

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2018.04.012

探索晚中新世大洋碳位移与生产力的关系

李方舟, 田军

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

摘要: LMOCS(Late Miocene Ocean Carbon Shift)是距今最近的一次全球范围内表层水和底层水的碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)同步负偏事件。生物泵假说是解释 LMOCS 的经典理论之一。当生物勃发时,生物泵可促进海水 $\delta^{13}\text{C}$ 的分馏,最终导致底栖有孔虫壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏负。然而这一推论正被越来越多的证据所质疑。古生物和地球化学两大类替代性指标可重建过去生产力的变化、生物勃发以及生物泵的作用和效率。时间上,大部分生物勃发事件比 LMOCS 开始更早而结束更晚。空间上, LMOCS 已被证明具有全球性,而生物勃发则不是。而且,表层水和底层水的同向变化也和生物泵原理相悖。因此我们认为除生产力的变化之外,还有其他导致 LMOCS 的原因。未来有待从全球水碳循环的集成研究、大气 CO_2 的精确重建、计算机气候模拟等方面揭示 LMOCS 的驱动机制。

关键词: $\delta^{13}\text{C}$; LMOCS; 生物泵; 生产力; 计算机模拟

中图分类号: P736.2 **文献标识码:** A

Exploring the relationship between Late Miocene ocean carbon shift and productivity

LI Fangzhou, TIAN Jun

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

Abstract: The Late Miocene ocean carbon shift (LMOCS) is the most recent event characterized by synchronous decrease in both surface and deep water $\delta^{13}\text{C}$ at a global scale, which is generally attributed to the biogenic pumping. When biogenic bloom event appears, the biogenic pump will start working to facilitate $\delta^{13}\text{C}$ fractionation. As the results, benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ decreases. However, this inference is recently challenged by increasing facts and evidence. Generally, changes in paleo-productivity, biogenic bloom and the role and efficiency of biogenic pump can be reconstructed using paleontological and geochemical proxies. A compilation of these proxy records reveals the debates between the LMOCS and productivity. The onset and the cease of most biogenic bloom events led and lag the LMOCS, respectively. And the LMOCS is globally synchronous while the biogenic bloom event is not. Moreover, the synchronization of surface and deep water is also contrary to the principle of biologic pump. We thus propose that other reasons besides the changes in productivity should have accounted for the LMOCS. A further insight into the global hydrologic and carbon cycle, an improved reconstruction of atmospheric CO_2 level, and computer climate simulation studies will together help to unveil the driving mechanisms for the LMOCS.

Key words: $\delta^{13}\text{C}$; LMOCS; biological pump; productivity; computer simulation

1 晚中新世大洋碳位移

晚中新世至早上新世碳循环系统发生了一系列具有深远意义的变化。通过全球许多站位底栖有孔虫的纪录,距今最近一次长时间持续的 $\delta^{13}\text{C}$ 同步负偏——晚中新世碳位移(LMOCS)^[1,2]已被证明是全球洋盆的信号,包括西南太平洋^[3]、赤道太平洋和

印度洋^[4]、太平洋和印度洋^[5]、赤道东太平洋^[6]、北大西洋^[7]、赤道大西洋^[8]、南海南部和北部^[9]、南大西洋^[10]均发现了 $\delta^{13}\text{C}$ 不同程度的显著负偏。如图1,时间范围大致是 9~6Ma,振幅为 0.5‰~1.5‰。而且,有研究发现浮游有孔虫表层种和次表层种的 $\delta^{13}\text{C}$ 与底栖有孔虫代表的深层水 $\delta^{13}\text{C}$ 存在同向的负偏变化,幅度也比较接近^[3]。彼时 CO_2 浓度大约为 $(200\sim350)\times10^{-6}$,接近工业革命前的水平(280

资助项目: 国家杰出青年科学基金“古海洋学”(41525020);国家自然科学基金“晚中新世大洋碳位移事件的成因机制及其古环境效应”(41776051);上海市优秀学术带头人“新近纪南海碳酸盐补偿深度变化及其古气候意义”(A类,16XD1403000)

作者简介(共同通讯作者): 李方舟(1994—),男,硕士研究生,海洋地质专业, E-mail: 1632939@tongji.edu.cn

通讯作者: 田军(1974—),男,教授,从事古海洋学与古环境变化研究, E-mail: tianjun@tongji.edu.cn

收稿日期: 2018-02-12; **改回日期:** 2018-05-19. 周立君编辑

$\times 10^{-6}$), 低于之后的早上新世暖期($>350 \times 10^{-6}$) 和现代气候(根据世界气象组织 WMO 最新发布的《温室气体公告》, 2016 年全球 CO_2 浓度超过了 403.3×10^{-6})^[11,12]。从 CO_2 的角度来看, 晚中新世及其之后的早上新世暖期 CO_2 的增加趋势, 与工业

革命以来人类活动引起的大气 CO_2 浓度增加可以很好地类比。晚中新世时, 随着大气 CO_2 浓度降低, 同时海水表面温度(SST)降低, 干旱化加强^[13], 陆地植被模式由 C3 植被为主转为 C4 植被主导^[14,15], 而陆地生态系统大量陆源碳的输入又对海

