

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2012.05073

南海北部ZHS-176孔古海洋学记录： 氧同位素和有机碳

葛倩¹, 孟宪伟², 初凤友¹, 薛佐³, 雷吉江¹¹ 国家海洋局海底科学重点实验室, 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;² 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;

3 Department of Marine, Earth and Atmospheric Sciences, North Carolina State University, Raleigh, NC 27695, USA

摘要:对南海北部陆坡ZHS-176孔进行浮游有孔虫氧同位素和有机碳的研究,重建了末次冰期以来的古气候演化历史。ZHS-176孔浮游有孔虫氧同位素分析揭示了末次冰期期间的气候波动,如末次盛冰期、Heinrich事件1、Bølling-Allerød暖期与新仙女木事件在南海北部陆坡均有响应。同时,在全新世阶段存在3个强降水期和3个弱降水期。ZHS-176孔有机碳以生物成因为主,随着夏季风的增强,陆源物质含量增加,但在3 kaBP以后由于华南地区夏季风减弱而导致陆源输入减少。

关键词:全新世; 氧同位素; 有机碳; 南海; 末次冰期

中图分类号:P736.2

文献标识码:A

文章编号:0256-1492(2012)05-0073-08

南海是西太平洋最西端的一个边缘海,呈北东—南西向的菱形,总面积约为 $3.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[1]。南海北部和西部毗邻亚洲大陆,东部通过几个海峡与东海、太平洋、苏禄海和苏拉威西海贯通,南部通过巽他陆架与印度洋的次表层水和表层水交换。南海具有独特的地理位置,高的边缘海沉积速率和碳酸盐保存条件,是古海洋学研究的理想区域^[1]。而南海北部陆坡靠近中国大陆和台湾,有大量来自珠江和台湾高山河流的物质通过河流和洋流等被带到这里^[2]。从20世纪80年代开始,中外科学家在南海北部已开展了许多古气候和古环境方面的工作^[3-5]。末次冰期,尤其是末次盛冰期以来经历了从末次冰期向全新世的转变过程,气候波动频繁,其沉积记录所反映的古气候信息受到越来越多学者的关注。本文对南海北部陆坡ZHS-176孔的浮游有孔虫氧同位素和有机碳进行分析,以期能重建这一重要阶段的古气候历史。

1 材料和方法

ZHS-176孔全长787 cm,于2005年由“海洋四

号”科考船通过重力活塞取样在水深1 383 m的南海北部陆坡(20°00.07'N, 115°33.35'E, 如图1)获得,在实验室对其进行浮游有孔虫氧同位素和有机碳分析。约4 cm间距取样进行氧同位素测试,总共分析201个样品。从每个样品中挑出浮游有孔虫*Globigerinoides ruber*,加入无水酒精,通过超声波清洗器反复清洗。然后将样品置于60 °C的烘箱中烘烤5 h,放入自动碳酸盐制备装置的Kiel III型样品瓶中,在70 °C温度下经原磷酸溶解后放出CO₂,将收集的CO₂气体转移到稳定同位素比质谱仪(Finnigan MAT 252)上分析其氧同位素比值($\delta^{18}\text{O}$),测试结果经过NSB 19标准校正转化为PDB标准,测试标准偏差为±0.07‰。这项测试在同济大学海洋地质

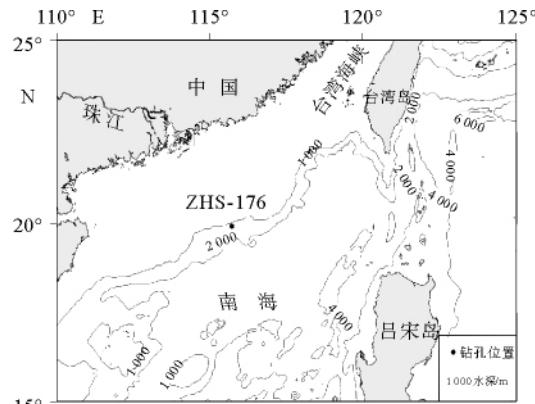


图1 南海北部ZHS-176孔位置

Fig. 1 Location of core ZHS-176

基金项目:国家自然科学基金青年基金项目(41106045);国家海洋局第二海洋研究所基本科研业务费专项(JT1102)

作者简介:葛倩(1983—),男,助理研究员,主要从事古海洋学方面的研究,E-mail:gq980447@hotmail.com

收稿日期:2012-06-13;改回日期:2012-07-16. 文凤英编辑

国家重点实验室完成。有机碳分析也是4 cm 间距取样,称取3~4 g 湿样用冷冻干燥机干燥,玛瑙研钵研磨至100目,取约0.5 g 干样放入10 mL 试管中,加入过量1 mol/L 盐酸,多次搅拌去除碳酸钙,反应24 h,用蒸馏水反复清洗至中性。再用冷冻干燥机将反应后的样品干燥,称取大约2 mg 样品,以连续流方式运用Delta^{Plus} XP 质谱仪和元素分析仪得到有机碳同位素的比值。有机碳的分析在北京农业大学测试完成。

