

# 南海北部末次冰盛期晚期以来冰融水与气候事件记录: 长链脂肪醇陆源输入指示\*

茅晟懿<sup>1,4</sup>, 朱小畏<sup>2,4</sup>, 吴能友<sup>1,4</sup>, 孙永革<sup>3</sup>, 管红香<sup>1,4</sup>

1. 中国科学院天然气水合物重点实验室, 中国科学院广州能源研究所, 广东 广州 510640;
2. 中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640;
3. 浙江大学地球科学系, 浙江 杭州 310027;
4. 中国科学院广州天然气水合物研究中心, 广东 广州 510640

**摘要:** 对南海北部陆坡 Site4B 站位末次冰盛期晚期至全新世(30~120cm)长链脂肪醇分布及碳同位素组成进行讨论, 结果表明, 长链脂肪醇碳优势指数(CPI, 10.49~24.56)、平均碳链长(ACL, 28.91~29.99)以及平均碳同位素组成( $-28.85\pm 0.97\permil$ ~ $-32.92\pm 1.38\permil$ )均反映了陆源 C<sub>3</sub> 植物来源, 代表了沉积物中陆源输入。Site4B 站位末次冰盛期末至晚更新世末(65~102cm, 19.343~11.636ka BP)普遍较低的陆源输入均响应了大规模的冰融水事件 19ka-MWP、MWP-1A、MWP-1B (melt water pulse, MWP)和暖气候事件(B/A 事件), 不具冰期/间冰期旋回变化特征。在末次冰盛期晚期(102~120cm)和全新世(30~60cm, 10.490~约 7.104 ka BP)陆源输入的旋回变化均反映了加强/减弱的冬季风/夏季风旋回变化, 其中在末次冰盛期晚期记录一次冬季风最强事件, 在早全新世至 9.940ka BP 记录一次夏季风最强事件。通过 Site4B 站位末次冰盛期末至晚更新世末(19.343~约 11.636 ka BP)千年尺度陆源输入分布特征和全球冰期/间冰期旋回气候变化的对比, 发现不具明确的区域对比性, 可能受到低纬地区局地环境的作用所致。

**关键词:** 南海北部陆坡;长链脂肪醇; 碳同位素; 冰融水事件; 季风气候

中图分类号: P736.4 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2015)02-0052-14

## Records of melt water pulses and climate events from the northern South China Sea since late Last Glacial Maximum: Implication of terrigenous input

MAO Sheng-yi<sup>1,4</sup>, ZHU Xiao-wei<sup>2,4</sup>, WU Neng-you<sup>1,4</sup>, SUN Yong-ge<sup>3</sup>, GUAN Hong-xiang<sup>1,4</sup>

1. Key Laboratory of Gas Hydrate, Guangzhou Institute of Energy Conversion, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;
2. Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;
3. Department of Geosciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China;
4. Guangzhou Center for Gas Hydrate Research, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

**Abstract:** The distribution and  $\delta^{13}\text{C}$  composition of long chain n-alcohols from the late Last Glacial Maximum (LGM) to the Holocene in Site 4B core sediments from the continental slope of the northern South China Sea was discussed in this paper. The distribution of carbon preference index (CPI, 10.49~24.56), average chain length (ACL, 28.91~29.99) and average carbon isotope ( $-28.85\pm 0.97\permil$  to  $-32.92\pm 1.38\permil$ ) of long chain n-alcohols reflected a C<sub>3</sub> higher plant source and a dominated

收稿日期: 2014-08-19; 修订日期: 2014-09-16. 孙淑杰编辑

基金项目: 国家自然科学基金项目(41303067、41103043); 中国科学院重点部署项目(KGZD-EW-301); 中国科学院-国家外国专家局创新团队国际合作伙伴计划; 中国科学院广州能源研究所所长基金(y107r71001); 有机地球化学国家重点实验室开放基金(OGL-201209)

作者简介: 茅晟懿(1983~), 女, 浙江省杭州市人, 助理研究员, 主要研究有机地球化学。E-mail: maoshengyi@gmail.com

通信作者: 吴能友。E-mail: wuny@ms.giec.ac.cn; Tel: 020-87052746

\*广州海洋地质调查局提供研究样品; 中国科学院广州地球化学研究所贾国东研究员对本文初稿提供有益指导; 两位匿名审稿专家对本文提出细致的建设性修改意见, 作者在此一并致以深深的谢意。

terigenous input of organic materials into the sediments. The relatively low terrigenous input was related to the extensive melt water pulse (MWP) events (19ka-MWP, MWP-1A and MWP-1B), and Bølling-Allerød (B/A) warming event from the end of the LGM to the end of the Late Pleistocene in Site 4B sediments (65~102cm, 19.343 to ~ 11.636 ka BP) without glacial period/interglacial period cycle. However, the distribution of the terrigenous input reflected intensified/weakened winter monsoon/summer monsoon cycle during the late LGM and Holocene, with the winter monsoon maximum periods recorded during the late LGM and the summer monsoon maximum periods in about 9.940ka BP. Compared with the cycle climate change of global glacial period/interglacial period, the distribution of the terrigenous input from the end of the LGM to the end of the Late Pleistocene in Site 4B sediments (19.343 to ~ 11.636 ka BP) reflected ambiguous regional comparability, probably related to the regional environmental activity in low latitudes.

**Key words:** continental slope of the northern South China Sea; long chain n-alcohol; carbon isotope; melt water pulse event; monsoon climate

南海是西太平洋地区最大的边缘海, 北靠华南大陆, 北侧经台湾海峡连接东海, 东北经由吕宋海峡连接太平洋。其特殊地理位置以及高速沉积特征 (Sarnthein et al, 1994)使其对气候变化具有环境放大效应(赵泉鸿 等, 1999), 是研究东亚季风形成与演化的理想场所(Wang et al, 1999)。

格陵兰冰芯、北大西洋地区沉积物记录发现在末次冰期-间冰期存在千年尺度的冷暖气候快速变化事件(Heinrich, 1988; Bond et al, 1992), 称为 Dansgaard-Oeschger (D/O)旋回事件。除此之外, 在北大西洋岩心沉积物中还发现 6 次 Heinrich 冷事件(Heinrich, 1988; Bond et al, 1992), 这些晚更新世千年尺度的冷暖气候突变事件在南海得到很好的响应(Wang et al, 1999; 翦知潜 等, 2008; 葛黄敏 等, 2010)。一般认为末次冰消期的 Bølling-Allerød 暖期(波令-阿勒罗德事件, 简称 B/A; Cuffey et al, 1997)和 Younger Dryas 冷期(新仙女木事件, 简称 YD; Peteet, 1995)旋回事件是 D/O 旋回的最后一个, 然而在全新世时期仍然存在很多气候突变事件, 例如早全新世降温事件(常琳 等, 2013)、晚全新世变冷事件(翦知潜 等, 1996)等, 这些全新世千百年尺度的气候突变事件在南海同样得到证实(Wang et al, 1999; 黄元辉 等, 2007; 沙龙滨 等, 2008)。

Chen 等(1999)和 Wang 等(1999)首次在南海发现了千年-百年尺度的气候旋回及气候突变事件, 随着对南海古气候研究的深入, 越来越多的手段应用到古气候恢复中, 例如孢粉记录(Sun et al, 2003)、古海水温度替代性指标(翦知潜 等, 2008)、海洋生产力(房殿勇 等, 1998)、黏土矿物组合(Boulay et al, 2005; 刘志飞, 2010)和常量元素比值(张俊 等, 2013)等。虽然这些方法可以在一定程度上恢复古气候, 但同样存在局限性, 譬如用生源 Ba 的含量反演古生产力从而恢复古气候就可能受到沉积环

境、BaSO<sub>4</sub> 的溶解等因素干扰使生源 Ba 信号产生偏差(Paytan et al, 2007)。

生物标志化合物由于在历史演化过程中具有稳定性, 基本保存了原始生物生化组分的碳骨架, 可以用于推断沉积环境和生态环境变迁(Meyers, 2003), 并很好地用于古气候的恢复工作(Pelejero, 2003, Strong et al, 2013; 胡建芳 等, 2001; He et al, 2008)。在众多生物标志物中, 脂肪醇广泛用于现代海洋沉积物的研究(Venkatesan et al, 1987; 胡建芳 等, 2003; Gogou et al, 2004), 在现代海洋沉积物中, 长链正构脂肪醇(>n-C<sub>22</sub>)主要来自高等植物表层蜡脂, 具有明显的偶碳优势, 常以 n-C<sub>26</sub>、n-C<sub>28</sub> 和 n-C<sub>30</sub> 为主峰碳(Eglinton et al, 1967; McCaffrey et al, 1991; Collister et al, 1994; Freeman et al, 2001), 是陆源物质输入的主要来源和特征标志, 通常通过水流和风传播(Simoneit, 1978)。研究表明, 南海东北部陆源物质主要靠河流输入, 风尘沉积的贡献完全可以被忽略(Liu et al, 2003; Boulay et al, 2005; Wan et al, 2007), Boulay 等(2005)根据现代大气矿物气溶胶通量值和陆源物质堆积速率, 估计南海北部 ODP1145 站位 450ka BP 以来仅有 5%的风尘输入。黄杰等(2013)根据南海北部 KNG5 站位 17.5ka BP 以来的平均陆源物质堆积速率, 估算风尘贡献仅有 6%。