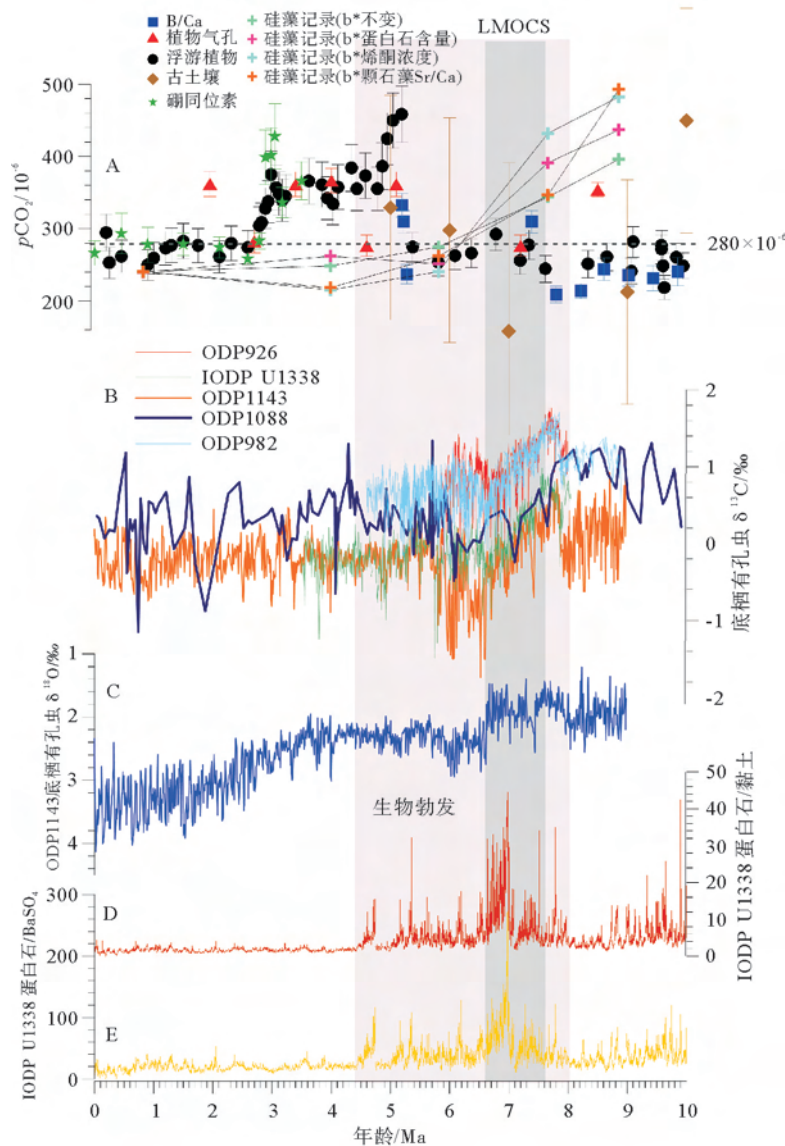


图1 $p\text{CO}_2$ 重建、晚中新世大洋碳位移和生物勃发

A. 部分替代性指标重建的 $p\text{CO}_2$ 。数据来源: B/Ca^[16]; 植物叶片气孔^[17]; 浮游植物烯酮 $\delta^{13}\text{C}$ ^[18,19]; 古土壤^[20]; 硼同位素^[18]; 通过蛋白石含量、烯酮浓度、颗石藻 Sr/Ca 修正 b^* 值的硅藻记录^[21]。B. 部分站位底栖有孔虫记录的晚中新世大洋碳位移(LMOCS), IODP U1338(2°30.469'N, 117°58.178'W)位于赤道东太平洋^[6]; ODP982(57°31'N, 15°53'W)位于北大西洋^[7]; ODP926(3°43.141'N, 42°54.501'W)位于赤道大西洋^[8]; ODP1143(9°21.72'N, 113°17.11'E)位于南海南部^[9]; ODP1088(41.14°S, 13.56°E)位于南大西洋^[10]; C. ODP1143 底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ ^[9]; D, E. 赤道东太平洋 IODP U1338 记录到的生物勃发事件^[22]。粉色柱表示生物勃发事件, 大约 8~4.5Ma; 灰色柱表示 LMOCS

Fig.1 Reconstructed $p\text{CO}_2$ records based on various proxies, Late Miocene ocean carbon shift and biogenic bloom

A. Reconstructed $p\text{CO}_2$ records based on various proxies, data from B/Ca^[16]; stomata^[17]; phytoplankton alkenone $\delta^{13}\text{C}$ ^[18,19]; paleosols^[20]; boron isotope^[18]; diatom record depending on estimated b^* used opal content, alkenone concentration and coccolith Sr/Ca^[20] B. Global LMOCS recorded by benthic foraminifera in the eastern equatorial Pacific Ocean IODP site U1338^[6]; the northern Atlantic ODP site 982^[7]; the equatorial Atlantic Ocean ODP site 926^[8]; the southern South China Sea ODP site 1143^[9]; the southern Atlantic ODP site 1088^[10]; C. Benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ of ODP site 1143^[9]. D and E. Biogenic bloom in the eastern equatorial Pacific Ocean IODP site U1338^[22]. Pink bar: biogenic bloom between 8 Ma and 4.5 Ma approximately; Gray bar: LMOCS

洋生产力变化起到了正反馈作用^[5]。

此外,碳位移还存在一定的区域性。南海的研究^[9]表明南海北部(ODP1148)的平均水深在5.9Ma以前远比南海南部(ODP1143)浅,因此南海南部(ODP1143)在6.5~5.9Ma期间(通常的LMOCS之后)有一个明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 负偏1‰梯度。后来南海北部沉降^[23],北部水深(底栖有孔虫 *Nuttallides umbonifera* 的繁盛^[24])和古生产力(有机碳堆积速率^[25]、碳酸钙堆积速率^[26]等)超过南部,南海北部出现了底层水 $\delta^{13}\text{C}$ 负偏。特别在1.2~0.35Ma期间,南海北部经历了一个长时间的底层水 $\delta^{13}\text{C}$ 负偏,而南部则没有明显变化。这与南海巴士海道在6.5Ma的隆升和台东弧间水道在1.2Ma关闭造成的区域性古海洋环流和构造变化有关^[9]。

值得注意的是,在LMOCS之前的一段时间,赤道东太平洋 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线具有相似的波动形态,即中中新世碳位移(包括中中新世碳同位素极大值和负偏事件)^[27,28]。这反映了在新生代全球变冷、冰盖生长的大趋势下,碳循环与水循环、表层气候系统演变、构造变化等过程存在深刻联系。

在大气-海洋系统碳循环的基本过程中,通过陆源输入和海气交换等途径进入海洋的碳是初级生产力的主要碳源^[29]。海洋的光合生产力主要集中于上层海洋,光合作用形成有机物的过程倾向于吸收轻的碳;而有机物在形成后向下沉降,在水柱下部重新降解为溶解的无机碳。因此底层水的碳同位素相较于表层水要更加偏负^[3]。再加上全球底层水的环流过程和再矿化作用,不同海盆之间的碳同位素随着洋流水团的迁移本身也存在差值^[30]。因此控制大洋碳同位素特征的直接过程包括碳同位素的输入、上层生产力与生物泵、底层水的形成和洋流过程。现有的主要假说便是建立在这三个因素的基础上,分别指向陆源输入假说^[5]、生物泵假说^[3]、深层水与洋流假说^[31]。本文主要讨论与生产力相关的生物泵假说。

2 海洋生产力和生物勃发

2.1 古生产力的代用指标

海洋生产力是生物产生有机物质的能力。通常将在真光层中浮游植物的生产力定义为海洋的初级生产力,涉及到海洋生态系统和碳氮循环;将真光层以下沉降的有机物定义为输出生产力,可用于解释

深海碳的埋藏,以及生物泵对气候变化的贡献^[32]。有人根据氮元素的来源将初级生产力进一步划分:由真光层以内有机物质分解释放出的营养盐供给的初级生产力称为再循环生产力,而来自于真光层之外输入营养盐供给的初级生产力称为新生产力^[33]。经过大量的测量,新生产力(NP)与初级生产力(PP)存在一定的经验关系,即 $\text{NP}=\text{PP}^2/410$ ^[34]。

我们将衡量海洋古生产力的方法大致分为两类:其一是利用古生物法替代指标进行恢复,包括微古生物绝对含量/相对丰度、生物沉积物、堆积速率(MAR, Mass Accumulation Rates)、属种组合法(有孔虫、钙质超微化石、硅藻组合等);其二是利用地球化学方法相关替代性指标进行研究,包括沉积组分元素比值(蛋白石/黏土、蛋白石/ BaSO_4 、 CaCO_3 / BaSO_4 、 CaCO_3 /黏土、 $\text{Ba(P)}/\text{Al(Ti)}$ 等),堆积速率(蛋白石、 CaCO_3 等),同位素(碳、氮等)。具体方法及实例详见表1。

