

doi: 10.12029/gc20200514

张江勇, 赵利, 李波, 李学杰, 钟和贤, 田成静. 2020. 南海与台湾岛东部海域浅地层碳酸盐旋回[J]. 中国地质, 47(5): 1486–1500.

Zhang Jiangyong, Zhao Li, Li Bo, Li Xuejie, Zhong Hexian, Tian Chengjing. 2020. Carbonate cycle in sub-bottom strata in the South China Sea and the east sea area of Taiwan Island[J]. Geology in China, 47(5):1486–1500(in Chinese with English abstract).

南海与台湾岛东部海域浅地层碳酸盐旋回

张江勇^{1,2}, 赵利^{1,2}, 李波^{1,2}, 李学杰^{1,2}, 钟和贤^{1,2}, 田成静^{1,2}

(1. 自然资源部海底矿产资源重点实验室, 广州海洋地质调查局, 广东 广州 510760; 2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州), 广东 广州 511458)

摘要:前人提出南海晚第四纪碳酸钙含量变化存在“大西洋型”和“太平洋型”两种基本类型, 本文利用 $\delta^{18}\text{O}$ 、 CaCO_3 含量、 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量、浮游有孔虫丰度及钙质超微化石丰度, 来表征南海与台湾东部海域 13 个柱状样的碳酸盐旋回特征。 CaCO_3 含量和 SiO_2 含量通常是表征碳酸盐旋回的良好指标, 二者的变化常呈相互消长关系。研究区碳酸盐旋回包括“大西洋型”和“太平洋型”两种标准型式, 但也存在不规则形态。“大西洋型”碳酸盐旋回与海平面冰期-间冰期升降旋回密切相关, 本文研究的具有该旋回特征的柱状样主要分布在南海水深 3000 m 以浅区域, 其中南海北部碳酸盐旋回很可能伴随着海平面下降(上升)期间富集陆源较粗(细)颗粒物的过程。“太平洋型”碳酸盐旋回在南海现今碳酸钙溶跃面上下很大水深范围都有分布, 碳酸钙溶解作用旋回不是“太平洋型”碳酸盐旋回的根本原因。本文研究的台湾东部海域柱状样碳酸盐旋回既不属于大西洋型, 也不属于太平洋型。研究区浅地层沉积速率变化与碳酸盐旋回的型式关系不大, 主要受控于水深和冰期旋回中海平面变化。随着水深增大, 沉积速率趋于增加。MIS2 期平均沉积速率大约是 MIS1 期平均沉积速率的 2 倍多。

关键词:碳酸盐旋回型式; 海平面升降旋回; CaCO_3 含量; SiO_2 含量; 海洋地质调查工程; 南海
中图分类号: P736.22³ 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2020)05-1486-15

Carbonate cycle in sub-bottom strata in the South China Sea and the east sea area of Taiwan Island

ZHANG Jiangyong^{1,2}, ZHAO Li^{1,2}, LI Bo^{1,2}, LI Xuejie^{1,2}, ZHONG Hexian^{1,2}, TIAN Chengjing^{1,2}

(1. Key Laboratory of Marine Mineral Resources, Guangzhou Marine Geological Survey, Ministry of Natural Resources, Guangzhou 510760, Guangdong, China; 2. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, Guangdong, China)

Abstract: It was discovered that there existed two classic types of carbonate cycle, namely, Atlantic type and Pacific type, in the late Quaternary sediments in the South China Sea. In this paper, some characteristics of carbonate cycles in the South China Sea and the sea area southeast of Taiwan were discussed using the data of $\delta^{18}\text{O}$, CaCO_3 content, Al_2O_3 content, SiO_2 content, planktonic foraminiferal abundance, and calcareous nannofossil abundance. These data were derived from thirteen cores. Generally, CaCO_3

收稿日期: 2020-02-16; 改回日期: 2020-07-18

基金项目: 中国地质调查局海洋区域地质调查项目(DD20160138、DD20190209、GZH201400203、GZH201400202、DD20190378)和南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项(GML2019ZD0209)联合资助。

作者简介: 张江勇, 男, 1978 年生, 博士, 教授级高级工程师, 主要从事古海洋学与海洋地质学调查研究; E-mail: zjy905@hotmail.com。

content and SiO_2 content are good proxies for the representation of carbonate cycles, and these two variables often display inverse relationship. In the study area, the types of carbonate cycle include not only the classic Atlantic and Pacific types, but also irregular forms. The Atlantic-type carbonate cycle is intimately related to sea level fluctuation in the glacial-interglacial cycle, and the studied cores with this type cycle are mainly located in the region whose water depth is less than 3000 m in the South China Sea. The Atlantic-type carbonate cycle on the north slope of the South China Sea was likely accompanied by the enrichment process of coarser (finer) particles during the periods of sea level descent (rise). The cores featured by Pacific-type carbonate cycle in the South China Sea are distributed within a big depth range across the modern calcite lysocline, which suggests that carbonate dissolution cycle was not the primary cause of the Pacific-type carbonate cycle. The carbonate cycle type of the studied core derived from the sea area east of Taiwan was neither Atlantic-type nor Pacific-type. The sedimentation rates of sub-bottom strata in the study area had little relationship with the types of carbonate cycle, but were deeply influenced by water depth and the glacial-interglacial sea level fluctuations. The sedimentation rates were increased with increasing water depth, and the average sedimentation rates during MIS2 was more than twice the ones during MIS1.

Key words: types of carbonate cycle; eustatic sea-level cycle; CaCO_3 content; SiO_2 content; marine geological survey engineering; South China Sea

About the first author: ZHANG Jiangyong, male, born in 1978, senior engineer, mainly engages in survey and research on paleoceanography and marine geology; E-mail: zjy905@hotmail.com.

Fund support: Supported joint by regional marine geological survey projects of China Geological Survey (No. DD20160138, No. DD20190209, No. GZH201400203, NO. GZH201400202, No. DD20190378) and Key Special Project for Introduced Talents Team of Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou) ((No. GML2019ZD0209).

1 引言

深海第四纪碳酸盐旋回自20世纪中叶首次发现以来,一直是大洋沉积学和古海洋学的重点课题,碳酸盐旋回研究也是南海古海洋学研究的起步点(汪品先等,1995)。尽管南海碳酸盐旋回很早就有研究,但学术界较少细分研究碳酸盐主要组分的旋回特征,甚至倾向于不区分同样来自海洋上部的钙质超微化石和浮游有孔虫在接受陆源稀释作用方面的差异性(张江勇等,2015),在讨论陆源物质对碳酸盐含量的稀释作用时,也极少提供陆源物质含量变化方面的信息。在研究区域方面,前人在研究南海碳酸盐旋回方面做了大量工作(汪品先等,1995),但较少讨论台湾岛东南部的碳酸盐旋回,实际上,台湾岛为其周围海洋提供了大量陆源物质(Milliman and Syvitski, 1992; Dadson et al., 2003; Liu et al., 2016),综合研究南海及台湾岛东部碳酸盐旋回具有重要学术意义。综合而言,海洋沉积物碳酸盐含量是海洋钙质生物生产力、陆源物质稀释作用、海底碳酸盐溶解作用、海洋水动力作用等多因素共同作用的结果,目前有关南海及邻区的碳酸盐旋回机理仍有待进一步探索。

2 材料与方法

优选广州海洋地质调查局在南海及台湾东南部陆坡进行海洋区域地质调查中采集的13个钻孔柱状样品(表1),进行地球化学分析、浮游有孔虫分析以及钙质超微化石分析,其中,地球化学分析包括 CaCO_3 含量、常量元素分析、浮游有孔虫*Globigerinoides ruber*壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 。13个柱状样长度介于4.1~8.65 m,大多数柱状样长度超过7 m。柱状样分布位置(图1)从南到北分为5组,依次为南海东南部陆坡柱状样HYD235、TP71、TP86,南海西南部陆坡柱状样BKAS81PC,南海西北部陆坡柱状样ZJ83、83PC、111PC、ZSQD6,南海东北部陆坡柱状样STD111、STD235、ZSQD289、STD357,台湾岛东部柱状样GX15。

碳酸钙含量的测试采用EDTA容量法测定,浮游有孔虫样品处理采用自来水浸泡后筛取并统计粒径大于0.150 mm以上颗粒物的方法,钙质超微化石样品处理采用简易涂片法,这3类数据的实验分析方法详见张江勇等(2015)。*G. ruber*壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 分析通过MAT253稳定同位素比质谱仪测定(*G. ruber*粒径>0.150 mm), $\delta^{18}\text{O}$ 分析精度高于0.07‰。常量

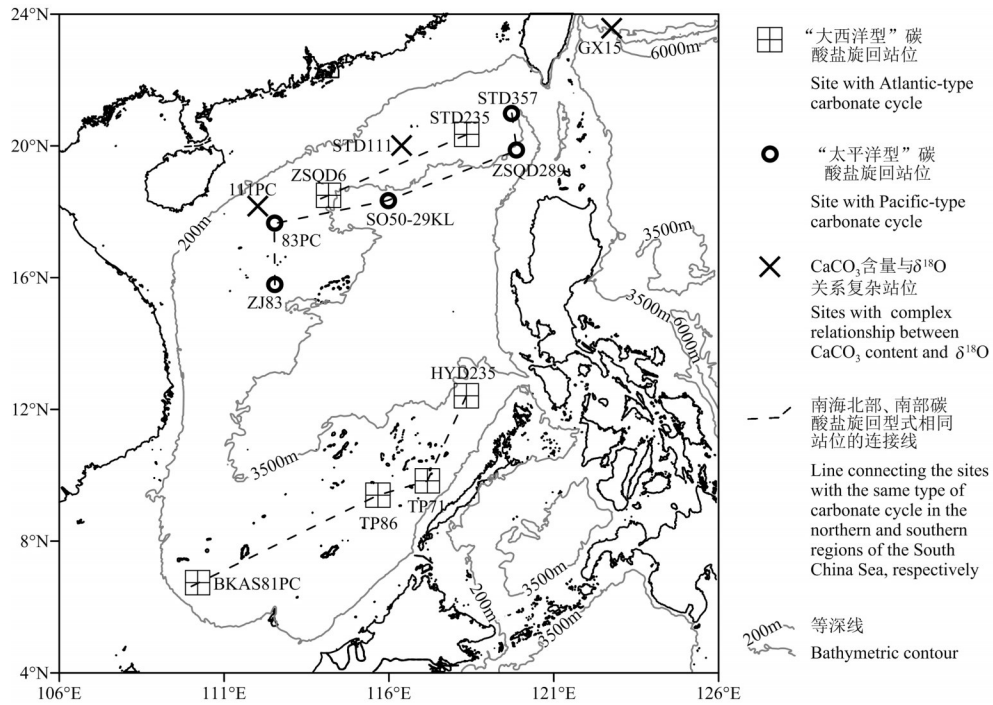


图1 柱状样站位

Fig.1 Geographic locations of sediment cores

元素分析采用熔片法制样后,在X荧光光谱仪上测试(常量元素含量结果以氧化物形式给出,单位为%)。本文使用的浮游孔虫数据仅为有孔虫丰度,使用的钙质超微化石数据仅为钙质超微化石丰度,使用的常量元素氧化物含量包括Al₂O₃含量与SiO₂含量。