南海地处亚热带季风区, 气候主要受东亚季风系统控制(Hellerman et al, 1983)。在间冰期, 南海以加强的夏季风为特征(Wang et al, 1999; Jian et al, 2001), 表层洋流主要以西南向表层洋流为主(Wang et al, 1999; Wang et al, 1995), 同时伴随有冰盖融化冰融水注入导致海平面升高, 大片陆架被淹没导致海岸线后退; 在冰期则以强盛的冬季风为主(Wang et al, 1999; Huang et al, 1997), 主要以东北向的广东沿岸流和逆时针方向洋流为主(Liu et al, 2003; Boulay et al, 2005; Wan et al, 2007), 同时伴随

有海平面降低(Wang, 1999), 陆架出露导致河流入海口向陆架区延伸。因此, 自从末次冰盛期(Last Glacial Maximum, 简称 LGM, 26.5~19.0 ka BP; Clark et al, 2009)以来, 在南海北部现代海洋沉积物中, 通过河流输入的陆源有机质不仅受到在冬/夏季风环境下驱使的洋流搬运作用(Liu et al, 2010), 同时还受控于末次冰盛期大幅下降的海平面(Wang, 1999)和末次冰消期以来大规模冰融水事件(melt water pulse, MWP; Clark et al, 2004)导致的海平面大幅上升(Pelejero, 2003), 因此对南海北部沉积物中陆源输入的研究可以反演气候事件以及大规模冰融水事件。

本次研究着重对南海北部陆坡 Site4B 站位岩心沉积物中长链脂肪醇反映的陆源有机质输入分布特征进行了讨论, 利用陆源输入反演末次冰盛期晚期以来受控于冬/夏季风系统驱使的洋流运动情况(东北向/西南向表层洋流)、气候突变事件的存在(Heinrich 1(简称 H1)、YD 等冷事件; B/A 等暖事件)、冰融水事件的记录(19ka-MWP、MWP-1A 和 MWP-1B)以及冰融水输入和气候突变事件的相互关系(LGM 末和 19ka-MWP、MWP-1A 和 Bølling 暖期、MWP-1B 和早全新世降温事件等)。

## 1 南海北部区域概况及陆源有机质来源

南海位于欧亚、太平洋和印度-澳大利亚三大板块的交汇处, 是一个发育有洋壳的大型边缘海; 北起 23°N, 南至赤道; 西自 99°E, 东至 122°E。在末次盛冰期, 海平面大幅下降, 大面积陆架出露, 南海成为一个半封闭边缘海(Wang, 1999; 图 1)。此时南海北部通往大洋的海峡只有巴士海峡(深达 2500m)仍然开通(Pelejero, 2003), 为北太平洋深层水的注入交换提供稳定的通道(Wan et al, 2010)。

南海北部 ODP1144 和 ODP1145 站位研究表明, 物源输入主要来自珠江口(Tamburini et al, 2003; Wehausen et al, 2002); 然而, 最近关于黏土矿物、元素地球化学、孢粉记录和分子地球化学等方面的研究则发现了台湾岛对南海北部沉积物具有重要贡献(Liu et al, 2010; Wan et al, 2010; 黄杰等, 2013; Liu et al, 2011, 2013), 珠江对南海北部细粒物质的贡献没有以前认为的那么重要(刘志飞等, 2007)。Pelejero (2003)通过对南海 44 个表层沉积物中长链烷烃组分的研究发现, 在接近台湾岛的南海北部表层沉积物中(17937~17940 站位), 陆源输入达到最大值, 和沉积物中孢粉记录一致(Sun et al, 1999), 认

为主要来自于台湾的贡献。黄杰等(2013)通过对南海北部陆坡 KNG5 站位黏土矿物的组成分析, 认为 12.5ka BP 至今的沉积时期陆源物质主要来自台湾。Wan 等(2010)通过对黏土矿物组成、沉积物粒径、陆源物质堆积速率和微量元素综合分析认为, ODP1144~1148 站位自从 3Ma BP 以来陆源物质主要来自台湾。Strong 等(2013)研究了珠江口沉积物 6.5ka BP 以来沉积时期长链脂肪醇的分布特征, 发现从珠江口到临近的南海, 陆源输入逐渐减小至  $0.1\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (以干沉积物计, 下同), 这一现象和其他学者在珠江口和临近南海北部沉积物(Hu et al, 2009)以及其他江口和临近海域发现的情况一致(Lu et al, 2006; Palomo et al, 2010), 表明了至少在全新世 6.5ka BP 以来珠江口河流有机质对南海北部沉积物中陆源输入贡献较低。

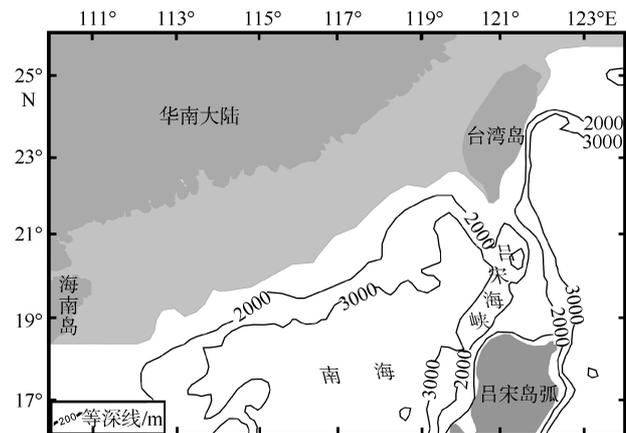


图 1 末次冰盛期南海北部陆架出露(据 Pelejero, 2003)  
Fig. 1 Additional emerged land in the northern SCS during the LGM. After Pelejero (2003)

因此, 综合以上研究认为, 南海北部沉积物中陆源有机质主要来自台湾岛的河流输入, 并可能通过在东亚冬季风驱动下盛行的广东沿岸流(刘志飞, 2010)、南海表层冬季盛行的逆时针方向洋流(Liu et al, 2003; Boulay et al, 2005; Wan et al, 2007)、深水洋流(刘志飞, 2010; Wan et al, 2010; Liu et al, 2011, 2013)和黑潮在南海的分支搬运输入(Liu et al, 2011)。

## 2 样品与分析方法

### 2.1 样品采集和沉积物定年

Site4B 站位位于南海北部陆坡(20°08.4374'N, 116°31.0455'E; 图 2)。Site4B 沉积物岩心于 2009 年 5~6 月由广州海洋地质调查局“海洋四”号船利用大型重力活塞取样器采集, 岩心长 3m, 站位水深约

970m。沉积物岩心采集过程中, 沉积物及其沉积结构未破坏。在岩心库, 沉积物岩心沿中间线被切割成两半, 并进行岩心描述。一半岩心在岩心库保存, 另一半岩心以 3cm 间距连续取样, 并立即用锡箔纸包裹、塑料袋密封保存。带回实验室后, 沉积物样品置于 $-50^{\circ}\text{C}$ 冷冻干燥, 后用玛瑙研磨至 80 目, 储存于 $-20^{\circ}\text{C}$ 下以供后续分析测试。

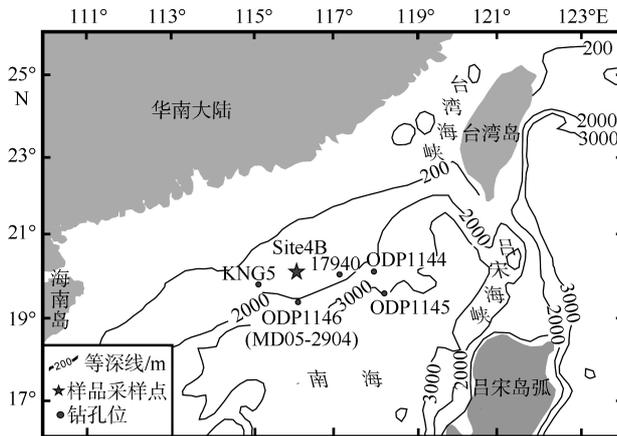


图 2 Site4B 及邻近站位地理位置

Fig. 2 Geographic location of Site4B and adjacent stations

Site4B 站位岩心沉积物定年采用 AMS  $^{14}\text{C}$  定年法, 分析测试在中国科学院广州地球化学研究所完成(林杞, 个人通讯)。沉积物年龄序列为晚更新世(297~300cm, 41.596ka BP)到全新世(0~5cm, 1.954ka BP), 其中 99~102cm 层位处于末次冰盛期末(19.343ka BP), 55~60cm 处于晚更新世向全新世过渡的早全新世(10.490ka BP)。Site4B 岩心平均沉积速率为  $7.21\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 和 SH1B、SH5C 和 SH7B 岩心平均沉积速率( $2.60\sim 3.92\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$ ; 吴庐山等, 2013)以及 HS-4、HS-35、HS-60 和 HS-66 岩心晚更新世—全新世的平均沉积速率( $9.17\sim 23.33\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$ ; 李学杰等, 2008; 龚月华等, 2009)没有显著差异, 表明神狐海域沉积速率普遍变化不大。虽然 Site4B 岩心缺乏详实的年龄数据, 尤其是晚更新世到末次冰盛期晚期(41.596~19.343ka BP), 但本次研究主要探讨末次冰盛期晚期以来陆源输入指示的南海古环境变迁记录; 而且已测的全部年龄序列(41.596~1.954ka BP)与沉积序列(0~300cm)具有极好的线性相关( $R^2=0.99$ , 图 3), 因此缺失年龄数据的沉积层位可以通过已测的相邻两个年龄数据进行线性插值, 相较于通过平均沉积速率插值, 能得到更精准的年龄数据。通过 10.490~8.822ka BP 线性插值, 45~55cm 沉积层位的年龄分别为约 9.940ka BP 和约 9.378ka BP; 通过 12.746~10.490ka BP 线性插值, 65~75cm 层