然而古生产力指标往往同时受多种环境因素影响,并且对环境变化的响应存在差异。不同指标得出的结论往往存在多解性和自身的局限性。无论是从定义上,还是其他指标的定量测算和转换关系,生产力的核心都指向有机碳(TOC)。但是在陆坡等离岸较近的海区,有机碳的陆源输入和横向搬运作用较强,会对结果产生较大的影响^[46]。并且当沉积速率变化较大时,沉积速率对于有机碳保存的影响难以忽略,这时使用有机碳百分含量容易得出错误的结论。各种堆积速率法对年龄框架的精度也有着较高的要求,在大部分情况下受到沉积速率变化的严重影响。

使用海洋表层浮游生物的绝对含量以及堆积速率的问题在于海洋生产力不完全由某一类生物构成。例如只有在确定研究区域海洋表层生物以硅藻为主时,生物硅的含量才可以作为海洋初级生产力的代表,否则只能反映硅质生产力^[47]。此外组成浮游生物的物质,不论是蛋白石还是 CaCO_3 壳体,其保存沉降过程的复杂程度都与有机碳不相上下^[34]。

同样,地球化学元素的本身性质和区域差异性也会影响生产力的估算。例如生物Ba在成岩作用中得以保存,因此其恢复生产力变化的适用时间大为延长,可以用于恢复新生代以来的海洋生产力。但在使用时应当注意扣除岩石风化产生的Ba,防止非生产力因素产生的过量Ba导致生产力的估算偏高^[48]。 CaCO_3 壳体中Cd/Ca可用于计算海水磷酸

表 1 古生产力的代用指标及举例
Table 1 The proxies and examples of paleoproductivity

		举例	参考文献
古 生 物 法	生物标志物绝对含量/相对丰度	颗石藻的相对丰度	Molfino 和 McIntyre ^[35]
		有机碳含量与生产力的经验公式	Müller 和 Suess ^[36]
	生物沉积物	沉积物-水界面有机碳通量和沉积物表层 CaCO ₃ 含量之间的转换关系	Brummer 和 Van Eijden ^[37]
	堆积速率	底栖有孔虫堆积速率	Herguera 和 Berger ^[38]
	属种组合法	底栖有孔虫内生种和外生种的比值	Jorissen 等 ^[39]
地 球 化 学 方 法	沉积组分元素比值	生源 Ba/黏土矿物 Ti	Murray 等 ^[40]
		蛋白石/黏土;蛋白石/BaSO ₄	Lyle 和 Baudalf ^[22]
	痕量/微量元素	硫酸钡与有机碳通量的定量关系	Dymond 等 ^[41]
	营养元素	大洋活性磷	Föllmi ^[42]
	堆积速率	重晶石与生物 Ba	Averyt 和 Paytan ^[43]
	同位素	表生与内生有孔虫碳同位素差值	Stott 等 ^[44]
		快速沉积环境下的氮同位素	Higginson 等 ^[45]

盐的浓度,在南大洋可以用磷酸盐的剩余量来指示生产力的高低^[49],但是在热带海洋 Cd/Ca 比值与海洋生产力之间的关系与南大洋可能有所不同,有研究表明在热带珊瑚区 Cd/Ca 比值受温度影响更大^[50]。P 的重矿化也会影响其与有机碳的正相关关系^[51]。

由于每个指标都有一定的局限性,因此综合多种古生产力指标,结合研究区域合理对照应用是克服单一指标局限性和多指标复杂性,进而重建古生产力的有效途径。

2.2 生物勃发事件

1979 年在中赤道太平洋最早发现晚中新世至早上新世生物成因沉积物沉积速率特别高^[52],这就是“生物勃发事件”^[53]。随后在赤道东太平洋^[54]和赤道西太平洋翁通-爪哇海台^[55]的 ODP 航次中都通过较高的生源物质堆积速率和沉积速率印证了这一事件。Dickens 和 Owen^[4]综合印度洋 12 个 ODP 站位剖面,提出“生物勃发事件”是晚中新世至早上新世(9~3.5Ma)印度洋-太平洋海区的广泛现象,当时印度洋和太平洋上升流区生产力大增且时间一致,并且伴随着更广泛的中层水氧气极小值区(OMZ)。后续研究还发现大西洋也同样存在这一事件^[56],甚至不局限于上升流区,在东印度洋和南大西洋一些贫营养地区也有记录^[57],都经历了许多生源物、生物群和营养物质的共同高值期。

生物勃发主要是浮游生物突增的概念性事件,显示了高的生物生产力,极大地提高了生物泵的效

率,并主要通过生源沉积的增长来反映。如图 2,包括蛋白石^[58]、碳酸盐^[56]和磷酸盐^[59]等。前人研究表明,晚中新世—早上新世生物勃发主要有以下几种解释:强烈的风驱上升流^[60];海盆间营养物质的重组,并通过环流带输送^[4];全球范围内向海洋输入营养的增加^[61],也许是亚洲季风的形成和青藏高原抬升的原因^[62];除营养物质外还有更多灰尘来源的铁输入^[63];极地驱动的海平面降低^[64];巴拿马海道(CAS)的关闭^[65]加强了次表层水和深层水的营养物质向表层的运输^[22]。下降原因则包括:赤道东太平洋风化营养输送在早上新世减少^[22];海洋环境从类“厄尔尼诺”状态向类“拉尼娜”状态转变,使赤道西太平洋温跃层变深,生产力降低(与赤道东太平洋相反)^[66]。

如图 2,目前已有大量针对生物勃发事件的多时间尺度研究。但是由于指标的多样性,在西南太平洋^[3]、南大西洋^[56]、东印度洋^[57]、南海^[67]等站位记录到的生物勃发,其时间和振幅有所不同,对变化的原因和机制的解释也不完整^[4]。

3 生产力与碳位移的关系

3.1 生物泵的作用与效率

在早期碳循环研究中,物理的溶解泵受到极大的重视,但随着大气 CO₂ 分压的持续增高,海洋表层的溶解泵趋于饱和,因此海洋碳库的大小受生物泵——海洋有机碳泵(生物泵)和无机碳泵(碳酸盐

