

文章编号: 1000-0550(2017)04-0730-10

doi: 10.14027/j.cnki.cjxb.2017.04.007

沉积过程中有机碳及 *Globigerinoides ruber* 氧、碳同位素变化特征

——以南海南部为例

李文宝^{1,2}, 王汝建², 万随²

1. 内蒙古农业大学水资源保护与利用自治区重点实验室, 呼和浩特 010018

2. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

摘要 由水体到沉积物, 不同沉积阶段的沉积过程也有所不同。通过对比南海南部(SCS-S)水体沉降颗粒物、海底表层沉积物和岩芯柱状沉积物(上部3 m)中 *Globigerinoides ruber* 氧、碳同位素($\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$)值和有机碳(TOC)含量及堆积速率的变化, 系统分析了 TOC、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 等环境演变指标参数在沉积过程中的变化特征。结果显示: 1) 整个沉积过程中, TOC 及同位素等环境演变指标参数的变化情况并不一致。不过, 由下层水体沉降到海底表层的过程中, TOC 及堆积速率(分别由 4.20%、0.38 g/(cm²·ka)下降到 1.182%、0.039 g/(cm²·ka)、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值(分别偏重 0.196‰、0.855‰)均出现了明显变化。而一旦形成表层沉积物并被埋藏覆盖形成海底沉积物层(以岩芯柱状沉积物代表)以后, 在不考虑冰期—间冰期气候旋回的影响下, 除 TOC 外, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值等则基本保持不变; 2) 不同沉积阶段, TOC 含量变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值的相关性分析表明, 岩芯柱状沉积物中 TOC 含量变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 变化之间的相关性最为明显, 特别是 TOC 含量与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化间呈显著正相关($r=0.74$), 即由下层水体到表层沉积物这一沉降过程中, TOC 含量与堆积速率的突变及其对应的底层水中溶解氧(O₂)、二氧化碳(CO₂)含量变化可能是诱导 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 大幅偏重的主要因素。因此, 利用 TOC 等指标参数进行古环境变化分析时有必要考虑不同沉积过程的影响。

关键词 *Globigerinoides ruber*; 同位素; 有机碳(TOC); 沉积过程; 南海南部

第一作者简介 李文宝, 男, 1980 年出生, 博士, 副教授, 第四纪地质学, E-mail: tianshitd@126.com

中图分类号 P736.21 **文献标识码** A

海洋作为各种沉积物的主要汇集地, 已经成为分析重建全球或区域环境演变历史替代指标参数的重要载体之一。特别是在远洋地区, 由于受陆源物质输入影响较弱, 其洋底沉积物已经被广泛应用到古海洋与古气候学等多种学科的研究中^[1-5]。例如, 基于海底沉积物中总有机碳(TOC)含量变化进行的大洋表层海水初级生产力分析^[6-8]、基于有孔虫壳体元素地球化学特征进行的表层海水温度、稳定氧、碳同位素($\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$)分析等^[9-11], 早已成为分析古气候古环境演变的重要手段之一。但是在实际沉积过程中, 作为环境演变信息载体的沉积物, 其保存环境并不是一成不变的。首先, 大部分沉积物, 特别是生源组分, 在表层及次表层海水中生成, 并以沉降颗粒物的形态存在于海洋水体中; 随后, 在重力等作用下逐渐沉降, 由上层水体到达下层水体, 直至沉积在海底, 在海水—海底沉积物交界处形成海底表层沉积物; 最终, 随着

时间的推移, 旧的表层沉积物逐渐被新的表层沉积物掩埋, 进而形成覆盖海底的沉积物层(即海底沉积物是表层海水过程变化信息的重要储库之一)。整个沉积保存过程中, 沉积物沉降埋藏环境逐渐发生变化, 沉积物的结构或成分则可能随之发生改变。而基于水体沉降颗粒物捕获的现代沉积过程研究(如南海沉降颗粒物捕获等)^[12-14]和基于海底沉积物柱状岩芯钻探的古代沉积过程研究(如大洋钻探计划 ODP184 航次等)^[15-16]以及海底表层沉积物(海底表层沉积物位于海水—沉积物界面上, 是水体沉降颗粒物和岩芯柱状沉积物之间的过渡形态)的研究^[17-19]为详细分析沉积过程中不同指标参数的变化情况提供了可能。

基于此, 本文将对中国南海南部海域(SCS-S)为例(图1), 以沉积过程的时间推移为主线, 通过对比不同深度水体沉降颗粒物、海底表层沉积物与海底表

收稿日期: 2016-06-20; 收修改稿日期: 2016-09-04

基金项目: 国家自然科学基金项目(41406056); 内蒙古自治区自然科学基金项目(2012MS0612, 2016MS0552) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41406056; Natural Science Foundation of Inner Mongolia, No. 2012MS0612, 2016MS0552]

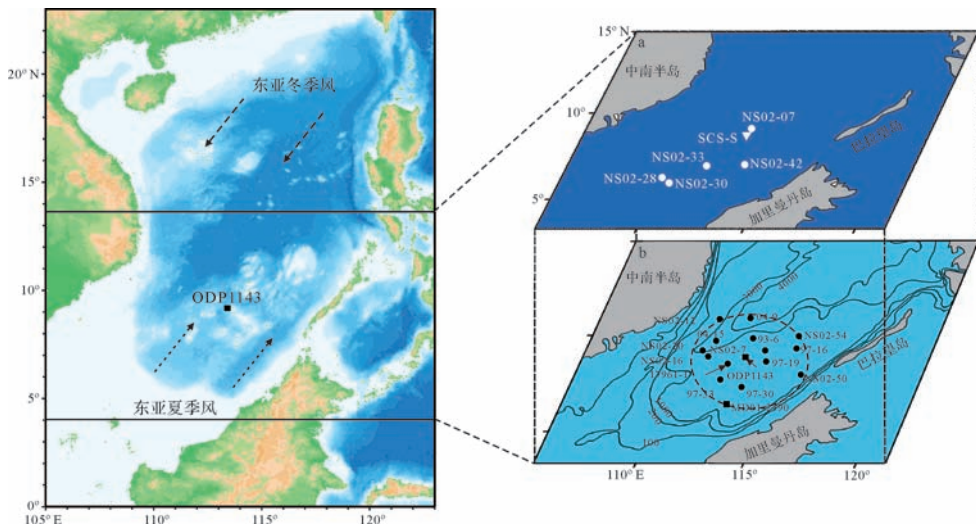


图1 南海南部水体沉降颗粒物、表层沉积物与岩芯柱状沉积物位置示意图

a.图中白色圆点代表浮游拖网采样点位置,白色倒三角代表沉积物捕获器(SCS-S)采样点位置;b.图中黑色方块代表岩芯柱状沉积物采样点位置,黑色圆点代表表层沉积物采样点位置。圆形虚线框代表海底表层沉积物的取样范围。

Fig.1 Locations of deposited particulate matter, surface sediment and core sediment in SCS-S

a.white dots show the sites of surface water samples, white inverted triangles show the location of sediment trap; b.black block shows the site of core sediment, black dots show the surface sediment samples. Dashed circle show the region of surface sediment samples.