3 浅地层年代

柱状样地层划分主要依据 *G. ruber* δ¹⁸O 曲线变化特征和 Martinson et al. (1987) 提出的深海氧同位素期次(MIS)划分方案。本次研究的柱状样地层分布情况见图2~图7,总体而言,南海及台湾东部陆坡深度8 m以内地层的年代通常不超过MIS8期,多数柱状样年代跨度可达MIS5期,少数柱状样底部仅有MIS2期的记录。

4 浅地层碳酸盐旋回

前人常用沉积物CaCO₃含量变化表达南海碳酸盐旋回,用有孔虫δ¹⁸O曲线表达冰期旋回,发现南海碳酸盐旋回和冰期旋回密切相关,而且常将CaCO₃含量变化与陆源物质对海洋生源钙质物质的稀释作用联系在一起(汪品先等,1995)。Al₂O₃与SiO₂通常是输入海洋的陆源物质中代表性常量元素

表1 站位信息

Table 1 Information of sites

站位	经度	纬度	水深/m	柱长/m	底部深海氧同位素期次
TP86	115.67	9.39	1722	7.80	MIS8
HYD235	118.35	12.41	2695	8.65	MIS8
ZJ83	112.54	15.78	1511	7.30	MIS6
111PC	112.02	18.17	2253	8.58	MIS6
ZSOD6	114.18	18.50	3020	8.62	MIS5
83PC	112.54	17.66	1917	8.65	MIS5
STD111	116.38	20.01	1139	4.10	MIS6
GX15	122.76	23.56	3106	5.50	MIS3
ZSOD289	119.87	19.87	3605	8.47	MIS3
STD235	118.35	20.34	2630	8.55	MIS2
STD357	119.72	20.98	3231	4.80	MIS2
TP71	117.17	9.81	2100	6.93	MIS2
BKAS81PC	110.20	6.73	1574	7.86	MIS3
SO50-29KL	115.98	18.33	3766	9.93	MIS5

注:SO50-29KL 站位信息引自汪品先等(1995),其余13个柱状样由广州海洋地质调查局采集。

(Taylor and McLennan, 1985; Wehausen and Brumsack, 2002; 金秉福等, 2003; Sun et al., 2008; 李小洁等, 2015; 蓝先洪等, 2017), 而浮游有孔虫和钙质超微化石是海洋生源CaCO₃优势组分(Ziveri et

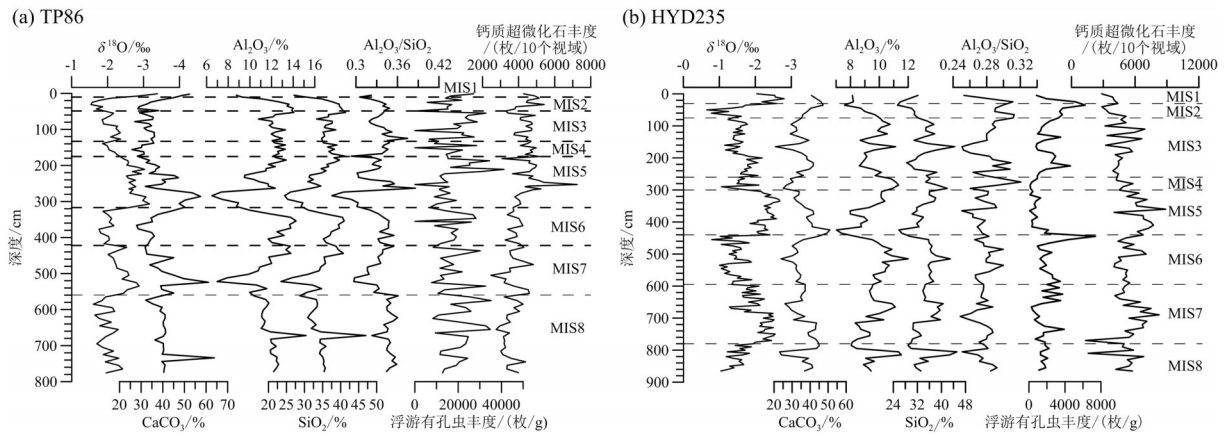


图2 柱状样TP86和HYD235地层划分、CaCO₃含量、Al₂O₃含量、SiO₂含量、比值Al₂O₃/SiO₂比值、浮游有孔虫丰度及钙质超微化石丰度的变化

Fig.2 Stratigraphic division and the changes of CaCO₃, Al₂O₃, SiO₂ contents, Al₂O₃/SiO₂ ratio, planktonic foraminiferal abundance, and abundance of calcareous nannofossils of cores TP86 and HYD235

al., 2007; Poulton et al., 2007; Schluter et al., 2011), 因此, 本文利用 $\delta^{18}\text{O}$ 、CaCO₃含量、Al₂O₃含量、SiO₂含量、浮游有孔虫丰度及钙质超微化石丰度来表征研究区碳酸盐旋回变化特征。

4.1 南海东南部碳酸盐旋回

南海东南部3个站位TP86、HYD235、TP71采集的柱状样中, 柱状样TP86和HYD235底部年龄都达MIS8期(图2), 是本文研究的地层年代最古老的柱状样(表1)。由于柱状样TP86和HYD235的长度和其他较长柱状样长度差别不大, 但这两个柱状样跨越的年代却古老很多, 这意味着这两个柱状样所处位置沉积速率低。柱状样TP71底部年龄可能处于MIS3期, 考虑到该柱状样长度是柱状样TP86、HYD235长度的80%以上, 但其年代跨度却比柱状样TP86、HYD235少了5个深海氧同位素期次, 推测柱状样TP71沉积速率较高, 可见南海东南部陆坡是一个低沉积速率和高沉积速率都存在的区域。

柱状样TP86和HYD235 $\delta^{18}\text{O}$ 变化呈现明显的冰期-间冰期旋回特点, CaCO₃含量变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化基本呈平行关系(负相关关系), 具有间冰期CaCO₃含量较高、冰期CaCO₃含量较低的特点。柱状样TP86的CaCO₃含量在间冰期MIS7和MIS5期都表现出在间冰期早期阶段快速增大、接着又慢速减小的趋势, 这两个间冰期CaCO₃含量减小的趋势延续到下一个冰期, 而CaCO₃含量增加趋势是前一个冰期CaCO₃含量增加趋势的延续(图2a)。柱状样HYD235的CaCO₃含量在MIS7期和MIS5期也呈现

类似的不对称性, 但MIS7期CaCO₃含量减小趋势终止于该间冰期中后期, MIS5期CaCO₃含量减小趋势终止于MIS5期与MIS4期的界限附近(图2b)。柱状样TP86 CaCO₃含量在各冰期出现谷值的时段不相同, 即分别发生在MIS8期末期、MIS6期中期、MIS4期中期、MIS2期早期(图2a)。柱状样HYD235 CaCO₃含量谷值在MIS8期末期与MIS6期中期也有发生, 但该柱状样CaCO₃含量在MIS4期的谷值发生在冰期启动阶段, 而在MIS2期根本没有表现出谷值, MIS2期CaCO₃含量的变化趋势是MIS3期后阶段CaCO₃含量上升阶段的延续(图2b)。

柱状样TP86和HYD235的Al₂O₃含量与SiO₂含量变化均呈正相关关系, 二者皆与CaCO₃含量变化趋势相反(图2)。在这两个柱状样中, 浮游有孔虫丰度和钙质超微化石丰度变化的相关性均较弱, 它们各自和CaCO₃含量的变化相关性也较弱(图2)。柱状样TP86的浮游有孔虫丰度和钙质超微化石丰度变化在MIS5期中期之前都表现为较低值, 在MIS5期之后表现为高值高频波动(图2a)。柱状样TP86和HYD235之间的浮游有孔虫丰度变化趋势相似性以及钙质超微化石丰度相似性都较弱(图2)。

柱状样TP71的MIS1期与MIS2期的界限比较清晰, MIS2期和MIS3的界限不易确定, 但该柱状样CaCO₃含量变化曲线也基本与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化曲线相平行(图3)。Al₂O₃含量与SiO₂含量变化趋势一致, 都和CaCO₃含量变化趋势相反, 浮游有孔虫丰度和钙质超微化石丰度变化的相关性弱, 二者各自和CaCO₃

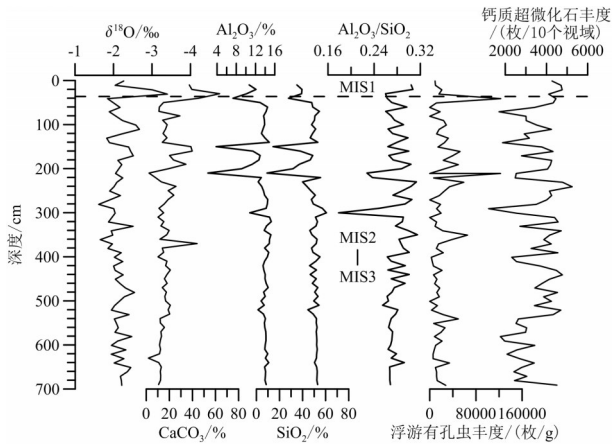


图3 柱状样TP71地层划分、CaCO₃含量、Al₂O₃含量、SiO₂含量、Al₂O₃/SiO₂比值、浮游有孔虫丰度及钙质超微化石丰度的变化

Fig.3 Stratigraphic division and the changes of CaCO₃ content, Al₂O₃ content, SiO₂ content, Al₂O₃/SiO₂ ratio, planktonic foraminiferal abundance, and abundance of calcareous nannofossils of core TP71

