

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2019083001

南海中部全新世以来海山深潜区有孔虫的地球化学记录及反映的气候变化

杨俊^{1,2}, 赵彦彦^{1,2,3}, 吴佳庆^{1,2}, 魏浩天^{1,2}, 龙海燕², 李三忠^{1,2,3}, 毕乃双²

1. 海底科学与探测技术教育部重点实验室和中国海洋大学海洋高等研究院, 青岛 266100

2. 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100

3. 青岛海洋科学与技术国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266061

摘要:有孔虫在生长发育过程中能够捕获或黏附周围海水中的钙质或硅质形成自己的壳体,因此有孔虫的地球化学特征能够记录古气候、古海洋和古环境信息。以2017年蛟龙号第136潜次在南海珍贝海山底部约2500 m水深位置精准采集的柱状样品为研究对象,对其中的*G.ruber*以及*G.sacculifer*两类浮游有孔虫壳体的Mg/Ca以及碳氧同位素组成进行了分析测试。结果表明自12.6 ka以来该海域表层海水温度(SST)的变化范围为24.4~29.3 °C,平均温度为26.2 °C,并能够识别出明显的气候突变事件,在时间范围上与新仙女木事件和全新世东亚夏季风突变事件大致吻合。这些突变事件可能受控于ENSO活动和热带辐合带(ITCZ)平均位置的纬向移动,并与北大西洋冰筏事件具有遥相关。此外,发现全新世期间浮游有孔虫*G.sacculifer*和*G.ruber*的碳同位素分馏值 $\Delta^{13}\text{C}_{G.sacculifer-G.ruber}$ 与SST变化有关,SST降低时, $\Delta^{13}\text{C}_{G.sacculifer-G.ruber}$ 呈负偏;而在SST升高时, $\Delta^{13}\text{C}_{G.sacculifer-G.ruber}$ 呈正偏。

关键词:浮游有孔虫; Mg/Ca; 氧同位素; 碳同位素分馏; 黄岩岛

中图分类号:P736.4 文献标识码:A

Geochemical record of foraminifera and its reflection on climate change in the central South China Sea since Holocene

YANG Jun^{1,2}, ZHAO Yanyan^{1,2,3}, WU Jiaqing^{1,2}, WEI Haotian^{1,2}, LONG Haiyan², LI Sanzhong^{1,2,3}, BI Naishuang²

1. Key Laboratory of Submarine Geosciences and Prospecting Technique, Ministry of Education; Institute for Advanced Ocean Study, Ocean University of China, Qingdao 266100, China

2. College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China

3. Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China

Abstract: Foraminifera form their crust by absorption or capture of calcium or silica from the seawater they live in. As the results, the geochemical features of the crust are the efficient indicators of palaeoclimate, palaeoceanography and palaeoenvironments during their life. In the year of 2017, columnar samples of a pushcore were collected by the “Jiaolong” submersible precisely at the foot of the Zhenbei seamount near the Huangyan Island in the Middle of South China Sea. The Mg/Ca ratios and the carbon and oxygen isotope compositions of the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* and *Globeriginaoides sacculifer* shells were measured to trace the history of sea surface temperatures (SST) and influence parameters. The results show that the SST in the sea area varied from 24.4 to 29.3 °C since 12.6 ka with an average of 26.2 °C. Some cold events can be the obviously identified, which could be correlated with the events of Younger Dryas and Holocene East Asian summer monsoon. These events may be controlled by the ENSO activities and the shift of the mean location of ITCZ, and even influenced by the North Atlantic ice rafting events. In addition, we found that during the period of Holocene the fractionation of $\Delta^{13}\text{C}_{G.sacculifer-G.ruber}$ between the carbon isotope compositions of *G.sacculifer* and *G.ruber* may also be constrained by SST since the $\Delta^{13}\text{C}_{G.sacculifer-G.ruber}$ values was negatively biased when SST decreased and vice versa.

Key words: planktonic foraminifera; Mg/Ca ratios; oxygen isotope; $\Delta^{13}\text{C}$; Huangyan Island

资助项目:国家自然科学基金“华南新元古代盖帽白云岩沉积微相的镁硅同位素研究”(41873006);青岛海洋科学与国家实验室鳌山科技创新计划“基于‘蛟龙号’深潜的南海若干关键地质与生物过程研究”(2016ASKJ05),试采海底孔隙压力监测与海洋物理环境研究项目(2018C-03-186),“海底透视”创新团队建设项目“南海全新世珊瑚礁高分辨率地球化学研究”(MGQNL-TD201703)

作者简介:杨俊(1994—),男,硕士生,研究方向为海洋地质, E-mail: yj7003@stu.ouc.edu.cn

通讯作者:赵彦彦(1978—),女,教授,博士生导师,主要从事海洋沉积地球化学以及古环境和古气候研究, E-mail: zhaoyanyan@ouc.edu.cn

收稿日期:2019-08-30; **改回日期:**2019-11-15. 文凤英编辑

有孔虫是微小的真核单细胞动物, 其大小一般在 1 mm 以下, 属于原生动物门肉足纲中的有孔虫目, 其中浮游有孔虫属于抱球虫超科。有孔虫从中侏罗世开始出现, 壳壁主要由方解石组成。由于浮游有孔虫壳体在生长发育过程中能够捕获或黏附周围水体的钙质或硅质颗粒, 所以其壳体记录了诸多的物理海洋和海洋化学信息, 能够用来反演古海洋状态和环境变化^[1]。有孔虫的主微量元素含量和同位素组成记录了当时的海洋和气候条件^[2-4], 常用浮游有孔虫的 Mg/Ca 和氧同位素值恢复古海水表层温度(SST)^[5]。

南海位于太平洋和亚洲大陆之间, 受热带西太平洋和大陆气候的共同影响^[6]。近年来, 南海的古气候演化、快速气候事件、大洋碳储库的长周期变化、深海地层学以及海平面变化等方面的研究都产生了一系列成果^[7-9]。然而, 南海全新世气候变化的进程还存在很多争议。根据沉积物记录, 一些学者认为全新世的 SST 是持续上升的, 也有学者认为全新世的 SST 多变。如 17940 站位记录了 SST 从早全新世开始升高, 在 5.5 ka 出现峰值^[10]; 珠江口盆地

远岸斜坡 GHE27L 站位的沉积物 Mg/Ca 比恢复的全新世 SST 持续上升, 直到 3.9 ka 达到峰值(27.7 °C), 随后下降, 直到 0.6 ka^[11]; Zhou 等^[12]认为南海从早全新世 SST 一直升高, 直到 6~7 ka 才达到峰值, 随后的中全新世, SST 一直很稳定。Wu 等^[13]认为南海北部全新世 SST 变化可分为 4 个阶段, 在 8.9~8.7 ka 达到峰值(27.3 °C), 而且在中晚全新世又出现几次峰值(27.3 和 27.7 °C)。不过, 也有人认为不同海域所记录的气候变化过程是不同的: Tian 等^[14]通过分析浮游有孔虫的 Mg/Ca 和氧同位素, 发现南海南部 MD052896 站位在全新世 SST 持续升高, 平均 SST 为 28.5 °C; 而南海北部 ODP1145 的 SST 在全新世略微降低, 平均 SST 为 26 °C^[14]。为了解决这些争议, 我们于 2017 年在南海中部珍贝海山底部用蛟龙号载人深潜器精准地采集了柱状样品, 并对其中的有孔虫地球化学特征进行分析。