层以下的沉积物层(以岩芯柱状沉积物代表)等三种沉积物存在形态中的总有机碳含量(TOC%)及堆积速率与 *Globigerinoides ruber* 壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化,具体分析沉积过程中不同沉积阶段内各个指标参数的变化特征、相互关系及可能影响因素,初步实现从现代沉积过程到古代沉积过程的整体分析,为更加合理地利用各常见环境演变历史替代指标参数提供理论参考。

1 样品与方法

1.1 样品

本文研究样品主要为水体沉降颗粒物、海底表层沉积物与岩芯柱状沉积物等三种类型(图1)。其中,水体沉降颗粒物由浮游拖网与时间序列沉积物捕获器获得;浮游拖网采样水深小于100 m;沉积物捕获器分为两层,其上层位于水深720 m处,下层位于水深2 270 m处(表1);海底表层以下岩芯柱状沉积物与海底表层沉积物分别选取ODP1143站(水深2 722 m)上部约3 m(mcd)的沉积物(有机碳在埋藏深度达到海底0.5~2 m以下,几乎不再受溶解作用影响^[20])与ODP1143站位周围~3个纬度与~3个经度(为了最大限度消除沉降颗粒物在水体中侧向飘移带来的影响^[15,21-22])范围内由德国“太阳号”和多次南沙综合考察所采集的14个海底表层沉积物样品

(平均水深~1 900 m,在实际比较分析中,以水深>2 200 m的表层样品为主,以所有表层样平均值为辅)。

表1 样品信息表

Table 1 Sample information in this paper

	站名名称	经度(°E)	纬度(°N)	水深/m	参考文献
浮游拖网	NS02-07	113.95	9.57	0~50	文献[18]
	NS02-28	109.65	6.07	0~150	
	NS02-30	110.90	5.30	0~136	
	NS02-33	112.00	7.00	0~50	
	NS02-42	114.04	7.15	0~50	
沉积物捕获器	SCS-S	113.14	9.23	上层:720 下层:2 270	本文
	表沉积物				本文及文献[18]
岩芯柱状沉积物	NS02-07	113.95	9.57	2 260	文献[10]
	NS02-12	111.11	10.72	2 460	
	NS02-16	111.39	8.49	1 572	
	NS02-20	109.81	8.92	1 716	
	NS02-50	116.40	8.19	1 741	
	NS02-54	116.02	9.99	1 751	
	17961-1	112.33	8.51	1 795	
	93-6	112.75	9.66	1 906	
	97-30	113.29	7.25	1 720	
	97-33	112.23	7.75	1 787	
	04-15	111.35	9.39	1 750	
	97-19	114.03	8.60	1 607	
	97-16	115.05	9.17	2 080	
	04-9	112.69	10.40	2 350	
ODP1143	113.28	9.36	2 772		

1.2 测试方法

浮游有孔虫 *G. ruber* 壳体稳定氧、碳同位素测试方法如下: *G. ruber* 壳体以干净完整、大小约 0.25 ~ 0.40 mm 为标准, 每个样品选取 14 ~ 20 枚壳体。从样品中挑选出符合要求的有孔虫壳体后, 在显微镜下用解剖针破碎, 用浓度大于 99.7 % 的酒精在频率为 40 Hz 的超声波中震荡清洗三次, 每次持续时间 5 ~ 10 s。洗涤好后在 60℃ 的烘箱中干燥 5 h, 随后将样品转移至 Finnigan 自动碳酸钙制样装置中 (Kiel III 型), 与原磷酸在 70℃ 高温下反应生成二氧化碳 (CO₂), 之后将收集到的 CO₂ 气体转移到 Finnigan MAT252 型稳定同位素质谱仪中测定氧、碳同位素值。测试精度参照中国国家标准 (GBW04405) 和标准 (NBS19), 并以 PDB (Pee Dee Belemnite) 标样进行误差标定。

TOC 含量 (%) 测试方法: 先将样品在低温 (50℃) 下烘干, 研磨 4 ~ 5 min 后分成两份: 一份用盐酸除去碳酸盐, 一份为原样。用百万分之一的天平称取 10 mg 左右的样品并用锡杯包好, 在 Thermo-Quest Italia SPA 有机碳分析仪上 (EA1110 型) 测试, 数据由计算机直接得出, 误差小于 0.2 %。实验测得样品中总碳含量 (TC) 和除去碳酸盐的有机碳含量 (TOC'), 利用公式 $TOC = (12 - TC) / (12 - TOC') \times TOC'$ 计算出总有机碳的绝对含量 (TOC)。TOC 堆积速率计算公式来自文献 [6, 17]。

当然, 由于样品来源及样品测试分析的具体日期存在差异 [10, 14, 18], 因此这可能会导致同一指标的实验结果存在细微差异 (例如每年的氧、碳同位素测试过程中的物理 (或机械) 误差会导致测试结果出现约 0.01‰ 的浮动)。但是, 本文涉及的所有样品的测试都遵循标准微体古生物处理方法和实验分析步骤, 且测试分析均在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。因此可以相信分析结果不会因为测试时间差异等因素出现大幅度的波动, 结果具有可靠性。

2 南海南部现代水文特征

中国南海位于欧亚大陆与太平洋之间的东亚季风影响区, 冬季和夏季分别以东北季风和西南季风占主导地位 (图 1)。冬、夏季风的强度及持续时间不同, 冬季风持续近 6 个月 (11 月—次年 4 月), 而夏季风持续近 4 个月 (每年 5 月—9 月), 总体上冬季风较夏季风强 [3, 23]。而在南海南部, 则主要受到西南季风的影响: 西南季风可以在南海南部海域形成局部的上升流或较强的离岸流, 这促进了该区域深层水与表层

