烃很快地被搬运至研究区, 沉积物中的烷烃主要来自于当时植被. 这与 2.2 的结论相符, 即 MIS 3 后期区域气候是潮湿的, 而且此时源区草本植被茂盛, ACL 增加. 这种初步推测需要在将来的研究中用烷烃的碳和氢同位素测定来进一步验证, 因为烷烃的碳同位素可以反映 C<sub>3</sub> 与 C<sub>4</sub> 植被, 而烷烃的氢同位素可以反映干湿环境.

MD05-2904 沉积柱状样中的 A.I. 参数变化没有规律(图 3(e)), C<sub>31</sub>/C<sub>27</sub> 比值却显示了较好的冰期间冰期变化趋势: 冰期高, 间冰期低(图 3(f)). C<sub>31</sub>/C<sub>27</sub> 与温度没有相关性( $R^2 = 0.02$ ), 与烷烃总量的相关性也不高( $R^2 = 0.24$ ), 但与 CPI 和 ACL 的变化趋势确有很大的相似性(对应的 X-Y 图的  $R^2$  分别为 0.32 和 0.63). C<sub>31</sub>/C<sub>27</sub> 参数也进一步加强了由 CPI, ACL 参数对本区冰期-间冰期旋回中源区植被中草本/木本变化的推测: 冰期时草本含量增多, 间冰期时草本含量降低.

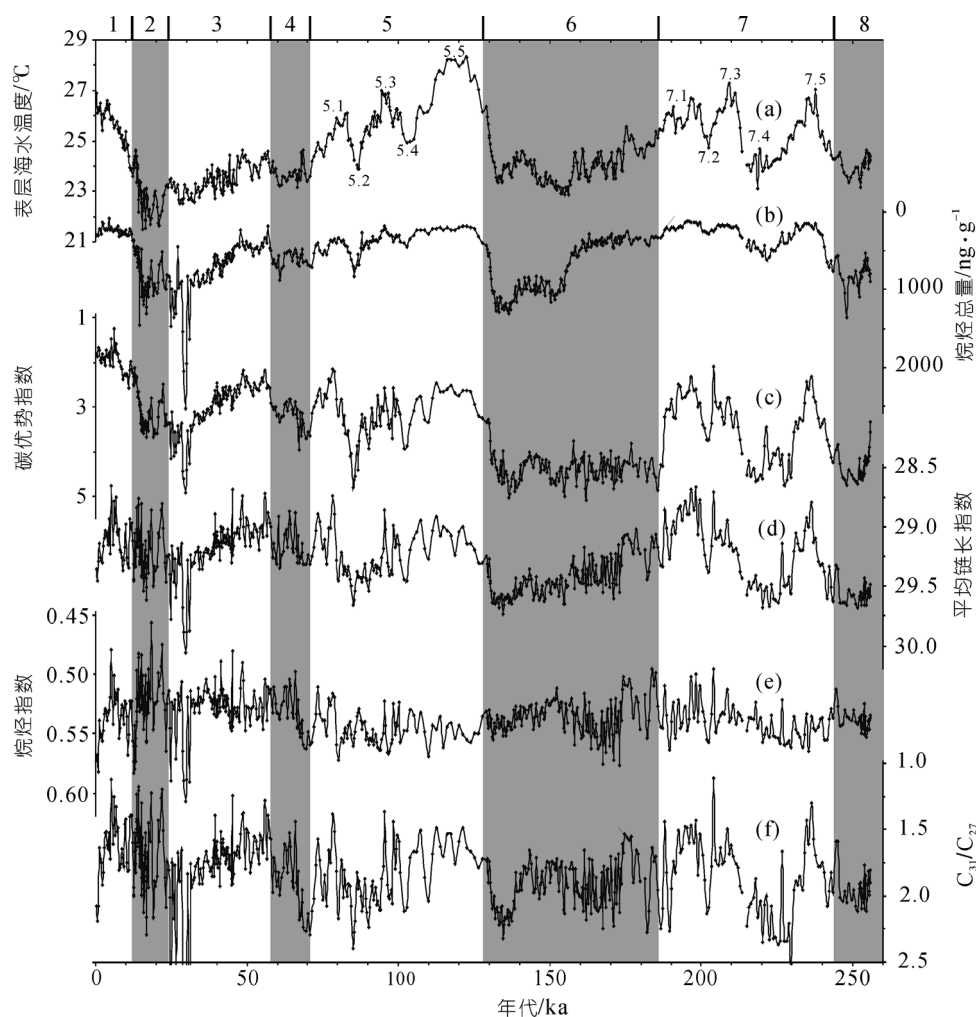


图3 MD05-2904 沉积柱状样表层海水温度与烷烃参数曲线

(a) 海水表层温度曲线  $SST(S)=(U_{37}^k - 0.092)/0.031^{[9]}$ ; (b) 烷烃总量( $C_{25}\sim C_{33}$ ); (c) 碳优势指数 CPI; (d) 平均链长指数 ACL; (e) 烷烃指数 A.I.; (f)  $C_{31}/C_{27}$