含量变化相似性也较弱(图3)。

4.2 南海西南部碳酸盐旋回

南海东南部柱状样BKAS81PC底部年龄处于MIS3期(图4a),该柱状样长度7.86 m,绝大部分层段是MIS3期的沉积物,MIS1期和MIS2期的沉积厚度均较薄,分别仅占整个柱长的8%、15%左右,因此,与南海东南部柱状样TP86和HYD235沉积速率

相比较,南海西南部柱状样BKAS81PC的沉积速率较高。

柱状样BKAS81PC的CaCO₃具有MIS3期含量持续低、MIS2至MIS1期含量高逐渐升高的特点(图4b)。Al₂O₃含量与SiO₂含量变化在MIS3期和MIS2期大部分时段总体上呈负相关关系(图4c、d),该时段SiO₂含量大于53%(图4d、k)。Al₂O₃含量与SiO₂含量的变化在MIS2末期和MIS1期呈正相关关系(图4c、d),以SiO₂含量小于53%为特点(图4d、k)。

Al₂O₃与SiO₂含量变化实际是中长期时间尺度上低频变化和短期高频变化的叠加,SiO₂含量中长期时间尺度上低频变化(图4f)和CaCO₃含量(图4b)呈明显负相关关系。Al₂O₃含量在中长期时间尺度上,没有表现出SiO₂含量那样显著的阶段性变化特点,而是在一定范围内波动。在短时间尺度上,柱状样BKAS81PC在MIS3期的365~675 cm层段内CaCO₃含量与SiO₂含量、Al₂O₃含量之间无相关性(图4g、h、i中阴影图框所示);在其余层段,CaCO₃含量与SiO₂含量一定程度上呈正相关关系(图4h、i),与Al₂O₃含量呈相互消长的关系(图4g、h)。

4.3 南海西北部碳酸盐旋回

南海西北部4个柱状样ZJ83、111PC、ZSQD6和83PC下部层段主要年代为MIS5期(图5),因这4个柱状样长度大体相当,推测这4个柱状样的沉积速

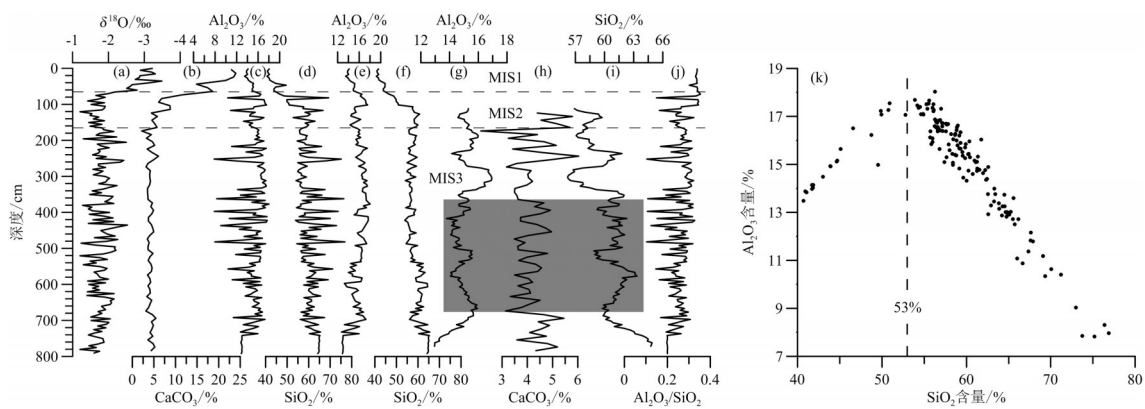


图4 柱状样BKAS81PC地层划分、CaCO₃含量、Al₂O₃含量、SiO₂含量、Al₂O₃/SiO₂比值、浮游有孔虫丰度、钙质超微化石丰度的变化以及Al₂O₃与SiO₂含量之间散点图

a~d、j—显示全部测试数据;e—剔除c中极端低值数据后得到;f—剔除d中极端高值数据后得到;g—对c数据的9点移动平均后深度大于110 cm层段的数据;i—对d数据的9点移动平均后深度大于110 cm层段的数据;h—深度大于110 cm层段内的全部测试数据;k—Al₂O₃与SiO₂含量之间散点图

Fig.4 Stratigraphic division and the changes of CaCO₃, Al₂O₃, SiO₂ contents, Al₂O₃/SiO₂ ratio, planktonic foraminiferal abundance, and abundance of calcareous nannofossils, and the scatter plot between Al₂O₃ content and SiO₂ of core BKAS81PC

a~d and j— Displaying whole data of respective variable; e— Data after eliminating extremely low value data in c; f— Data after eliminating extremely high value data in d; g— Data after nine-point moving average of c with depth greater than 110 cm; h— Whole data with depth greater than 110 cm; i— Data after nine-point moving average of d with depth greater than 110 cm; k— Scatter plot between Al₂O₃ content and SiO₂ content

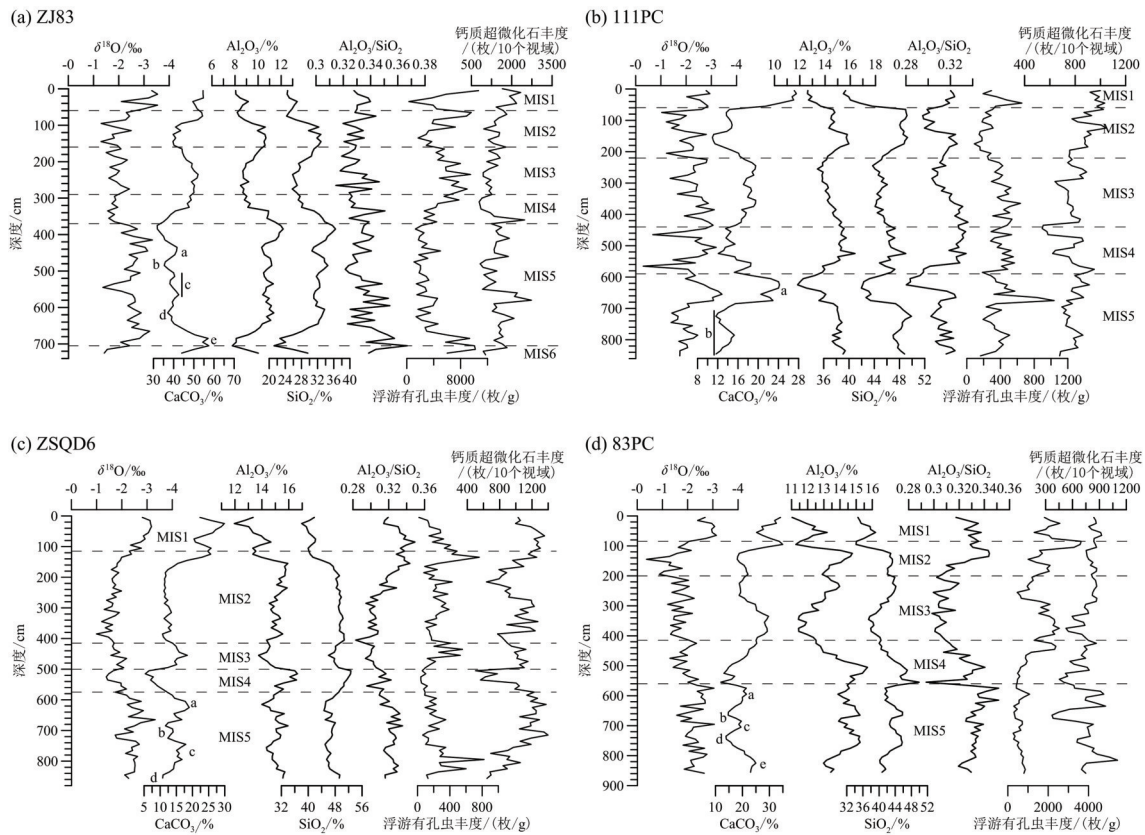


图5 南海西北部4个柱状样地层划分、CaCO₃含量、Al₂O₃含量、SiO₂含量、Al₂O₃/SiO₂比值、浮游有孔虫丰度及钙质超微化石丰度的变化

Fig.5 Stratigraphic division and the changes of CaCO₃, Al₂O₃, SiO₂ contents, Al₂O₃/SiO₂ ratio, planktonic foraminiferal abundance, and abundance of calcareous nannofossils of the four cores located in northwestern South China Sea

率也基本接近。然而,这4个柱状样的CaCO₃含量变化并未一致呈现南海东南部那样的间冰期含量高、冰期含量低的特点。对于柱状样ZJ83和83PC来说,MIS5期的CaCO₃含量比末次冰期(MIS2~MIS4期)含量低(图5a、d)。柱状样111PC MIS5期局部层段CaCO₃含量高于末次冰期,但约700 cm以深层段的CaCO₃含量较末次冰期偏低(图5b)。柱状样ZSQD6 MIS5期CaCO₃平均含量大体与末次冰期的处于相当水平(图5c)。南海西北部柱状样MIS1期的CaCO₃含量比末次冰期的高,其中,柱状样111PC、ZSQD6体现了冰期旋回中间冰期CaCO₃含量高的特点(图5b、c),柱状样ZJ83和83PC MIS1期CaCO₃含量虽处于相对高位,但其变化更是末次冰期CaCO₃含量波动的延续(图5a、d)。在末次冰期内部,MIS3期(或MIS3期早期)是CaCO₃含量的峰值期或峰值期的典型时段,然而,CaCO₃含量谷值期却不太一致,柱状样ZJ83在MIS5期与MIS4期界限附近呈现CaCO₃含量谷值,