水间的交换 [3, 24-25]。

根据南海卫星遥感及调查结果显示 (图 2), 现代南海的年均表层水温约 27.1℃, 南部约为 27.6℃, 北部约为 26.8℃。夏季, 南海北部表层水温为 26℃ ~ 29℃, 南海南部的表层水温则大于 28℃, 南北向温度梯度小; 冬季, 南海北部表层水温较低, 最低表层水温小于 18℃, 南海南部的平均最高表层水温则大于 26℃, 南北温度差与夏季相比明显增大 [3, 26]。不过, 就南海南部而言, 冬、夏季节表层海水温差变化幅度较小, 这为进行本文的研究提供了水文基础。南海表层海水盐度在 32.8‰ ~ 34.2‰ 之间, 夏季海水盐度 < 33.5‰, 冬季海水盐度 ≥ 34‰。同时, 在南海南部, 海水温度、盐度以及海水中的 CO₂、溶解氧 (O₂) 的含量随水深的增加, 均出现不同的变化 [3]。

在表层海水中, 温度、盐度均出现快速变化, 对应了表层水体温跃层等的存在。而在深层海水中, 温度和盐度的变化幅度减小, 相对稳定。根据 WOA05 数据库以及前人在南海南部 12°9.8'N, 112°55.9'E 处的观测结果 [27-28] 显示, 南海南部水体中 CO₂、O₂ 总含量在深层海水中 (1 ~ 3 km) 持续增加, 特别是 CO₂ 的总含量在 1.5 ~ 2.5 km 间出现明显增加。此外, 南海现代溶跃面和 CCD (碳酸盐溶解补偿深度) 分别约为 3 000 m 和 3 800 m (CCD 面在冰期深度可达 4 100 m) [3, 6], 这也为本文研究提供了基础。

3 结果与讨论

3.1 沉积过程中 TOC 含量、堆积速率及输出生产力变化特征

沉积物中 TOC 含量的变化既是表层水体输出有机质情况的直接反应指标之一, 又是表层海水输出生产力演变历史重建的重要代表参数之一, 业已被广泛应用到古海洋学等学科的研究中 [3, 20, 28]。但是, 在实际的沉降保存过程中, TOC 由于受到表层生产力即向海底连续输出有机碳的量以及沉积物堆积速率等因素的综合影响, 往往会出现部分溶解现象, 这不仅会导致在利用海底沉积物中 TOC 含量变化进行表层古生产力重建的过程中可能存在一定的偏差 [29-30], 而且 TOC 溶解产生 CO₂ 以及消耗溶解 O₂ 等过程则可能会对沉积物中有孔虫壳体的氧、碳同位素等产生影响 [31-32]。鉴于此, 沉积过程中 TOC 的变化情况及其可能影响因素将在本节进行讨论。

在南海南部, 由上层水体 (720 m) 沉降到下层水体 (2 270 m) 的过程中, TOC% 由 7.13 % 下降到

4.20%, 堆积速率由 0.42 g/(cm² · ka) 下降到 0.38 g/(cm² · ka); 由下层水体(2 270 m) 沉降到海底(水深 >2 270 m) 形成表层沉积物的过程中, TOC 含量及堆积速率则出现大幅度下降, 分别由 4.20%、0.38 g/(cm² · ka) 下降到 1.182%、0.039 g/(cm² · ka) (表 2, 全部表层沉积物平均值为 1.24%、0.041 g/(cm² · ka)), 其中 TOC 堆积速率的损失率(本文: 损失率 = 100% - (表层沉积物 TOC 堆积速率/下层水深沉降颗粒物 TOC 堆积速率) × 100%) 达到 ~89.8%。同样地, 随着埋藏时间(或深度) 的不断增长, 在海底表层沉积物被逐渐掩埋并最终形成海底沉积物层这一过程中, TOC 含量及堆积速率也出现了明显下降, 由海底表层沉积物中的 1.182%、0.039 g/(cm² · ka) 减少到海底岩芯柱状沉积物中的 0.582%、0.021 g/(cm² · ka) (表 2), 显示这一沉积阶段内 TOC 及堆积速率的损失率也相对较高。

进一步, 分析岩芯柱状沉积物上部 3 m (med, 合成深度) 中 TOC 含量及堆积速率的变化过程(图 3a), 可以看出在海底表层沉积物到 0.6 m (氧同位素 1 期-MIS1) 的埋藏深度中, TOC 含量及堆积速率的

变化幅度不大。虽然在冰期—间冰期旋回中 TOC 堆积速率出现变化, 但是幅度却依然较小: 岩芯柱状沉积物上部 3 m (包含 MIS1-3), TOC% 及堆积速率的最低值分别为 0.40%、0.010 g/(cm² · ka), 最高值分别为 0.68%、0.033 g/(cm² · ka)^[10], 其变化范围明显低于由海底表层沉积物(~0 m) 到 0.2 m 埋藏深度过程中 TOC 含量及堆积速率所出现的变化幅度(图 3)。

通过不同沉积阶段中 TOC 含量或堆积速率变化情况的具体分析, 可以发现整个沉积过程中 TOC 的大幅变化发生在海水—沉积物界面以及埋藏深度在 0~0.2 m 之间。现有研究结果显示有机质的保存情况主要受到表层生产力、堆积速率以及水体溶解氧含量等因素的综合影响^[6,13]。而分析南海南部水文特征, 可以发现 2~3 km 水深处正是南海南部水体中 O₂、CO₂ 含量迅速增加的地方, 显然富氧环境并不利于有机质的保存^[3,27-28]。此外, TOC 的堆积速率在这一沉积阶段中也出现大幅度下降, 显示由深层水体输入到表层沉积物中的有机质数量出现明显下降, 这显然也是表层沉积物中 TOC 含量出现大幅度下降的主要影响因素之一。

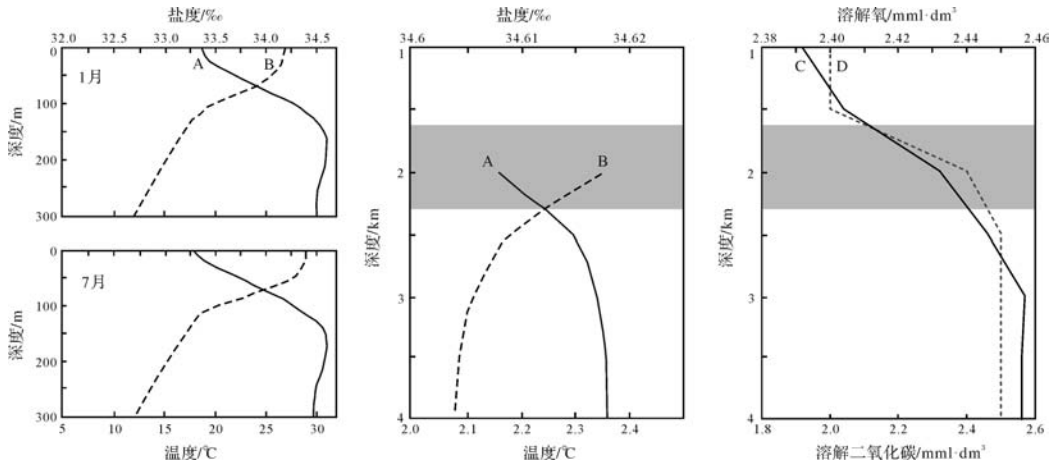


图 2 南海南部现代水文特征

A. 盐度变化曲线^[3], B. 温度变化曲线^[3], C. 溶解 O₂ 含量变化曲线^[27-28], D. 溶解 CO₂ 含量变化曲线^[27-28], 阴影为表层沉积物的分布水深

Fig.2 Characteristic of modern hydrology in SCS-S

A. salinity characteristic^[3]; B. temperature characteristic^[3]; C. change of dissolved oxygen^[27-28]; D. change of dissolved CO₂^[27-28]; shadow area shows the depth of surface sediment samples