位的年龄分别为约 12.200ka BP 和约 11.636ka BP; 通过 8.822~1.954ka BP 线性插值, 30~40cm 层位的年龄分别为约 7.963ka BP 和约 7.104ka BP(表 1)。由于 99~102cm 和 249~252cm 层位相距较远, 用其两个层位的年龄进行线性插值, 会导致 102~249cm 层位年龄误差较大。不过, 无论是根据 Site4B 岩心较快的沉积速率( $7.21\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$ ), 还是根据其他神狐海域岩心柱晚更新世更快的沉积速率( $17.92\sim 19.58\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 龚月华等, 2009;  $20.83\sim 23.33\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 李学杰等, 2008;  $54\sim 450\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 苏新等, 2005), 都可以推断 Site4B 岩心柱 102~120cm 层位沉积时应该仍然处于末次冰盛期晚期, 因此本次研究回避讨论缺失详细年龄数据的 120~300cm 层位, 而着重讨论末次冰盛期晚期以来 30~120cm 层位对陆源输入的指示意义。

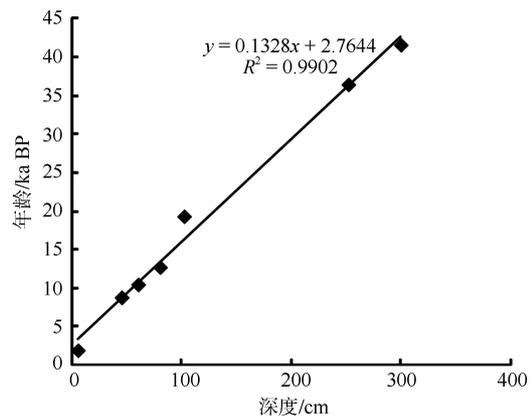


图 3 Site4B 站位  $^{14}\text{C}$  年龄分布

Fig. 3 Distribution of AMS  $^{14}\text{C}$  dating in Site4B

## 2.2 实验分析和测试

称取 10~20g 的粉末样放入索氏抽提器中, 然后用约 300mL 二氯甲烷/甲醇(9:1, 体积比)混合索氏抽提 72h。抽提前, 加入内标正十三醇(NuchekPrep, Elysian, MN, USA)。抽提完成后, 将接收瓶中抽提物旋转蒸发浓缩, 得到样品中有机质的游离态部分。向游离态有机质加入 KOH/ $\text{CH}_3\text{OH}$  ( $1\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ ) 溶液皂化, 正己烷萃取出中性组分后, 进行硅胶氧化铝柱层析, 分别用正己烷和苯洗脱烷烃和芳烃组分后用甲醇洗脱得到醇类组分。醇类组分进行衍生化处理, 加入 BSTFA 溶液, 放入  $60^{\circ}\text{C}$  烘箱 2h。氮气吹干后加入正己烷待进行色谱质谱(GC-MS)和色谱同位素质谱(GC-IRMS)仪器分析测定。

GC-MS 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 Thermo Trace GC Ultra-DSQ 色谱质谱仪上完成, 离子源为电子轰击

表 1 Site4B 沉积物 30~120cm 层位正构脂肪醇含量、碳同位素及参数列表

Tab. 1 Distribution of content,  $\delta^{13}C$  and parameter of *n*-alcohol at depths of 30~120cm in Site4B sediments

深度 /cm	年龄/ka BP	<i>n</i> -C <sub>14</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>16</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>18</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>20</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>22</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>24</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>25</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>26</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>27</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>28</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>29</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>30</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>32</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>33</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	<i>n</i> -C <sub>34</sub> /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	总正构醇 /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	陆源输入 /( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )	CPI	ACL
30~35	7.104	0.07	0.15	0.25	0.24	0.91	0.62	0.11	0.67	—	0.18	0.62	5.59	2.06	—	0.45	18.36	14.82	24.56	29.36
35~40	7.963	0.10	0.28	0.66	0.41	1.46	0.90	0.15	0.78	-27.69	0.16	0.18	1.38	0.72	—	0.23	10.39	5.39	16.63	29.60
45~50	9.378	0.09	0.27	0.56	0.44	1.39	1.05	0.18	0.97	-28.21	0.18	0.30	2.03	1.30	—	0.30	12.22	7.17	16.50	29.79
50~55	9.940	0.05	0.11	0.21	0.13	0.39	0.26	0.04	0.22	—	0.05	0.05	0.30	0.16	—	0.05	2.68	1.18	13.07	29.66
55~60	10.490	0.14	0.47	1.08	0.71	2.44	1.40	0.27	1.22	-26.94	0.26	0.46	2.87	2.11	—	—	18.04	9.87	14.93	29.76
65~70	11.636	0.04	0.08	0.19	0.09	0.36	0.19	0.03	0.16	-26.94	0.04	0.47	0.34	0.20	—	0.05	2.48	1.21	15.31	29.71
70~75	12.200	0.03	0.05	0.10	0.06	0.27	0.14	0.03	0.13	-28.61	0.03	0.35	0.28	0.16	0.01	0.04	1.85	0.96	14.38	29.84
75~80	12.746	0.04	0.07	0.19	0.11	0.54	0.23	0.04	0.19	-28.55	0.04	0.64	0.49	0.29	0.02	0.07	3.23	1.68	15.34	29.79
80~85	—	0.05	0.08	0.21	0.10	0.43	0.22	0.04	0.19	-27.63	0.05	0.60	0.45	0.26	0.02	0.06	3.05	1.57	14.36	29.76
85~90	—	0.02	0.03	0.06	0.03	0.13	0.07	0.01	0.05	-28.36	0.01	0.14	0.11	0.06	0.00	0.01	0.84	0.36	13.76	29.87
90~95	—	0.04	0.05	0.08	0.06	0.23	0.14	0.02	0.12	-28.34	0.02	0.23	0.17	0.12	0.01	0.02	1.46	0.65	12.92	29.81
95~97	—	0.06	0.07	0.29	0.07	0.31	0.15	0.02	0.14	-27.49	0.03	0.39	0.28	0.14	—	—	2.32	0.95	12.73	29.39
97~99	—	0.04	0.04	0.13	0.05	0.24	0.19	0.03	0.18	-27.82	0.03	0.31	0.23	0.14	0.03	0.05	1.87	0.90	10.49	29.89
99~102	19.343	0.03	0.04	0.11	0.04	0.18	0.12	0.02	0.11	-28.49	0.02	0.21	0.15	0.07	0.01	0.03	1.33	0.57	12.70	29.70
102~105	—	0.07	0.13	0.37	0.16	0.75	0.65	0.11	0.63	-27.63	0.10	0.95	0.72	0.48	0.07	0.22	5.83	2.99	11.32	29.99
105~108	—	0.12	0.24	4.30	0.97	7.60	4.65	0.69	3.71	-29.24	0.67	9.08	6.37	1.48	0.15	0.29	43.49	20.92	12.32	29.38
108~111	—	0.06	0.08	1.05	0.26	1.57	0.79	0.18	1.47	-29.36	0.32	4.52	2.20	0.38	0.03	0.16	13.79	8.72	15.34	28.91
111~114	—	0.06	0.07	1.35	0.22	1.09	0.58	0.13	0.93	-29.47	0.18	2.85	1.25	0.26	0.03	0.14	9.67	5.43	16.00	29.01
114~117	—	0.05	0.12	0.78	0.19	2.33	1.10	0.18	1.21	-29.89	0.23	4.03	2.03	0.52	0.05	0.10	13.54	7.88	17.06	29.08
117~120	—	0.07	0.17	1.06	0.22	2.27	1.12	0.19	1.37	-29.96	0.28	4.92	2.50	0.64	0.05	0.14	15.76	9.57	17.02	29.06

注: CPI 为长链脂肪醇碳优势指数, ACL 为平均碳链长; 部分年龄数据基于林杞(个人通讯)已测年龄进行线性插值; 正构脂肪醇含量单位为  $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (以干沉积物计);  $\delta^{13}C$  的单位, 样品碳同位素结果均为相对于 V-PDB 标准; “—” 符号为未检出。

源(70eV), 色谱柱型号为 DB-1 毛细管色谱柱(60m×0.32mm, i.d.×0.25 $\mu$ m 涂层)。升温程序为: 初始温度 70 $^{\circ}$ C, 3 $^{\circ}$ C·min $^{-1}$  升至 315 $^{\circ}$ C 恒温保持 25min。采用无分流模式进样, 载气为高纯氦气, 流速 1.1mL·min $^{-1}$ 。