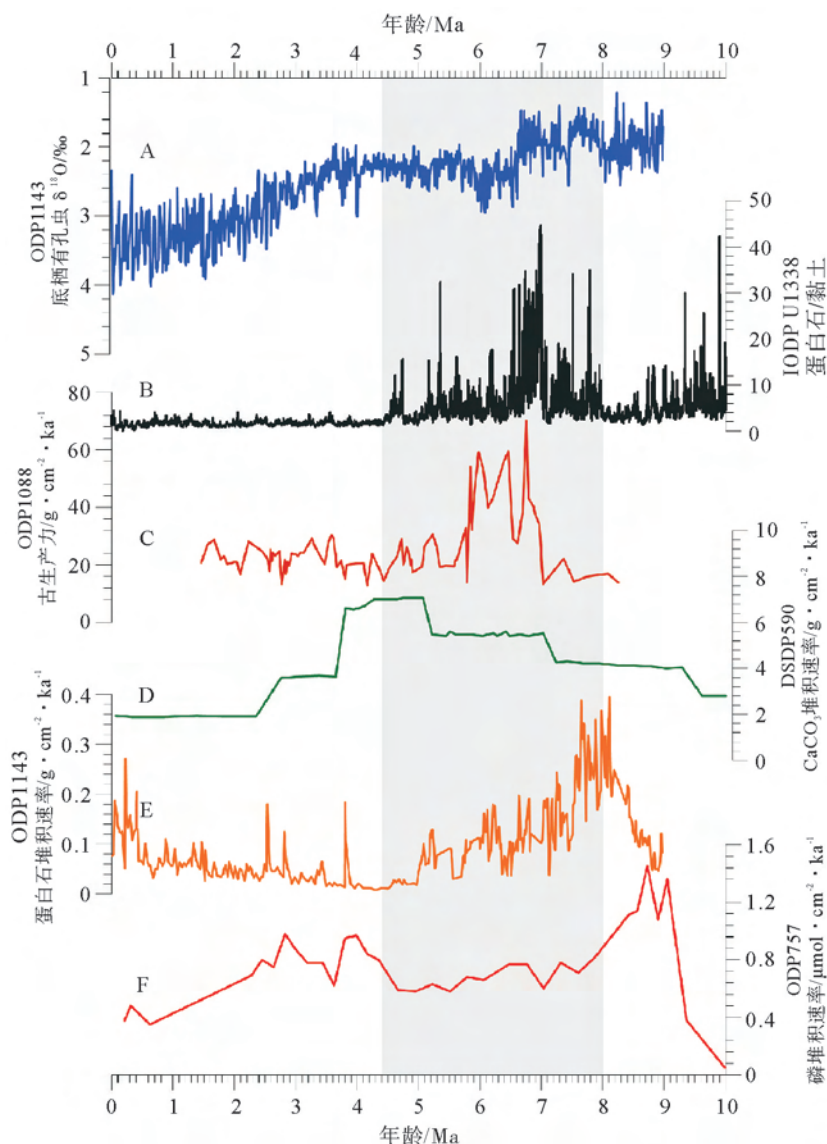


图 2 基于多种指标的生物勃发事件

A. ODP1143(9°21.72'N, 113°17.11'E)底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ ^[9]; B. 赤道东太平洋 IODP U1338(2°30.469'N, 117°58.178'W)的蛋白石/黏土^[22]; C. 南大西洋 ODP1088(41°08.20'S, 13°33.80'E)底栖有孔虫堆积速率换算得到的古生产力^[56]; D. 西南太平洋 DSDP590(31°10.02'S, 163°21.51'E)的 CaCO_3 MAR^[3]; E. 南海 ODP1143 的蛋白石 MAR^[67]; F. 东印度洋 ODP757(17°01.5'S, 88°10.9'E)的 P MAR^[57]。灰色柱表示生物勃发事件,大约 8~4.5Ma

Fig.2 Biogenic bloom based on various proxies

A. Benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ of ODP site 1143^[9]; B. The opal/clay of IODP site U1338 located in the eastern equatorial Pacific Ocean^[22]; C. Paleoproductivity (calculated by benthic foraminifera accumulation rates) of ODP site 1088 located in the southern Atlantic Ocean^[56]; D. The CaCO_3 MAR of DSDP site 590 located in the southwest Pacific Ocean^[3]; E. The opal MAR of ODP site 1143 located in the southern South China Sea^[67]; F. The phosphorus MAR of ODP site 757 located in the eastern Indian Ocean^[57]. Gray bar: biogenic bloom between 8Ma and 4.5Ma approximately

反向泵)的控制^[68]。如图 3,海洋生物泵是指以一系列海洋生物为介质,将碳从大气层传输到海洋深层的过程,即通过生物代谢实现元素与物质的分散与转移。生存在海洋上层水体的生物通过光合作用将 CO_2 固定为颗粒有机碳(POC),再通过一系列的食物网过程,将颗粒有机物质,包括死亡的生物体、碎

屑和聚合颗粒物质从上层水体运输到下层水体,改变了海气界面 CO_2 通量和海水中有有机碳的垂直通量,是全球碳循环的重要组成部分^[68]。

其中无机碳的沉积过程,即碳酸盐反向泵是形成 CaCO_3 的海洋生物最终以 CaCO_3 颗粒物沉降埋藏于海底的过程,虽然它最终会向大气中释放 CO_2 ,

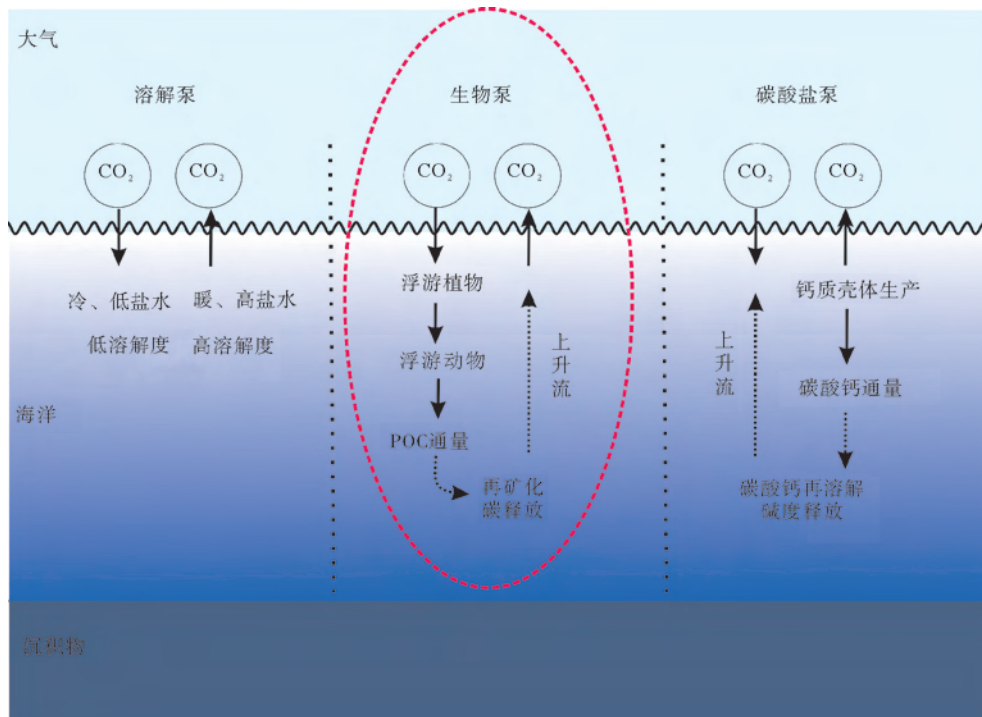


图3 生物泵示意图(根据文献[69]改绘)

Fig.3 The biological pump(modified from reference[69])