表 2 沉积过程中 TOC 含量、堆积速率及输出生产力变化

Table 2 Changes of TOC(%), TOC flux and export production during the deposition process

	水体沉降颗粒物			海底表层沉积物		海底岩芯柱状沉积物
	0~100 m	720 m	2 270 m	>2 270 m	~1 900 m	(ODP1143, 约 3 m)
TOC 含量/%	—	7.13	4.20	1.182	1.24	0.582
TOC 堆积速率/(g/(cm ² · ka))	—	0.420	0.382	0.039	0.041	0.021
输出生产力/(g C/m ² · a)	17.22	22.23	35.06	—	46.09	28.45

注: 不同沉积物所反应的生产力及重建公式见参考文献[6,17,32]。

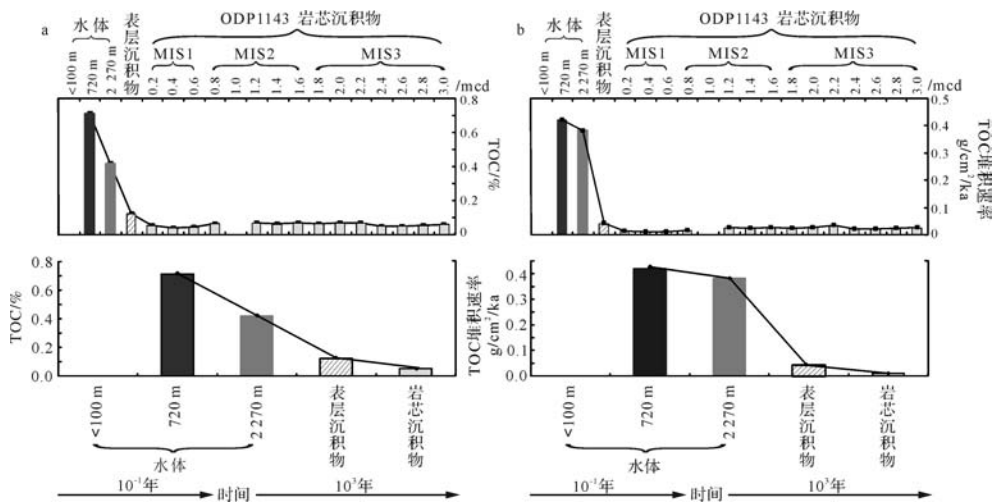


图3 沉积过程中 TOC 含量及堆积速率变化

a. 沉积过程中 TOC 含量变化; b. 沉积过程中 TOC 堆积速率变化。黑色条带为上层水体中 TOC 含量或 TOC 堆积速率平均值, 灰色条带为下层水体中 TOC 含量或 TOC 堆积速率平均值, 斜纹条带为表层沉积物中 TOC 含量或 TOC 堆积速率平均值, 灰白色条带为岩芯柱状沉积物中 TOC 含量或 TOC 堆积速率平均值。

Fig.3 Changes of TOC(%) and TOC flux during the deposition process

a. change of TOC% during the deposition process; b. change of TOC flux during the deposition process. gray-black band show average value of TOC% and TOC flux in upper layer water samples, gray band show average value of TOC% and TOC flux in deep layer water samples, strip of tape show average value of TOC% and TOC flux in surface sediment samples, gray-white band show average value of TOC% and TOC flux in core sediments.

进一步, TOC 含量或堆积速率在由深层水到海底表层沉积物这一沉积阶段的大幅变化可能导致“生物泵”作用在表层海水吸收的 CO_2 到达底层水时又被释放出来^[33], 最终只有很少一部分的碳被保存在海底沉积物中, 而利用沉积物中保留的这一小部分碳重建海洋古输出生产力的过程中除考虑由于采用不同输出生产力计算公式产生的误差外^[5,17], 还应该考虑不同沉降阶段中 TOC 含量及堆积速率等变化的影响。

实际上, 根据沉积过程中 TOC 含量及堆积速率变化重建的输出生产力的变化特征明显不同于 TOC 含量或堆积速率的变化特征: 在由表层水体到海底表层的沉降过程中, 虽然 TOC 含量及堆积速率不断减少, 但是输出生产力却不断增加: 在真光层下 100 m 输出的生产力只有 $17.22\text{ g C}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ ^[17], 而在下层水体沉积颗粒物中时已经上升到 $35.06\text{ g C}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。在海底形成表层沉积物的过程中, 输出生产力达到沉积过程中最高的 $46.00\text{ g C}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ (表 2)。此后, 随着埋藏深度的增加又明显下降, 特别是在海底表层到 0.6 m 间, 岩芯柱状沉积物中恢复的输出生产力明显比表层沉积物恢复的输出生产力低^[6]。而随着埋藏深度的进一步增加, 输出生产力随冰期一

冰期旋回出现波动变化^[6]。

当然, 在整个沉积过程, TOC 含量及堆积速率大幅度变化均发生在由下层水体沉降到海底形成表层沉积物的过程中。在南海南部, 水深 1.5~3 km 间, 水体中溶解 O_2 含量持续增加, 将会导致 TOC 被不断氧化, 进而导致 TOC 堆积速率下降明显, 这也对应了南海南部底层水中 CO_2 含量增加的趋势^[27-28]。同时, 由于重建公式差异及受到 TOC 含量及堆积速率在水体—沉积物界面上的大幅度变化的影响, 导致根据沉积过程中 TOC 含量及堆积速率变化重建的输出生产力变化特征存在差异。