珍贝海山位于南海中部黄岩岛海域, 不论在冰期还是间冰期, 该区域水体都较深, 属于深水区^[15], 受降水和周围河流的影响较少。样品是由蛟龙号载人深潜器在珍贝海山底部精准采集(图 1), 无任

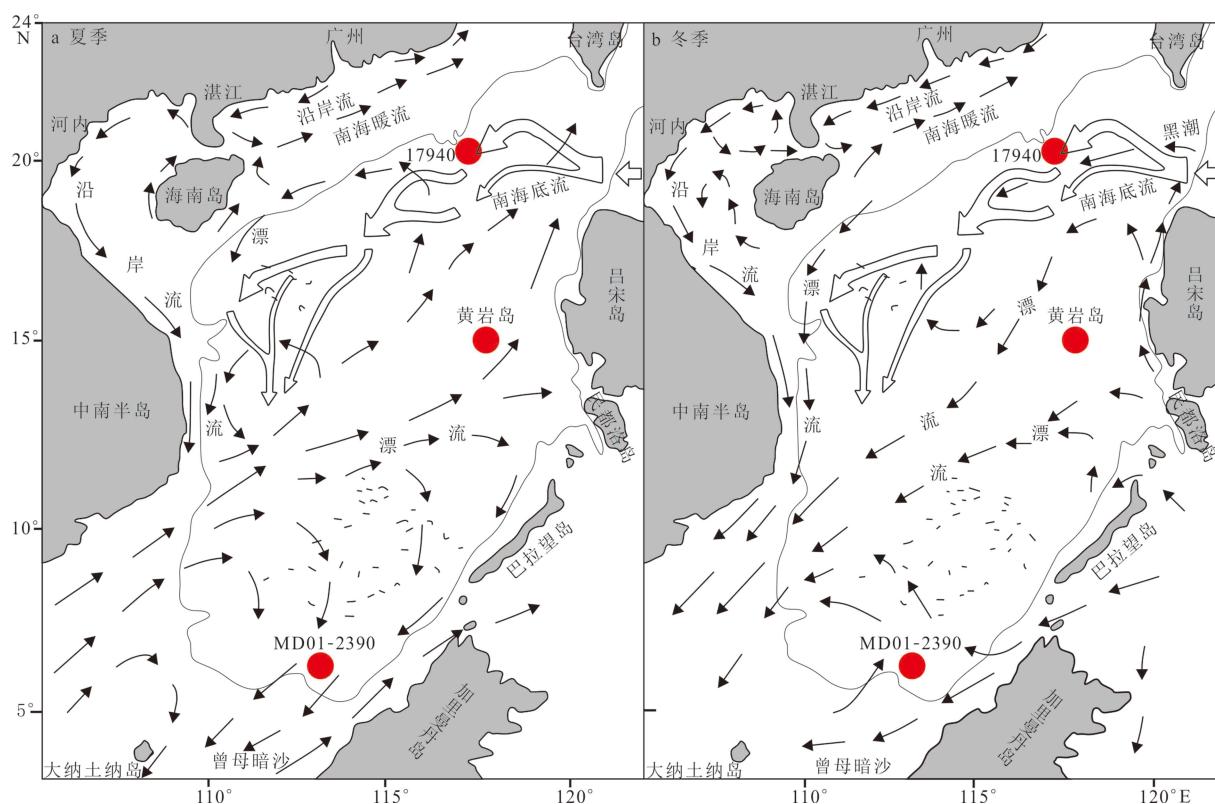


图 1 南海东部黄岩岛海域采样位置以及本文涉及的其他站位位置

箭头表示主要表层水流方向, 条带状为南海底流。a 为夏季, b 为冬季^[16-18]。

Fig.1 The sample location on the Huangyan Island in the eastern part of the South China Sea (SCS) and other stations mentioned in this paper

arrows indicate the direction of the main surface current, and banded the bottom current in (a) summer and (b) winter of the SCS^[16-18].

何扰动和混合,而且海山底部沉积物表面平坦,深水底流弱。因此,浮游有孔虫应该忠实地记录了研究区表层海水的变化。浮游有孔虫的Mg/Ca比记录了海水温度,δ¹⁸O配合Mg/Ca比恢复的温度能够反映盐度变化,而δ¹³C值能够反映生产力的变化。结合AMS¹⁴C测年,可以重建该地区自新仙女木事件以来SST和生物生产力的演化过程,为研究南海地区的古海洋学、再造该地区气候演化历史并预测未来气候变化提供依据。

1 材料与方法

本研究的样品来自黄岩岛海域,位于南海中沙群岛,处于吕宋冷涡(13°~20°N、115°~120°E)范围内^[19],是2017年由蛟龙号第136潜次在珍贝海山底部2 500 m水深处取得的柱状样。该柱状样长28 cm,样品采集到甲板后,立即以1 cm间隔分样,共获得29个湿样,然后在4 °C下保存。

湿样运回实验室后,先自然晾干、称重,然后将样品置于500 mL烧杯中加入浓度为10%的H₂O₂浸泡48 h。随后将泡好的样品过240目(孔径0.063 mm)的不锈钢筛,除去细粒组分,并将粗粒组分在40 °C下烘干、称重,最后用100目(孔径0.154 mm)不锈钢筛干筛,第二次分离出粗粒组分。第二次分离的粗粒组分在双目镜下(OLYMPUS SZ61, ×120)分别挑出*G.ruber*和*G.sacculifer*有孔虫。其中,每一个样品挑选出250~350 μm完整且无填充物的*G.ruber*(白色)壳体约30枚,质量约2 mg,用于Mg/Ca比值的测定。再挑选出大于154 μm的*G.ruber*(白色)和*G.sacculifer*各15~20枚,用于碳氧同位素测试。另外,挑选清洁无损的*G.ruber*约10 mg,送至美国BETA实验室进行AMS¹⁴C测年。测试仪器为250 Kev NEC single stage加速器质谱仪,测试精度为±0.001~0.004。为了获得真实可靠的实验结果,

每次测试之前,需要对所挑选的有孔虫样品进行清洗,用以去除样品中可能存在的有机和无机杂质。本文通过CALIB 7.0程序中的Marine13校正曲线对所测得的AMS¹⁴C年龄进行校正^[20],结果见表1。

1.1 Mg/Ca

通过扫描电镜、双目镜的观察,我们的有孔虫样品并无明显的铁-锰-氧化物污染。因此,借鉴前人的清洗方法,采用“Mg清洗”法进行清洗^[21]。清洗后样品的Mg/Ca比测试在中国科学院南海所边缘海与大洋重点实验室碳酸盐岩元素地球化学实验室Arian 720ES ICP-OES上完成。分析过程中,先称取180~230 μg清洗过的有孔虫壳体,用2% HNO₃溶解,并用外标法标定,选Ca 183.944 nm, Sr 216.596 nm, Mg 279.553 nm作为标定谱线,分别配置[Ca]为19、30、40和49 μL/L,[Mg]为0.05、0.08、0.10和0.13 μL/L,[Sr]为0.3、0.5、0.7和0.9 μL/L的4个标液作为标准溶液用于计算元素的含量,然后再计算Sr/Ca、Mg/Ca比值。除此之外,实验室还配备了两种Sr/Ca、Mg/Ca比值不同的监控溶液,用于检测、校正仪器造成的测试偏差。根据监控溶液的相对偏差,最终测定的Mg/Ca精度达到了0.51%,Sr/Ca达到了0.21%(重复次数n=162)。