但只发生很少的碳同位素分馏,对海水和碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 影响很小^[68]。因此有机碳泵(即传统理论的生物泵)是 $\delta^{13}\text{C}$ 分馏的关键。当生物勃发时,上层海水生产力明显增强,浮游植物吸收大气 CO_2 ,产生氧气并合成有机质,形成的有机质沉积伴随着明显的同位素分馏,使得上层透光层海水的总溶解碳酸盐贫 ^{12}C 而富 ^{13}C ,造成浮游有孔虫壳体也贫 ^{12}C 而富集 ^{13}C ,因此 $\delta^{13}\text{C}$ 较重。但当生物体死亡后,有机质从透光层沉积至海底,经由沉降、呼吸作用和分解作用又释放出 CO_2 ,有机质中轻的 ^{12}C 又回到海水中,导致深层海水 $\delta^{13}\text{C}$ 偏轻,造成底栖有孔虫壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏负。

影响生物泵效率的过程包括:有机质的聚合和裂解、微生物的活动、浮游动物的摄取和排泄、POC聚合物和悬浮无机物的相互作用^[70]。尽管有大量文献报道这些过程,但大多缺少定量理解。海洋模型中生物泵还是主要由马丁曲线^[71]及相关概念描述,即透光层以下POC经验上呈指数下降。此外生物泵的复杂性被大大忽视了,包括过去的雨率($\text{CaCO}_3:\text{POC}$)以及生物泵、大气 CO_2 和气候周期的联系^[70]。在生物泵的作用下,生产力发生变化, CO_2 在大气和大洋两个碳库之间交换,也在上层海水和深层海水中进行交换,改变海水和有孔虫等微古生物壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 。从而把海洋生产力、海水化

学、大气 CO_2 浓度与全球气候4个环节联系起来,确定了海洋生产力在气候演变中的突出地位^[72]。

3.2 争议与进展

Vincent等^[73]第一次将LMOCS和古生产力的增加联系在一起。随后Grant和Dickens^[3]提出LMOCS和上层水体生产力可以通过温跃层结构和营养循环的改变联系起来。然而生物泵假说与LMOCS的关系上存在较大争议。首先,时间上生物勃发比LMOCS开始更早而结束更晚,两者的时间关系争议早已有之^[3]。早期研究因为年代学的准确度不高,很多年代框架把生物勃发事件和LMOCS直接对应,但是进一步的高分辨率重建证据^[9]表明,生物勃发事件的时间跨度要远长于LMOCS。其次,在空间上,碳位移已被证明具有全球性,而生物勃发大多发生在生物量较大的上升流区,其全球同步性并没有得到公认^[22]。第三,机制上表层水和深层水同向变化似乎和生物泵原理相悖,理论上应当深层水 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻而表层水变重。而且如前所述,碳位移除了具有全球性,区域性也是不容忽视的。生产力的指标运用和评估,生物勃发的判断也有较强的地区信号。这都增加了研究的特殊性和复杂性。

Grant和Dickens^[3]发现ODP590浮游有孔虫

表层种属 *Globigerinoides sacculifer* 和 *Orbulina universa* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 虽然在晚中新世 7.8~6.4Ma 也经历了显著的负偏,但是仍然比同站位的底栖有孔虫 *Cibicides kullenbergi* 的 $\delta^{13}\text{C}$ ^[74] 重,客观上肯定了生物泵造成的表层水和底层水的 $\delta^{13}\text{C}$ 的梯度,并提出是海盆间营养物质的重新分配导致生物勃发,再经由生物泵的降解触发 LMOCS。Wang 等^[75] 将在南海发现的大洋碳储库 $\delta^{13}\text{C}$ 的长周期与全球季风联系在一起,提出了 DOC 假说。该假说认为在长偏心率最大值时,低纬度地区夏季辐射量最大,区域和全球的季节性增强,使全球季风加强和降水增加,进而推动了陆上的化学风化作用和河流输送,增加了营养盐向海洋输入。在营养激发态的海洋里,激发了大型真核浮游植物的生长,表层生产力提高,从而提高了 POC/DOC 比值并降低了海水 $\delta^{13}\text{C}$ 。同样强调了表层生物勃发和生物泵的作用。

总体来看,生物泵的效率并不高。生物泵导致的颗粒有机碳(POC)向深海的输出是十分有限的,到达海底埋藏的有机碳量大约只有海洋初级生产力的 0.1%,大部分 POC 在沉降过程中被降解呼吸转化成 CO_2 ^[76]。生物泵的长期储碳机制在海洋对气候变化的影响中起主要作用,而海洋中大量的难溶有机碳的产生和命运在生物泵中被考虑的很少,于是引出微型生物碳泵(MCP)的研究^[76]。

综合前人研究结果能够印证生物勃发对 LMOCS 的影响,但认为并非是单一因素。有必要进一步寻找其他重要因素以及对效应的定量测算。

陆源输入假说的基本概念是,陆源输入的总碳负偏,使得陆地碳库表现为正偏,海洋碳库整体表现为负偏^[5]。部分边缘海的研究结果已经表明在晚中新世时期,陆源输入可能有一定的加强趋势^[77]。晚中新世 C4 植被的扩张^[14] 则可以对应解释陆地碳库和海洋碳库的反向:C4 植被具有比 C3 植被更重的碳同位素值,其在陆地上的扩张使得重碳被留下,轻碳则随径流进入海洋。Kump 和 Arthur^[78] 的研究结果表明,陆地 C4 植被的扩张可能使大洋 $\delta^{13}\text{C}$ 整体负偏 0.9‰。但是相比 C3 植被,C4 植被更喜好低 CO_2 的环境,而该时期 CO_2 的浓度尚有争议,不能否认存在短期的上升(如图 1)。晚中新世的气候特征是否支持陆源输入加强的说法也未有更好的数值模拟结果验证。Diester-Haass 等^[5] 通过对晚中新世(7.6~6.6Ma)印度洋和太平洋 4 个典型站位的研究,基于底栖有孔虫的沉积速率、元素比值、溶解情况和底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$,结合相关性分析和箱式模型,强调了陆源输入和化学风化的作用。箱式模

型的结果表明在一百万年内如果有 100Gt 的陆源物质进入海洋,那么底层水的 $\delta^{13}\text{C}$ 负偏幅度可能有 0.6‰。但是其采用初始报告的年龄模式, $\delta^{13}\text{C}$ 数据分辨率也相对较低。此外,由于箱式模型的低复杂度,在描述陆源输入时,通常直接把碳投放在海洋箱体中, CO_2 也是固定的,这和实际情况不符。甚至,最近的地球化学和地质证据显示,晚中新世早上新世期间,全球大陆风化和侵蚀速率并没有更高^[79,80]。这意味着,营养的重新分配(例如蛋白石从大西洋向印度洋-太平洋的沉积位移^[58]),以及水体混合的加强^[60] 等过程更为关键。