3.2 沉积过程中 *G.ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 变化及影响因素

由于分布区域的典型性, *G.ruber* 已经被广泛应用到热带及亚热带海域的海洋学研究中^[33-34]。作为浮游有孔虫的代表属种, *G.ruber* 壳体成为表层海水温度、盐度、营养水平等环境信息的完美载体。一旦 *G.ruber* 死亡, 其壳体在重力作用下不断沉降直至被埋藏在海底沉积物中。这一沉积过程中, 壳体的保存环境不断变化, 进而可能导致 *G.ruber* 壳体记录的古环境信息发生变化^[35]。

在南海南部, 不同的沉积物赋存状态中, *G.ruber*

壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现明显变化。由表层水体(平均水深 $\leq 100\text{ m}$)处沉降到上层水体(720 m), *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -3.475‰ 偏重到 -3.295‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 值则由 0.516‰ 偏轻到 0.367‰ ; 由上层水体(720 m)沉降到下层水体(2 270 m), $\delta^{18}\text{O}$ 几乎没有变化, $\delta^{13}\text{C}$ 则由 0.367‰ 小幅度偏重到 0.431‰ ; 由下层水体(2 270 m)沉降到海底形成表层沉积物的过程中, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均出现明显变化, $\delta^{18}\text{O}$ 由 -3.295‰ 大幅度偏重到 -2.923‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 则由 0.431‰ 大幅偏重到 1.461‰ (表 3、图 4, 全部表层沉积物 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -3.102‰ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 1.286‰); 同样, 随着埋藏时间(或深度)的增加进而形成岩芯柱状沉积物的过程中, $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -2.923‰ 小幅偏轻到 -2.952‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 值则由 1.461‰ 小幅偏轻到 1.339‰ 。不过, 如果考虑到测试误差等因素的影响, 那么这一阶段的小幅度变化是可以忽略不计的。

就整个沉积保存过程来看, *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要出现了两个明显的变化阶段: 分别发生在由表层水体($< 100\text{ m}$)到上层水体(720 m)的沉降过

程($\delta^{18}\text{O}$ 偏重 0.180‰ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 偏轻 0.149‰)和由下层水体(2 270 m)到表层沉积物的沉积过程(分别偏重 0.196‰ 、 0.855‰) (表 3、图 4)。虽然在其他两个沉积阶段 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值同样出现小幅的偏移, 但是考虑到主、客观误差等因素的影响, 可以认为表层沉积物到柱状岩芯柱状沉积物的过程中 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本不变; 而在地质历史时期, 海底沉积物中 *G. ruber* 壳体不断沉积并被保存起来, 形成时间序列上的沉积物层。这一过程受到冰期—间冰期旋回中冰盖体积大小、海水温盐度变化等因素的影响^[14], 导致在 $0\sim 3\text{ m}$ 的埋藏深度范围内, *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值整体上出现冰期偏重、间冰期偏轻的规律变化。不过, 岩芯柱状沉积物上部 $0\sim 0.6\text{ m}$ (MIS1) 沉积物内的 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值与表层沉积物中 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本一致(图 4), 这说明如果排除地质历史上冰期—间冰期等因素的影响, 那么沉积过程中, 一旦沉积物到达海底被保存起来, 其中 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值将基本稳定, 不再受沉积过程的影响。

表 3 沉积过程中 *G. ruber* 壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 变化

Table 3 Changes of $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ value during the deposition process

	水体沉降颗粒物			海底表层沉积物		海底岩芯柱状沉积物
	0~100 m	720 m	2 270 m	>2 270 m	~1 900 m	(ODP1143, 约 3 m)
$\delta^{18}\text{O}$	-3.475	-3.295	-3.298	-2.923	-3.102	-1.925
$\delta^{13}\text{C}$	0.516	0.367	0.431	1.461	1.286	1.150

一般来讲, 浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化主要受到表层海水温度的影响, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 值则与海水表层生产力有一定的关联^[30, 36]。在南海南部, 海水环境不仅受到季风的影响, 同时还受到西太平洋暖池的影响, 表层海水温度常年处于 26℃ 以上。表层水体, 特别是上部 200 m 以内, 不仅海洋生物生产力较高, 同时也是海水物理、化学性质突变的地方, 这对 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 的分馏作用将产生重要影响, 这可能导致自表层水体到上层水体的沉积过程中出现 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著偏重、 $\delta^{13}\text{C}$ 显著偏轻现象; 而对“白垩纪大洋缺氧事件”的研究结果显示有机质分解不仅可以消耗掉海水中大量的溶解氧, 而且会导致海水中富含碳同位素^[37-38]。因此, TOC 在海水—沉积物界面上的大量溶解, 可能导致了这一沉积阶段中 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值的大幅度偏重。同时, 根据有孔虫壳体 Mg/Ca 值恢复的海水温度显示, 从下层水体(2 270 m)到海底岩芯柱状沉积物(MD01-2390 的顶部温度^[6]),

海水温度变化约为 1.4℃ ^[35, 39], 这与 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重 $\sim 0.375\text{‰}$, 相当约 1.4℃ 的海水温度变化(在理想情况下, 海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值 0.26‰ 的变化相当于海水温度变 1℃ ^[40])的情况基本一致, 显示了底层海水中溶解氧等的变化对 *G. ruber* 壳体化学性质的确产生影响。

当然, 通过不同深度水体以及岩芯柱状沉积物中 TOC 含量与 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 变化相互关系的分析, 结果显示了沉积过程中 TOC 含量及堆积速率突变对 *G. ruber* 壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏移的影响: 在上层水体(720 m)和下层水体(2 270 m)沉积颗粒物中, TOC 含量与 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 变化之间几乎不存在相关性, 但是经过自水体沉降颗粒物到海底沉积物的沉积转变过程中各指标参数的大幅度变化, 岩芯柱状沉积物中 TOC 含量与 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 变化之间的相关性明显提高, 特别是 TOC 含量与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化间呈现显著正相关, 且相关系数 r 值达到 0.74 (图 5)。这显然与上述“有机质分解不仅可以消耗掉海水中大量的溶解氧, 而且会