同时,从ZHS-176孔的5个样品中挑选浮游有孔虫单种作AMS¹⁴C测年。每个样品中挑出G. ruber 洁净个体重15 mg 左右,在美国伍兹霍尔海洋研究所NOSAMS实验室进行测试分析。测年结果见表1。考虑到海洋与大气碳储库之间的差异,对所测的¹⁴C 年龄减去(140±45) a 的海洋与大气的储库效应^[6],通过CALIB 6.0.1 程序^[7]得到校正后的日历年齡(表1)。

2 结果

对ZHS-176孔中提取的G. ruber 进行分析得到的氧同位素记录反映了从深海氧同位素2期(MIS 2)到全新世的气候变化过程(图2)。ZHS-176孔 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围是-0.5‰~ -3.0‰,平均为-1.7‰,从冰期向间冰期转变的最大变化幅度为2.5‰,这与邻近的SONNE 17940孔得到的变化幅度相当(2.0‰)^[6]。笔者将AMS¹⁴C测年结果(表1)与ZHS-176孔和SONNE 17940孔的 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的对应关系相对比(图2),得到了ZHS-176孔的年齡模式。通过对 $\delta^{18}\text{O}$ 发现,这两孔在末次冰期—全新世气候演化的总体框架上具有较好的一致性。除了这个总体框架一致之外,在局部细节上也有很好的对应关系,例如,在两孔中均发现了末次盛冰期、Heinrich事件1、Bølling-Allerød暖期和新仙女木冷期的记录,而这些与先前得到的格陵兰冰心

GISP 2的记录有着很好的对应^[8]。从末次冰期向全新世转换的阶段发生在新仙女木冷期之后(ZHS-176孔的345 cm 处),为11.5 cal. kaBP。ZHS-176孔345 cm 以上的部分代表全新世, $\delta^{18}\text{O}$ 平均为-2.3‰,345 cm 以下为末次冰期, $\delta^{18}\text{O}$ 平均为-1.1‰。在末次冰期和全新世期间,均存在变化幅度为0.7‰~ 1.0‰的短期、高频的氧同位素变化(图2)。其中,末次盛冰期时 $\delta^{18}\text{O}$ 相对较高,平均为-0.9‰,而末次盛冰期的结束是以 $\delta^{18}\text{O}$ 的大幅度减小为标志。Bølling-Allerød暖期相对于Heinrich事件1来说 $\delta^{18}\text{O}$ 减小了约1.5‰。465~397 cm 为Bølling-Allerød暖期, $\delta^{18}\text{O}$ 平均为-1.7‰。397~345 cm 为末次冰期中的新仙女木期,此时 $\delta^{18}\text{O}$ 增加了0.6‰。在全新世期间, $\delta^{18}\text{O}$ 同样存在0.5‰~ 1.0‰的变化。ZHS-176孔在全新世的平均沉积速率为30 cm/ka,而在MIS 2则为42 cm/ka,该孔的底部年齡约为22 cal. kaBP。

ZHS-176孔总有机碳含量(TOC)总体变化为末次冰期高,全新世低(图3)。末次冰期期间TOC平均为1.71%,全新世时平均为1.31%,在大约457 cm 处出现一个峰值,达到了2%以上,变化幅度达到0.4%左右。而 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 也表现出末次冰期高、全新世低的特征(图3)。末次冰期 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均值为-20.70‰,全新世时平均值为-21.70‰,在93 cm 处出现一个极低值,为-22.90‰。

3 讨论

3.1 氧同位素记录

通过将ZHS-176孔氧同位素曲线与SONNE 17940孔^[6]和GISP 2^[8]的高分辨率氧同位素曲线对比(图2),发现在末次冰期期间,末次盛冰期、Heinrich事件1、Bølling-Allerød暖期和新仙女木期等事件在ZHS-176孔中都有响应。在21.9~19.7 kaBP

表1 ZHS-176孔AMS¹⁴C测年数据
Table 1 AMS¹⁴C ages measured for core ZHS-176

样品号	实验室编号	样品层位/cm	有孔虫种	AMS ¹⁴ C 年齡/aBP	误差/a	日历年齡/cal. aBP
1	OS-74376	91~95	G. ruber	3 270	45	2 890
2	OS-74377	191~195	G. ruber	7 290	40	7 580
3	OS-74378	263~265	G. ruber	8 910	50	9 380
4	OS-74379	363~367	G. ruber	10 850	50	12 010
5	OS-74380	503~507	G. ruber	13 500	55	15 580

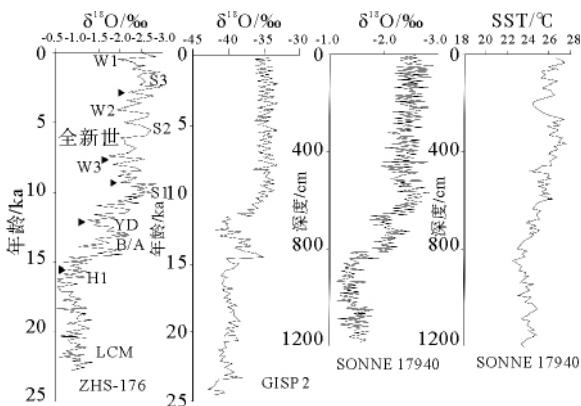


图2 ZHS-176孔、GISP 2^[8]、
SONNE 17940孔氧同位素和SST^[6]