深层水与洋流假说认为,晚中新世的 NADW (North Atlantic Deep Water,北大西洋深层水)开始形成、加强,使得大西洋海盆和太平洋海盆之间的年龄差变大,从而使得底层水的碳同位素负偏^[81],且洋盆之间的同位素差值也变大^[30]。模拟结果也显示,在构造因素的作用下,晚中新世边界条件下的 NADW 生成明显加强,并且应用巴拿马海道的变浅可以解释大西洋海盆大约 0.6‰ 的 $\delta^{13}\text{C}$ 负偏^[31]。但是,洋流和深层水假说的缺点和不足也同样明显:首先,如果这样解释 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化,那么在有机碳降解过程中,释放的其他元素也应该有与 $\delta^{13}\text{C}$ 类似的变化。但是,重建的 Cd/Ca 数据却不支持这一观点^[49]。第二,与生物泵假说类似,如果将全球大洋看作一个无源汇变化的封闭体系,表层海水和底层海水的变化应该是反向的,无法很好地解释重建记录中表层和底层的同向变化。

再回到底栖有孔虫的研究,海底有机碳通量和深部水团这两大因素控制着底栖有孔虫的分布。其中垂向分布受营养供应和氧浓度的控制,而在洋底横向上的分布则受当地水团所控制。因此,研究底栖有孔虫可以从两方面入手,一是利用底栖有孔虫研究深部水团的变化规律;二是利用底栖有孔虫研究海洋表层初级生产力。前者反映地球表层系统中的水循环,后者涉及碳循环和大气 CO_2 ^[82]。

水循环方面,通过将 ODP1143 站位的三次 $\delta^{13}\text{C}$ 重值事件^[83] 与代表水循环的 $\delta^{18}\text{O}$ 对比发现,3 个重值阶段都有冰盖增长事件相伴:24~20Ma 的渐新世/中新世事件导致南极冰盖增长的所谓“Mi1”事件^[84];蒙特利碳位移后期,是 14Ma 前后的南极冰盖快速增长^[85];而晚中新世“生物勃发”事件,局部延续到 3.5Ma^[4],直接与北半球冰盖的形成相衔接。

碳循环和 CO_2 方面,大气 CO_2 是理解碳循环反馈和气候敏感性的核心^[21]。在地表系统中,大气

储存了 $\sim 600\text{Pg}$ 碳($1\text{Pg}=10^{15}\text{g}$),表层海水储存了 $\sim 700\text{Pg}$,而深层海水储存了 $\sim 38000\text{Pg}$ ^[86]。显然,深层海水是地表系统中最大的碳储库,蕴藏了超过90%的碳。相比温度,碳循环对底层水和上升流更为敏感^[87]。而深层海水碳储库的大小即使发生细微的变化,也会导致大气 CO_2 浓度的显著变化,触发气候波动^[28]。当实验材料和方法满足要求后,采用更高的时间分辨率重建晚中新世大气 CO_2 浓度的变化,对于明确该时间段内大洋碳储库的变化与大气 CO_2 浓度变化的关系至关重要,也可以检验陆源输入假说中的C4植被扩张事件,因为该假说中C4植被扩张对应大气 CO_2 浓度降低^[14]。

3.3 计算机模拟方法

当前古气候研究的一个重要趋势就是力求通过记录-模拟-机制研究的互动,推进对古气候变化过程和机制的认识。计算机数值模拟在古气候研究中发挥着重要的作用,它既可以模拟气候变化过程中不同驱动因子的相对重要性,又可以输出不同边界条件下各气候要素的空间分布,从而获得对气候变化机制的认识。同时,通过模拟结果与地质记录的对比,既可检验数值模式的模拟能力,又可发现记录的空白点和不足之处^[88]。

目前古气候数值模拟中着力最多的是第四纪冰期-间冰期气候模拟,相比之下对轨道尺度方面研究较少。更新世之前的气候模拟与第四纪冰期旋回气候模拟最大的不同在于,其重心不是古气候重建,而是敏感性试验。新生代气候事件中,青藏高原抬升效应^[89]、海道开合效应^[90]、PETM(古新世—始新世极热事件)^[91]等均得到了较好的检验。

然而各圈层间的相互作用也给模拟工作带来了巨大挑战,由此也产生了巨大的计算量,特别是在长时间尺度的模拟工作上。例如Liu等^[92]利用一种三维耦合环流模式(Coupled General Circulation Model, CGCM) CCSM3 模拟末次盛冰期 LGM (21ka)至 Bølling/Allerød 暖期(14ka)快速气候变化时,短短7000年的瞬变积分在美国橡树岭国家实验室超级计算机上运算了一年半时间。相比复杂的CGCM和中等复杂程度的EMIC模式,箱式模型(Box model)具有较低的复杂程度和较高的计算效率,目前较为适合长时间尺度的古气候模拟工作。但是它的时间和空间分辨率较低,物理和化学过程过于简化,定量计算方面也受到诸多限制。

已有研究^[5,31,78]通过计算机数值模拟方法对LMOCS的机制进行了讨论,但仍然存在一些不足。

首先,限于深时边界条件的重建精度,尤其是近年对于构造条件的认识出现了一些变化^[93,94],以往对晚中新世高原高度、海道深度的设置已经不再适合。其次,晚中新世温盐环流模式和生产力的加强,从数值模拟研究来看尚是空白,营养盐在海洋中如何运移,利用效率如何界定,仍然不清楚。第三,之前多数针对LMOCS的模拟研究中,大气 CO_2 均采用固定的数值,但是海气之间的碳通量以及和海洋上层生产力的耦合关系,均会对大气碳库产生影响。因此,基于海洋生物地化模式(例如ReCom2^[95]和HAMOCC^[96])设计一系列模拟实验,结合之前的研究,有助于从系统的角度解释LMOCS的机制。

4 结论与展望

通过总结对比,我们发现LMOCS与生产力的变化存在关系。当生物勃发时,上层海水生产力明显增强,生物泵效率提高,促进海水 $\delta^{13}\text{C}$ 的分馏,最终导致深层底栖有孔虫壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏负。但从时间、空间和机制上考虑,生物泵应该不是影响LMOCS的单一因子,LMOCS更可能是几类假说的综合作用。同时,三种假说之间可能也存在更深的联系。

过去的研究多着重于对碳位移记录的描述和间接、定性的解释,缺少计算机数值模拟等方法的定量研究。只有融合物理海洋和海洋化学,将记录与模拟联动,定性与定量结合,才能使古海洋的科学问题更加丰富和完整。未来可从水碳循环的集成研究、大气 CO_2 的精确重建、计算机模拟方法对机制的定量测算等方面展开LMOCS的机制研究。

致谢:感谢黄恩清、杜金龙对本文的支持。

参考文献(References)

- [1] Keigwin L D. Late Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of DSDP sites from the east equatorial and central North Pacific Ocean[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1979, 45(2): 361-382.
- [2] Haq B U, Worsley T R, Burckle L H, et al. Late Miocene marine carbon-isotopic shift and synchronicity of some phytoplanktonic biostratigraphic events[J]. Geology, 1980, 8(9): 427-431.
- [3] Grant K M, Dickens G R. Coupled productivity and carbon isotope records in the southwest Pacific Ocean during the late Miocene-early Pliocene biogenic bloom[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2002, 187(1):61-82.