1.2 碳氧同位素

有孔虫样品经破碎后,用10%的双氧水浸泡30 min,然后用去离子水超声清洗3次。随后加入浓度>99.7%的无水乙醇,在震荡频率为40 kHz的超声波中清洗30 s左右,吸出浊液,再用去离子水超声清洗2—3次^[22]。碳氧同位素测试是在南京大学内生金属矿床成矿机制国家重点实验室的连续流质谱仪上完成。测试时称取30~70 μg粉末样放入样品瓶中,然后在70 °C下经磷酸溶解释放出CO₂,输入Delta Plus XP质谱仪中测定δ¹⁸O和δ¹³C

表1 南海蛟龙号第136号潜次pushcore柱状样的AMS¹⁴C测年数据和校正年龄

Table 1 AMS¹⁴C dating data and corrected age of the pushcore columnar sample of Jiaolong 136th dive in the SCS

深度/cm	测试材料	AMS ¹⁴ C年龄/aBP	日历年/cal. aBP	2σ范围/cal. aBP
3	<i>G.ruber</i> + <i>G.sacculifer</i>	4 105±30	4 150	3 967~4 345
5	<i>G.ruber</i>	5 045±25	5 380	5 279~5 545
12	<i>G.ruber</i>	5 560±25	5 950	5 785~6 117
17	<i>G.ruber</i>	6 260±30	6 705	6 551~6 866
21	<i>G.ruber</i>	8 430±30	9 040	8 853~9 238
28	<i>G.ruber</i>	11 550±40	12 630	12 826~13 194

值, 二者的精度分别高于 0.23‰ 和 0.11‰, 标样为 TTB-1。

2 结果

2.1 年龄框架

基于 6 个浮游有孔虫样品 AMS¹⁴C 的测年结果, 采用线性插值法建立年代框架, 其顶部年龄约为 2.3 ka, 底部年龄为 12.6 ka(图 2), 平均沉积速率为 2.2 cm/ka。其中 0~5 cm 平均沉积速率为 1.6 cm/ka, 5~17 cm 为 9 cm/ka, 17 cm 以下为 1.8 cm/ka。

2.2 Mg/Ca 比恢复的 SST 与 *G.ruber* 氧同位素的变化

整个样品柱 *G.ruber* 壳体的 Mg/Ca 为 3.3~5.2 mmol/mol, 平均值为 3.9 mmol/mol, 与现代活体有孔虫的 Mg/Ca 3.0~6.0 mmol/mol 相近^[9]。利用 Hasting 等^[23] 和 Whito 等^[20] 在中国南海建立的 *G.ruber* 壳体 Mg/Ca 比和温度关系式:

$$\text{Mg/Ca}(\text{mmol/mol}) = 0.38e^{[0.089 \times \text{SST}(\text{°C})]} \quad (1)$$

可恢复研究区的 SST 变化范围为 24.4~29.3 °C, 平均 SST 为 26.2 °C。由于 SST 在全新世存在接近 4 °C 的温差变化, 为了验证所恢复的 SST 真实可靠, 通过查找 WOD 数据库 (World Ocean Databases: www.nodc.noaa.gov), 获得研究区 1923—2007 年的表层海水温度实测数据。经处理分析发现, 该地区近几十年来表层海水温度波动范围较大, 存在温差达到 4 °C 的情况, 并且在 1980—2007 年间, 表层海水的温度波动也高达 2.5 °C, 因此, 认为全新世以来

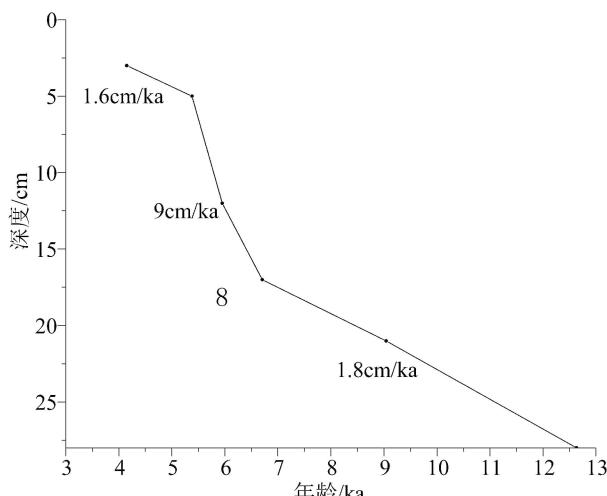


图 2 南海黄岩岛海域柱状样年龄框架

Fig.2 The age frame of the core on the Huangyan Island in SCS

研究区可能存在 4 °C 的温差变化(图 3f)。

研究区浮游有孔虫 *G.ruber* 的 Mg/Ca 比恢复的 SST 变化可分为 12.6~11.8、11.8~9.1、9.1~6.3、6.3~2.3 ka 四个时间段, 其中 12.6~11.8 ka, SST 降低了约 2.3 °C; 11.8~9.1 ka, SST 略有波动, 在 11.3~10.7 和 9.7~9.1 ka 时段内, SST 有两次下降过程, 但变化范围较小(<0.5 °C); 9.1~6.3 ka, SST 自 24.5 °C 迅速升至 29.3 °C, 平均 SST 为 27.3 °C, 6.7 ka 出现低 SST, 最低可达 25.3 °C, 随后的 6.5 ka 达到全新世最高温度 29.3 °C; 6.3~2.3 ka SST 整体呈降低趋势, 局部有波动, 在 6.3~5.3 ka, SST 自 27.7 °C 降至 24.8 °C; 5.3~2.3 ka 总体温度为上升趋势, 但是在 3 ka 存在 25.3 °C 的低温(图 3d)。 $\delta^{18}\text{O}$ 在 11.8 ka 发生第一次降低, 并保持相对低值直到 5.8 ka, 第二次快速降低发生在 5.3 ka, 持续了约 1.8 ka 之后开始上升(图 3c)。

2.3 碳同位素记录

浮游有孔虫 *G.ruber* 和 *G.sacculifer* 的碳同位素值变化趋势一致: *G.ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 1.42‰~2.40‰, 平均为 2.05‰, *G.sacculifer* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 1.42‰~2.58‰, 平均为 2.10‰。总体上 *G.sacculifer* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值高于 *G.ruber*, 但是出现了几次异常值, 导致 *G.ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏高(图 3e)。值得注意的是最顶端样品中 *G.ruber* 和 *G.sacculifer* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值最低。

3 讨论

3.1 原始地球化学记录的保存

浮游有孔虫化石属于钙质超微化石, 而大洋沉积物中钙质化石的保存直接受到碳酸盐补偿深度 (CCD) 的影响^[24]。南海的 CCD 通常为 3 500 m^[25], 采样地点水深约为 2 500 m, 而且样品中的 *G.ruber* 和 *G.sacculifer* 未见明显的溶蚀(图 4), 表明样品的原始地球化学记录保存较好。

3.2 SST 变化

有孔虫壳体在形成过程中会受到周围海水的影响, 导致其 Mg/Ca 比发生变化^[26], 由于碳酸盐晶格中 Mg²⁺交代 Ca²⁺是吸热过程, 因此, 温度的升高会促使有孔虫壳体的 Mg 含量增加, Mg/Ca 比也会随之增高^[27]。自 12.6 ka 以来, 研究区的 SST 变化可识别出 12.6~11.8、11.8~9.1、9.1~6.3、6.3~2.3 ka 4 个温度明显变化的时段(图 5d), 而且这些温度变化在时间上可与南海南部 MD01-2390 站位和南海