醇类单体碳同位素测试在安捷伦公司生产的 6890N 气相色谱仪-联用 GV(GC5 MK1) IsoPrime 同位素质谱仪上完成, 使用 DB-5MS 毛细管色谱柱(30m×0.25mm, i.d.×0.25 $\mu$ m 涂层)。升温程序为: 初始温度为 70 $^{\circ}$ C, 20 $^{\circ}$ C·min $^{-1}$  升至 160 $^{\circ}$ C 后, 1.5 $^{\circ}$ C·min $^{-1}$  升至 220 $^{\circ}$ C, 最后以 10 $^{\circ}$ C·min $^{-1}$  升至 315 $^{\circ}$ C 恒温保持 20min。采用无分流模式进样, 载气为高纯氦气, 流速 1.5mL·min $^{-1}$ 。所有样品、三甲基硅基团(TMS)、十三醇标样的碳同位素都重复 3 次, 偏差小于 0.5‰。扣除衍生化试剂 BSTFA 的稳定碳同位素值, 计算公式如下:

$$\delta^{13}C_{DC} = (m \cdot \delta^{13}C_{COM} + 3n \cdot \delta^{13}C_{TMS}) / (m + 3n)$$

其中  $\delta^{13}C_{DC}$  是衍生化产物碳同位素值,  $\delta^{13}C_{COM}$  是目

标化合物碳同位素值,  $\delta^{13}C_{TMS}$  是三甲基硅基碳同位素值,  $m$  是目标化合物碳原子个数,  $n$  是目标化合物上的羟基个数。

### 3 结果

#### 3.1 正构脂肪醇分布

Site4B 沉积物 30~120cm 层位中检测到的正构脂肪醇碳链分布为 C<sub>12</sub>—C<sub>34</sub>(图 4), 总正构脂肪醇含量分布为 0.84~43.49 $\mu$ g·g $^{-1}$ (表 1), 和 Strong 等(2012, 2013)在珠江口沉积物中报道的含量非常接近(0.1~59 $\mu$ g·g $^{-1}$ ), 但远远大于 Hu 等(2009)报道的(0.024~0.427 $\mu$ g·g $^{-1}$ )。除了 105~108cm 处的最大值(43.49 $\mu$ g·g $^{-1}$ ), 其他层位上的正构脂肪醇含量(0.84~18.36 $\mu$ g·g $^{-1}$ )和胡建芳等(2003)在南沙群岛 17962 沉积物中报道的非常接近(0.32~19.42 $\mu$ g·g $^{-1}$ )。沉积物  $n$ -C<sub>26-34</sub> 长链脂肪醇碳优势指数(CPI)以及平均碳链长(ACL)分别为 10.49~24.56 和 28.91~29.99(表 1)。

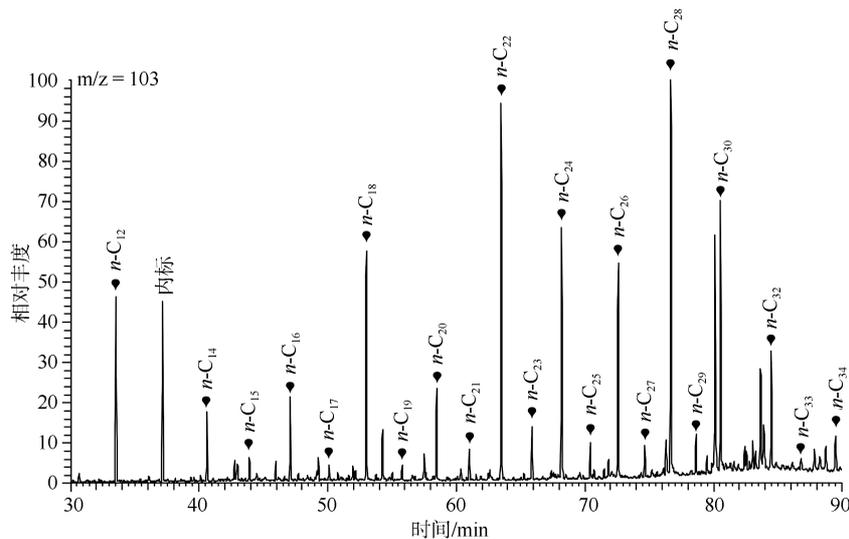


图 4 Site4B 沉积物正构脂肪醇分布 (m/z 为核质比)

Fig. 4 Distribution of  $n$ -alcohols in Site4B sediments

#### 3.2 长链脂肪醇碳同位素

Site4B 沉积物 30~120cm 层位中只检测到了偶碳数脂肪醇的碳同位素值, 碳链分布为 C<sub>18</sub>—C<sub>30</sub>, 其中  $n$ -C<sub>26-30</sub> 长链脂肪醇碳同位素值分别为 -29.96‰~-26.94‰(平均为 -28.85‰±0.97‰)、-34.28‰~-29.68‰(平均为 -32.88‰±1.33‰)和 -34.46‰~-28.55‰(平均为 -32.92‰±1.38‰)(表 1), 和陆源 C<sub>3</sub> 植物叶蜡的碳同位素组成一致(-37‰~-28‰; Collister et al, 1994), 而不是来自 C<sub>4</sub> 和具景天酸代谢途径的植物叶蜡(-22‰~-4‰; Chikaraishi

et al, 2007)。

### 4 讨论

#### 4.1 长链脂肪醇来源

Site4B 沉积物 30~120cm 层位中大量的偶奇优势分布的长链脂肪醇是典型的陆源高等植物来源的特征(Eglinton et al, 1967; McCaffrey et al, 1991; Collister et al, 1994), 在海洋沉积物中代表了陆源有机质大量输入到沉积物中的结果(Gogou et al, 2004)。沉积物中相当高的 CPI (>4; 10.49~24.56; 表

1)表明了长链脂肪醇没有降解(Collister et al, 1994; Freeman et al, 2001), 并且没有石油来源的有机质的输入(CPI 1; Freeman et al, 2001)。沉积物中 ACL 为 28.91~29.99(表 1), 在垂直分布上没有明显的变化, 与已报道的植物表皮叶蜡的 ACL 相似(Eglinton et al, 1967)。 $n\text{-C}_{26-30}$  脂肪醇的平均碳同位素分别为  $-28.85\text{‰}\pm 0.97\text{‰}$ 、 $-32.88\text{‰}\pm 1.33\text{‰}$ 和 $-32.92\text{‰}\pm 1.38\text{‰}$ , 和胡建芳等(2003)在南沙群岛海域 17962 柱状沉积物中报道的非常接近( $-34.0\text{‰}\sim -26.6\text{‰}$ ), 显示了陆源  $\text{C}_3$  高等植物输入特征(Collister et al, 1994; Chikaraishi et al, 2007)。

#### 4.2 末次冰盛期晚期以来陆源输入指示

一般来说, 用长链脂肪醇沉积通量作为陆源输入指标可以去除沉积速率的影响, 从而回避掉长链脂肪醇丰度在沉积过程中受到的稀释作用。然而 Pelejero (2003)研究了从南海西南到东北 4 个不同站位沉积物 220ka BP 以来长时间尺度上陆源生物标志物丰度和沉积通量的分布关系, 发现陆源生物标志物丰度几乎没有受到沉积速率的影响, 从而认为

陆源生物标志物含量可以直接作为陆源输入的指标。同样, 贺娟等(2008)发现在南海北部 MD05-2904 站位沉积物中 260ka BP 以来虽然陆源生物标志物堆积速率特征较含量更为明显, 但是分布趋势是一致的。Site4B 沉积物 30~120cm 层位中由于缺乏详实的年龄数据, 不能用更精确的长链脂肪醇沉积通量来替代陆源输入分布特征, 但是结合前人的结论直接用长链脂肪醇含量作为陆源输入的替代性指标也是可行的。

Site4B 沉积物 30~120cm 层位中长链脂肪醇含量为  $0.36\sim 20.92\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$  从未次冰盛期晚期至全新世呈现不同的分布形式: 从未次冰盛期晚期较高的陆源输入( $102\sim 120\text{cm}$ ,  $2.99\sim 20.92\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )快速过渡到末次冰盛期末至晚更新世末较低的陆源输入( $65\sim 102\text{cm}$ ,  $19.343\sim$ 约  $11.636\text{ka BP}$ ,  $0.36\sim 1.68\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ), 最后在全新世( $30\sim 60\text{cm}$ ,  $10.490\sim$ 约  $7.104\text{ka BP}$ )除了  $50\sim 55\text{cm}$  层位(约  $9.940\text{ka BP}$ ,  $1.18\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ), 其他沉积时期陆源输入普遍较高( $5.39\sim 14.82\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ) (表 1, 图 5)。