三角形代表AMS ¹⁴C测年数据层位,LGM为末次盛冰期,H1为Heinrich事件1,B/A为Bölling-Allerød暖期,YD为新仙女木冷期,S1—S3为强降水期,W1—W3为弱降水期

Fig. 2 $\delta^{18}\text{O}$ records of cores ZHS-176, GISP 2^[8], SONNE 17940^[6], and SST record of SONNE 17940^[6]

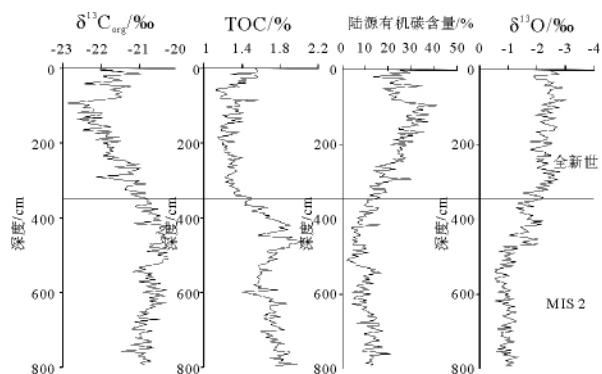


图3 南海北部ZHS-176孔TOC、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和
陆源有机碳含量与浮游有孔虫氧同位素的对比

Fig. 3 The correlation among TOC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, content of the terrigenous organic carbon and planktonic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ of the sediments at ZHS-176

存在 $\delta^{18}\text{O}$ 增大的阶段,指示的是末次盛冰期,随后紧接着在19.2~17.8 kaBP有一个升温的阶段(图2)。在末次盛冰期时,北半球中高纬的大陆冰川覆盖面积达到最大值,比目前的冰川覆盖面积多 $52.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[9],当时的气温明显低于现在的气温。而发生在19.2 kaBP的升温阶段与全球冰川变化同步,在南极洲是末次冰消期的开始^[10]。正如图2中所示,17.2~15.8 kaBP时高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(最大达到0.5‰)代表寒冷的Heinrich事件1,然后在14.6 kaBP时 $\delta^{18}\text{O}$ 开始降低。ZHS-176孔中发现的Heinrich事件1与在南海和冲绳海槽发现的P. obliquiloculata(一种暖水的底栖有孔虫)低值对应^[4, 11-12]。Steinke等^[13]通过对来自热带南海的沉

积物中G. ruber进行Mg/Ca表层海水温度分析,发现在17.0~15.0 kaBP存在Heinrich事件1。这次冷事件在东亚地区的黄土、石笋以及海洋沉积物中都有记录^[6, 14-15]。14.6 kaBP时 $\delta^{18}\text{O}$ 有一个非常明显的降低(约1.3‰),标志着Bölling-Allerød暖期的开始(图2)。在Bölling期和Allerød期之间存在一个 $\delta^{18}\text{O}$ 的高值,称之为中仙女木期。因此,Bölling-Allerød暖期并非单一的温暖阶段,而是由两个间冰阶组成的。在ZHS-176孔的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中还发现12.8~11.5 kaBP期间的一个冰阶(图2),在该阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显增加。这个冰阶与发生在北大西洋的新仙女木冷期(12.8~11.6 kaBP)同步,它中断了末次冰消期的温暖气候^[8]。ZHS-176孔所记录的气候变化特征与北大西洋高纬地区的变化相似^[8],表明南海北部与北大西洋气候之间存在一定的遥相关性。

末次冰期发生的气候变化主要是由于冰川活动以及由其引起的海洋环流的变化造成的^[16],当时的气候变化强度和范围比全新世或者之前的间冰期的变化要大得多^[17]。在末次冰期,由于Bölling-Allerød暖期的存在,覆盖于北美的劳伦德冰盖融化而使大量冰川淡水汇集到Agassiz湖,也就是现在的五大湖区。但是从冰期向间冰期转换也不是那么的平稳,大约12.9~11.5 kaBP进入了寒冷的新仙女木期。就以新仙女木冷期为例,大量证据显示导致这一事件的诱因是冰川消融,瞬间大量的淡水从Agassiz湖注入北大西洋而使北大西洋温盐循环(North Atlantic thermohaline circulation, NATHC)减缓甚至停滞^[18]。目前,被大家广泛接受的一个观点是温暖的、含盐度高的海水如墨西哥湾暖流进入北大西洋,在高纬地区被冷却后下沉到海底从而形成北大西洋深层水(North Atlantic Deep Water, NADW)。然而,在新仙女木期前,北大西洋周围陆地上大量的降水和冰川融水所提供的淡水超过被蒸发的海水,使表层海水的密度降低,阻碍了其下沉形成NADW,从而阻止了温暖的海水进入^[16-17],最终导致了冷期的形成。