- [4] Dickens G R, Owen R M. The Latest Miocene-Early Pliocene biogenic bloom: a revised Indian Ocean perspective[J]. *Marine Geology*, 1999, 161(1):75-91.
- [5] Diester-Haass L, Billups K, Emeis K C. Late Miocene carbon isotope records and marine biological productivity: Was there a (dusty) link? [J]. *Paleoceanography*, 2006, 21(4):247-257.
- [6] Drury A J, John C M, Shevenell A E. Evaluating climatic response to external radiative forcing during the late Miocene to early Pliocene: New perspectives from eastern equatorial Pacific (IODP U1338) and North Atlantic (ODP 982) locations[J]. *Paleoceanography*, 2016, 31(1): 167-184.
- [7] Hodell D A, Curtis J H, Sierro F J, et al. Correlation of Late Miocene to Early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic[J]. *Paleoceanography*, 2001, 16(2): 164-178.
- [8] Drury A J, Westerhold T, Frederichs T, et al. Late Miocene climate and time scale reconciliation: Accurate orbital calibration from a deep-sea perspective[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 475: 254-266.
- [9] Tian J, Ma X, Zhou J, et al. Subsidence of the northern South China Sea and formation of the Bashi Strait in the latest Miocene: Paleooceanographic evidences from 9-Myr high resolution benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017, 466: 382-391.
- [10] Billups K. Late Miocene through early Pliocene deep water circulation and climate change viewed from the sub-Antarctic South Atlantic[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2002, 185(3):287-307.
- [11] Beerling D J, Royer D L. Convergent Cenozoic CO_2 history [J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(7):418-420.
- [12] Lariviere J P, Ravelo A C, Crimmins A, et al. Late Miocene decoupling of oceanic warmth and atmospheric carbon dioxide forcing[J]. *Nature*, 2012, 486(7401):97-100.
- [13] Herbert T D, Lawrence K T, Tzanova A, et al. Late Miocene global cooling and the rise of modern ecosystems[J]. *Nature Geoscience*, 2016, 9(11): 843-847.
- [14] Cerling T E, Harris J M, MacFadden B J, et al. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary [J]. *Nature*, 1997, 389(6647): 153-158.
- [15] Pagani M, Freeman K H, Arthur M A. Late Miocene atmospheric CO_2 concentrations and the expansion of C_4 grasses [J]. *Science*, 1999, 285(5429):876-879.
- [16] Tripathi A K, Roberts C D, Eagle R A. Coupling of CO_2 and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years.[J]. *Science*, 2009, 326(5958):1394-1397.
- [17] Burgh J V D, Kürschner W M. Paleoatmospheric signatures in neogene fossil leaves.[J]. *Science*, 1993, 260(5115):1788-1790.
- [18] Seki O, Foster G L, Schmidt D N, et al. Alkenone and boron-based Pliocene $p\text{CO}_2$ records[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2010, 292(1):201-211.
- [19] Pagani M, Zachos J C, Freeman K H, et al. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene.[J]. *Science*, 2005, 309(5734):600-603.
- [20] Ekart, Cerling, Montañez, et al. A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: Implications for paleo-atmospheric carbon dioxide[J]. *American Journal of Science*, 1999, 299(10):805-827.
- [21] Mejia L M, Méndez-Vicente A, Abrevaya L, et al. A diatom record of CO_2 decline since the late Miocene[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 479: 18-33.
- [22] Lyle M, Baldauf J. Biogenic sediment regimes in the Neogene equatorial Pacific, IODP Site U1338: Burial, production, and diatom community[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2015, 433(4):106-128.
- [23] Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, 20(4):353-431.
- [24] Zhao Q, Li Q, Jian Z. Deep waters and oceanic connection [M]//The South China Sea. Netherlands, Springer, 2009: 395-437.
- [25] Wang L W, Lin H L. Data report: carbonate and organic carbon contents of sediments from Sites 1143 and 1146 in the South China Sea[C]//Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 2004, 184: 1-9.
- [26] Wang P, Prell W L, Blum P, et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program[C]//Initial Results. 2000:184.
- [27] Tian J, Yang M, Lyle M W, et al. Obliquity and long eccentricity pacing of the Middle Miocene climate transition[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2013, 14 (6): 1740-1755.
- [28] Tian J, Ma W, Lyle M W, et al. Synchronous mid-Miocene upper and deep oceanic $\delta^{13}\text{C}$ changes in the east equatorial Pacific linked to ocean cooling and ice sheet expansion[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 406: 72-80.
- [29] Falkowski P, Scholes R J, Boyle E, et al. The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system[J]. *Science*, 2000, 290(5490):291-296.
- [30] Hodell D A, Venz-Curtis K A. Late Neogene history of deep-water ventilation in the Southern Ocean[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, 7(9).
- [31] Butzin M, Lohmann G, Bickert T. Miocene ocean circulation inferred from marine carbon cycle modeling combined with benthic isotope records[J]. *Paleoceanography*, 2011, 26(1).
- [32] Falkowski P G, Laws E A, Barber R T, et al. Phytoplankton and Their Role in Primary, New, and Export Production [M]//Ocean Biogeochemistry. Springer Berlin Heidelberg, 2003:99-121.
- [33] Eppley R W, Peterson B J. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean[J]. *Nature*, 1979, 282(5740):677-680.
- [34] Berger W, Smetacek V, Wefer G. Ocean productivity and paleoproductivity-An overview[R]//Productivity of the Oceans Present and Past: Report of the Dahlem Workshop on Productivity of the Ocean. Berlin: Life Sciences Research Re-