柱状样83PC在MIS4期早期呈现CaCO₃含量谷值,柱状样111PC在MIS4期中部呈现CaCO₃含量谷值,ZSQD6在MIS4期末期呈现CaCO₃含量谷值。南海西北部柱状样在MIS2期的早期普遍出现CaCO₃含量谷值。南海西北部柱状样CaCO₃含量变化最显著的特点是在MIS5期发育三峰值两谷值组成的“W”型波动(图5中用字母a、b、c、d、e标出峰谷)。根据CaCO₃含量“W”型波动特征看,柱状样ZJ83 MIS5期是完整的,柱状样83PC底部CaCO₃含量处于MIS5期第三个峰值,柱状样111PC底部CaCO₃含量处于MIS5期第一个谷值,而柱状样111PC底部CaCO₃含量处于MIS5期第二个谷值。

影响柱状样ZJ83、111PC、ZSQD6和83PC CaCO₃含量的主要变量有以下4方面特征(图5)。(1)Al₂O₃含量与SiO₂含量变化基本同步,正相关性很强,CaCO₃含量变化与Al₂O₃、SiO₂含量变化呈相互消长的关系。(2)浮游有孔虫丰度变化和CaCO₃含量变化呈正相关关系,该正相关关系在柱状样ZJ83中

体现最明显,在柱状样 ZSQD6 中体现较差。(3) 钙质超微化石丰度与 CaCO_3 含量之间关系较复杂,例如,柱状样 ZJ83 MIS5 期 CaCO_3 含量低值层段对应着钙质超微化石丰度高值层段,柱状样 ZJ83 MIS4 期至 MIS1 期、柱状样 83PC MIS4 期至 MIS1 期、柱状样 111PC 整个层段的钙质超微化石丰度波动幅度比 CaCO_3 含量波动幅度小;除柱状样 83PC 的 MIS5 期外,本文研究的南海西北部柱状样经常出现钙质超微化石丰度与 CaCO_3 含量峰值段(谷值段)匹配程度差的现象,柱状样 83PC 的 MIS5 期钙质超微化石丰度与 CaCO_3 含量峰值(谷值)对应程度较好。(4) 浮游有孔虫丰度与钙质超微化石丰度关系复杂,例如,柱状样 ZJ83 MIS5 期浮游有孔虫丰度与钙质超微化石丰度变化趋势相反;柱状样 111PC 和 ZSQD6 浮游有孔虫丰度与钙质超微化石丰度变化协同性弱;柱

状样 83PC 浮游有孔虫丰度与钙质超微化石丰度变化趋势相反,即 MIS5 期浮游有孔虫丰度长期保持低稳定值与钙质超微化石大幅度波动形成对比,而在 MIS4 期至 MIS1 期浮游有孔虫丰度大幅波动中趋于增大与钙质超微化石丰度增大趋势中保持小幅波动形成对比。

4.4 南海东北部碳酸盐旋回

在南海东北部采集的 4 个柱状样 ZSQD289、STD235、STD111、STD357 的沉积速率差异较大:(1) 柱状样 ZSQD289 和 STD235 长度约 8.5 m,但它们的沉积物底部年龄分别仅为 MIS3 期、MIS2 期(图 6a、b),显示出沉积速率较高的特点;(2) 柱状样 STD111 长度仅为 4.1 m,其底部沉积物年代却达到 MIS6 期(图 6d),显示出沉积速率低的特点;(3) 柱状样 STD357 长度 4.8 m,底部沉积物年代为 MIS2

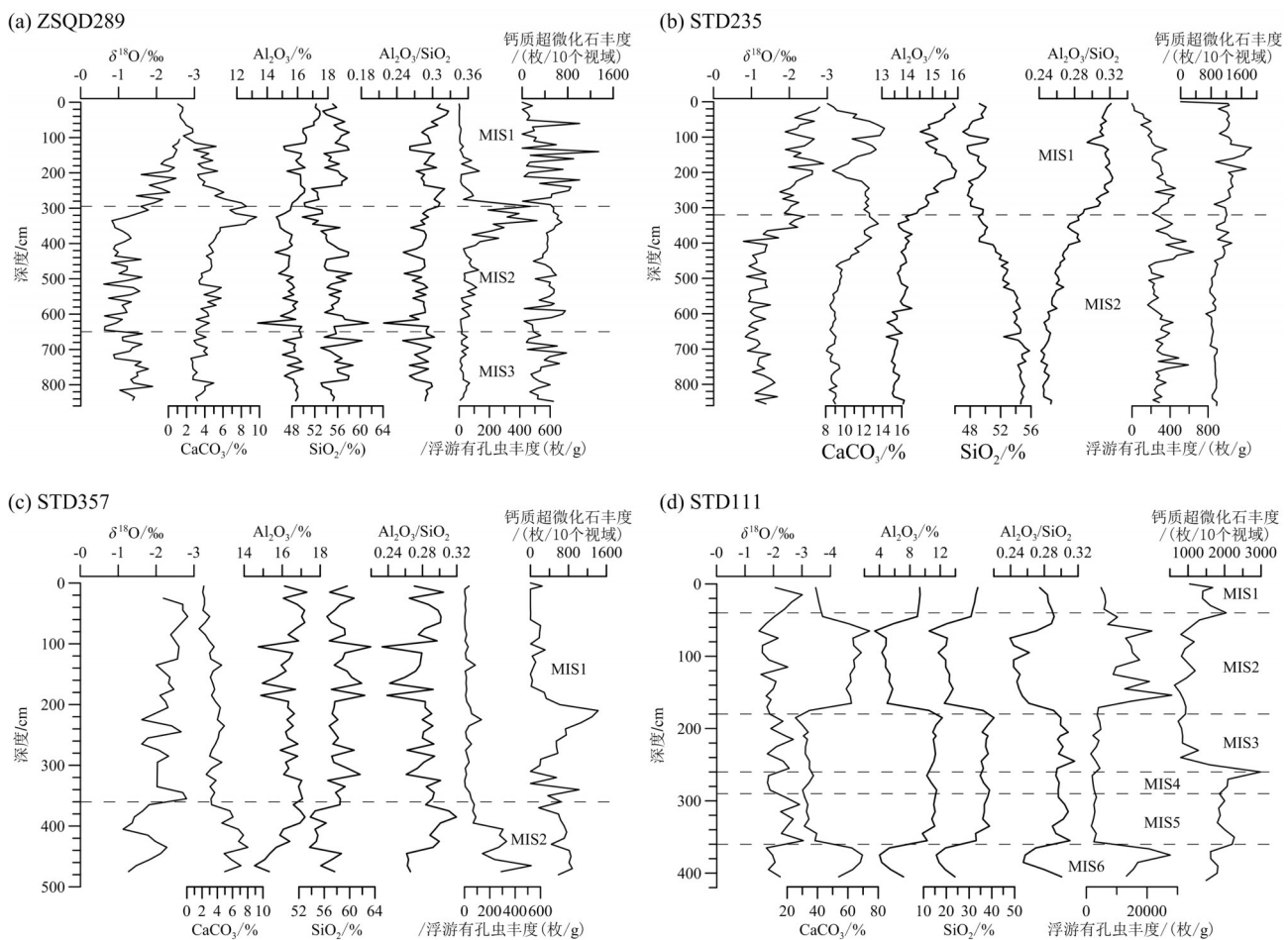


图6 南海东北部4个柱状样地层划分、 CaCO_3 含量、 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 比值、浮游有孔虫丰度及钙质超微化石丰度的变化

Fig.6 Stratigraphic division and the changes of CaCO_3 , Al_2O_3 , SiO_2 contents, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio, planktonic foraminiferal abundance, and abundance of calcareous nannofossils of the four cores located in northeastern South China Sea

期(图6c),该柱状样沉积速率基本与柱状样 ZSQD289和STD235相当。

上述柱状样 CaCO_3 含量变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化之间的关系出现了分化:(1)柱状样 STD357 的 CaCO_3 与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势明显呈正相关关系,表明该柱状样冰期 CaCO_3 含量高、间冰期含量低的特点(图6c);(2)柱状样 ZSQD289 在 MIS2 期与 MIS1 期的界限附近, CaCO_3 含量呈现峰值,在 MIS3 期至 MIS2 期 CaCO_3 含量逐渐增大, MIS1 期 CaCO_3 含量逐渐减小(图6a);(3)柱状样 STD235 CaCO_3 大体上呈现间冰期含量高、冰期含量低的特点,但在 MIS2 期与 MIS1 期界限附近出现 CaCO_3 含量峰值现象(图6b);(4)柱状样 STD111 CaCO_3 含量在 MIS6 期和 MIS2 期都呈现明显的高值期,在 MIS5 期至 MIS3 期呈现持续低值,在 MIS1 期变低(图6d)。

柱状样 ZSQD289、STD235、STD357 和 STD111 的 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量之间的关系存在如下几种类型:(1)柱状样 STD111 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量同步变化,呈明显正相关性(图6d);(2)柱状样 ZSQD289 与 STD357 的 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量在高频波动上呈负相关关系,在趋势变化方面又呈正相关关系(图6a、c);(3)柱状样 STD235 在 MIS2 期变化趋势相反,但在 MIS1 期变化趋势大体一致(图6b)。4 个柱状样中, Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量与 CaCO_3 含量变化之间的关系存在两种情况:(1)柱状样 ZSQD289、STD357、STD111 的 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量均与 CaCO_3 含量趋势变化相反(图6a、c、d);(2)柱状样 STD235 的 Al_2O_3 含量、 CaCO_3 含量在 MIS2 期变化趋势一致, SiO_2 含量、 CaCO_3 含量变化趋势在 MIS2 期相反,在 MIS1 期,该柱状样的 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量均与 CaCO_3 含量变化趋势相反(图6b)。

在南海东北部采集的4个柱状样中,浮游有孔虫丰度与 CaCO_3 含量变化趋势基本一致的柱状样包括 ZSQD289、STD357、STD111(图6a、c、d),柱状样 STD235 浮游有孔虫丰度与 CaCO_3 含量变化同步性较差(图6b)。4个柱状样的钙质超微化石丰度与 CaCO_3 含量变化同步性普遍比较差,相比较而言,柱状样 STD235 钙质超微化石丰度与 CaCO_3 含量变化趋势较一致(图6b)。钙质超微化石丰度与浮游有孔虫丰度变化相互关系分两种情况:(1)柱状样 STD357 这两种钙质生物丰度变化趋势基本一致