从大尺度上来看,全新世的气候与末次冰期大幅度气候波动相比通常被认为是稳定的^[8, 19]。然而,一系列千年尺度的冰筏碎屑事件在北大西洋被发现,分别发生在1.4、2.8、4.2、5.9、8.1、9.4、10.3和11.1 kaBP,称之为全新世事件^[20]。这些冷事件与树轮中的¹⁴C含量增加相一致^[21],表明它们是由于太阳活动减弱造成的。在ZHS-176孔中笔者也发现了全新世期间存在 $\delta^{18}\text{O}$ 的明显波动。早全新

世($10.3 \sim 9.4$ kaBP)时出现了一个 $\delta^{18}\text{O}$ 的低值(图2),这与华南地区发现的一个温暖湿润期一致^[22]。早全新世这个变化被认为是当时夏天的气候条件发生了改变,以此增加了南海北部地区的季节性差异^[23]。因此,夏季表层海水温度升高可能是ZHS-176孔早全新世 *G. ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 降低的一个原因。另外, $\delta^{18}\text{O}$ 的负偏还可能是由于表层盐度降低所致。类似的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征在南海北部其他钻孔中同样存在,Wang等^[6]认为这是由于南海北部早全新世降水量与蒸发量的差值增大,有效湿度增加。同时,他们通过分析生物标志化合物 U_k^{37} 指标得到在全新世期间南海北部表层海水温度并未经历大幅度的变化,从而排除温度变化的影响。由于全新世时冰川的体积效应不再是决定气候变化的关键因素,所以ZHS-176孔 $\delta^{18}\text{O}$ 负偏是降水量-盐度机制造成的。早全新世降水量增加使大量淡水从华南进入南海北部,从而降低了研究区的海水盐度,影响了浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 。同时,ZHS-176孔的高岭石含量也相应增加^[24],表明由于降水量增加使更多的珠江物质进入了研究区。杨文光等^[25]在对南海北部附近海域的沉积物研究时发现了类似的强降水期,他们认为这与太阳强辐射期和热带幅合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)的北移有关。因此,*G. ruber*的 $\delta^{18}\text{O}$ 在全新世时是降水量强度变化的指标。

除了 $10.3 \sim 9.4$ ka(S1)事件之外,全新世ZHS-176孔的 $\delta^{18}\text{O}$ 还记录了另外两次分别发生在 $6.0 \sim 4.4$ 和 $2.5 \sim 1.3$ kaBP的强降水期(S2和S3)以及 $8.2 \sim 7.4$ 、 $4.2 \sim 3.8$ 和 $0.7 \sim 0.4$ kaBP的弱降水期(W1—W3)(图2)。在S2事件期间,长江以北的建湖剖面中存在大量的常绿阔叶林孢粉(*Castanopsis*, *Cyclobolongopsis* 和 *Quercus*)^[26],同时,在南海和冲绳海槽 *G. truncatulinoides* 消失^[27],这些证据都说明当时处于一个降水量颇丰的时期,有学者将其定义为全新世气候适宜期^[28],此时温度和有效湿度都是冰后期最高的。

ZHS-176孔记录的3个弱降水期(W1—W3)分别与全新世事件5、3和1相对应^[20],同时还与 *P. obliquiloculata* 低值事件一致^[29]。W1事件与发生在北美^[30]和中、高纬度海洋沉积物^[6,31]的全新世冷干的气候记录一致;它也与格陵兰冰心记录中的 8.2 ka冷事件对应^[19,32],这一事件气候变化的强度是新仙女木事件的一半。东亚地区的湖泊沉积物记录这一寒冷阶段对应的是干旱的气候条件^[33]。而形成W1事件的主要机制与新仙女木冷期相似,

这与北美拉布拉多地区劳伦德冰盖融化而形成的湖泊有关^[34]。Clarke等^[35]认为半年之内大概相当于 5 Sv ($1\text{ Sv}=10^6\text{ m}^3/\text{s}$)量级的淡水注入,这足以导致NATHC减缓或者停滞,引起 8.2 ka事件。W2事件被认为是全新世气候适宜期结束的标志,对应于全新世事件3^[20, 36-37]。它与贵州董哥洞 DA 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的降水减弱期相对应,同时,DA的记录与大气 ^{14}C 记录($\Delta^{14}\text{C}$)一致^[38],发现大幅度的气候波动在百年尺度上与 $\Delta^{14}\text{C}$ 事件有着较好的对应,这表明降水量的波动与太阳活动有关。到了中、晚全新世,北美大部分地区已经没有大陆冰川覆盖,与现在的情况相当,因此,冰川活动与当时的气候变化之间的关系不再那么密切,需要更多地从其他因素进行考虑,太阳活动就是一个潜在的诱因。太阳活动减弱驱使ITCZ和降水带南移,从而有效地减少了北半球中、低纬度地区的降水^[38]。在地中海,由于西风带和降水的变化导致当时存在一个干旱期,降水量最多的情况下减少了约30%,是导致当时古文化变迁的主要因素^[39]。W3事件与广泛存在于中国的小冰期(Little Ice Age)一致。Peng等^[40]对近千年中国东部的气候变化进行模拟,认为在小冰期时主要以干旱的气候为主,相似的干旱记录在中国中部也有发现^[41]。这一事件的潜在形成机制包括太阳活动变化和火山作用^[40, 42]。在小冰期的最冷阶段存在一个太阳黑子极稀少的时期,称之为“蒙德极小期”(Maunder Minimum)^[43]。而Robock^[44]指出在整个小冰期期间全球经历了一个火山频发的阶段。当火山爆发时,大量的火山灰进入大气圈,同时扩散到整个地球表面。因此,这层火山灰可以阻挡太阳辐射的进入,形成大约持续一两年的降温。而喷发出来的硫通过化学反应形成二氧化硫气体,这些气体进入平流层转换为硫酸颗粒,反射了大量的太阳光线,进一步阻挡了太阳辐射到达地球表面^[45]。同时,人类活动对小冰期也产生影响。Ruddiman^[46]提出14世纪中叶欧洲、东亚以及中东地区由于黑死病的缘故人口锐减,导致农业活动减少。而随后由于重新造林吸收了大量来自大气中的二氧化碳,从而成为小冰期形成的诱因之一。