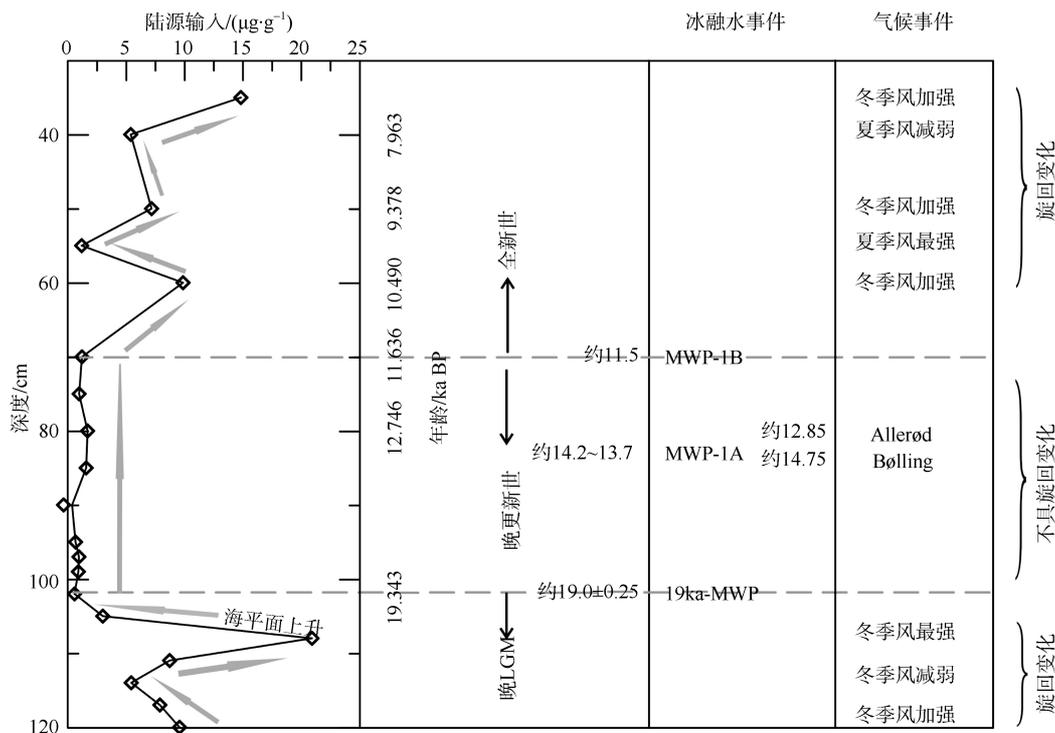


图 5 Site4B 站位末次冰盛期晚期以来陆源输入指示冰融水和气候事件

Fig. 5 Implication of MWP and climate events from the terrigenous input since the late LGM in Site4B

研究表明, 南海沉积物中的陆源输入主要受控于海平面的升降(Pelejero, 2003; 贺娟等, 2008; Kienast et al, 2003)和季风气候驱使的表层洋流运动(Liu et al, 2003; Boulay et al, 2005; Wan et al, 2007),

因此依据 Site4B 站位末次冰盛期晚期以来不同的陆源输入特征, 可以分为 3 个时间段探讨陆源输入对于南海北部气候及海平面变化的指征意义: 末次冰盛期晚期、末次冰盛期末—晚更新世末和全新世。

#### 4.2.1 末次冰盛期晚期最强冬季风记录

Site4B 沉积物在 102~120cm 层位(尤其 105~120cm)末次冰盛期晚期陆源输入普遍较高(图 5), 这是由于此时海平面大幅下降, 陆架出露(Wang, 1999; 图 1), 台湾岛河流入海口向陆架区靠近, 从而增加了对 Site4B 站位陆源有机质输入。同时, 南海在末次冰盛期晚期以强盛的冬季风为主(Wang et al, 1999; Huang et al, 1997), 在冬季风的驱使下表层洋流(Liu et al, 2003; Boulay et al, 2005; Wan et al, 2007)带来大量的台湾岛河流有机质, 此时高陆源输入特征可能反映了在末次冰盛期晚期海平面的大幅下降和/或强盛的冬季风气候驱使的洋流运动作用的结果。

虽然 Site4B 沉积物在 102~120cm 层位陆源输入普遍较高, 但是在末次冰盛期晚期依旧呈现高低旋回变化: 从 117~120cm 较高的陆源输入( $9.57\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )逐渐减少至 111~114cm 层位的  $5.43\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ , 然后缓慢增加至 108~111cm 层位的  $8.72\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ , 接着急剧增大至 105~108cm 层位的  $20.92\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ , 最后急速减小至 102~105cm 层位的  $2.99\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (图 5)。沉积物 105~120cm 层位高低旋回变化的陆源输入特征可能反映了末次冰盛期晚期冬季风加强和减弱的旋回变化, 其中在 105~108cm 层位冬季风作用最强, 而在 111~114cm 层位冬季风作用最弱; 不过相对其他间冰期减弱的冬季风环境, 由于末次冰盛期晚期低海平面的主要影响, 陆源输入仍具有高值特征(例如下文讨论的早全新世约 9.940ka BP 夏季风加强冬季风减弱事件)。沉积物 102~105cm 层位陆源输入相对末次冰盛期晚期其他层位具有明显低值的特征, 而且陆源输入从最高的 105~108cm 层位大幅且快速降至 102~105cm 层位(图 5), 这一现象可能反映了 102~105cm 层位陆源输入主要受到末次冰消期以来持续上升的海平面影响, 大片陆架被淹没导致河口向陆地退移, 台湾岛河流陆源有机质对 Site4B 站位输入距离增加, 并且海平面的大幅上升对 Site4B 沉积物中陆源输入起到重要影响作用(例如下文讨论的 19.343ka BP 时期 19ka-MWP 事件); 而不是受到减弱的冬季风作用影响, 因为 102~105cm 层位陆源输入远远小于同样处于末次冰盛期晚期的减弱的冬季风环境下的 111~114cm 层位的陆源输入(图 5)。

#### 4.2.2 末次冰盛期末-晚更新世末暖气候事件和冰融水事件记录

Site4B 沉积物在这段沉积时期陆源输入普遍较低, 而且在这段时期存在很多全球性的气候事件(H1 冷事件、B/A 暖事件、YD 冷事件)和冰融水事

件(19ka-MWP、MWP-1A、MWP-1B), 对这段沉积时期陆源输入的研究有助于很好地理解南海对于世界气候和海平面变化的区域响应。

研究表明在约  $19.0\pm 0.25\text{ka BP}$  末次冰消期的初始阶段, 由北半球冰盖的边缘退缩(Rinterknecht et al, 2006)引发了大规模的冰融水事件(19 ka-MWP; Clark et al, 2004)导致全球海平面上升(Yokoyama et al, 2000), 大片陆架被淹没导致海岸线后退, 减少了台湾岛河流输入; 但此时仍处于末次冰盛期末, 理论上在加强的冬季风环境下盛行的广东沿岸流(刘志飞, 2010)和南海表层逆时针方向洋流(Sun et al, 1999; Liu et al, 2003)可以增大台湾岛河流有机质输入, 那么实际上 Site4B 沉积物在末次冰盛期末 19.343ka BP 低陆源输入特征可能主要受控于此时大幅上升的海平面。从末次冰盛期晚期 105~108cm 层位最高的陆源输入( $20.92\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )急剧降至末次冰盛期末 99~102cm 层位(19.343ka BP)极低的陆源输入( $0.57\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )的过程反映了自从末次冰消期以来持续上升的海平面对陆源输入的减少起到重要的推动作用, 并且随着末次冰盛期末 19ka-MWP 事件的到来这一作用达到最大(图 5)。

虽然自从末次冰消期以来全球海平面持续上升(Zong, 2004), 但是在 YD 千年尺度降温事件期间没有发生大规模的冰融水事件(Teller et al, 2002), 全球海平面上升很少(Moore, 2005), 不足以引发海岸线快速后退, 从而导致河流输入急速减少; 而且 Site4B 临近的 17940 站位中孢粉记录揭示了此时冷湿的 YD 事件(Sun et al, 1999), 在寒冷潮湿的环境下,  $\text{C}_3$  植物更宜生存(Kristen et al, 2010), 此时应该有大量的台湾岛陆源  $\text{C}_3$  植物输入到 Site4B 站位。然而在 Site4B 站位 12.746ka BP 沉积时期, 陆源输入( $1.68\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )普遍低于末次冰盛期晚期(图 5), 可能反映了两种可能性: 1) 此时是 YD 事件, 但是由于洋流作用, 未能把台湾岛大量河流有机质输入到 Site4B 站位; 2) 此时并不是 YD 事件或表现不明显, 因而不存在类似末次冰盛期晚期具较高陆源输入的冰期特征。研究表明, 在 YD 事件时期东亚冬季风加强(Tian et al, 2010; Huang et al, 2011), 理论上此时在东亚冬季风驱动下盛行的广东沿岸流(刘志飞, 2010)和南海表层逆时针方向洋流(Sun et al, 1999; Liu et al, 2003)都可以将台湾岛西南部河流中大量陆源有机质注入南海北部陆坡 Site4B 沉积物中, 而且此时海平面没有大幅上升而导致河流入海口和陆架区距离延伸(Moore, 2005), 应该显示较高的陆源输入特征。

Pelejero(2003)研究发现陆源输入和古海水温度具有非常好的负相关性,即高/低陆源输入对应了冰期(低)/间冰期(高)海水温度,那么在YD快速降温时期同样应该显示高陆源输入特征。而实际上在12.746ka BP沉积时期较低的陆源输入可能说明了是Bølling-Allerød暖期的延续作用(14.75~12.85ka BP; 杨琰等, 2010),由于气温较高导致冰盖融化速度较快(Cuffey et al, 1997),引发海平面大幅上升,导致陆源输入较低,并且可能暗示了Site4B站位不存在YD事件。汪品先等(1996)最早在南海发现了YD事件,不过Broecker等(1988)根据V35-5岩心沉积速率和有孔虫丰度的变化,否定了YD事件在南海的存在,最近一些研究同样在南海北部未发现YD事件(孙湘君等, 2001; Hayashi et al, 2010)。在MD05-2904站位沉积物中,硅藻资料明显揭示出该事件的发生(黄元辉等, 2007),而 $^{18}\text{O}$ 数据(葛黄敏等, 2010)、长链烯酮不饱和度建立的古温度(贺娟等, 2008)和孢粉记录(常琳等, 2013)都未发现该事件或者表现不明显。这不同站位的不同结果可能是年龄控制点较少而引起内插后的数据存在偏差或者低纬地区特殊的局地气候效应的影响;而同一站位不同结果可能是由于分辨率较低的缘故(孙湘君等, 2001),但也可能由于某些参数在用于恢复古海洋信息存在局限性或者受到其他因素制约,譬如用长链烯酮不饱和度建立古温度就会受到季节性和生物种等因素的影响(Conte et al, 2006)。