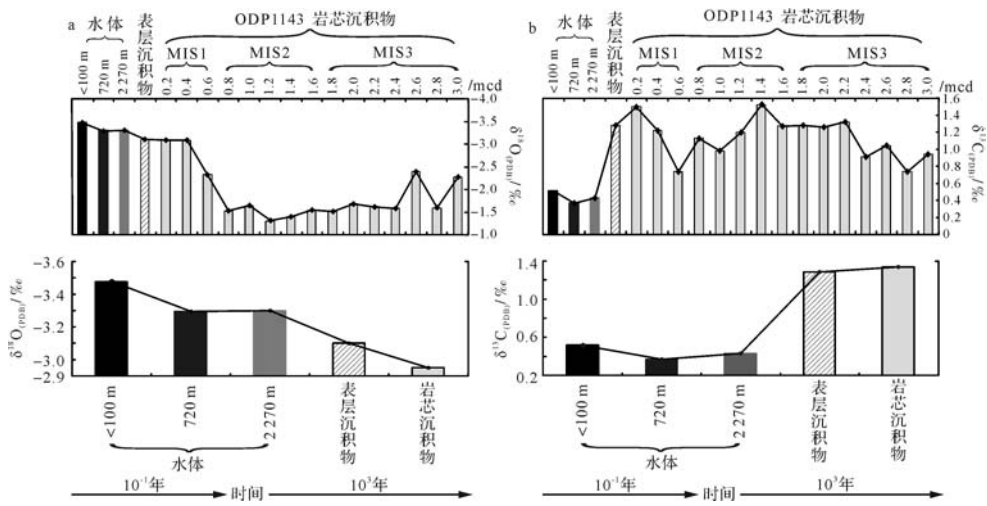


图4 沉积过程中 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 变化

a. 沉积过程 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 变化, b. 沉积过程 *G. ruber* 壳体 $\delta^{13}\text{C}$ 变化; 黑色条带为表层水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 或 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值, 灰黑色条带为上层水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 或 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值, 灰色条带为下层水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 或 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值, 斜纹条带为表层沉积物中 $\delta^{18}\text{O}$ 或 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值的变化, 灰白色条带为岩芯柱状沉积物中 $\delta^{18}\text{O}$ 或 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值的变化。

Fig.4 Changes of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ during the deposition process

a. change of $\delta^{18}\text{O}$ value during the deposition process, b. change of $\delta^{13}\text{C}$ value during the deposition process; black band show average value of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ in sea surface water samples; gray-black band show average value of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ flux in upper layer water samples; gray band show average value of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ in deep layer water samples; Strip of tape show average value of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ in surface sediment samples; gray-white band show average value of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ in core samples.

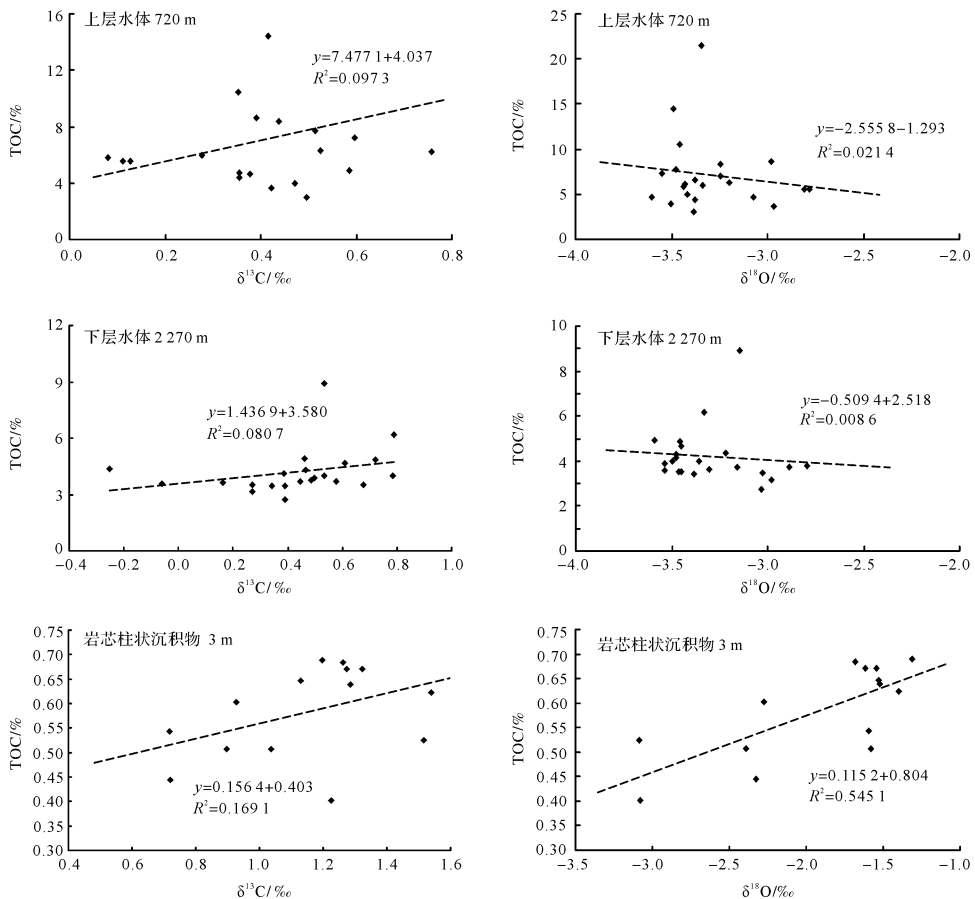


图5 沉积过程中 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 与 TOC 含量变化的关系

Fig.5 Coherence changes between $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and TOC% during the deposition process

导致海水中富含碳同位素”论断一致。

因此,虽然不同沉积阶段中 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值的具体变化情况有所差异,但是整个沉积过程中 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本呈现逐渐偏重趋势:在由表层水体(<100 m)到上层水体(720 m)的沉降阶段, $\delta^{18}\text{O}$ 值显著偏重、 $\delta^{13}\text{C}$ 值显著偏轻;而由下层水体(2 270 m)到表层沉积物的沉积阶段, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均出现大幅度偏重。特别是在海水—沉积物界面上, $\delta^{18}\text{O}$ 值偏重幅度对应了底层海水的温度变化^[5,34,38];而 $\delta^{13}\text{C}$ 值的大幅偏重则对应了 TOC 的大量溶解。所以,利用 *G. ruber* 壳体中同位素指标进行古环境演变过程重建时需要考虑沉积过程中这些替代指标参数的具体变化情况,尽量减少误差。

综上,通过比较不同沉积阶段各环境演变替代性指标参数的变化,发现沉积过程中特别是在由下层水体沉降到海底形成表层沉积物的过程中各参数指标均出现较大幅度的变化。而一旦表层沉积物被覆盖埋藏形成海底沉积物层即柱状沉积物以后,在不考虑冰期—间冰期气候旋回的影响下,那么除 TOC 以外, *G. ruber* 壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值等参数只是出现小幅度变化。如果考虑到样品来源及机械误差等因素的影响,那么在这一沉积阶段中,可以认为 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本稳定,不再发生变化。

4 结论

通过比较南海南部沉积过程中水体沉降颗粒物、海底表层沉积物和岩芯柱状样等三种沉积物存在形态中 TOC 含量及堆积速率、*G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值等环境演变替代性指标参数的变化,得到以下结论:

(1) 由水体沉降颗粒物到海底岩芯柱状沉积物的过程中,TOC%及堆积速率发生明显下降。特别是在由下层水体沉降到海底表层的过程中,TOC 含量及堆积速率均出现大幅度变化,分别由 4.20%、0.38 g/(cm²·ka) 下降到 1.182%、0.039 g/(cm²·ka),推测这一快速变化过程主要受到溶解作用即底层海水含氧量的影响,并导致最终只有很少一部分的碳被保存在海底沉积物中。因此,利用岩芯柱状样中保留的碳进行古输出生产力重建时有必要考虑不同沉降阶段中 TOC 含量及堆积速率变化带来的影响。

(2) 在不同沉积阶段,*G. ruber* 壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化趋势并不一致。但是,在由表层水体(<100 m)到上层水体(720 m)和由下层水体(2 270 m)到海

底表层沉积物的两个沉积阶段, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均出现明显偏移,而一旦表层沉积物被覆盖埋藏形成海底沉积物层即柱状沉积物以后,在不考虑冰期—间冰期气候旋回的影响下,*G. ruber* 壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值等参数只是出现小幅度变化。同时,不同沉积阶段,TOC 含量变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值的相关性分析显示,岩芯柱状沉积物样中 TOC 含量与 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 变化之间的相关性最为明显,特别是 TOC 含量与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化间呈现显著正相关($r=0.74$),这显示在下层水体到表层沉积物的沉积阶段内, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值的大幅偏重变化与 TOC 大量溶解所导致的大洋底层水体溶解氧被消耗有关。

致谢 感谢匿名评审专家及编辑提出的宝贵修改意见!

参考文献 (References)

- [1] 同济大学海洋地质系. 古海洋学概论[M]. 上海:同济大学出版社,1989. [Department of Marine Geology of Tongji University. Introduction to paleoceanography [M]. Shanghai: Tongji University Press, 1989.]
- [2] 汪品先,赵泉鸿,翦知潜,等. 南海三千万年的深海记录[J]. 科学通报,2003,48(21):2206-2215. [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(21): 2206-2215.]
- [3] Wang Pinxian, Li Qianyu. The South China Sea: Paleoceanography and sedimentology [M]. Dordrecht, The Netherlands: Springer, 2008.
- [4] Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth[J]. Astronomy & Astrophysics, 2004, 428(1): 261-285.
- [5] 孙维萍,扈传显,韩正兵,等. 南极普里兹湾表层沉积物微量元素分布特征及其物源指示意义[J]. 沉积学报,2016,34(2): 308-314. [Sun Weiping, Hu Chuanyu, Han Zhengbing, et al. Distribution and sources of trace metals in the surface sediments of Prydz Bay, Antarctica [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2016, 34(2): 308-314.]
- [6] 王博士,赵泉鸿,翦知潜. 南海南部中上新世以来沉积有机碳与古生产力变化[J]. 海洋地质与第四纪地质,2005,25(2):73-79. [Wang Boshi, Zhao Quanhong, Jian Zhimin. Changes of organic carbon and paleoproductivity in the southern South China Sea since middle Pliocene[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2005, 25(2): 73-79.]
- [7] Sachs O, Sauter E J, Schlüter M, et al. Benthic organic carbon flux and oxygen penetration reflect different plankton provinces in the Southern Ocean[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2009, 56(8): 1319-1335.
- [8] Shakun J D, Lea D W, Lisiecki L E, et al. An 800-kyr record of

- global surface ocean $\delta^{18}\text{O}$ and implications for ice volume-temperature coupling[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 426: 58-68.
- [9] 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(7/8): 688-700.
- [10] Tian Jun, Wang Pinxian, Cheng Xinrong, et al. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 203(3/4): 1015-1029.
- [11] Rohling E J, Foster G L, Grant K M, et al. Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years[J]. *Nature*, 2014, 508(7497): 477-482.
- [12] 陈荣华, 郑玉龙, Wiesner M G, 等. 1993~1996年南海中部海洋沉降颗粒通量的季节和年际变化[J]. *海洋学报*, 2006, 28(3): 72-80. [Chen Ronghua, Zheng Yulong, Wiesner M G, et al. Seasonal and annual variations of marine sinking particulate flux during 1993~1996 in the central South China Sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2006, 28(3): 72-80.]
- [13] 陈建芳, Wiesner M G, Wong H K, 等. 南海颗粒有机碳通量的垂直变化及早期降解作用的标志物[J]. *中国科学(D辑): 地球科学*, 1999, 29(4): 372-378. [Chen Jianfang, Wiesner M G, Wong H K, et al. Vertical changes of POC flux and indicators of early degradation of organic matter in the South China Sea[J]. *Science China(Seri.D): Earth Sciences*, 1999, 29(4): 372-378.]
- [14] 万随, 翦知潜, 成鑫荣, 等. 南沙海区浮游有孔虫通量及其壳体化学性质的季节变化[J]. *中国科学(D辑): 地球科学*, 2010, 40(7): 881-892. [Wan Sui, Jian Zhimin, Cheng Xinrong, et al. Seasonal variations in planktonic foraminiferal flux and the chemical properties of their shells in the southern South China Sea[J]. *Science China(Seri.D): Earth Sciences*, 2010, 40(7): 881-892.]
- [15] Wang W L, Prell W L, Blum P, et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 184[M]. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 2000: 1-77.
- [16] Wang Rujian, Jian Zhimin, Xiao Wenshen, et al. Quaternary biogenic opal records in the South China Sea: linkages to the East Asian monsoon, global ice volume and orbital forcing[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2007, 50(5): 710-724.
- [17] 李文宝, 王汝建, 陈建芳, 等. 南海表层沉积物与水柱中沉降颗粒物对比研究及其古环境再造意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2008, 28(4): 73-83. [Li Wenbao, Wang Rujian, Chen Jianfang, et al. Correlation of surface sediments with sinking particulate matters in the South China Sea and implication for reconstructing paleoenvironment[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2008, 28(4): 73-83.]
- [18] 向荣, 陈木宏, 成鑫荣, 等. 南海南部水体和沉积物中的浮游有孔虫氧碳同位素分析[J]. *热带海洋学报*, 2009, 28(3): 59-66. [Xiang Rong, Chen Muhong, Cheng Xinrong, et al. A preliminary study of oxygen and carbon isotopic changes of planktonic foraminifera from surface sediments and plankton tow samples in southern South China Sea[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2009, 28(3): 59-66.]
- [19] 汪品先. 穿凿地球系统的时间隧道[J]. *中国科学(D辑): 地球科学*, 2009, 39(10): 1313-1338. [Wang Pinxian. Digging a time tunnel through the Earth system[J]. *Science China(Seri.D): Earth Sciences*, 2009, 39(10): 1313-1338.]
- [20] Löwemark L, Steinke 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(1/2/3): 138-153.
- [21] Siegel D A, Fields E, Buesseler K O. A bottom-up view of the biological pump: modeling source funnels above ocean sediment traps[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2008, 55(1): 108-127.
- [22] Rixen T, Guptha M V S, Ittekkot V, et al. Deep ocean fluxes and their link to surface ocean processes and the biological pump[J]. *Progress in Oceanography*, 2005, 65(2/3/4): 240-259.
- [23] Liu Qinyu, Jia Yinglai, Liu Penghui, et al. Seasonal and intraseasonal thermocline variability in the central South China Sea[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(23): 4467-4470.
- [24] Chu P C, Wang Guihua. Seasonal variability of thermohaline front in the Central South China Sea[J]. *Journal of Oceanography*, 2003, 59(1): 65-78.
- [25] Fan Wei, Song Jinbao, Li Shuang. A numerical study on seasonal variations of the thermocline in the South China Sea based on the ROMS[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2014, 33(7): 56-64.
- [26] 王东晓, 杜岩, 施平. 南海上层物理海洋学气候图集[M]. 北京: 气象出版社, 2002: 1-35. [Wang Dongxiao, Du Yan, Shi Ping. *Climatological Atlas of physical oceanography in the upper layer of the South China Sea*[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2002: 1-35.]
- [27] 韩舞鹰, 王明彪, 林洪瑛. 南沙群岛海域深层海水碳垂直通量[J]. *海洋学报*, 1995, 17(3): 118-121. [Han Wuying, Wang Mingbiao, Lin Hongying. Change of carbon vertical flux in deep water mass of Nansha Islands[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 1995, 17(3): 118-121.]
- [28] Mollenhauer G, Schneider R R, Jennerjahn T, et al. Organic carbon accumulation in the South Atlantic Ocean: its modern, mid-Holocene and last glacial distribution[J]. *Global and Planetary Change*, 2004, 40(3/4): 249-266.
- [29] Buesseler K O, Ball L, Andrews J, et al. Upper ocean export of particulate organic carbon and biogenic silica in the Southern Ocean along 170°W[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2001, 48(19/20): 4275-4297.
- [30] Wu Kai, Dai Minhan, Chen Junhui, et al. Dissolved organic carbon in the South China Sea and its exchange with the Western Pacific Ocean[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2015, 122: 41-51.
- [31] Rutgers van der Loeff M M, Boudreau B P. The effect of resuspension on chemical exchanges at the sediment-water interface in the