3.2 有机碳记录

河口及大陆边缘对于海洋中有机碳循环起着至关重要的作用,全球大约有80%的有机碳埋藏在较浅的海洋系统中^[47-48]。同时,河口与大陆边缘也是陆源和海源有机碳非常活跃的地区^[49]。因此,对于大陆边缘沉积物的有机碳的研究有助于更好地了解

碳循环。先前的研究表明强盛的冬季风对于初级生产力有着重要的影响^[50], 而冰期由于初级生产力的增加和有限的循环导致南海深层水缺氧^[6]。东亚季风、ITCZ 的漂移以及海平面变化对于表层水温、盐度以及初级生产力产生了重要的影响^[51]。因此, 本文这一部分的目的就是对于南海沉积物中有机碳变化来反映当时初级生产力、海平面以及古气候条件的变化。

ZHS-176 孔 TOC 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 总体变化为末次冰期高, 全新世低(图 3)。一般情况下, 陆源的 C4 植物对于海洋沉积物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 存在影响。但是在本研究区, 陆源 C4 植物的影响基本可以不考虑。C4 植物对于珠江流域和台湾地区的影响非常小, 自然生态系统主要为亚热带森林, 以 C3 植物为主^[52]。根据对 ZHS-176 孔的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 分析发现, 沉积物中有机碳主要是陆源 C3 植物和海源浮游植物的混合来源。

但是到底陆源有机碳和海源有机碳之间的比例有多少呢? 笔者试图通过 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 来分析这一问题。主要计算方法是基于 Schultz 和 Calder^[53] 提出的混合模型, 以陆源和海源有机碳作为端元组分。在本研究中陆源有机碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{terrestrial}}$ 为 $-27\text{\textperthousand}$ ^[54], 而海源有机碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{marine}}$ 则为 $-20\text{\textperthousand}$ ^[55]。根据以上两个端元组分的数值, 陆源有机碳的相对含量($f\%$)通过以下这个公式获得^[53, 56]:

$$f\% = (\delta^{13}\text{C}_{\text{marine}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}) / (\delta^{13}\text{C}_{\text{marine}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{terrestrial}}) \times 100$$

通过上面这个公式计算出的 ZHS-176 孔, 自末次冰期以来的陆源有机碳的相对含量变化在图 3 中体现出来。陆源有机碳的含量变化范围是 $2.1\% \sim 41.4\%$, 平均值为 16.3% 。在末次冰期期间, 陆源有机碳的平均含量为 10.1% , 而在全新世时则为 24.3% 。根据这一结果, 笔者发现 ZHS-176 柱中有机碳主要来自海洋成因, 而陆源有机碳的贡献有限, 尤其是在冰期的时候。类似的结论在其他南海柱状样中也有体现^[50-51, 54]。但是, 这一变化趋势与 Pelejero^[57] 的结论有出入。Pelejero^[57] 通过分析来自西、南、北部南海的柱状样 n -正二十九烷发现冰期时陆源有机质输入增加。笔者认为虽然冰期时 n -正二十九烷的输入增加, 仅仅表示陆源有机碳输入的绝对值增加, 但并不代表陆源有机碳的含量相对于 TOC 增加, 因为 TOC 主要是海源的。

当初级生产力增加的时候浮游植物的同位素分馏减弱, 造成了 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值增大^[58]。例如, 在西非外海沉积物中发现, 冰期时由于生产力的增加, 当