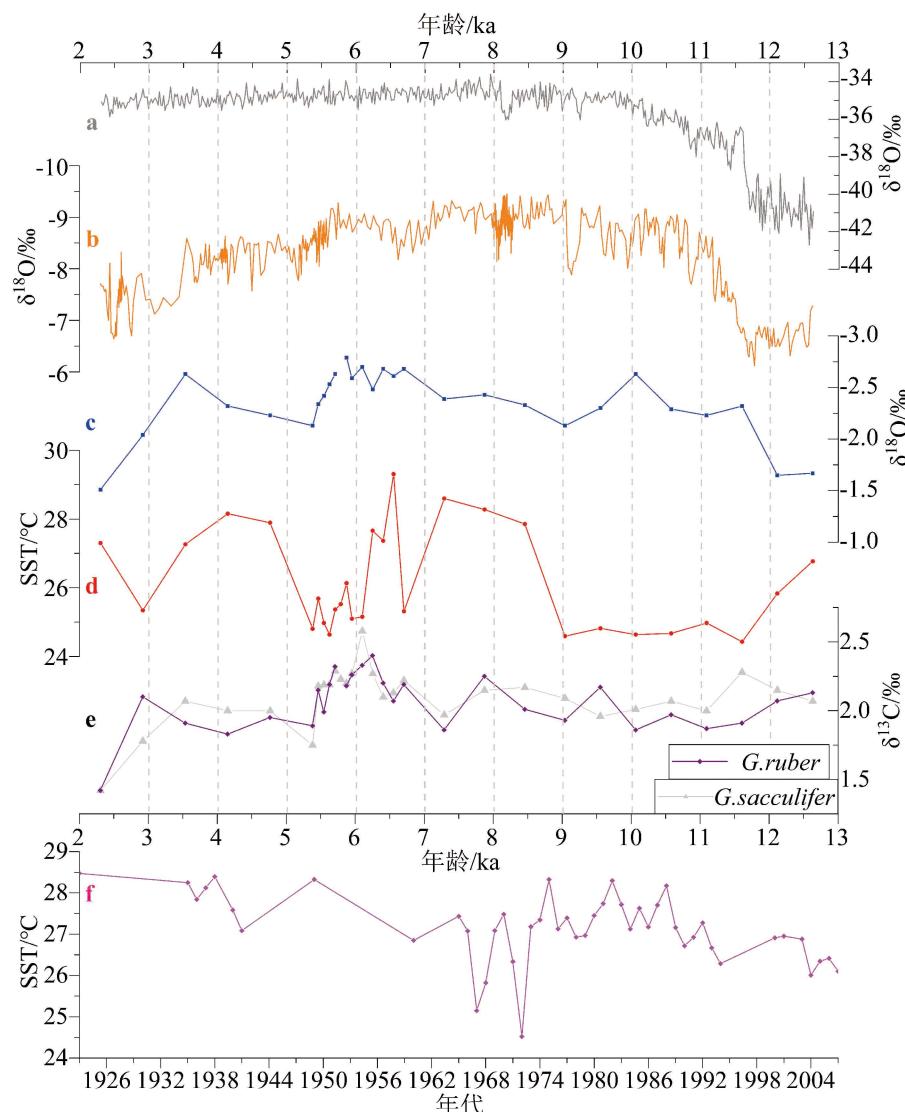


图 3 南海黄岩岛海域有孔虫壳体碳氧同位素组成、Mg/Ca-SST 记录及与其他地区氧同位素记录的对比

a. 格陵兰岛冰芯 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ^[28]; b. 中国华南董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[29]; c. 黄岩岛海域 $G. ruber$ 的 $\delta^{18}\text{O}$; d. 黄岩岛海域 $G. ruber$ 的 Mg/Ca 比恢复的 SST; e. 黄岩岛海域浮游有孔虫 $G. ruber$ 与 $G. sacculifer$ 的 $\delta^{13}\text{C}$ (灰线为 $G. sacculifer$, 紫线为 $G. ruber$); f. 黄岩岛海域 1923~2007 年实测 SST。

Fig.3 Carbon and oxygen isotopes and Mg/Ca-SST records of foraminifera shell in the Huangyan Island in SCS and their correlation.

a. Greenland ice core $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ^[28]; b. $\delta^{18}\text{O}$ values of Dong Ge stalagmite in the South China^[29]; c. $\delta^{18}\text{O}$ values of $G. ruber$ in Huangyan Island; d. Mg/Ca –derived SST curve of the Huangyan Island; e. $\delta^{13}\text{C}$ values of $G. ruber$ and $G. sacculifer$ in Huangyan Island (Gray line is $G. sacculifer$, purple line is $G. ruber$); f. Measured SST in Huangyan Island from 1923 to 2007.

北部 17940 站位的 SST 进行很好地对比(图 5)^[30-31]: 3 个站位的 SST 都在 12.6~11.8 ka 之间大幅降低, 11.8~9.1 ka 略有升高, 9.1~6.3 ka 达到全新世最大值并稳定波动, 6.3~2.3 ka 呈波动下降, 整体变化趋势具有很好的一致性。然而, 3 个站位 SST 变化的时间和幅度仍存在较大差异。如 MD01-2390 和 17940 站位清晰地记录了全新世早期 11.3 和 9.7 ka 两次短暂的降温事件, 尽管黄岩岛海域的 Mg/Ca 比也记录了这次降温事件, 但是其降温幅度并不明显(图 5d)。另外, 5.3~4.1 ka 三个站位均记录了

SST 升高, 但 17940 站位的 SST 变化幅度较小。3.5~2.3 ka, 黄岩岛海域有孔虫所记录的 SST 先降低再上升, MD01-2390 站位记录了稳定上升的趋势, 而 17940 站位则记录了波动下降的趋势(图 5)。

浮游有孔虫 Mg/Ca 所记录的 SST 变化不仅在南海的南北海域之间可以进行对比, 还可以与东亚夏季风所控制的董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进行对比^[25]: 12.6~11.8 ka, 南海 3 个站位的 SST 均降低, 对应着董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的升高; 11.8~6.3 ka, 3 个站位的 SST 均升高, 与此同时, 董哥洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值降

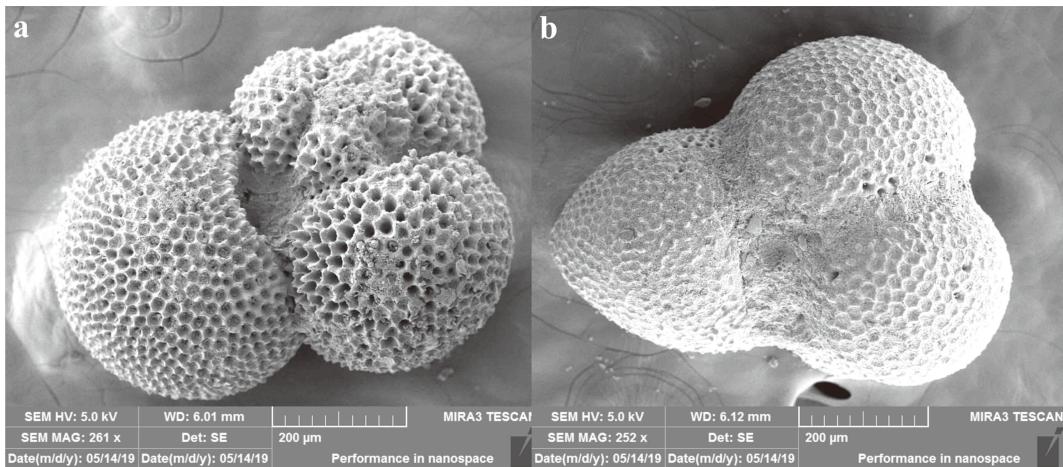


图 4 浮游有孔虫扫描电镜

a. *G.ruber*; b. *G.sacculifer*.