(图6c);(2)柱状样 ZSQD289、STD235、STD111 钙质超微化石丰度与浮游有孔虫丰度变化趋势不一致(图6a、b、d)。

4.5 台湾东部碳酸盐旋回

台湾东部采集的柱状样 GX15 长度 5.5 m,底部沉积物年代为 MIS3 期(图7),相比较南海东北部陆坡柱状样深度 5.5 m 处沉积物年代通常为 MIS2 期这一情况(图6)而言,台湾东部柱状样 GX15 的沉积速率相对偏低。

柱状样 GX15 CaCO_3 含量在 MIS3 期至 MIS1 期处于平稳波动中,和 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势相关性弱,与 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量均呈相互消长的关系,后二者的变化基本一致。柱状样 GX15 浮游有孔虫丰度、钙质超微化石整体上都处于平稳波动之中,在 MIS1 期二者变化趋势大体一致,但在 MIS2 期和 MIS3 期,二者变化一致性差。浮游有孔虫丰度、钙质超微化石丰度的变化均与 CaCO_3 含量变化相关性弱。

5 讨论

5.1 CaCO_3 含量曲线和浮游有孔虫丰度、钙质超微化石丰度曲线之间的关系

浮游有孔虫和钙质超微化石是前人研究南海海洋生源 CaCO_3 含量变化中最常关注的组分。与沉积

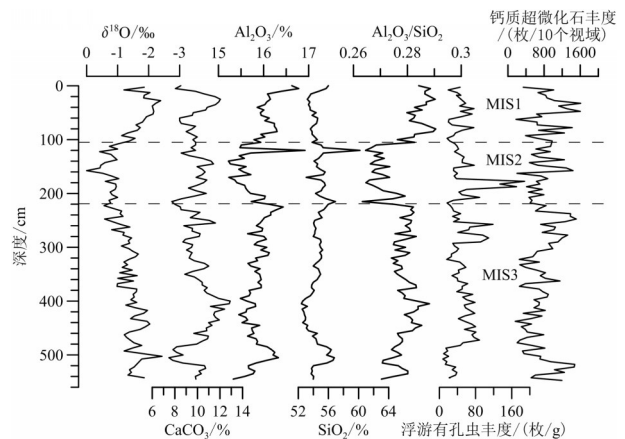


图7 台湾东部柱状样GX15地层划分、 CaCO_3 含量、 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 比值、浮游有孔虫丰度及钙质超微化石丰度的变化

Fig.7 Stratigraphic division and the changes of CaCO_3 , Al_2O_3 , SiO_2 contents, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio, planktonic foraminiferal abundance, and abundance of calcareous nannofossils of core GX15 in the sea area southeast of Taiwan island

物CaCO₃含量一样,浮游有孔虫丰度和钙质超微化石丰度也受陆源物质稀释作用的影响,但浮游有孔虫壳体和钙质超微化石分别属于非黏性颗粒、黏性颗粒(Winterwerp and van Kesteren, 2004),二者沉积学行为差异较大(张江勇等,2015),研究浮游有孔虫丰度、钙质超微化石丰度曲线与CaCO₃含量之间的关系,有可能揭示研究区碳酸盐循环的某些特征。

从实验数据来看,浮游有孔虫丰度与CaCO₃含量的相关性强于钙质超微化石丰度与CaCO₃含量的相关性。浮游有孔虫丰度和CaCO₃含量之间的协同变化情况分3种情况:存在明显正相关关系的柱状样有5个,包括ZJ83(图5a)、83PC(图5d)、ZSQD289(图6a)、STD357(图6c)、STD111(图6d);正相关性中等的柱状样有5个,包括HYD235(图2b)、TP71(图3)、111PC(图5b)、ZSQD6(图5c)、GX15(图7);相关性比较弱的柱状样仅有1个,即TP86(图2a)。形成鲜明对比的是,多数站位钙质超微化石丰度普遍与CaCO₃含量相关性较弱(图2~图7)。然而,柱状样STD235钙质超微化石丰度与CaCO₃含量变化趋势较一致,二者之间的相关性甚至强于浮游有孔虫丰度与CaCO₃含量之间的相关性(图6b);柱状样GX15大约450 cm以深层段钙质超微化石丰度与CaCO₃含量变化趋势相反,但在450 cm以浅层段钙质超微化石丰度与CaCO₃含量变化趋势较一致,该层段二者相关性强于浮游有孔虫丰度和CaCO₃含量之间的相关性(图7)。

CaCO₃含量、浮游有孔虫丰度、钙质超微化石丰度三者中,CaCO₃含量与代表陆源物质输入的Al₂O₃含量、SiO₂含量之间的负相关关系最明显(图2~图7),很好地体现了海洋生源钙质物质与陆源输入物质相对含量相互消长的关系,而浮游有孔虫丰度、钙质超微化石丰度与CaCO₃含量的关系并非总是保持协同一致,这说明:(1)CaCO₃含量是表征研究区碳酸盐旋回的良好指标之一;(2)多数站位浮游有孔虫丰度与CaCO₃含量变化正相关,可能说明浮游有孔虫通常是海洋生源CaCO₃的重要组成部分之一,而多数站位钙质超微化石丰度和CaCO₃含量变化相关性弱,说明在研究区碳酸盐旋回中钙质超微化石所起的作用有限;(3)除了浮游有孔虫、钙质超微化石外,可能还有其他重要的钙质组分对碳酸盐旋回起作用,或者本文特指的粒径>150 μm的浮游有孔虫

的丰度变化还不足以代表沉积物中整体浮游有孔虫的丰度变化,粒径相对小的某粒级范围内浮游有孔虫壳体对于全样CaCO₃含量的变化可能也起着重要作用。

钙质超微化石和浮游有孔虫都来自上层海洋,至少有柱状样(如柱状样STD235)钙质超微化石丰度变化与CaCO₃含量变化趋势一致,浮游有孔虫丰度和CaCO₃含量之间协同变化的柱状样更多,说明钙质超微化石和浮游有孔虫的生产力变化趋势在冰期旋回尺度上是基本一致的,多数站位钙质超微化石丰度与CaCO₃含量变化不一致,可能意味着钙质超微化石在海底发生过再搬运和再沉积作用(张江勇等,2015),因为钙质超微化石属于粘性颗粒,常以絮凝体组分、粪粒组分的形式沉降至海底,絮凝体容易发生絮凝作用-反絮凝作用,粪粒破裂、分解之后也有可能参与到絮凝作用-反絮凝作用循环中(Biscaye and Eitrem, 1977; Wakeham et al., 2009; Barkmann et al., 2010),在海底内波等水动力作用下容易发生侧向迁移(Thomsen and van Weering, 1998; Thomsen and Gus, 2000; Beaulieu, 2003; McPhee-Shaw, 2006)。多数站位浮游有孔虫丰度与CaCO₃含量保持中等-强相关性,可能说明浮游有孔虫壳体在海底再搬运和再沉积作用比较弱(张江勇等,2015),但至少有一柱状样(如柱状样TP86)浮游有孔虫丰度变化和CaCO₃含量不一致,可能说明在局部海域存在非黏性颗粒再沉积等地质过程(Bowden, 1978)。

5.2 CaCO₃含量曲线和δ¹⁸O曲线之间的关系

采自南海陆坡的柱状样中,常能见到CaCO₃含量曲线与δ¹⁸O曲线相平行的现象,具有这种形态特征的CaCO₃含量变化,称作“大西洋型”碳酸盐旋回(Luz and Shackleton, 1975; Crowley, 1983; 汪品先等,1995)。前人还发现南海存在一类被称作“太平洋型”碳酸盐旋回的CaCO₃含量变化曲线形态,该曲线形态主要以深海CaCO₃含量峰值发生在MIS2期与MIS1期界限附近、MIS2期至MIS1期内CaCO₃含量和δ¹⁸O变化趋势相反为特征(Wu and Berger, 1989; 汪品先等,1995)。前人已发现的南海大西洋型碳酸盐旋回柱状样通常位于现今碳酸钙溶跃面之上的区域,而发现的太平洋型碳酸盐旋回站位则主要见于现今碳酸钙溶跃面之下区域(汪品先等,

1995)。由于溶跃面以下、特别是在碳酸钙补偿深度(CCD)以下有孔虫壳体不同程度地发生溶解作用,不少站位深海 $\delta^{18}\text{O}$ 地层学不易建立,因此迄今为止有关南海太平洋型碳酸盐旋回的报道不多。但幸运的是,在水深3766 m的南海深海平原北部采集的柱状样SO50-29KL(图1,表1)具有太平洋型碳酸盐旋回典型特征,该柱状样底部沉积物年龄落在MIS5期内(图8;汪品先等,1995)。在南海现今CCD 3500 m以深局部海域仍有碳酸盐旋回记录,可能与该区域浮游有孔虫被快速埋藏有关(张江勇等,2015)。柱状样SO50-29KL的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线具有全球深海 $\delta^{18}\text{O}$ 变化典型特征, CaCO_3 含量在MIS3初期、MIS2/MIS1界线附近出现峰值,在MIS4期和MIS1期的变化趋势与 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线相反(汪品先等,1995;图8)。

参照南海深海平原具有“太平洋型”碳酸盐旋回特征的柱状样SO50-29KL的 CaCO_3 含量变化曲线,发现水深小于3000 m的柱状样ZJ83、83PC的碳酸盐旋回(图5a、d)也属于“太平洋型”。柱状样ZJ83、83PC都处于南海西北部陆坡,它们的 CaCO_3 含量变化曲线十分相似,例如,在MIS5期都保持低值,在MIS4期都保持增大趋势,在MIS4/MIS3和MIS2/MIS1界限附近都保持峰值,这些特征又类似于深海平原柱状样SO50-29KL的 CaCO_3 含量曲线变化特征(图8),因此,柱状样ZJ83、83PC的 CaCO_3