时的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相比于间冰期增大了 2\textperthousand ^[59]。冰期或者冰阶时类似的生产力增加的现象在南海其他地区也有体现^[50, 60-61]。这主要是由于冰期时冬季风加强, 上升流增强^[4], 从而增加了水体的混合、营养物质的循环和生产力^[60, 62], 最终导致了 TOC 含量的增加^[50]。虽说冰期期间处于一个低海平面的时期, 陆源物质输入增加, 但是海洋的初级生产力的增加更为明显, 因此, 陆源有机碳的输入对于 TOC 来说影响并不明显, 海源的有机碳占据了绝对的主导地位, 比例为 90% 左右。同时, 冰期时沉积速率的增加也能减慢有机碳的降解速度从而提高 TOC 的保存度。随着海平面上升以及沉积速率的减慢, 有机碳的降解作用增强, 从而降低了 TOC 的保存度。同时, 由于冬季风的减弱, 夏季风的增强, 海洋的初级生产力减小, 而陆源有机碳的重要性得到显著的提高。陆源有机碳的相对含量在 3000 aBP 前后达到最大值(图 3)。这应该是当时的夏季风强度在珠江流域达到最大, 与 An 等^[28] 的研究结果相吻合。An 等^[28] 认为夏季风在中国大陆的空间和时间分布特征并不对称, 夏季风在中国东北部达到高峰的时间为 $10 \sim 8\text{ kaBP}$, 在长江中下游为 $7 \sim 5\text{ kaBP}$, 而在中国南部也就是珠江流域地区则为 3 kaBP 。而 3 kaBP 之后, 夏季风减弱, 陆源物质随着河流输入海洋的量减少, 导致陆源有机碳的相对含量减少。

4 结论

(1) ZHS-176 孔的浮游有孔虫氧同位素和有机碳记录很好地反映了末次冰期以来的古气候演化历史。浮游有孔虫氧同位素揭示了末次冰期期间的气候波动, 如末次盛冰期、Heinrich 事件 1、Bølling-Allerød 暖期与新仙女木事件在南海北部陆坡均有响应, 这些气候变化主要是由于冰川活动以及由其引起的海洋环流的变化造成的。(2) 在全新世发现了 3 个强降水期和 3 个弱降水期, 与北半球中、高纬地区有着明显的对应关系, 表明南海北部陆坡的气候变化与全球气候, 尤其是北大西洋的气候变化存在一定的遥相关性。(3) ZHS-176 孔的有机碳以生物成因为主, TOC 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 总体变化为末次冰期高, 全新世低的特征。随着夏季风的逐渐增强, 陆源有机碳的含量增加, 但在 3 kaBP 前后华南地区出现夏季风减弱, 导致陆源有机碳的含量减少。

参考文献(References)

- [1] 钱建兴. 晚第四纪以来南海古海洋学研究[M]. 北京: 科学出版社, 1999. [QIAN Jianxing. A Study of Paleoceanography in the South China Sea During the Late Quaternary [M]. Beijing: Science Press, 1999.]
- [2] Liu Z F, Tuo S T, Colin C, et al. Detrital fine-grained sediment contribution from Taiwan to the northern South China Sea and its relation to regional ocean circulation[J]. *Marine Geology*, 2008, 255: 149-155.
- [3] Wang P X, Wang L J, Bian Y H, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Surface circulation and carbonate cycles[J]. *Marine Geology*, 1995, 127: 145-165.
- [4] Jian Z M, Wang L J, Kienast M, et al. Benthic foraminiferal paleoceanography of the South China Sea over the last 40 000 years [J]. *Marine Geology*, 1999, 156: 159-186.
- [5] Wang P X, Li Q Y. The South China Sea-Paleoceanography and Sedimentology [M]. Developments in Paleoenvironmental Research Series, 13, Springer, Berlin, 2009.
- [6] Wang L J, Sarnthein 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.
- [7] Stuiver M, Reimer P J. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program [J]. *Radiocarbon*, 1993, 35: 215-230.
- [8] Grootes P M, Stuiver M, White J W C, et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores [J]. *Nature*, 1993, 366: 552-554.
- [9] Yokoyama Y, Lambeck K, Deckker P D, et al. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima [J]. *Nature*, 2000, 406: 713-716.
- [10] EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core[J]. *Nature*, 2004, 429: 623-628.
- [11] Li T G, Liu Z X, Hall M A, et al. Heinrich event imprints in the Okinawa Trough: evidence from oxygen isotope and planktonic foraminifera [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 176: 133-146.
- [12] Xiang R, Chen M H, Li Q Y, et al. Planktonic foraminiferal records of East Asia monsoon changes in the southern South China Sea during the last 40 000 years [J]. *Marine Micropaleontology*, 2009, doi: 10.1016/j.marmicro.2009.06.004.
- [13] Steinke S, Kienast M, Groeneveld J, et al. Proxy dependence of the temporal pattern of deglacial warming in the tropical South China Sea: toward resolving seasonality[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27: 688-700.
- [14] An Z S. The history and variability of East Asian paleomonsoon climate [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 171-187.
- [15] Yuan D X, Cheng H, Edwards R L. Timing duration and transitions of the last interglacial monsoon [J]. *Science*, 2004, 304: 575-578.
- [16] Alley R B, Marotzke J, Nordhaus W D, et al. Abrupt climate change [J]. *Science*, 2003, 299: 2005-2010.
- [17] Stocker T F. Past and future reorganizations in the climate system[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 301-319.
- [18] Broecker W S. Was the Younger Dryas triggered by a flood? [J]. *Science*, 2006, 312: 1146-1148.
- [19] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record[J]. *Nature*, 1993, 364: 218-220.
- [20] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates[J]. *Science*, 1997, 278: 1257-1266.
- [21] Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. Intcal98 radiocarbon age calibration, 24 000-0 cal BP [J]. *Radiocarbon*, 1998, 40: 1041-1083.
- [22] Shen J, Yang L Y, Yang, X D, et al. Lakes sediment records on climate change and human activities since the Holocene in Erhai catchment, Yunnan Province, China [J]. *Science in China (Series D)*, 2005, 48(3): 353-363.
- [23] Lin H-L, Peterson L C, Overpeck J T, et al. Late Quaternary climate change from $\delta^{18}\text{O}$ records of multiple species of planktonic foraminifera: High-resolution records from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela [J]. *Paleoceanography*, 1997, 12: 415-427.
- [24] Ge Q, Chu F Y, Xue Z, et al. Paleoenvironmental records from the northern South China Sea since the Last Glacial Maximum [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2010, 29(3): 46-62.
- [25] 杨文光, 郑洪波, 谢昕, 等. 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*, 2008, 28(3): 425-430. [YANG Wenguang, ZHENG Hongbo, XIE Xin, et al. East Asian summer monsoon maximum records in northern South China Sea during the early Holocene [J]. *Quaternary Sciences*, 2008, 28(3): 425-430.]
- [26] 施雅风. 中国全新世大暖期气候与环境[M]. 北京: 海洋出版社, 1992. [SHI Yafeng. The Climates and Environments of the Holocene Megathermal in China [M]. Beijing: Chinese Ocean Press, 1992.]
- [27] Jian Z M, Wang P X, Chen M H, et al. Foraminiferal response to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea [J]. *Paleoceanography*, 2000, 15 (2): 229-243.
- [28] An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 743-762.
- [29] Pflaumann U, Jian Z M. Modern distribution patterns of planktonic foraminifera in the South China Sea and West Pacific: a new transfer technique to estimate regional sea-surface temperature [J]. *Marine Geology*, 1999, 156: 41-83.
- [30] Denton G H, Karlen W. Holocene climatic variations-Their pattern and possible cause [J]. *Quaternary Research*, 1973, 3(2): 155-174.
- [31] Gupta A K, Anderson D M, Overpeck J T. Abrupt changes