孙湘君(1995)首次在南海北部17940岩心孢粉记录中识别了Heinrich事件,随后的对南海北部陆坡沉积物粒度、黏土矿物和有孔虫氧同位素特征等研究都清晰地记录了Heinrich变冷事件(Liu et al, 2003; Wang et al, 1999; 葛黄敏等, 2010),然而Steinke等(2008)在用Mg/Ca重建古温度时发现从18ka BP开始温度连续变暖,没有H1降温事件的响应。根据上文对Site4B站位疑似YD事件时期的12.746ka BP沉积时期低陆源输入的分析,笔者认为在末次冰盛期末—晚更新世末普遍较低的陆源输入特征同样可以排除H1冷事件(16.5 ka BP; Broecker, 1994)在Site4B站位的存在,不过很好地响应了MWP-1A事件(约14.2~13.7 ka BP; Bard et al, 1990),此时海平面大幅上升导致陆源输入较低。同样, Kienast等(2003)在南海北部17940站位沉积物中发现在约14.7 ka BP时陆源输入急剧下降,认为这是由于海平面在这一时期升高、海岸线后退导致到达陆坡的河流物质减少的缘故;同时海水表层温度存在振幅较大的突然升高,预示着进入Bølling暖期,

因而认为此时低陆源输入和高海水表层温度可以作为MWP-1A事件与Bølling暖期同步开始的一个间接证据。

在从晚更新世过渡到早全新世时期发生MWP-1B事件(约11.5ka BP; Bard et al, 1990),海平面大幅且快速上升,导致台湾岛河流入海口到南海北部陆坡区距离延长,陆源输入不易到达;而且MWP-1B事件可能和格陵兰冰芯记录(11.35ka BP; Johnsen et al, 2001; Lowe et al, 2008)、南海北部MD05-2904站位中 $^{18}\text{O}$ 记录(葛黄敏等, 2010)和硅藻研究(黄元辉等, 2007; 黄元辉, 2008)以及南海北部17940站位硅藻比值(沙龙滨等, 2008)发现的同期小幅降温事件有关(Dykoski et al, 2005; Fleitmann et al, 2007)。这些在岩心沉积物中记录的小幅度降温事件和黄恩清等(2008)报道的一致,即大的冰融水事件未必会造成大幅降温事件,这也可能说明了Site4B站位在约11.636ka BP时期尽管MWP-1B事件引发大量冰融水注入,但没有造成大幅度降温事件,显示冬季风没有明显加强,表层洋流搬运作用较弱,此时低陆源输入特征虽然和末次冰盛期末一样主要受控于海平面的提升,但是此时较弱的冬季风环境驱使的洋流搬运作用同样制约了陆源物质输入到Site4B站位。

#### 4.2.3 早全新世百年尺度冰期/间冰期旋回指示

Site4B沉积物在全新世除了约9.940ka BP陆源输入较低,其他时期陆源输入普遍较高,并且呈高低旋回波动。Site4B沉积物浅表层全新世沉积时期陆源输入(约7.104ka BP,  $14.82\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )和Strong等(2012, 2013)在珠江口沉积物6.5ka BP以来报道的( $0.1\sim 59\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )非常接近以及远远大于Hu等(2009)报道的事实表明了至少在全新世约6.5ka以来珠江口河流有机质对南海北部沉积物中陆源输入贡献较低,从分子地球化学角度也佐证了台湾岛河流有机质的主要来源。

从晚更新世末过渡到早全新世时陆源输入突然大幅增加(10.490ka BP,  $9.87\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ),然后急剧减小(约9.94ka BP,  $1.18\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )(图5),反映了Site4B站位在早全新世10.490ka BP第一次突然降温、冬季风加强事件(Pelejero, 2003)。国内外很多研究曾报道过在末次冰消期末向全新世气候转暖过程中在早全新世存在一次或多次降温事件,例如,格陵兰冰芯记录(10.85ka BP; Johnsen et al, 2001; Lowe et al, 2008)、阿曼石笋记录(10.2ka BP; Fleitmann et al, 2007)、董哥洞D4石笋记录(约10.91 ka BP; 覃嘉铭

等, 2004)、贵州衙门洞 Y1 石笋记录(约 10.21ka BP; 杨琰 等, 2010)等。这些不同纬度地区不一致的早全新世降温时间可能反映了低纬度地区对全球气候的滞后响应或者存在区域性特殊气候变化机制, 但也不能排除利用不同纪年法重建的年龄框架存在差异。其实就在南海北部神狐海域, 不同站位资料揭示的早全新世降温时间也存在差异, 例如 MD05-2904 站位就比临近的 17940 站位滞后了约千年(Sun et al, 1999; 常琳 等, 2013); 甚至在同一 MD05-2904 站位中利用不同的研究手段也会得出不同的结果, 例如孢粉记录显示比硅藻记录提前数百年进入降温时期(黄元辉 等, 2007; 黄元辉, 2008; 常琳 等, 2013)。这不同的结果可能是由于年龄控制点较少而引起插值数据存在偏差, 但也可能由于某些手段存在局限性或者受到环境因素制约。

Site4B 沉积物在约 9.940ka BP 时急剧变小的陆源输入( $1.18\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )反映了早全新世间冰期一次夏季风最强事件, 在强盛的夏季风作用下台湾岛河流有机质难以输入到 Site4B 站位。Site4B 站位早全新世夏季风最强事件已经在南海北部得到广泛证实, 例如 Wang 等(1999)通过南海北部 17940 站位 $\delta^{18}\text{O}$ 记录发现在早全新世约 10ka BP 存在最强夏季风事件; Jian 等(1999)同样在 17940 站位早全新世约 10ka BP 发现由于夏季风加强导致生产力增加; 杨文光等(2008)通过分析 MD05-2905 站位黏土矿物的组成发现在早全新世约 11.2~8.5ka BP 存在一次夏季风极强事件。Site4B 沉积物从约 9.940ka BP 极低的陆源输入到约 9.378ka BP 较高的陆源输入( $7.17\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )可能反映了 Site4B 站位早全新世第二次冬季风加强事件, 这次冬季风加强事件同样在古里雅冰芯(9.4ka BP; 王宁练 等, 2002)、格陵兰冰芯(9.26ka BP; Johnsen et al, 2001; Lowe et al, 2008)、阿曼石笋(9.2ka BP; Fleitmann et al, 2007)、贵州衙门洞 Y1 石笋(9.29ka BP; 杨琰 等, 2010)等记录中得到证实。南海北部 Site4B 站位早全新世两次降温事件(10.490ka BP 和约 9.378ka BP)相比印度阿曼石笋记录, 两次降温时间均提前 200~300ka 左右, 那么 Fleitmann 等(2007)和 Dykoski 等(2005)认为的由于冰盖融水进入北大西洋从而引发区域性早全新世降温事件可能不具明确的区域对比性, 而是受到低纬地区局地环境的作用所致。

Site4B 沉积物从约 9.378ka BP( $7.17\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )到约 7.963ka BP( $5.39\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )陆源输入呈减少趋势, 但是降低幅度远远不如在约 9.940ka BP( $1.18\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )夏季

风最强时期。南海北部 ODP1144 站位孢粉记录显示在末次冰消期氧同位素 1 期(MIS1)期间夏季风在间冰期加强(Sun et al, 2003), 但是自从 8ka BP 以来, 夏季风逐渐减弱(Wang et al, 2009)。Site4B 沉积物全新世约 7.963ka BP 相较于约 9.378ka BP 冬季风加强时期偏低的陆源输入以及相较于约 9.940ka BP 早全新世最强夏季风时期远远偏高的陆源输入(图 5)可能反映的是, 虽然 Site4B 沉积物约 7.963ka BP 处于 MIS1 间冰期, 夏季风有所加强, 但是随着 8ka BP 往后夏季风作用逐渐减弱, 远远不如约 9.940ka BP 早全新世时期, 因此仍然显示了较高的陆源输入特征, 不过低于冬季风加强时期。

Site4B 浅表层 30~35cm 层位(约 7.104ka BP,  $14.82\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )相对约 9.378ka BP 沉积时期偏高的陆源输入反映了全新世又一次极强的冬季风事件, 甚至接近于末次冰盛期晚期最强的一次冬季风时期( $20.92\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ), 这也和 ODP1144 记录的全新世 8ka BP 往后夏季风逐渐减弱, 而 MD05-2896 和 ODP1145 记录的在 8.5ka BP 往后冬季风作用明显增强, 达到末次冰期的强度(Tian et al, 2010; Huang et al, 2011)相吻合。全新世自从 8.5ka BP 以后气温下降冬季风加强事件已经在南海北部晚全新世沉积物中得到记录, 例如翦知潜等(1996)在全新世 4~2ka BP 时期发现一次气候变冷事件; 房殿勇等(1998)在 17962 岩心沉积物中发现普林虫丰度和表层古海水温度在全新世出现大幅下降, 认为与全新世 4~2ka BP 变冷事件有关; Wang 等(1999)也发现南海北部在 5.2~3.4ka BP 和 2.0~1.0ka BP 时存在两次气候变冷事件。