含量变化模式确定属于“太平洋型”碳酸盐旋回。柱状样ZJ83、83PC水深分别是1511 m、1917 m,这说明南海“太平洋型”碳酸盐旋回并不局限于水深3000 m以深海域,在水深较浅海域也依然存在。鉴于南海现今碳酸盐溶跃面水深约3000 m(张江勇等,2015),南海“大西洋型”和“太平洋型”碳酸盐旋回发生区域并非以现今碳酸盐溶跃面为界。

据上文所述,本文研究的13个柱状样基于 CaCO_3 含量曲线和 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线之间关系分为3类(图9):(1)具有“大西洋型”碳酸盐旋回特征的柱状样,包括BKAS81PC、TP86、TP71、STD235、HYD235、ZSQD6,这些柱状样的水深介于1574~3020 m范围内;(2)具有“太平洋型”碳酸盐旋回特征的柱状样,包括ZJ83、83PC、STD357、ZSQD289,这4个柱状样的水深介于1511~3605 m范围内;(3) CaCO_3 含量曲线和 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线之间关系复杂的柱状样,包括STD111、111PC、GX15,它们的水深范围介于1139~3106 m。可见,南海及台湾东部海域柱状样 CaCO_3 含量曲线形态并非仅有“大西洋型”和“太平洋型”这样的标准形态。

5.3 “大西洋型”碳酸盐旋回与海平面升降旋回

南海“大西洋型”碳酸盐旋回与全球海平面变化有着成因联系。重建的500 ka(约MIS13期)以来全球海平面变化显示,海平面变化幅度达100 m以上(Rohling et al., 1998; Shackleton, 2000; Lea et al., 2002; Waelbroeck et al., 2002; Siddall et al., 2003;

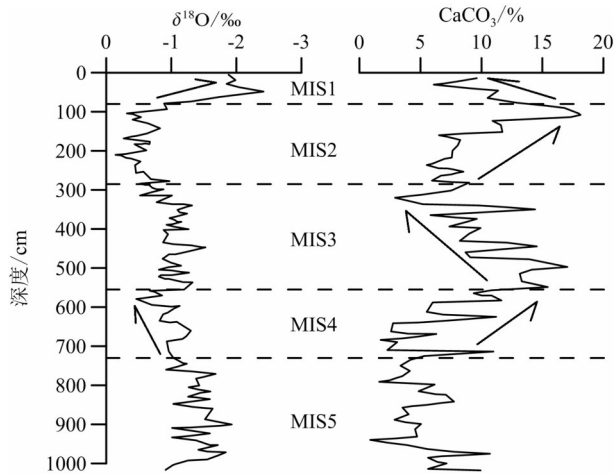


图8 南海深海平原北部柱状样SO50-29KL地层划分与 CaCO_3 含量变化(引自汪品先等,1995)

Fig.8 Stratigraphic division and the changes of CaCO_3 content of core SO50-29KL located at the northern abyssal plain of the South China Sea (after Wang Pinxian et al., 1995)

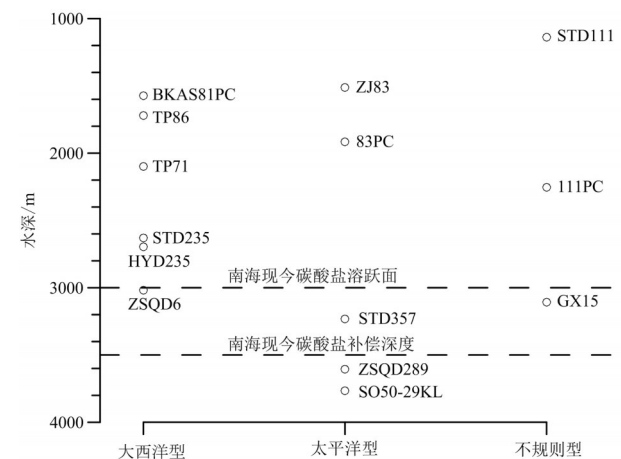


图9 南海及台湾岛东南部陆坡碳酸盐旋回型式对应的柱状样及其水深

Fig.9 Cores with different types of carbonate cycle and the water depth of cores in the South China Sea and the east sea area of Taiwan Island

Bintanja et al., 2005)。从间冰期向冰期转变过程中,海平面下降必然导致原先的大部分陆架出露成陆,也导致河流入海口向海退方向推进,最终导致陆源物质输入增加,海洋生源 CaCO_3 含量被稀释。从冰期向间冰期转变过程中,海平面上升必然导致部分近海陆地被淹没,河流入海口向海进方向退却,输入海洋的陆源物质数量相对减少,沉积物中源自海洋生物遗壳的 CaCO_3 含量因陆源物质稀释作用减弱而相对增加。前人认为南海“大西洋型”碳酸盐旋回主要分布在水深 3000 m 以浅区域(汪品先等, 1995), 本文研究的具有该旋回特征的柱状样主要分布在南海水深 3000 m 以浅区域(图 9), 但鉴于冰期旋回中海平面升降不应仅仅影响水深小于 3000 m 区域,理论上尚不能排除水深大于 3000 m 的区域出现“大西洋型”碳酸盐旋回。下文将详细讨论“大西洋型”碳酸盐旋回涉及到的陆源物质输入和沉积分异作用。

5.3.1 陆源物质输入

常量元素 Al_2O_3 、 SiO_2 含量是反映陆源入海物质含量变化的重要指标(Taylor and McLennan, 1985; Wehausen and Brumsack, 2002; 金秉福等, 2003; Sun et al., 2008; 李小洁等, 2015; 蓝先洪等, 2017), 多数具有“大西洋型”碳酸盐旋回特征的柱状样的 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量呈显著正相关关系, 而这两个变量均与 CaCO_3 含量呈显著负相关关系。具有上述统计特征的柱状样包括 TP86(图 2a)、HYD235(图 2b)、TP71(图 3)、ZSQD6(图 5c), 它们的地理位置并不局限在南海某一区域(图 1), 因此, 可以根据这些柱状样 CaCO_3 含量、 Al_2O_3 含量及 SiO_2 含量之间的协同变化关系推测冰期旋回中全球海平面升降对陆源物质输入的影响具有全域性。

然而,除了南海全域性影响因素外,可能还有局地性因素影响沉积作用,该推测主要基于如下两方面的考量。第一,就 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量之间相关性而言,较为异常的柱状样有 STD235 和 BKAS81PC。柱状样 STD235 的 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量关系在 MIS2 期和 MIS1 期深度 200 cm 以深层段呈负相关关系,而在 MIS1 期深度 200 cm 以浅层段 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量关系呈正相关关系(图 6b); 柱状样 BKAS81PC 的 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量趋势变化,在冰期-间冰期这种大尺度上呈正相关关系(图 4e, f), 而

高频波动部分呈负相关关系(图 4c, d)。第二,从陆源物质对 CaCO_3 含量的稀释作用角度看,上述 2 个柱状样的 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量与 CaCO_3 含量相关性存在着分化。柱状样 STD235 的 SiO_2 含量与 CaCO_3 含量总体上保持相互消长关系,而 Al_2O_3 含量与 CaCO_3 含量在 MIS2 期大体呈正相关关系、在 MIS1 呈负相关关系(图 6b); 柱状样 BKAS81PC 的 SiO_2 含量在冰期-间冰期尺度上与 CaCO_3 含量呈负相关关系,在中频波动中(图 4i)相关关系不稳定, Al_2O_3 含量与 CaCO_3 含量的相关性也较弱。综上所述,柱状样 STD235 和 BKAS81PC Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量之间的相关性存在着分化,这两个变量和 CaCO_3 含量相关性也存在着分化,该地质现象可能暗示了在海平面升降旋回过程中,局部海域沉积分异作用发生了变化或者沉积物陆源发生了变化。

5.3.2 陆源物质沉积分异作用

根据沉积学原理,在海平面升降旋回中陆源粗颗粒物和细颗粒物在向离岸方向搬运、沉积过程中,很可能发生沉积分异作用,由此,我们进一步观察海平面升降旋回中陆源粗细颗粒物的沉积分异情况。在陆源入海物质中,陆源粗颗粒沉积物比细颗粒沉积物通常更富集 SiO_2 、陆源细颗粒沉积物相对更加富集 Al_2O_3 (刘光虎等, 2006; 刘升发等, 2010), 陆源粗颗粒沉积物 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量的比值(简称为 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)较小,反之,陆源细颗粒沉积物的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 比值较大,因此,沉积分异作用可能影响比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 的变化。在沉积物物源改变不显著影响比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 变化的情况下,可根据比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 变化讨论冰期旋回中陆源物质沉积的分异作用。

柱状样 ZSQD6、STD235 比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 的变化趋势与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势一致(图 5c, 图 6b), 这可能说明“大西洋型”碳酸盐旋回中陆源物质输入在海平面下降过程中富集粗颗粒、海平面上升过程中富集细颗粒。 CaCO_3 含量与比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 的变化趋势一致,进一步说明海平面升降旋回过程中,细颗粒陆源物质对海洋生源 CaCO_3 的稀释作用更大。

与分布在南海北部的柱状样 ZSQD6、STD235 的比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 变化情况不同,南海南部柱状样 TP86、HYD235 的比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 变化可能不主要反映沉积分异作用。柱状样 TP86、HYD235 比值

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 变化与 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量变化基本一致,而与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势相反(图2),据此若将比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 增大解读为海平面下降过程中陆源细颗粒物相对富集、将比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 减小解读为海平面上升过程中陆源粗颗粒物相对富集,则该沉积分异过程的推论不符合沉积学原理。分布在柱状样TP86、HYD235附近的柱状样TP71的 $\delta^{18}\text{O}$ 与比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 波动幅度都很小,难以观察出二变量之间的关系(图3)。位于南海西南部的柱状样BKAS81PC $\delta^{18}\text{O}$ 与比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 波变化趋势一致性也较差(图4)。综合南海南部的柱状样TP86、HYD235、TP71、BKAS81PC 比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 的变化特点,本文推测南海南部比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 受控因素较多(比如受物源化学成份的影响),陆源物质沉积分异作用在冰期旋回中的变化还需将来进一步研究。