南海北部陆坡沉积物中的孢粉数据资料显示：冰期-间冰期旋回中，孢粉谱中草本和木本中的松属花粉百分含量交替占优势。研究认为，冰期时南海北部的温度、湿度都下降。低海面时出露的北部陆架覆盖以蒿属、禾本科和莎草科为主的草原植被。此类花粉传播能力虽弱，但因距沉积区近，仍得以大量沉积，研究区海洋沉积物中的花粉主要来自出露的大陆架；间冰期时，气候变暖，海平面上升，大陆架被淹没，到达沉积地点的花粉特别是草本植物花粉大大减少，花粉主要来自北部大陆，传播能力强的松属占优势<sup>[6,23~25]</sup>。其中 SO17940 柱状样中末次冰期时还出现了蒿属与山地针叶林交替扩张的现象，反映在冰期低温的气候条件下存在的千年级温干和冷湿的波动<sup>[24]</sup>。本次工作中对陆源生物标记物的研究显示，冰

期-间冰期旋回中，烷烃参数 CPI, ACL 和  $C_{31}/C_{27}$  都有冰期时高、间冰期时低的特征。它们的变化主要反映了源区植被的变化，冰期时烷烃源区的植被中草本含量增多，间冰期时含量减少。各烷烃参数大的变化趋势与孢粉资料具一致性，细节上则存在一定差异。如 ODP1144 孢粉记录中草本/松属比值在 MIS 5 期前的变化较小<sup>[6]</sup>，而本文中指示草本/木本植被变化的烷烃参数记录变化较大，而且部分孢粉记录(包括炭屑记录)与烷烃参数的变化时间有差异或缺乏对应<sup>[6,18,23~27]</sup>。造成差异的主要原因可能有两个，其一可能与孢粉和烷烃的主要传播途径不同有关。如前所述，海洋沉积物中的孢粉含量与源区、搬运距离和传播途径等有很大关系。如冰期冬季风盛行时，虽然草本花粉因距沉积区近而大量沉积，但传播能力强

的松属花粉含量也不低,孢粉中草本/松属比值可能就会抑制草本植被的信息.孙湘君和罗运利<sup>[6]</sup>认为在ODP1144中草本/松属“与研究点离岸的距离,也就是冰期间冰期海进海退的范围及大陆架出露的大小又密切关系.MIS 5期前比例小的主要原因是出露的大陆架面积较小,而这以后大陆架大范围出露”.相较之下,主要由河流搬运的烷烃<sup>[2]</sup>,风力对其在沉积物中含量的影响,和传播距离对反映草本/木本的烷烃参数(ACL,  $C_{27}/C_{31}$ )的影响不及对孢粉含量的影响大.其二,不同沉积柱状样的定年方式不同,年龄框架及样品分辨率都有一定的区别.如孙湘君和罗运利<sup>[6]</sup>孢粉记录和罗运利等人<sup>[26]</sup>炭屑记录的定年主要依靠生物地层学,年龄精确度和分辨率低,对于氧同位素的期次划分也有一定的差异.本柱研究结果与分辨率较高的ODP1144, SO17940孢粉记录<sup>[23~25]</sup>及其中的炭屑记录<sup>[18,27]</sup>的对应就好些.例如高分辨率的ODP1144和SO17940孢粉、炭屑记录<sup>[18,24,25]</sup>及本文的烷烃记录在MIS3后期及MIS2都有高值,且变化幅度较大的特征一致.但因年龄框架、分辨率的差异,使本文烷烃记录中部分高值的时间与孢粉、炭屑记录稍有差异或缺乏对应.再如SO17940中孢粉记录显示MIS3期~36到~24 ka BP时,草本花粉有3个明显的峰值<sup>[25]</sup>;而本文中的烷烃参数是从~31到~24 ka BP有几个大的峰值,其中以~30 ka BP的最为显著.ODP1144的草本花粉含量从~28 ka BP开始增加,约18 ka BP时达到最大值,其后逐渐下降<sup>[24]</sup>;而本文中烷烃参数记录~22到~17 ka BP时波动很大,约17 ka BP达到高值,其后下降.