Fig.4 SEM photos of the planktonic foraminifera

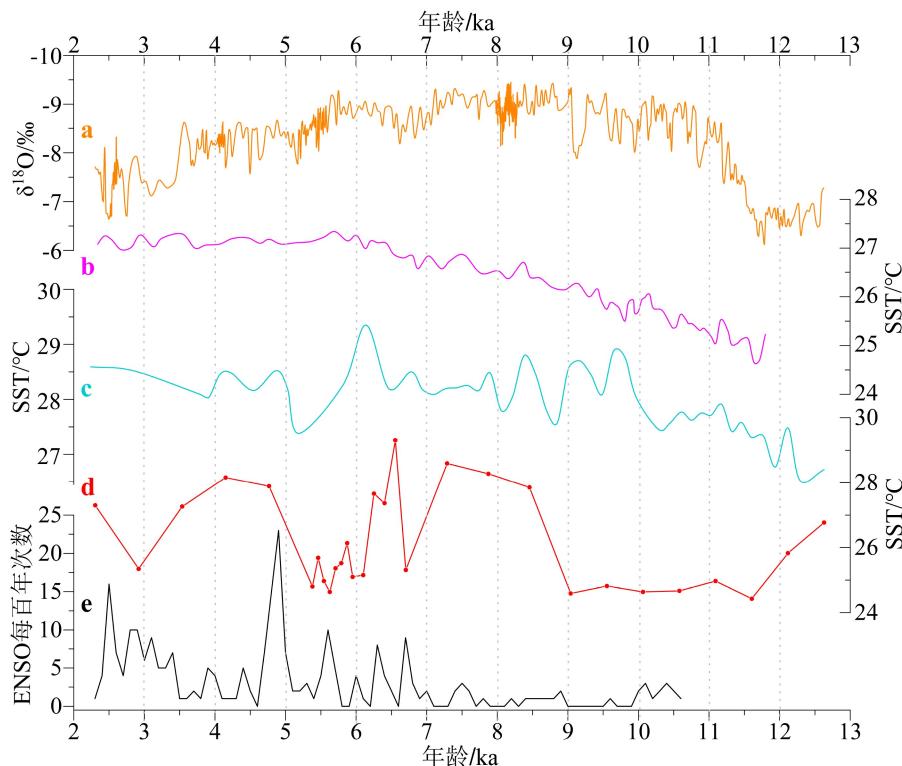
a. *G.ruber*; b. *G.sacculifer*.

图 5 12.6 ka 以来南海附近海域古气候变化曲线对比

a. 董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[29]; b. 南海北部 17940 站位根据浮游有孔虫 PF-12E 计算的 SST 变化曲线^[31];
c. 南海南部 MD01-2390 站位根据 *G.ruber* 的 Mg/Ca 比恢复的 SST 变化曲线^[30]; d. 根据珍贝海山底部 *G.ruber* 的 Mg/Ca
比恢复的 SST 变化曲线; e. 厄瓜多尔南部的 ENSO 记录^[32]。

Fig.5 Correlation of paleoclimatic patterns from different regions since 12.6 ka

a. The $\delta^{18}\text{O}$ records of Dong Ge stalagmite^[29]; b. The Mg/Ca-derived SST curve of PF-12E at 17940 station in the northern SCS^[31];
c. The Mg/Ca-derived SST curve at MD01-2390 station in the southern SCS^[30]; d. The Mg/Ca-derived curve at the bottom of Zhenbei seamount;
e. ENSO records in southern Ecuador^[32].

低且稳定在-8‰以下; 6.3~2.3 ka, SST 整体呈下降趋势, 同时董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高(图 5a)。

此外, 厄瓜多尔南部的 ENSO 记录表明, 自 11.8 ka 以来, ENSO 事件发生的频数逐渐增加, 6.3 ka 之后,

ENSO 事件发生频数最多^[32]。黄岩岛海域与南部 MD01-2390 站位的浮游有孔虫记录了该时期 SST 变化幅度比较高(图 5),但南海北部 SST 变化幅度不大(图 5b),这说明 ENSO 事件可能对南海南部的影响较大,而对南海北部的影响较小。

3.3 气候变化的驱动机制

南海属于边缘海,位于典型的东亚季风区,其洋流有夏季风驱动的顺时针反气旋环流和冬季风驱动的逆时针气旋式环流^[33],季节性的季风场形成了独特的表层洋流格局(图 1)。此外南海的区域地质构造复杂,在地质历史时期,随着海平面的升降,海陆格局的分布及其与大洋之间海水的交换通道都曾发生巨大变化^[34-35]。因此,南海的气候变化受多种机制的控制。

研究区浮游有孔虫壳体 Mg/Ca 比记录了自 12.6 ka 以来南海经历了几次快速降温事件,包括 12.6~11.8 ka 的新仙女木事件和全新世东亚夏季风突变事件。这些突变事件可与来自北大西洋深海沉积物记录的千年周期降温事件相对应^[36-37]。因此,这些降温事件指示了东亚夏季风的演化可能受到北大西洋冰筏事件的制约^[38-39]。在过去 12.6 ka 内,南海的海平面上升了将近 60 m,尤其自 11.8 ka 开始,海平面快速上升,至 6.3 ka 达到最高海平面,之后又略有降低(图 6g)^[34-35]。海平面的升降可能会影响底流活动,从而影响海洋物质的搬运能力以及沉积速率^[40-41]。前人研究认为,南海底流来源于东部台湾-吕宋岛弧之间的巴士海峡,经西沙群岛向东部的中央海盆传递^[42],甚至能够穿越西沙海槽,到达南海西南部(图 1)^[43]。但是,到目前为止,均未有研究指出研究区存在底流活动,说明海平面的变化不是研究区气候变化的驱动机制。

珍贝海山底部 *G.ruber* 记录的 SST 与中国华南董哥洞石笋氧同位素记录进行对比(图 6)^[29],结果表明 12.6~11.8 ka SST 较低,石笋氧同位素组成较重,指示了气候寒冷干燥;11.8~6.3 ka 石笋氧同位素组成显现出波动降低的变化,气候开始变得湿润^[44-45],尤其是自 11.3 ka 开始,SST 为上升趋势,石笋氧同位素组成为稳定低值,且浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 值也显示为稳定低值(图 6e),为较稳定的暖湿气候,指示了东亚夏季风增强,中国华南地区和南海可能进入了全新世适宜期^[46-47],而且此时其他地区仍处于干燥寒冷的气候^[48];在 6.3 ka 之后,SST 波动降低,石笋的氧同位素记录有增大的趋势,气候向寒冷干燥转变。一些研究者认为,轨道尺度上东亚夏

季风变化主要受北半球太阳辐射的驱动^[49-50]。Zhou 等^[12]认为 20°N 夏季光照强度从 13 ka 开始增强,在 9 ka 达到最大值,之后开始降低;Berger 和 Loutre^[51]及 Selvaraj 等^[52]认为 25°N 夏季光照强度在 10 ka 具有异常高值。研究区有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表明:夏季风的最大强度出现在 6.5 ka,比 9 ka 的光照强度最大值滞后了将近 2 500 年,这证明了季风变化可能滞后于光照强度约 1 500~3 000 年^[53]。