综上所述,冰期旋回中海平面的升降是影响南海沉积作用的全域性因素,海平面的升降旋回造成了部分站位“大西洋型”碳酸盐旋回,陆源颗粒物对海洋生源 CaCO_3 含量所起的稀释作用主导了“大西洋型”碳酸盐旋回,其中,在海平面升降旋回过程中发生的沉积分异作用能在南海北部柱状样中识别出来。

5.4 碳酸钙溶解作用旋回不是“太平洋型”碳酸盐旋回的根本原因

冰期旋回中海平面波动引起沉积物 CaCO_3 含量同步变化是容易理解的,但海平面波动不能直接解释“太平洋型”碳酸盐旋回,前人用冰期旋回中碳酸钙溶解作用模式来解释“太平洋型”碳酸盐旋回的成因机制(汪品先等,1995)。太平洋溶解作用最弱时期发生在冰期向间冰期过渡时期,溶解作用最强时期发生在间冰期向冰期过渡时期(Wu and Berger, 1989; Zhang et al., 2007),南海底层水和太平洋深部水体是连通的,假设南海底层水碳酸钙溶解强度变化与太平洋深部水体碳酸钙溶解强度变化一致,若溶解作用导致了“太平洋型”碳酸盐旋回产生(汪品先等,1995),那么,南海“太平洋型”碳酸盐旋回中 CaCO_3 含量峰值段自然就对应着溶解作用最弱时期, CaCO_3 含量谷值段也对应着溶解作用最强时期。用碳酸钙溶解作用模式解释南海溶解作用强烈区域“太平洋型”碳酸盐旋回机制似乎是说得通的,但解释不了碳酸钙溶解作用较弱区域的

“太平洋型”碳酸盐旋回机制。如前文所述,在南海水深小于2000 m的陆坡都存在“太平洋型”碳酸盐旋回(图5a、d;图9),远在现今碳酸钙溶跃面之上(张江勇等,2015),据此可以推断碳酸钙溶解作用不是南海“太平洋型”碳酸盐旋回的根本原因。

本文研究的具有“太平洋型”碳酸盐旋回特征的柱状样中, CaCO_3 含量变化趋势依然与 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量的变化趋势保持着负相关关系(图6a、c),柱状样ZJ83和83PC的 CaCO_3 含量甚至和 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量的变化呈现显著相互消长的关系(图5a、d)。不过,就 Al_2O_3 含量、 SiO_2 含量之间的相互关系而言,“太平洋型”碳酸盐旋回特征出现了分化:(1)位于南海西北陆坡柱状样ZJ83、83PC的 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量变化是一致的,而位于南海东北陆坡的柱状样STD357、ZSQD289的 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量变化在冰期-间冰期尺度上保持一致变化,但在短尺度上 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量变化呈负相关关系;(2)本文全部“太平洋型”碳酸盐旋回柱状样的比值 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化相关性不明显,与 CaCO_3 含量变化的相关性也较差。无论将 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量变化解释为沉积颗粒粒径的变化,还是陆源物质通量变化,似乎都表明“太平洋型”碳酸盐旋回沉积学特征具有局地性特点;柱状样 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 比值变化的不规律性是否暗示“太平洋型”碳酸盐旋回中粗细颗粒物沉积分异作用不显著或者陆源颗粒物的化学成分变化不显著,则有待进一步研究。从上文的比较中可以看出,还没找到一个能解释“太平洋型”碳酸盐旋回形成机理的沉积学相关指标,有关南海“太平洋型”碳酸盐旋回形成机理仍有待进一步研究。

5.5 其他碳酸盐旋回型式

本文研究的柱状样中,有3个柱状样,即111PC(图5b)、STD111(图6d)、GX15(图7)的 CaCO_3 含量与 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的关系比较复杂。柱状样STD111 CaCO_3 含量显著变高时期对应着MIS2期、MIS6期,似乎典型低海平面时期才剧烈地影响到柱状样STD111所在区域的沉积环境。柱状样111PC CaCO_3 含量变化曲线似乎具有“太平洋型”碳酸盐旋回特征,但该柱状样的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化与全球深海 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线差别很大。柱状样GX15 $\delta^{18}\text{O}$ 变化较好地体现了全球深海 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线变化的特点,但是该柱状样

CaCO₃含量变化曲线一直处于平稳波动之中,和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化相关性不大,也不具备南海“太平洋型”旋回特点。

尽管上述柱状样碳酸盐旋回型式复杂,但依然受陆源物质输入的深刻影响,陆源物质在沉积过程中可能还出现过沉积分异作用。柱状样 111PC、STD111、GX15 的 Al₂O₃ 含量、SiO₂ 含量变化都比较一致,这两个变量都与 CaCO₃ 含量变化呈显著负相关关系(图 5b,图 6d,图 7),充分说明陆源物质输入的变化影响者碳酸盐旋回。这 3 个柱状样(尤其是柱状样 STD111)的 Al₂O₃/SiO₂ 比值变化与 Al₂O₃ 含量、SiO₂ 含量变化总体上一致,可能说明陆源物质输入通量变化过程中也发生过粗细颗粒物的沉积分异作用。

5.6 沉积速率

本文研究的柱状样记录的最早地质时期达 MIS8 期,但各柱状样的沉积主控因素有所不同,造成即使柱状样采集长度相近,柱状样地层年代跨度也差异较大,因此,有必要进一步了解柱状样的沉积速率变化情况。在表 1 所列的 14 个柱状样中,记录了 MIS1 期地层的柱状样有 14 个,记录了 MIS2 底界有 11 个柱状样,能完整记录 MIS3 以前各期次的柱状样较少。由此可见,本次研究中记录 MIS1 期和 MIS2 期沉积速率的样本(即柱状样个数)较大,可从统计学角度研究沉积速率趋势变化。

从统计学上,本文所研究的柱状样沉积速率主要与水深和深海氧同位素期次有关,而与碳酸盐旋回模式相关性不大(图 10)。(1)无论 MIS1 期,还是 MIS2

期,沉积速率都随着水深增大而增大(图 10a、b)。沉积速率随水深增大的原因,可能与黏性颗粒(细颗粒)在海底易发生再沉积作用有关,黏性颗粒容易在海底底边界层里再悬浮,形成雾状层,并且有向水深增大方向搬运富集的趋势(张江勇等,2015)。(2)MIS2 期的沉积速率普遍高于 MIS1 期的沉积速率,平均而言,MIS2 期沉积速率是 MIS1 期沉积速率的 2.1 倍(图 10c)。沉积速率在不同深海氧同位素期的差异本质上与海平面波动有关,MIS2 期海平面下降,河口沉积体系向海退方向进积,陆源物质输入增加,海洋沉积速率自然会增大。(3)对于碳酸盐旋回分别属于“大西洋型”和“太平洋型”的柱状样而言,沉积速率随水深增大而减小的趋势以及沉积速率与水深之间的离散程度,无论在 MIS1 期还是 MIS2 期都差别不大,这说明碳酸盐旋回模式不是柱状样沉积速率变化主要因素。

6 结 论

在划分对比南海及台湾东部深度大约小于 8 m 的浅地层年代的基础上,分析了碳酸盐旋回模式的类别,并用 $\delta^{18}\text{O}$ 、CaCO₃ 含量、Al₂O₃ 含量、SiO₂ 含量、浮游有孔虫丰度及钙质超微化石丰度等指标来表征碳酸盐旋回变化特征。

(1)沉积物 CaCO₃ 含量和 SiO₂ 含量通常是表征碳酸盐旋回的良好指标,二者的变化常呈相互消长关系。多数站位浮游有孔虫丰度与 CaCO₃ 含量保持中等一强相关性,一定程度上也能表征碳酸盐旋回,但仅有少数柱状样钙质超微化石丰度表征了碳

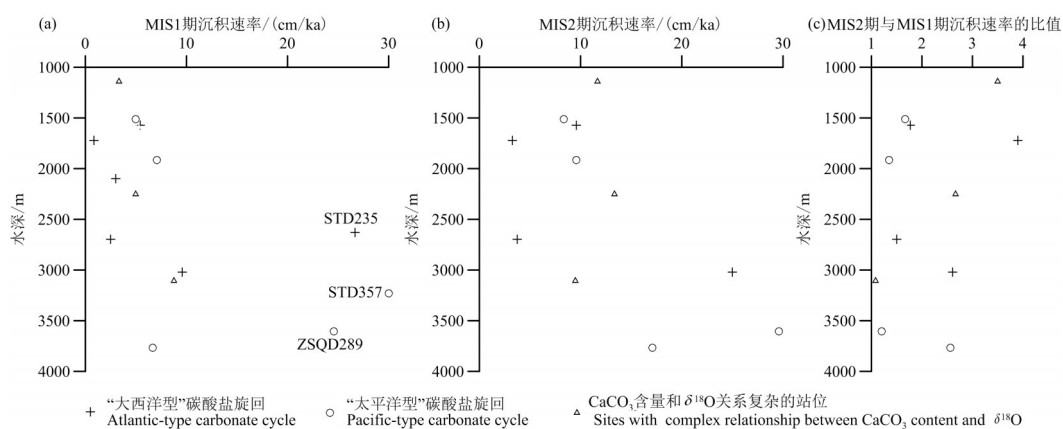


图 10 南海及台湾东部陆坡 MIS1 期、MIS2 期柱状样平均沉积速率与水深之间的散点图

Fig.10 Scatter plots between water depths and average sedimentation rates during MIS1 (a) and MIS2 (b) and the ratios of average sedimentation rates during MIS1 and during MIS2 (c) in the South China Sea and the east sea area of Taiwan island

酸盐旋回。 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量的关系常呈显著正相关性,但在局部海域 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量的次级波动呈负相关关系,或在某些层段 Al_2O_3 含量与 SiO_2 含量呈负相关性。

(2)南海碳酸盐旋回包括“大西洋型”和“太平洋型”两种标准型式,但也存在其他更复杂的碳酸盐旋回曲线。本文研究的台湾东部陆坡碳酸盐旋回型式既不属于“大西洋型”,也不属于“太平洋型”。

(3)南海“大西洋型”碳酸盐旋回具有 CaCO_3 含量曲线与 $\delta^{18}\text{O}$ 相平行的特征,主要受控于冰期旋回中海进、海退过程引起的陆源颗粒物入海通量的变化,其中,在南海北部陆坡,海平面下降可能伴随着较粗陆源颗粒物富集过程,海平面上升可能伴随着较细陆源颗粒物富集过程。本文研究的具有“大西洋型”碳酸盐旋回特征的柱状样主要分布在南海水深3000 m以浅区域。

(4)南海“太平洋型”碳酸盐旋回主要以 CaCO_3 含量峰值发生在MIS2期与MIS1期界限附近、MIS2期至MIS1期内 CaCO_3 含量和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势相反为判别特征,具有“太平洋型”碳酸盐旋回特征的柱状样分布水深范围较大,在现今碳酸盐溶跃面之下、之上都有分布,因此碳酸盐溶解作用旋回不是“太平洋型”碳酸盐旋回的根本原因,“太平洋型”碳酸盐旋回形成机理仍需进一步研究。

(5)南海与台湾以东海域浅地层沉积速率变化与碳酸盐旋回的型式关系不大,主要受控于水深和冰期旋回中的海平面变化。随着水深增大,沉积速率趋于增加。MIS2期平均沉积速率大约是MIS1期平均沉积速率的2倍多。

致谢:本文所用材料与数据是广州海洋地质调查局众多区域地质调查工作者长期劳动所得,在此一并表示诚挚的感谢。

References

Barkmann W, Schafer-Neth C, Balzer W. 2010. Modelling aggregate formation and sedimentation of organic and mineral particles[J]. *Journal of Marine Systems*, 82(3): 81–95.