冰期时草本植物的增加可能主要是由于当时气候干冷造成.此外,冰期时大气中 $CO_2$ 含量降低也有利于草本植物增长,因为草本植物大都属于有“ $CO_2$ 浓缩机制”的 $C_4$ 植物<sup>[28,29]</sup>,在冰期低 $CO_2$ 的环境中,较 $C_3$ 植物有竞争优势.用来指示草本/木本变化的A.I.参数缺乏对应,这可能是由于虽然草本植物经常以 $C_{31}$ 为主峰,木本植物主要以 $C_{27}$ 或 $C_{29}$ 为主峰,但在本区域占很大比例的部分蒿属、松属及桦属中 $C_{29}$ 和 $C_{31}$ 烷烃总量的变化并不明显<sup>[30]</sup>.所以南海北

部周边植被的变化更易于用 $C_{27}$ 的相对含量表示出来, $C_{31}/C_{27}$ 的比值基本反映草本与木本比值的变化.同时烷烃参数还反映出冰期-间冰期中还有许多次级的草本/木本植被变化,虽然在SO17940和雷州半岛的天阳湖<sup>[31]</sup>中的孢粉记录中找到类似的事件,但因定年差异,还不能做出详细的对比.MIS 3后期ACL和 $C_{31}/C_{27}$ 出现的最高值,认为是此时陆上气候温暖湿润,喜湿的草本植物大量增加造成.因此上面所提到的烷烃总量在此时的增加也最有可能是由于草本植物的增加所致.草本植物的增加和气候湿润的推断,需做进一步工作加以确认,如测定稳定单体碳同位素和氢同位素等.

### 3 结论

对南海北部的MD05-2904沉积柱状样进行了高分辨率的有机地球化学分析,获取了近26万年的表层海水温度、陆源输入及陆地植被相关方面的记录,总结如下:

( ) MD05-2904沉积柱状样26万年来表层海水温度最低21.5 (MIS2),最高28.3 (MIS5.5期),变化高达近7.冰消期从MIS 6期到5期及MIS 2期到全新世的温度变化都近5左右,但是MIS 8到MIS 7期只有3左右.YD和B/A事件表现明显,千年尺度上频繁的温度变化,有待进一步研究.

( ) 烷烃总量具明显的冰期高、间冰期低的趋势,主要由海平面变化控制.

( ) CPI的变化具有冰期高、间冰期低的趋势,显示冰期时本柱沉积的烷烃更能反映当时植被的特征,原因可能是当时更近源区.

( ) ACL和 $C_{31}/C_{27}$ 比值都具有冰期高、间冰期低的变化趋势.两者都显示冰期时源区植被的草本植物相对增加.

( ) 烷烃总量, CPI, ACL及 $C_{31}/C_{27}$ 比值几个参数都在MIS 3后期出现过去26万年的最高值,显示这是一个特殊时期,最有可能是东亚夏季风增强使南海北部陆地区比较潮湿,植被茂盛,而且此时大气 $CO_2$ 含量较低也有利于源区植被中的草本植物生长.

致谢 孙湘君教授在本文写作中提供了宝贵的意见和建议,王慧在实验室分析工作中提供了帮助,在此表示感谢.“国际海洋全球变化研究”(IMAGES)计划2005年MARCO航次为本文分析研究提供样品和数据.