研究区浮游有孔虫所记录的这种气候变化,可能与末次冰期热带辐合带(ITCZ)移动有关。在亚轨道尺度上,北半球夏季太阳辐射的变化会影响 ITCZ 位置的纬向移动与 ENSO 的活动频率,进而制约着东亚夏季风强度的变化^[54-55]。ITCZ 的纬向移动,会导致北半球低纬地区夏季降水发生变化,体现在沉积物的氧同位素组成上^[56]。早—中全新世,北半球夏季太阳辐射强,强迫 ITCZ 向北移动,研究区夏季降水增加,浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低^[54];晚全新世,北半球夏季太阳辐射减弱,导致 ITCZ 向南移动,研究区夏季降水减少,浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大(图 6)^[29]。此外,Haug 等^[54]和 Clement 等^[55]认为中—晚全新世,由于热带大气对流与南方振荡的相互作用增强,使得 ITCZ 的南移与 ENSO 活动频率的增强有着密切的关系。Moy 等^[32]认为 ENSO 活动频率变化是东南亚地区气候年际变化的主要驱动力,ENSO 活动频率的增加会导致东亚夏季风的减弱,反之则相反。前人研究表明自中全新世开始 ENSO 活动频率逐渐增加(图 6h)^[55]。ENSO 活动频率较强的时期,大量温暖的海水会流入热带东太平洋,导致热带西太平洋海表温度降低,使热带西太平洋向亚洲大陆季风区输送的水汽减少,最终导致东亚夏季风减弱^[57-58]。因此,全新世北半球太阳辐射强度、ITCZ 平均位置的纬向移动和 ENSO 活动频率的变化可能是引起研究区全新世气候变化的主要原因^[59]。12.6~11.8 ka,为新仙女木时期,ITCZ 平均位置向南移动,导致降水减少,浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较大^[54];11.8~6.3 ka 为早—中全新世,北半球夏季太阳辐射强,导致 ITCZ 向北移动,东亚夏季风增强,降水增加,有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 值减小^[59];6.3~2.3 ka,太阳辐射变弱,导致 ITCZ 向南移动,同时 ENSO 活动频率增强,进一步加强了 ITCZ 的南移^[60],东亚夏季风的强度也随之发生了减弱,降水减少,浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大。

此外,发现南海黄岩岛海域浮游有孔虫 *G.sacculifer* 和 *G.ruber* 的碳同位素分馏值 $\Delta^{13}\text{C}_{G.s-G.r}$ 出现几次负偏移,这些负偏移在时间上与全新世东

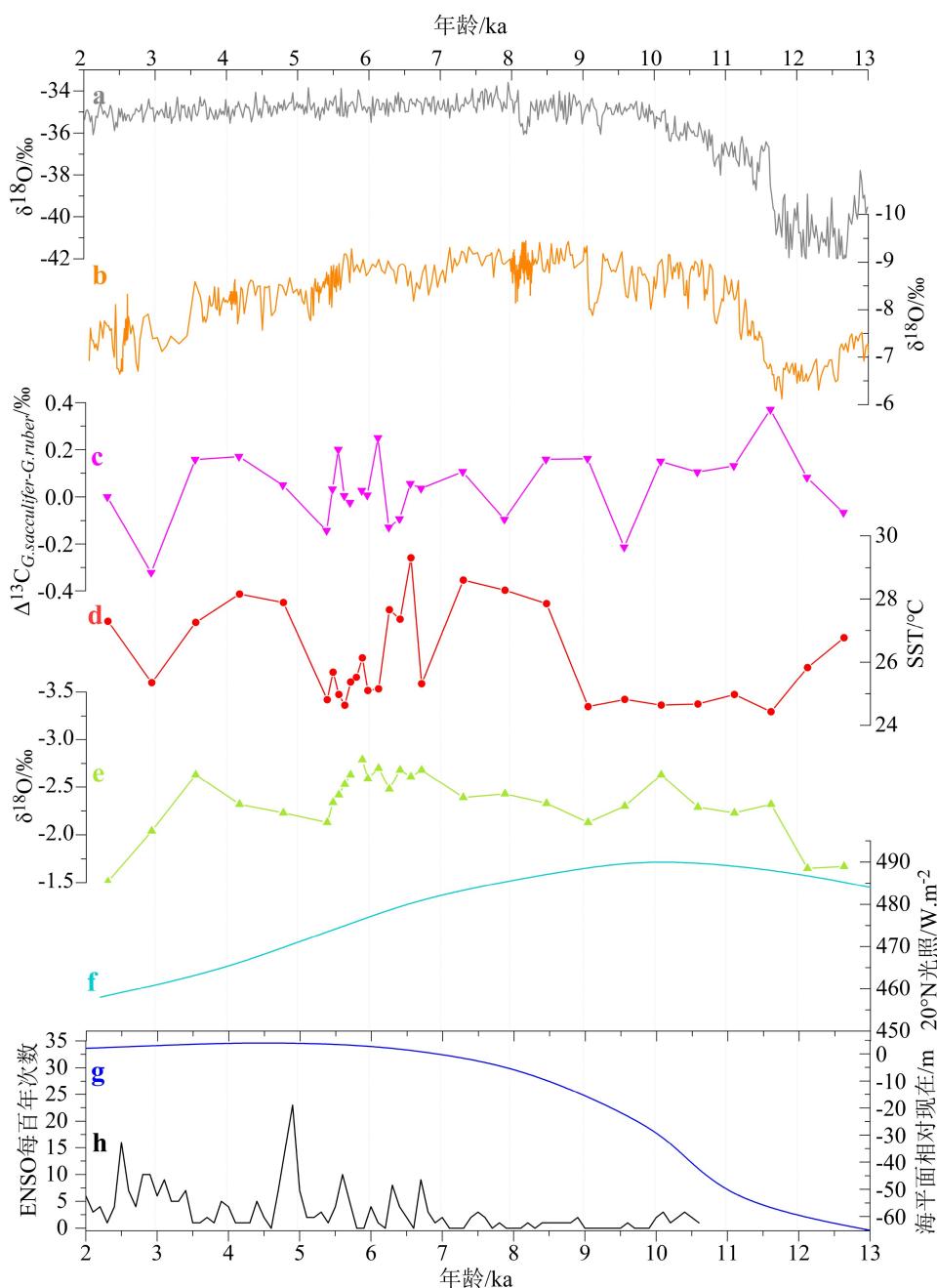


图 6 南海黄岩岛海域有孔虫和其他地区古环境指标变化曲线对比

a. 格陵兰岛冰芯 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ^[28]; b. 中国华南董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[29]; c. 黄岩岛海域浮游有孔虫 *G.sacculifer* 和 *G.ruber* 之间的碳同位素分馏值 $\Delta^{13}\text{C}_{G.\text{sacculifer}-G.\text{ruber}}$ 的变化曲线; d. 黄岩岛地区据 *G.ruber* 的 Mg/Ca 比恢复的 SST 变化曲线; e. 黄岩岛地区 *G.ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; f. 20°N 夏季平均日照变化曲线^[12]; g. 海平面变化曲线^[34-35]; h. 厄瓜多尔南部的 ENSO 记录^[32]。

Fig.6 The comparison of palaeoenvironmental proxies between the Huangyan Island of SCS and other locations

a. Greenland ice core $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values^[28]; b. $\delta^{18}\text{O}$ values of Dong Ge stalagmite in the South China^[29]; c. The carbon isotope fractionations ($\Delta^{13}\text{C}_{G.\text{sacculifer}-G.\text{ruber}}$) between *G.sacculifer* and *G.ruber* in the Huangyan Island; d. Mg/Ca –derived SST curve of the Huangyan Island; e. $\delta^{18}\text{O}$ values of *G.ruber* in Huangyan Island; f. 20°N mean sunshine curve in summer^[12]; g. Sea level change curve^[34-35]; h. ENSO records in southern Ecuador^[32].