- in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean[J]. *Nature*, 2003, 421: 354-357.
- [32] Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, et al. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8 200yr ago [J]. *Geology*, 1997, 25: 483-486.
- [33] Chen F H, Zhu Y, Li J J, et al. Abrupt Holocene changes of the Asian monsoon at millennial- and centennial-scales: evidence from lake sediment document in Minqin Basin, NW China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46 (23): 1942-1947.
- [34] Barber D C, Dyke A, Hillaire-Marcel C, et al. Forcing of the cold event of 8 200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes[J]. *Nature*, 1999, 400: 344-348.
- [35] Clarke G K C, Leverington D W, Teller J T, et al. Paleo-hydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8 200 aBP cold event [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23: 389-407.
- [36] Wu W X, Liu T S. Possible role of the “Holocene Event 3” on the collapse of Neolithic Cultures around the Central Plain of China [J]. *Quaternary International*, 2004, 117: 153-166.
- [37] 葛倩,刘敬圃,初凤友,等. 全新世事件3与古文化变迁[J]. *地质科技情报*, 2010, 29(3): 15-22. [GE Qian, LIU Jingpu, CHU Fengyou, et al. Holocene event 3 and ancient cultural transition[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2010, 29(3): 15-22.]
- [38] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate[J]. *Science*, 2005, 308: 854-857.
- [39] Weiss H, Bradley R S. What drives social collapse? [J] *Science*, 2001, 291: 609-610.
- [40] Peng Y B, Xu Y, Jin L Y. Climate changes over eastern China during the last millennium in simulations and reconstructions [J]. *Quaternary International*, 2009, doi: 10.1016/j.quaint.2009.02.013.
- [41] Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 266: 221-232.
- [42] Crowley T J. Cause of climate change over the past 1 000 years [J]. *Science*, 2000, 289: 270-277.
- [43] Eddy J A. The Maunder Minimum [J]. *Science*, 1976, 192: 1189-1202.
- [44] Robock A. The “Little Ice Age”: Northern Hemisphere average observations and model calculations [J]. *Science*, 1979, 206: 1402-1404.
- [45] 于革, 刘健. 全球12 000 aBP以来火山爆发记录及对气候变化影响的评估[J]. *湖泊科学*, 2003, 15(1): 11-20. [YU Ge, LIU Jian. Geological records of volcanic explosions during the last 12 000 years and the volcanic impacts on climate changes [J]. *Journal of Lake Sciences*, 2003, 15(1): 11-20.]
- [46] Ruddiman W F. Cold climate during the closest Stage 11 ana-
- log to recent Millennia [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24: 1111-1121.
- [47] Berner R A. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989, 75: 97-122.
- [48] Tesi T, Miserocchi S, Goni M A, et al. Organic matter origin and distribution in suspended particulate materials and surficial sediments from the western Adriatic Sea (Italy) [J]. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 2007, 73: 431-446.
- [49] Hedges J I, Keil R G, Benner R. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? [J] *Organic Geochemistry*, 1997, 27: 195-212.
- [50] Chen M T, Shiao L J, Yu P S, et al. 500 000-year records of carbonate, organic carbon, and foraminiferal sea-surface temperature from the southeastern South China Sea (near Palawan Island)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 197: 113-131.
- [51] Löwemark L, Stenke S, Wang C - H, et al. New evidence for a glacioeustatic influence on deep water circulation, bottom water ventilation and primary productivity in the South China Sea [J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2009, 47: 138-153.
- [52] Jia G D, Peng P A. Temporal and spatial variations in signatures of sedimented organic matter in Lingding Bay (Pearl estuary), southern China [J]. *Marine Chemistry*, 2003, 82: 47-54.
- [53] Schultz D, Calder J A. Organic carbon $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in estuarine sediments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1976, 40: 381-385.
- [54] Hu J F, Sun X S, Peng P A, et al. Spatial and temporal variation of organic carbon in the northern South China Sea revealed by sedimentary records[J]. *Quaternary International*, 2009, 206: 46-51.
- [55] Boutton T W. Stable Carbon Isotope Ratios of Natural Materials: Atmospheric, Terrestrial, Marine, and Freshwater Environments [M]//In: Coleman D C, Fry B (Eds.). *Carbon isotope techniques*. Academic Press, San Diego, 1991: 155-172.
- [56] Minoura K, Hoshino K, Nakamura T, et al. Late Pleistocene-Holocene paleoproductivity circulation in the Japan Sea: sea-level control on $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ records of sediment organic material [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 135: 41-50.
- [57] Pelejero C. Terrigenous n-alkane input in the South China Sea: high-resolution records and surface sediments [J]. *Chemical Geology*, 2003, 200: 89-103.
- [58] Tyson R V. *Sedimentary Organic Matter* [M]. Chapman and Hall, London, 1995:615.
- [59] Muller P J, Erlenkeuser H, von Grafenstein R. Glacial-interglacial cycles in oceanic productivity inferred from organic carbon contents in eastern North Atlantic sediment cores[C]. In: Thiede J, Suess E (Eds.). *Coastal Upwelling, Its Sedi-*