## 参考文献

- 1 Pelejero C, Grimalt J O, Heilig S, et al. High-resolution  $U_{37}^k$  temperature reconstructions in the South China Sea over the past 220kyr. *Paleoceanography*, 1999, 14(2): 224—231
- 2 Pelejero C. Terrigenous n-alkane input in the South China Sea: High-resolution records and surface sediments. *Chem Geol*, 2003, 200: 89—103
- 3 Hu J F, Peng P Y, Jia G D, et al. Biological markers and their carbon isotopes as an approach to the paleoenvironmental reconstruction of Nansha area, South China Sea, during the last 30 ka. *Org Geochem*, 2002, 33: 1197—1204
- 4 Sun X J, Li X, Luo Y L. Vegetation and climate on the Sunda Shelf of the South China Sea during the Last Glaciation-pollen results from station 17962. *Acta Bot Sin*, 2002, 44(6): 746—752
- 5 李逊, 孙湘君. 南海南部末次冰期以来的孢粉记录及其气候意义. *第四纪研究*, 1999, 6: 526—535
- 6 孙湘君, 罗运利. 南海北部 280 ka 以来深海孢粉记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(10): 846—853
- 7 Laj C, Wang P X, Balut Y, et al. MD147-Marco Polo IMAGES XII Cruise Report. France: Institut Paul-Emile Victor (IPEV), 2005
- 8 Bühring C, Sarnthein M, Erlenkeuser H. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 m.y.: Site 1144, South China Sea. In: Prell W L, Wang P, Blum P, et al, eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 184: College Station. Texas: Ocean Drilling Program, 2004. 1—29
- 9 Pelejero C, Grimalt J O. The correlation between the  $U_{37}^k$  index and sea surface temperatures in the warm boundary: The South China Sea. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61(22): 4789—4797
- 10 Zhao M X, Huang C Y, Wang C C, et al. A millennial-scale  $U_{37}^k$  sea-surface temperature record from the South China Sea (8°N) over the last 150 kyr: Monsoon and sea-level influence. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 236(2): 39—55
- 11 Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes. *Science*, 1967, 156: 1322—1335
- 12 Meyers P A, Ishiwatari R. Lacustrine organic geochemistry- an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Org Geochem*, 1993, 20: 867—900
- 13 Chen M T, Shiau L J, Yu P S, et al. 500000-Year records of carbonate, organic carbon, and foraminiferal sea-surface temperature from the southeastern South China Sea (near Palawan Island). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2003, 197: 113—131
- 14 黄维, 汪品先. 南海沉积物总量的统计: 方法与结果. *地球科学进展*, 2006, 21(5): 465—473
- 15 Higginson M J, Maxwell J R, Altabet M A. Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the Northern South China Sea: Remote vs. local forcing of millennia-and orbital-scale variability. *Mar Geol*, 2003, 201: 223—250
- 16 Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. Reconstruction of the 30-40ka BP enhanced Indian monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 169: 69—83
- 17 罗运利, 孙湘君. 四万年来南海北部周边地区植被演替序列-孢粉生物群区化方法恢复古植被的尝试. *植物学报*, 2001, 43(11): 1202—1206
- 18 孙湘君, 李逊, 陈怀成. 南海北部最近 37 ka 以来天然火与气候. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30(2): 163—168
- 19 Maffei M. Chemotaxonomic significance of leaf wax alkanes in the Gramineae. *Biochem Systemat Ecol*, 1996, 24: 53—64
- 20 Zhang Z H, Zhao M X, Eglinton G, et al. Leaf wax lipids as paleovegetational and paleoenvironmental proxies for the Chinese Loess Plateau over the last 170 kyr. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 575—594
- 21 Hinrichs K U, Rinna J, Rullkoetter J. Late Quaternary paleoenvironmental conditions indicated by marine and terrestrial molecular biomarkers in sediments from the Santa Barbara Basin. In: Wilson R C, Tharp V L, eds. *Proceedings of the Fourteenth Annual Pacific Climate Workshop*. California Department of Water Resources, 1997. 1—9
- 22 Kawamura K, Ishimura Y, Yamazaki K. Four years' observations of terrestrial lipid class compounds in marine aerosols from the western North Pacific. *Glob Biogeochem Cycles*, 2003, 17, 10.1029/2001GB001810
- 23 罗运利, 孙湘君. 南海北部周边地区倒数第二次冰期-末次间冰期植被演化. *海洋地质与第四纪地质*, 2003, 23(1): 19—25
- 24 罗运利, 孙湘君. 末次冰期以来南海北部孢粉记录的植被演化及千年尺度气候事件. *科学通报*, 2005, 50(7): 691—697
- 25 Sun X J, Li X. A pollen record of the last 37 ka in deep sea core 17940 from the northern slope of the South China Sea. *Mar Geol*, 1999, 156: 227—244
- 26 罗运利, 陈怀成, 吴国瑄, 等. 南海最近 3 期冰期旋回中的天然火与气候—ODP1144 孔深海沉积中的炭屑记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(10): 854—860
- 27 罗运利, 孙湘君, 陈怀成. 南海北部地区百万年以来的天然火与气候: ODP1144 孔深海沉积中的炭屑记录. *科学通报*, 2006, 51(8): 942—950
- 28 Cerling T E, Harris J M, MacFadden B J, et al. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature*, 1997, 389: 153—158
- 29 贺娟, 汪品先. 晚中新世植被变更与光合作用演化. *地球科学进展*, 2005, 6: 618—626
- 30 Schwark L, Zink K, Lechterbeck J. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology*, 2002, 30: 463—466
- 31 Zheng Z, Lei Z Q. A 400,000 year record of vegetational and climatic changes from a volcanic basin, Leizhou Peninsula, southern China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 145: 339—362