亚夏季风突变事件具有一定的对应关系(图 6), SST 降低时, $\Delta^{13}\text{C}_{G.\text{sacculifer}-G.\text{ruber}}$ 呈负偏;而在 SST 升高时, $\Delta^{13}\text{C}_{G.\text{sacculifer}-G.\text{ruber}}$ 呈正偏。推测全新世 $\Delta^{13}\text{C}_{G.s-G.r}$

可能受 SST 变化的影响,但能否作为全新世东亚夏季风突变事件的一个新的指标及其具体的控制机制还有待进一步研究探讨。

4 结论

对南海珍贝海山底部的沉积物样品进行了 Mg/Ca 比及碳氧同位素组成测试分析,发现研究区沉积物完整地记录了自 12.6 ka 以来的气候变化,在时间范围上,能够与新仙女木事件以及全新世东亚夏季风突变事件相对应,可能与北大西洋冰筏事件有关。通过分析认为研究区的气候变化可能主要受到北半球夏季太阳辐射变化控制的 ITCZ 的纬向移动和 ENSO 活动强度的控制。此外,发现研究区全新世期间浮游有孔虫 *G.sacculifer* 和 *G.ruber* 的碳同位素分馏值 $\Delta^{13}\text{C}_{G.sacculifer-G.ruber}$ 与 SST 变化有关,但能否作为全新世东亚夏季风突变事件的一个新的指标及其具体的控制机制还需进一步的研究探讨。

致谢:感谢中国大洋 38 航次第二航段的首席科学家石学法研究员及所有参加人员在样品采集和保存上的指导和帮助,感谢中国科学院边缘海与大洋重点实验室碳酸盐岩元素地球化学实验室陈天然老师协助有孔虫 Mg/Ca 比值测试分析。

参考文献 (References)

- [1] Lea D W. Trace elements in foraminiferal calcite [M]//Gupta B K S. Modern Foraminifera. Dordrecht: Springer, 1999: 259-277.
- [2] Basak C, Rathburn A E, Pérez M E, et al. Carbon and oxygen isotope geochemistry of live (stained) benthic foraminifera from the Aleutian Margin and the Southern Australian Margin [J]. *Marine Micropaleontology*, 2009, 70 (3-4): 89-101.
- [3] Rae J W B, Foster G L, Schmidt D N, et al. Boron isotopes and B/Ca in benthic foraminifera: Proxies for the deep ocean carbonate system [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 302 (3-4): 403-413.
- [4] Vigier N, Rollion-Bard C, Levenson Y, et al. Lithium isotopes in foraminifera shells as a novel proxy for the ocean Dissolved Inorganic Carbon (DIC) [J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2015, 347 (1): 43-51.
- [5] Stott L, Cannariato K, Thunell R, et al. Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch [J]. *Nature*, 2004, 431 (7004): 56-59.
- [6] Schönfeld J, Kudrass H R. Hemipelagic sediment accumulation rates in the South China sea related to Late Quaternary sea-level changes [J]. *Quaternary Research*, 1993, 40 (3): 368-379.
- [7] 汪品先, 赵泉鸿, 翦知湣, 等. 南海三千万年的深海记录 [J]. *科学通报*, 2003, 48 (23): 2524-2535. [WANG Pinxian, ZHAO Quanhong, JIAN Zhimin, et al. Thirty million year deep sea records in the South China Sea [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48 (23): 2524-2535.]
- [8] Wang P X, Li Q Y, Tian J, et al. Monsoon influence on planktic $\delta^{18}\text{O}$ records from the South China Sea [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 142: 26-39.
- [9] Woodson A L, Leorri E, Culver S J, et al. Sea-surface temperatures for the last 7200 years from the eastern Sunda Shelf, South China Sea: climatic inferences from planktonic foraminiferal Mg/Ca ratios [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 165: 13-24.
- [10] Pelejero C, Grimalt J O, Heilig S, et al. High-resolution U^{237} temperature reconstructions in the South China Sea over the past 220 kyr [J]. *Paleoceanography*, 1999, 14 (2): 224-231.
- [11] Yang Y P, Xiang R, Liu J G, et al. Inconsistent sea surface temperature and salinity changing trend in the northern South China Sea since 7.0 ka BP [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018, 171: 178-186.
- [12] Zhou B, Zheng H B, Yang W G, et al. Climate and vegetation variations since the LGM recorded by biomarkers from a sediment core in the northern South China Sea [J]. *Journal of Quaternary Science*, 2012, 27 (9): 948-955.
- [13] Wu M S, Zong Y Q, Mok K M, et al. Holocene hydrological and sea surface temperature changes in the northern coast of the South China Sea [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, 135: 268-280.
- [14] Tian J, Huang E Q, Pak D K. 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*, 2010, 292 (1-2): 319-324.
- [15] Wang L J, Wang P X. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: glacial-interglacial contrasts in an enclosed basin [J]. *Paleoceanography*, 1990, 5 (1): 77-90.
- [16] 刘伟. 南海北部陆坡 MIS5 以来的古环境记录 [D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文, 2012. [LIU Wei. Paleoclimatic records from northern slope of South China Sea since the marine isotope stage 5 [D]. Doctor Dissertation of China University of Geosciences (Beijing), 2012.]
- [17] 钱永甫, 王谦谦, 朱伯承. 南海海流对冬季风应力的响应特征 [J]. *气象科学*, 2000, 20 (1): 1-8. [QIAN Yongfu, WANG Qianqian, Peter C. Responsive properties of oceanic currents in the South China Sea to wind stress of winter monsoon [J]. *Scientia Meteorologica Sinica*, 2000, 20 (1): 1-8.]
- [18] Zhang H B, Pin Y. Deep-water bottom current research in the northern South China Sea [J]. *Marine Georesources & Geotechnology*, 2012, 30 (2): 122-129.
- [19] 柴扉, 薛惠洁, 侍茂崇. 南海升降流区域分布及形成机制分析 [C]//中国海洋学文集——南海海流数值计算及中尺度特征研究. 北京: 中国海洋学会, 2001. [CHAI Fei, XUE Huijie, SHI Maochong. Formation and distribution of upwelling and downwelling in the South China Sea [C]// Beijing: Chinese Society for Oceanography, 2001.]
- [20] Whitko A N, Hastings D W, Flower B P. Past sea surface temperatures in the tropical South China Sea based on a new foraminiferal Mg calibration [J]. *MAR Sci*, 2002, 1.
- [21] 路波. 25 万年来西太平洋暖池核心区古海洋学研究 [D]. 中国科学院研究生院(海洋研究所)博士学位论文, 2010. [LU Bo. Past 250 kyr Paleoceanography in west pacific warm pool [D]. Doctor Dissertation of the Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2010.]
- [22] 潘梦迪, 邬黛黛, 吴能友, 等. 南海北部神狐海域晚末次冰期以来有