Site4B 沉积物从早全新世 10.490ka BP 至约 7.104ka BP 千年尺度时间内陆源输入 3 次高低旋回变化的分布特征很好地指示了早全新世百年尺度内冰期气温降低冬季风加强、间冰期气温升高夏季风加强旋回事件, 并且很好地响应了南海沉积物记录的全新世百年尺度的气候变化事件。对 Site4B 站位全新世陆源输入的研究不仅可以完善南海北部全新世气候的演变历史, 同时也对研究低纬地区对全球气候变化的响应以及局地气候变化机制提供了新资料, 为未来气候变化研究提供参考。

## 5 结论

1) Site4B 站位在末次冰盛期晚期陆源输入普遍较高, 和此时低海平面以及强盛的冬季风驱使的洋流作用有关。高低旋回变化的陆源输入反映了末次冰盛期晚期加强/减弱的冬季风旋回变化, 在此期间

记录到一次冬季风最强事件。在末次冰盛期末陆源输入急剧变小和 19ka-MWP 事件有关, 此时大量冰融水快速注入导致海平面大幅且快速提升。

2) Site4B 站位自从末次冰消期以来低陆源输入与 MWP-1A、MWP-1B 事件以及 B/A 暖事件有关, 主要受控于海平面大幅上升。在此期间, 陆源输入不具冰期/间冰期旋回变化, 而且没有记录到 H1 和 YD 冷事件。

3) Site4B 站位在全新世时期高陆源输入和增强的冬季风有关, 呈高低旋回变化, 反映了加强/减弱的冬季风/夏季风旋回变化, 沉积物在约 9.940ka BP 记录到一次夏季风最强事件。

4) Site4B 站位末次冰盛期晚期以来陆源输入和全球记录的冰期/间冰期旋回气候变化不具明确的区域对比性, 可能反映了区域性特殊的气候变化机制。

## 参考文献

- 常琳, 罗运利, 孙湘君. 2013. 南海北部 MD05-2904 站位 2 万年以来孢粉记录的古环境演变[J]. 科学通报, 58(30): 3079-3087.
- 房殿勇, 翦知潜, 汪品先. 1998. 南沙海区南部近 30ka 来的古生产力记录[J]. 科学通报, 43(18): 2005-2008.
- 葛黄敏, 李前裕, 成鑫荣, 等. 2010. 南海北部晚第四纪高分辨率浮游氧同位素地层学及其古气候信息[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 3(4): 515-525.
- 龚月华, 杨胜雄, 王宏斌, 等. 2009. 南海北部神狐海域天然气水合物成藏特征[J]. 现代地质, 23(2): 210-216.
- 贺娟, 赵美训, 李丽, 等. 2008. 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[J]. 科学通报, 53(11): 1324-1331.
- 胡建芳, 彭平安, 房殿勇, 等. 2001. 南海沉积物中 C<sub>30</sub>-C<sub>32</sub> 烷基二醇的检出及可能的古环境信息[J]. 地球化学, 30(6): 569-578.
- 胡建芳, 彭平安, 贾国东, 等. 2003. 三万年来南沙海区古环境重建: 生物标志物定量与单体碳同位素研究[J]. 沉积学报, 21(2): 211-218.
- 黄恩清, 田军. 2008. 末次冰消期冰融水事件与气候突变[J]. 科学通报, 53(12): 1437-1447.
- 黄杰, 李安春, 万世明, 等. 2013. 末次盛冰期末期以来南海北部陆坡的陆源物质输入及其控制因素[J]. 海洋与湖沼, 44(4): 882-889.
- 黄元辉, 黄玥, 蒋辉. 2007. 南海北部 15ka BP 以来表层海水温度变化: 来自海洋硅藻的记录[J]. 海洋地质与第四纪地质, 27(5): 65-74.
- 黄元辉. 2008. 末次冰消期以来南海北部表层海水盐度变化[J]. 微体古生物学报, 25(2): 125-131.
- 翦知潜, 汪品先, 李保华, 等. 1996. 西太平洋晚全新世变冷事件[J]. 中国科学: D 辑, 26(5): 461-466.
- 翦知潜, 王博士, 乔培军. 2008. 南海南部晚第四纪表层海水温度的变化及其与极地冰芯古气候记录的比较[J]. 第四纪研究, 28(3): 391-398.
- 李学杰, 刘坚, 陈芳, 等. 2008. 南海北部晚更新世以来的碳酸盐旋回[J]. 第四纪研究, 28(3): 431-436.
- 刘志飞, COLIN C, 黄维, 等. 2007. 珠江流域盆地表层沉积物的黏土矿物及其对南海沉积物的贡献. 科学通报, 52(4): 448-456.
- 刘志飞. 2010. 南海沉积物中的黏土矿物: 指示东亚季风演化历史[J]. 沉积学报, 28(5): 1012-1019.
- 沙龙滨, 黄玥, 王蕾. 2008. 南海 17940 孔晚更新世末期以来菱形海线藻及其变种的古环境研究[J]. 气象与环境学报, 24(5): 6-10.
- 苏新, 陈芳, 于兴河, 等. 2005. 南海陆坡中新世以来沉积物特性与气体水合物分布初探[J]. 现代地质, 19(1): 1-13.
- 孙湘君. 1995. 南海深海花粉记录的环境演变[M]//汪品先, 赵泉鸿, 成鑫荣. 十五万年来的南海. 上海: 同济大学出版社: 65-73.
- 孙湘君, 罗运利. 2001. 南海北部 280ka 以来深海花粉记录[J]. 中国科学: D 辑, 31(10): 846-853.
- 覃嘉铭, 袁道先, 程海, 等. 2004. 新仙女木及全新世早中期气候突变事件: 贵州茂兰石笋氧同位素记录术[J]. 中国科学: D 辑, 34(1): 69-74.
- 汪品先, 李保华. 1996. 西太平洋边缘海的“新仙女木”事件[J]. 中国科学: D 辑, 26(5): 452-460.
- 王宁练, 姚檀栋, THOMPSON L G, 等. 2002. 全新世早期强降温事件的古里雅冰芯记录证据[J]. 科学通报, 47(11): 818-823.
- 吴庐山, 杨胜雄, 梁金强, 等. 2013. 南海北部神狐海域沉积物中孔隙水硫酸盐梯度变化特征及其对天然气水合物的指示意义[J]. 中国科学: 地球科学, 43(3): 339-350.
- 杨文光, 郑洪波, 谢昕, 等. 2008. 南海北部陆坡沉积记录的全新世早期夏季风极强事件[J]. 第四纪研究, 28(3): 425-430.
- 杨琰, 袁道先, 程海, 等. 2010. 末次冰消期亚洲季风突变事件的精确定年: 以贵州衙门洞石笋为例[J]. 中国科学: D 辑, 40(2): 199-210.
- 张俊, 孟宪伟, 王湘芹. 2013. 晚第四纪南海北部陆坡沉积物常量元素比值对气候变冷事件的指示意义[J]. 海洋学报, 35(4): 106-111.
- 赵泉鸿, 汪品先. 1999. 南海第四纪古海洋学研究进展[J]. 第四纪研究, 6(3): 481-501.