- ment Record. Part B. Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling. NATO Conference Series IV, Marine Science. Plenum Press, New York, NY, United States, 1983: 365-398.
- [60] Huang C Y, Wu S F, Zhao M, et al. Surface ocean and monsoon climate variability in the South China Sea since the last glaciations [J]. *Marine Micropaleontology*, 1997, 32: 71-94.
- [61] Thunell R C, Miao Q, Calvert S E, et al. Glacial-Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: productivity variations and surface water $p\text{CO}_2$ [J]. *Paleoceanography*, 1992, 5: 77-90.
- [62] Higginson M J, Maxwell J R, Altabet M A. Nitrogen isotope and chlorine paleoproductivity records from the Northern South China Sea: remove vs. local forcing of millennial- and orbital-scale variability [J]. *Marine Geology*, 2003, 201: 223-250.
- [63] Thunell R C, Miao Q, Calvert S E, et al. Glacial-Holocene

PALEOCEANOGRAPHIC RECORDS OF CORE ZHS-176 FROM THE NORTHERN SOUTH CHINA SEA: OXYGEN ISOTOPE AND ORGANIC CARBON

GE Qian¹, MENG Xianwei², CHU Fengyou¹, XUE Zuo³, LEI Jijiang¹

(1 Key Laboratory of Submarine Geosciences, State Oceanic Administration, Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou, 310012, China

2 First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, 266061, China

3 Department of Marine, Earth and Atmospheric Sciences, North Carolina State University, Raleigh, NC 27695, USA)

Abstract: A coupled approach based on planktonic foraminiferal oxygen isotope and organic carbon from core ZHS-176 in the northern South China Sea slope is adopted to reconstruct the history of paleoclimatic evolution since the last glacial stage. The planktonic foraminiferal oxygen isotopic oscillations in core ZHS-176 during the last glacial period are coeval with climatic variations recorded in the Greenland ice core and Western Pacific sediment. These variations include the Last Glacial Maximum, Heinrich event 1, Bølling-Allerød, and Younger Dryas. During the Holocene, we also find three periods of strong precipitation stages and three periods of weak precipitation stages. The oxygen isotopic record exhibits correlation with climate records from distant regions, including the high-latitude area of North Atlantic, providing evidence for global tele-connection among regional climates. The biogenic organic carbon is dominated in core ZHS-176, and the content of terrigenous one increases while the East Asian summer monsoon strengthens. But after 3 kaBP, the terrigenous input decreases because of the weakened East Asian summer monsoon in the South China region.

Key words: South China Sea; last glacial; Holocene; oxygen isotope; organic carbon; paleoceanography