- 孔虫特征及其对古海洋环境的指示 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2017, 37(2): 127-138. [PAN Mengdi, WU Daidai, WU Nengyou, et al. Characteristics of foraminiferal assemblages since Last Glacial from Shenu area of northern South China Sea and implications for Paleoceanographic environmental changes [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2017, 37(2): 127-138.]
- [23] Hastings D W, Kienast M, Steinke S, et al. A comparison of three independent paleotemperature estimates from a high resolution record of Deglacial SST records in the tropical South China Sea [C]//Proceedings of AGU Fall Meeting. 2001: 10.
- [24] 梁静之, 黄宝琦, 董轶婷, 等. 南海北部MD12-3432站MIS 11期以来底栖有孔虫反映的古环境变化 [J]. 地学前缘, 2016, 23(4): 292-300. [LIANG Jingzhi, HUANG Baoqi, DONG Yiting, et al. Benthic foraminifera's implications on Paleo-environment variability in MD12-3432 in the northern South China Sea since MIS 11 [J]. *Earth Science Frontiers*, 2016, 23(4): 292-300.]
- [25] 汪品先. 西太平洋边缘海的冰期碳酸盐旋回 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1998, 18(1): 1-11. [WANG Pinxian. Glacial carbonate cycles in western Pacific marginal Seas [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1998, 18(1): 1-11.]
- [26] Elderfield H, Ganssen G. Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios [J]. *Nature*, 2000, 405(6785): 442-445.
- [27] 李建如. 有孔虫壳体的Mg/Ca比值在古环境研究中的应用 [J]. 地球科学进展, 2005, 20(8): 815-822. [LI Jianru. The application of foraminiferal shell Mg/Ca ratio in Paleo-environmental studies [J]. *Advances in Earth Science*, 2005, 20(8): 815-822.]
- [28] Andersen K K, Azuma N, Barnola J M, et al. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the Last Interglacial Period [J]. *Nature*, 2004, 431(7005): 147-151.
- [29] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(1-2): 71-86.
- [30] Steinke S, Chiu H Y, Yu P S, et al. On the influence of sea level and monsoon climate on the southern South China Sea freshwater budget over the last 22, 000 years [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25(13-14): 1475-1488.
- [31] Wang L, 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(1-4): 245-284.
- [32] Moy C M, Seltzer G O, Rodbell D T, et al. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch [J]. *Nature*, 2002, 420(6912): 162-165.
- [33] 李小洁. 南海北部沉积物记录的早更新世气候变化 [D]. 中国科学院研究生院(地球环境研究所)硕士学位论文, 2015. [LI Xiaojie. The early Pleistocene climate change recorded in the northern South China Sea sediments [D]. Master Dissertation of Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, 2015.]
- [34] Geyh M A, Streif H, Kudrass H R. Sea-level changes during the Late Pleistocene and Holocene in the Strait of Malacca [J]. *Nature*, 1979, 278(5703): 441-443.
- [35] Hanebuth T, Stattegger K, Grootes P M. Rapid flooding of the Sunda shelf: a Late-Glacial sea-level record [J]. *Science*, 2000, 288(5468): 1033-1035.
- [36] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene [J]. *Science*, 2001, 294(5549): 2130-2136.
- [37] Zhong W, Cao J Y, Xue J B, et al. A 15, 400-year record of climate variation from a subalpine lacustrine sedimentary sequence in the western Nanling Mountains in South China [J]. *Quaternary Research*, 2015, 84(2): 246-254.
- [38] Liu Y H, Henderson G M, Hu C Y, et al. Links between the East Asian monsoon and North Atlantic climate during the 8, 200 year event [J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6(2): 117-120.
- [39] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14, 000 years [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2009, 28(9-10): 840-849.
- [40] Zhao L, Ma C M, Leipe C, et al. Holocene vegetation dynamics in response to climate change and human activities derived from pollen and charcoal records from southeastern China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017, 485: 644-660.
- [41] 李明坤. 南海西北部36 kyr BP以来的古气候环境演变与驱动机制 [D]. 中国科学院大学(中国科学院广州地球化学研究所)博士学位论文, 2018. [LI Mingkun. Paleoclimate and paleoenvironment evolutions in the northwestern South China Sea over the past 36 kyr BP and the forcing mechanisms [D]. Doctor Dissertation of Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 2018.]
- [42] 邵磊, 李学杰, 耿建华, 等. 南海北部深水底流沉积作用 [J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 50(7): 1060-1066. [SHAO Lei, LI Xuejie, GENG Jianhua, et al. Deep water bottom current deposition in the northern South China Sea [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2007, 50(7): 1060-1066.]
- [43] Chen H, Xie X, Zhang W Y, et al. Deep-water sedimentary systems and their relationship with bottom currents at the intersection of Xisha Trough and Northwest Sub-Basin, South China Sea [J]. *Marine Geology*, 2016, 378: 101-113.
- [44] Yu K F, Zhao J X, Wei G J, et al. Mid-Late Holocene monsoon climate retrieved from seasonal Sr/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ records of *Porites lutea* corals at Leizhou Peninsula, northern coast of South China Sea [J]. *Global and Planetary Change*, 2005, 47(2-4): 301-316.
- [45] 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(5723): 854-857.
- [46] Wang X S, Chu G Q, Sheng M, et al. Millennial-scale Asian summer monsoon variations in South China since the last deglaciation [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 451: 22-30.
- [47] Zhou X, Sun L G, Zhan T, et al. Time-transgressive onset of the Holocene Optimum in the East Asian monsoon region [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 456: 39-46.
- [48] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件 [J]. 中国科学B辑, 1994, 37(3): 353-365. [SHI Yafeng, KONG

- Zhaochen, WANG Sumin, et al. The climatic fluctuation and important events of Holocene Megathermal in China [J]. *Scinece in China (Series B)*, 1994, 37 (3) : 353-365.]
- [49] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China [J]. *Science*, 2001, 294 (5550) : 2345-2348.
- [50] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224, 000 years [J]. *Nature*, 2008, 451 (7182) : 1090-1093.
- [51] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years [J]. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10 (4) : 297-317.
- [52] Selvaraj K, Chen C T A, Lou J Y. Holocene East Asian monsoon variability: links to solar and tropical Pacific forcing [J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34 (1) : L01703.
- [53] Fleitmann D, Burns S J, Mangini A, et al. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra) [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26 (1-2) : 170-188.
- [54] Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. Southward migration of the Intertropical convergence zone through the holocene [J]. *Science*, 2001, 293 (5533) : 1304-1308.
- [55] Clement A C, Seager R, Cane M A. Suppression of El Niño during the Mid-Holocene by changes in the Earth's orbit [J]. *Paleoceanography*, 2000, 15 (6) : 731-737.
- [56] Fedorov A V, Philander S G. Is El Niño changing? [J]. *Science*, 2000, 288 (5473) : 1997-2002.
- [57] Higginson M J, Altabet M A, Wincze L, et al. A solar (irradiance) trigger for millennial-scale abrupt changes in the southwest monsoon? [J]. *Paleoceanography*, 2004, 19 (3) : PA3015.
- [58] Li J Y, Dodson J, Yan H, et al. Quantitative Holocene climatic reconstructions for the Lower Yangtze region of China [J]. *Climate Dynamics*, 2018, 50 (3) : 1101-1113.
- [59] Liu Z Y, Kutzbach J, Wu L X. Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene [J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27 (15) : 2265-2268.
- [60] Clement A C, Seager R, Cane M A. Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate [J]. *Paleoceanography*, 1999, 14 (4) : 441-456.