- deep sea—a modelling and natural radiotracer approach[J]. *Journal of Marine Systems*, 1997, 11(3/4): 305-342.
- [32] Ordoñez C, de la Fuente A, Díaz-Palma P. Modeling the influence of benthic primary production on oxygen transport through the water-sediment interface[J]. *Ecological Modelling*, 2015, 311: 1-10.
- [33] Sigman D M, Haug G H. The biological pump in the past[M]//Holland H D, Turekian K K. *Treatise on Geochemistry*. The Netherlands: Elsevier, 2007.
- [34] 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.]
- [35] Steinke S, Chiu H Y, Yu Paisen, et al. Mg/Ca ratios of two *Globigerinoides ruber* (white) morphotypes: implications for reconstructing past tropical/subtropical surface water conditions[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2005, 6(11): Q11005.
- [36] Brodie C R, Casford J S L, Lloyd J M, et al. Evidence for bias in C/N, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values of bulk organic matter, and on environmental interpretation, from a lake sedimentary sequence by pre-analysis acid treatment methods[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(21/22): 3076-3087.
- [37] Doval M D, Hansell D A. Organic carbon and apparent oxygen utilization in the western South Pacific and the central Indian Oceans[J]. *Marine Chemistry*, 2000, 68(3): 249-264.
- [38] 胡修棉,王成善,李祥辉. 大洋缺氧事件的碳稳定同位素响应[J]. *成都理工大学学报*, 2001, 28(1): 1-6. [Hu Xiumian, Wang Chengshan, Li Xianghui. Stable carbon isotope response to oceanic anoxic events[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 2001, 28(1): 1-6.]
- [39] Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate impact of Late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations[J]. *Science*, 2000, 289(5485): 1719-1724.
- [40] Moore T C Jr, Pisias N G, Dunn D A. Carbonate time series of the Quaternary and late Miocene sediments in the Pacific Ocean: a spectral comparison[J]. *Marine Geology*, 1982, 46(3/4): 217-233.

Changes of TOC and $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ from *Globigerinoides ruber* during the Deposition Process in the Southern South China Sea

LI WenBao^{1,2}, WANG RuJian², WAN Sui²

1. Inner Mongolia Autonomous Region Key Laboratory of Water Resources Protecting and Utilization, Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot 010018, China

2. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

Abstract: The ocean sediments are formed in surface water and finally preserved in sea floor. During this process, the sedimentary environment always changed. In this paper, the change characteristics of TOC(%), TOC flux and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values from *Globigerinoides ruber* during the deposition process had been discussed in detail, basing on analyzing the relationships among particulate matter, surface sediment and core sediment in Southern of South China Sea (SCS). Here, the results shown that: 1) The different proxies, such as TOC(%), TOC flux and $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, have different changes during the deposition process. Specially, all the values of TOC(%), TOC flux and $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ descended visibly during the deposition stage from deep water layers to sea floor. The value of TOC% and TOC flux descend from 4.20%, 0.38 g/(cm²·ka) to 1.182%, 0.039 g/(cm²·ka), respectively. The value of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ descend from 3.298‰ and 0.431‰ to 2.923‰ and 1.461‰, respectively. Reversely, when the core sediment formed in sea floor, the value of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ would become stable except TOC(%) and TOC flux; 2) The relationship between TOC(%) change and value of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ become visibly when the core sediment formed. Specially, there are clearer coherence between TOC(%) and value of $\delta^{18}\text{O}$ in core sediments than other sediment types. In other hand, the change of relationship between TOC(%) and value of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ indicate that the dissolution of TOC might be one of important factors leads to change of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ value. In one word, the change characteristics of TOC(%), TOC flux and $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ during different sedimentary stages must be considered when reconstruct the palaeoenvironment evolution history based on these proxies.

Key words: *Globigerinoides ruber*; isotope; total organic carbon(TOC); deposition process; southern of South China Sea