Beaulieu S E. 2003. Resuspension of phytodetritus from the sea floor: A laboratory flume study[J]. *Limnology and Oceanography*, 48(3): 1235–1244.

Bintanja R, van de Wal R S W, Oerlemans J. 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years[J]. *Nature*, 437: 125–128.

Biscaye P E, Eittrheim S L. 1977. Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean[J]. *Marine Geology*, 23(1/2): 155–172.

Bowden K F. 1978. Physical problems of the benthic boundary layer[J]. *Geophysical Surveys*, 3(3): 255–296.

Crowley T J. 1983. Calcium-carbonate preservation patterns in the central North Atlantic during the last 150,000 years[J]. *Marine Geology*, 51(1/2): 1–14.

Dadson S J, Hovius N, Chen H, Dade W B, Hsieh M, Willett S D, Hu J, Horng M, Chen M, Stark C P, Lague D, Lin J. 2003. Links between Erosion, Runoff Variability and Seismicity in the Taiwan Orogen[J]. *Nature*, 426: 648–651.

Jin Bingfu, Lin Zhenhong, Ji Fuwu. 2003. Interpretation of element geochemical[J]. *Advances in Marine Science*, 21(1): 99–106 (in Chinese with English abstract).

Lan Xianhong, Li Rihui, Wang Zhongbo, Chen Xiaohui, Gu Zhaofeng, Xu Xiaoda. 2017. Geochemical records of surface sediments in the western Bohai Sea[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 37(3): 75–85 (in Chinese with English abstract).

Lea D W, Martin P A, Pak D K, Spero H J. 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core[J]. *Quaternary Science Reviews*, 21: 283–293.

Li Xiaojie, Liang Lianji, Wu Feng, Sun Youbin. 2015. Variations of major elements and carbonate cycle of the northern South China Sea sediments and their paleoenvironmental significance[J]. *Quaternary Sciences*, 35(2): 411–421 (in Chinese with English abstract).

Liu Guanghu, Li Jun, Chen Daohua, Liu Jian. 2006. Geochemistry of surface sediments in the Taixinan (southwestern Taiwan) Sea area in the northeastern South China Sea[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 26(5): 61–68.

Liu Shengfa, Shi Xuefa, Liu Yanguang, Zhu Aimei, Song Xiaohong. 2010. Geochemical characteristics and geological significance of major elements in the surface sediments from the inner shelf mud area of the East China Sea[J]. *Advances in Marine Science*, 28(1): 80–86.

Liu Z, Zhao Y, Colin C, Statterger K, Wiesner M G, Huh C, Zhang Y, Li X, Sompongchaiyakul P, You C, Huang C, Liu J T, Siringan F P, Le K P, Sathiamurthy E, Hantoro W S, Liu J, Tuo, S, Zhao S, Zhou S, He Z, Wang Y, Bunsomboonsakul S, Li Y. 2016. Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea[J]. *Earth-Science Reviews*, 153: 238–273.

Luz B, Shackleton J N. 1975. CaCO_3 solution in the tropical East Pacific during the past 130,000 years[J]. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 13: 142–150.

Martinson D G, Pisias W G, Hays J D, Imbrie J, Moore Jr T C, Shackleton N J. 1987. Age dating and the orbital theory of the ice age: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year

- chronostratigraphy[J]. *Quaternary research*, 27: 1–29.
- McPhee–Shaw E. 2006. Boundary–interior exchange: reviewing the idea that internal–wave mixing enhances lateral dispersal near continental margins[J]. *Deep Sea Research Part II*, 53(1/2): 42–59.
- Milliman J D, Syvitski J P M. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers[J]. *Journal of Geology*, 100(5): 525–544.
- Poulton A J, Adey T R, Balch W M, Holligan P M. 2007. Relating coccolithophore calcification rates to phytoplankton community dynamics: Regional differences and implications for carbon export[J]. *Deep–Sea Research II*, 54(5/7): 538–557.
- Rohling E J, Fenton M, Jorissen F J, Bertrand P, Ganssen G, Caulet j P. 1998. Magnitudes of sea–level lowstands of the past 500,000 years[J]. *Nature*, 394: 162–165.
- Schluter L, Henriksen P, Nielsen T G, jakobsen H H. 2011. Phytoplankton composition and biomass across the Southern Indian Ocean[J]. *Deep–Sea Research I*, 58(5): 546–556.
- Shackleton N J. 2000. The 100,000–year ice–age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity[J]. *Science*, 289: 1897–1902.
- Siddall M, Rohling E J, Almagi–Labin A, Hemleben C, Meischner D, Schmelzer I, Smeed D A. 2003. Sea–level fluctuations during the last glacial cycle[J]. *Nature*, 423: 853–858.
- Sun Youbin, Wu Feng, Clemens S C, Oppo D W. 2008. Processes controlling the geochemical composition of the South China Sea sediments during the last climatic cycle[J]. *Chemical Geology*, 257(3/4): 240–246.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985 *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*[M]. Carlton: Blackwell Scientific Publication.
- Thomsen L, Gust G. 2000. Sediment erosion thresholds and characteristics of resuspended aggregates on the western European continental margin[J]. *Deep–Sea Research I*, 47(10): 1881–1897.
- Thomsena L, van Weering Tj C E. 1998. Spatial and temporal variability of particulate matter in the benthic boundary layer at the N.W. European Continental Margin (Goban Spur)[J]. *Progress in Oceanography*, 42(1): 61–76.
- Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy J C, McManus J F, Lambeck K, Balbon E, Labracherie M. 2002. Sea–level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records[J]. *Quaternary Science Reviews*, 21: 295–305.
- Wakeham S G, Lee C, Peterson M L, Liu Z, Szlosek J, Putnam I F, Xue J. 2009. Organic biomarkers in the twilight zone—Time series and settling velocity sediment traps during MedFlux[J]. *Deep–Sea Research II*, 56(18): 1437–1453.
- Wang Pinxian, et al. 1995. *The South China Sea during the Last 150000 Years*[M]. Shanghai: Tongji University Publishing House (in Chinese).
- 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.
- Winterwerp J C, van Kesteren W G M. 2004. *Introduction to the Physics of Cohesive Sediment Dynamics in the Marine Environment*[M]. Amsterdam: Elsevier, 1–466.
- Wu G, Berger W H. 1989. Planktonic foraminifera: Differential dissolution and the Quaternary stable isotope Record in the west equatorial Pacific[J]. *Paleoceanography*, 4(2): 181–198.
- Zhang J, Wang P, Li Q, Cheng X, Jin H, Zhang S. 2007. Western equatorial Pacific productivity and carbonate dissolution over the last 550 kyr: Foraminiferal and nannofossil evidence from ODP Hole 807A[J]. *Marine Micropaleontology*, 64: 121–140.
- Zhang Jiangyong, Zhou Yang, Chen Fang, Gao Hongfang, Zhang Xin, Duan Xiao. 2015. Distribution of carbonate contents and the abundances of major carbonate components in surface sediment from the northern South China Sea[J]. *Quaternary Sciences*, 35(6): 1366–1382 (in Chinese with English abstract).
- Ziveri P, de Bernardi B, Baumann K, Stoll H M, Mortyn P G. 2007. Sinking of coccolith carbonate and potential contribution to organic carbon ballasting in the deep ocean[J]. *Deep–Sea Research II*, 54(5/7): 659–675.

附中文参考文献

- 金秉福, 林振宏, 季福武. 2003. 海洋沉积环境和物源的元素地球化学记录释读[J]. *海洋科学进展*, 21(1): 99–106.
- 蓝先洪, 李日辉, 王中波, 陈晓辉, 顾兆峰, 徐晓达. 2017. 渤海西部表层沉积物的地球化学记录[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 37(3): 75–85.
- 李小洁, 梁莲姬, 吴枫, 孙有斌. 2015. 南海北部沉积物常量元素变化、碳酸盐旋回及其古环境意义[J]. *第四纪研究*, 35(2): 411–421.
- 刘升发, 石学法, 刘焱光, 朱爱美, 宋晓红. 2010. 东海内陆架泥质区表层沉积物常量元素地球化学及其地质意义[J]. *海洋科学进展*, 28(1): 80–86.
- 刘光虎, 李军, 陈道华, 刘坚. 2006. 台西南海域表层沉积物元素地球化学特征及其物源指示意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 26(5): 61–68.
- 汪品先等. 1995. *十五万年来的南海*[M]. 上海: 同济大学出版社.
- 张江勇, 周洋, 陈芳, 高红芳, 张欣, 段虢. 2015. 南海北部表层沉积物碳酸钙含量及主要钙质微体化石丰度分布[J]. *第四纪研究*, 35(6): 1366–1382.