- BARD E, HAMELIN B, FAIRBANKS R G. 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: Sea level during the past 130, 000 years[J]. *Nature*, 346(6283): 456–458.
- BOND G, HEINRICH H, BROECKER W, et al. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period[J]. *Nature*, 360: 245–249.
- BOULAY S, COLIN C, TRENTESAUX A, et al. 2005. Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 ky. Mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediments[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228(3): 260–277.
- BROECKER W S, ANDREE M, KLAS M, et al. 1988. New evidence from the South China Sea for an abrupt termination of the last glacial period[J]. *Nature*, 333: 156–158
- BROECKER W S. 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change[J]. *Nature*, 372: 421–424.
- CHEN MINTE, WANG CHUNGHUO, HUANG CHIYUE, et al. 1999. A late Quaternary planktonic foraminifer faunal record of rapid climatic changes from the South China Sea[J]. *Marine Geology*, 156(1): 85–108.
- CHIKARAISHI Y, NARAOKA H. 2007.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta\text{D}$  relationships among three *n*-alkyl compound classes (*n*-alkanoic acid, *n*-alkane and *n*-alcohol) of terrestrial higher plants[J]. *Organic Geochemistry*, 38(2): 198–215.
- CLARK P U, MCCABE A M, MIX A C, et al. 2004. Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications[J]. *Science*, 304(5674): 1141–1144.
- CLARK P U, DYKE A S, SHAKUN J D, et al. 2009. The last glacial maximum[J]. *Science*, 325(5941): 710–714.
- COLLISTER J W, RIELEY G, STERN B, et al. 1994. Compound-specific  $\delta^{13}\text{C}$  analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolisms[J]. *Organic Geochemistry*, 21(6): 619–627.
- CONTE M H, SICRE M A, RÜHLEMANN C, et al. 2006. Global temperature calibration of the alkenone unsaturation index ( $U_{37}^{K'}$ ) in surface waters and comparison with surface sediments[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(2): 1–22.
- CUFFEY K M, CLOW G D. 1997. Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition[J]. *Journal of Geophysical Research*, 102: 26383–26396.
- DYKOSKI C A, EDWARDS R L, CHENG H, et al. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1): 71–86.
- EGLINTON G, HAMILTON R J. 1967. Leaf epicuticular waxes[J]. *Science*, 156(3780): 1322–1335.
- FLEITMANN D, BURNS S J, MANGINI A, et al. 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra)[J]. *Quaternary Science Reviews*, 26(1): 170–188.
- FREEMAN K H, COLARUSSO L A. 2001. Molecular and isotopic records of C-4 grassland expansion in the late Miocene[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(9): 1439–1454.
- GOGOU A, STEPHANOUE G. 2004. Marine organic geochemistry of the Eastern Mediterranean: 2. Polar biomarkers in Cretan Sea surficial sediments[J]. *Marine Chemistry*, 85: 1–25.
- HAYASHI R, TAKAHARA H, HAYASHIDA A, et al. 2010. Millennial-scale vegetation changes during the last 40,000 yr based on a pollen record from Lake Biwa, Japan[J]. *Quaternary Research*, 74(1): 91–99.
- HE JUAN, ZHAO MEIXUN, LI LI, et al. 2008. Biomarker evidence of relatively stable community structure in the northern South China Sea during the Last Glacial and Holocene[J]. *Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences*, 19(4): 377–387
- HEINRICH H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years[J]. *Quaternary research*, 29(2): 142–152.
- HELLERMAN S, ROSENSTEIN M. 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 13(7): 1093–1104.
- HU JIANFANG, PENG PINGAN, CHIVAS A R. 2009. Molecular biomarker evidence of origins and transport of organic matter in sediments of the Pearl River estuary and adjacent South China Sea[J]. *Applied Geochemistry*, 24(9): 1666–1676.
- HUANG CHIYUE, LIEW P M, ZHAO MEIXUN, et al. 1997. Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1): 59–72.
- HUANG ENQING, TIAN JUN, STEINKE S. 2011. Millennial-scale dynamics of the winter cold tongue in the southern South China Sea over the past 26ka and the East Asian winter monsoon[J]. *Quaternary Research*, 75(1): 196–204.
- JIAN Z, WANG L, KIENAST M, et al. 1999. Benthic foraminiferal paleoceanography of the South China Sea over the last 40,000 years[J]. *Marine Geology*, 156(1): 159–186.
- JIAN ZHIMIN, HUANG BAOQI, KUHN W, et al. 2001. Late Quaternary upwelling intensity and East Asian monsoon forcing in the South China Sea[J]. *Quaternary Research*,

- 55(3): 363–370.
- JOHNSEN S J, DAHL-JENSEN D, GUNDESTRUP N, et al. 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP[J]. *Journal of Quaternary Science*, 16(4): 299–307.
- KIENAST M, HANEBUTH T J J, PELEJERO C, et al. 2003. Synchronicity of meltwater pulse 1a and the Bølling warming: New evidence from the South China Sea[J]. *Geology*, 31(1): 67–70.
- KRISTEN I, WILKES H, VIETH A, et al. 2010. Biomarker and stable carbon isotope analyses of sedimentary organic matter from Lake Tswaing: Evidence for deglacial wetness and early Holocene drought from South Africa[J]. *Journal of Paleolimnology*, 44(1): 143–160.
- LIU J, XIANG R, CHEN M, et al. 2011. Influence of the Kuroshio current intrusion on depositional environment in the Northern South China Sea: Evidence from surface sediment records[J]. *Marine Geology*, 285(1): 59–68.
- LIU J, XIANG R, CHEN Z, et al. 2013. Sources, transport and deposition of surface sediments from the South China Sea[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 71(1): 92–102.
- LIU ZHIFEI, TRENTESAUX A, CLEMENS S C, et al. 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: Implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years[J]. *Marine Geology*, 201(1): 133–146.
- LIU ZHIFEI, COLIN C, LI XIAJING, et al. 2010. Clay mineral distribution in surface sediments of the northeastern South China Sea and surrounding fluvial drainage basins: Source and transport[J]. *Marine Geology*, 277(1): 48–60.
- LOWE J J, RASMUSSEN S O, BJÖRCK S, et al. 2008. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: A revised protocol recommended by the INTIMATE group[J]. *Quaternary Science Reviews*, 27(1): 6–17.
- LU XIAOXIA, ZHAI SHIKUI, NIU LIFENG. 2006. Sources and preservation of organic matter in recent sediment from the Changjiang (Yangtze River) Estuary, China[J]. *Scientia Marina*, 70(1): 47–58.
- MCCAFFREY M A, FARRINGTON J W, REPETA D J. 1991. The organic geochemistry of Peru margin surface sediments: Paleoenvironmental implications of hydrocarbon and alcohol profiles[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(2): 483–498.
- MEYERS P A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes[J]. *Organic Geochemistry*, 34: 261–289.
- MOORE T C. 2005. The Younger Dryas: From whence the fresh water?[J]. *Paleoceanography*, 20(4): PA4021. doi:10.1029/2005PA001170.
- PALOMO L, CANUEL E A. 2010. Sources of fatty acids in sediments of the York River Estuary: Relationships with physical and biological processes[J]. *Estuaries and Coasts*, 33(3): 585–599.
- PAYTAN A, GRIFFITH E M. 2007. Marine barite: Recorder of variations in ocean export productivity[J]. *Deep Sea Research Part 1: Topical Studies in Oceanography*, 54(5): 687–705.
- PELEJERO C. 2003. Terrigenous *n*-alkane input in the South China Sea: high-resolution records and surface sediments[J]. *Chemical Geology*, 200(1): 89–103.
- PETEET D. 1995. Global younger dryas?[J]. *Quaternary International*, 28: 93–104.
- RINTERKNECHT V R, CLARK P U, RAISBECK G M, et al. 2006. The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet[J]. *Science*, 311(5766): 1449–1452.
- SARNTHEIN M, PFLANNLANN U, WANG P X, et al. 1994. Preliminary report on Sonne-95 cruise “Monitor Monsoon” to the South China Sea[M]. Kiel: University of Kiel: 1–205.
- SIMONEIT B R T. 1978. The organic chemistry of marine sediments[M]//RILEY J P, CHESTER R. *Chemical oceanography*. New York: Academic Press: 233–311.
- STEINKE S, YU P S, KUCERA M, et al. 2008. No-analog planktonic foraminiferal faunas in the glacial southern South China Sea: Implications for the magnitude of glacial cooling in the western Pacific warm pool[J]. *Marine Micropaleontology*, 66(2): 71–90.
- STRONG D J, FLECKER R, VALDES P J, et al. 2012. Organic matter distribution in the modern sediments of the Pearl River Estuary[J]. *Organic Geochemistry*, 49: 68–82.
- STRONG D, FLECKER R, VALDES P J, et al. 2013. A new regional, mid-Holocene palaeoprecipitation signal of the Asian Summer Monsoon[J]. *Quaternary Science Reviews*, 78: 65–76.
- SUN XIANGJUN, LI XUN, BEUG H J. 1999. Pollen distribution in hemipelagic surface sediments of the South China Sea and its relation to modern vegetation distribution[J]. *Marine Geology*, 156(1): 211–226.
- SUN XIANGJUN, LUO YUNLI, HUANG FEI, et al. 2003. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon[J]. *Marine Geology*, 201(1): 97–118.
- TAMBURINI F, ADATTE T, FÖLLMI K, et al. 2003. Investigating the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial-interglacial period (0–140 000 years): Mineralogy and

- geochemistry of ODP Sites 1143 and 1144, South China Sea[J]. *Marine Geology*, 201(1): 147–168.
- TELLER J T, LEVERINGTON D W, MANN J D. 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation[J]. *Quaternary Science Reviews*, 21(8): 879–887.
- TIAN JUN, HUANG ENQING, PAK D K. 2010. East Asian winter monsoon variability over the last glacial cycle: Insights from a latitudinal sea-surface temperature gradient across the South China Sea[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292(1): 319–324.
- VENKATESAN M I, KAPLAN J R. 1987. The lipid geochemistry of Antarctic marine sediments: Bransfield Strait[J]. *Marine chemistry*, 21: 347–375.
- WAN SHIMING, LI ANCHUN, CLIFT P D, et al. 2007. Development of the East Asian monsoon: mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2007, 254(3/4), 561–582.
- WAN SHIMING, LI ANCHUN, CLIFT P D, et al. 2010. Increased contribution of terrigenous supply from Taiwan to the northern South China Sea since 3Ma[J]. *Marine Geology*, 278(1): 115–121.
- WANG LUEJIANG, SARNTHEIN M, ERLLENKEUSER H, et al. 1999. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea[J]. *Marine Geology*, 156(1): 245–284.
- WANG PINXIANG, WANG LUEJIANG, BIAN YUNHUA, et al. 1995. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Surface circulation and carbonate cycles[J]. *Marine Geology*, 127(1): 145–165.
- WANG PINXIANG. 1999. Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: Paleoceanographic and sedimentological features[J]. *Marine Geology*, 156(1): 5–39.
- WANG P X. 2009. Global monsoon in a geological perspective[J]. *Chinese Science Bulletin*, 54(7): 1113–1136.
- WEHAUSEN R, BRUMSACK H J. 2002. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3): 621–636.
- YOKOYAMA Y, LAMBECK K, DE DECKKER P, et al. 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima[J]. *Nature*, 406(6797): 713–716.
- ZONG YONGQIANG. 2004. Mid-Holocene sea-level highstand along the Southeast Coast of China[J]. *Quaternary International*, 117(1): 55–67.