- ports 44, Wiley & Sons, Chichester, 1989: 1-34.
- [35] Molino B, McIntyre A. Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic[J]. *Science*, 1990, 249(4970): 766-769.
- [36] Müller P J, Suess E. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans-I. Organic carbon preservation[J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1979, 26(12): 1347-1362.
- [37] Brummer G J A, Van Eijden A J M. "Blue-ocean" paleoproductivity estimates from pelagic carbonate mass accumulation rates[J]. *Marine Micropaleontology*, 1992, 19(1-2): 99-117.
- [38] Herguera J C, Berger W H. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: Glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific[J]. *Geology*, 1991, 19(19): 1173-1176.
- [39] Jorissen F J, Fontanier C, Thomas E. Chapter Seven Paleocceanographical Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics[M]// *Developments in Marine Geology*. Elsevier Science & Technology, 2007:263-325.
- [40] Murray R W, Knowlton C, Leinen M, et al. Export production and terrigenous matter in the Central Equatorial Pacific Ocean during interglacial oxygen isotope Stage 11[J]. *Global and Planetary Change*, 2000, 24(1): 59-78.
- [41] Dymond J, Suess E, Lyle M. Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity[J]. *Paleoceanography*, 1992, 7(2): 163-181.
- [42] Föllmi K B. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits [J]. *Earth-Science Reviews*, 1996, 40(1-2): 55-124.
- [43] Averyt K B, Paytan A. A comparison of multiple proxies for export production in the equatorial Pacific[J]. *Paleoceanography*, 2004, 19(4):117-196.
- [44] Stott L D, Berelson W, Douglas R, et al. Increased dissolved oxygen in Pacific intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments[J]. *Nature*, 2000, 407(6802): 367-370.
- [45] Higginson M J, Maxwell J R, Altabet M A. Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the Northern South China Sea: remote vs. local forcing of millennial-and orbital-scale variability[J]. *Marine Geology*, 2003, 201(1): 223-250.
- [46] Lopes C, Kucera M, Mix A C. Climate change decouples oceanic primary and export productivity and organic carbon burial[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2015, 112(2): 332-335.
- [47] Ren J, Gersonde R, Esper O, et al. Diatom distributions in northern North Pacific surface sediments and their relationship to modern environmental variables[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2014, 402(4):81-103.
- [48] Calvert S E, Pedersen T F. Chapter fourteen elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application[J]. *Developments in Marine Geology*, 2007, 1: 567-644.
- [49] Delaney M L, Boyle E A. Cd/Ca in late Miocene benthic foraminifera and changes in the global organic carbon budget[J]. *Nature*, 1987, 330(6144):156-159.
- [50] Matthews K A, Grottoli A G, McDonough W F, et al. Upwelling, species, and depth effects on coral skeletal cadmium-to-calcium ratios (Cd/Ca) [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008, 72(18): 4537-4550.
- [51] Schenau S J, Reichert G J, Lange G J D. Phosphorus burial as a function of paleoproductivity and redox conditions in Arabian Sea sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69(4):919-931.
- [52] Leinen M. Biogenic Silica Accumulation in the Central Equatorial Pacific and its Implications for Cenozoic Paleoceanography[J]. *Social Science Electronic Publishing*, 1979, 90(9):1-46.
- [53] Theyer F, Mayer L A, Barron J A, et al. The equatorial Pacific high-productivity belt: Elements for a synthesis of Deep Sea Drilling Project Leg 85 results[J]. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 1985.
- [54] Farrell J, Raffi I, Janecek T, et al. Late Neogene sedimentation patterns in the Eastern Equatorial Pacific Ocean[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 1995, 138:717-756.
- [55] Berger W H, Leckie R M, Janecek T R, et al. 44. Neogene carbonate sedimentation on Ontong Java Plateau: Highlights and open questions[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 1993, 130:711-744.
- [56] Diester-Haass L, Billups K, Emeis K C. In search of the late Miocene-early Pliocene "biogenic bloom" in the Atlantic Ocean (Ocean Drilling Program Sites 982, 925, and 1088)[J]. *Paleoceanography*, 2005, 20(4).
- [57] Hermoyan C S, Owen R M. Late Miocene-early Pliocene biogenic bloom: Evidence from low-productivity regions of the Indian and Atlantic Oceans[J]. *Paleoceanography*, 2001, 16(1):95-100.
- [58] Cortese G, Gersonde R, Hillenbrand C D, et al. Opal sedimentation shifts in the world ocean over the last 15 Myr[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2004, 224(3-4): 509-527.
- [59] Filippelli G M. The global phosphorus cycle: past, present, and future[J]. *Elements*, 2008, 4(2):89-95.
- [60] Zhang Y G, Pagani M, Henderiks J, et al. A long history of equatorial deep-water upwelling in the Pacific Ocean [J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2017, 467:1-9.
- [61] Ravelo A C, Lawrence K T, Fedorov A, et al. Comment on "A 12-million-year temperature history of the tropical Pacific Ocean"[J]. *Science*, 2014, 346(6216): 1467-1467.
- [62] Filippelli G M. Intensification of the Asian monsoon and a chemical weathering event in the late Miocene-early Pliocene: implications for late Neogene climate change[J]. *Geology*, 1997, 25(1): 27-30.
- [63] Murray R W, Leinen M, Knowlton C W. Links between iron input and opal deposition in the Pleistocene equatorial Pacific

- Ocean[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(4):270-274.
- [64] Diester-Haass L, Meyers P A, Bickert T. Carbonate crash and biogenic bloom in the late Miocene: Evidence from ODP Sites 1085, 1086, and 1087 in the Cape Basin, southeast Atlantic Ocean[J]. *Paleoceanography*, 2004, 19.
- [65] Haug G H, Tiedemann R. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation[J]. *Nature*, 1998, 393(3):673-676.
- [66] Nathan S A, Leckie R M. Early history of the Western Pacific Warm Pool during the middle to late Miocene (13.2~5.8 Ma): Role of sea-level change and implications for equatorial circulation[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2009, 274(3):140-159.
- [67] Li J, Wang R, Li B. Variations of opal accumulation rates and paleoproductivity over the past 12 Ma at ODP Site 1143, southern South China Sea [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 47(7):596-598.
- [68] 孙军, 李晓倩, 陈建芳, 等. 海洋生物泵研究进展[J]. *海洋学报*, 2016, 38(4):1-21.[SUN Jun, LI Xiaoqian, CHEN Jianfang, et al. Progress in oceanic biological pump[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2016, 38(4):1-21.]
- [69] Heinze C, Maier-Reimer E, Winn K. Glacial pCO₂ reduction by the world ocean: Experiments with the Hamburg Carbon Cycle Model[J]. *Paleoceanography*, 1991, 6(4):395-430.
- [70] Rocha C L D L, Passow U. Factors influencing the sinking of POC and the efficiency of the biological carbon pump[J]. *Deep Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography*, 2007, 54(5-7):639-658.
- [71] Martin J H, Knauer G A, Karl D M, et al. VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific[J]. *Deep-Sea Research*, 1987, 43: 267-285.
- [72] 李铁刚, 赵京涛, 孙荣涛, 等. 250kaBP 以来西太平洋暖池中心区——Ontong Java 海台古生产力演化[J]. *第四纪研究*, 2008, 28(3):447-457.[LI Tiegang, ZHAO Jingtao, SUN Rongtao, et al. Paleoproductivity evolution in the ontong java plateau-center of the western pacific warm pool during the last 250ka[J]. *Quaternary Sciences*, 2008, 28(3):447-457.]
- [73] Vincent E, Killingley J S, Berger W H. The Magnetic Epoch-6 carbon shift: A change in the ocean's ¹³C/¹²C ratio 6.2 million years ago[J]. *Marine Micropaleontology*, 1980, 5:185-203.
- [74] Elmsstrom K M, Kennett J P. Late neogene paleoceanographic evolution of site 590-southwest pacific[J]. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 1986, 90: 1361-1381.
- [75] Wang P X, Li Q Y, Tian J, et al. Long-term cycles in the carbon reservoir of the Quaternary ocean: a perspective from the South China Sea[J]. *National Science Review*, 2014, 1(1):119-143.
- [76] Jiao N, Herndl G J, Hansell D A, et al. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: long-term carbon storage in the global ocean[J]. *Nature Reviews Microbiology*, 2010, 8(8):593-599.
- [77] Bickert T, Haug G H, Tiedemann R. Late Neogene benthic stable isotope record of Ocean Drilling Program Site 999: Implications for Caribbean paleoceanography, organic carbon burial, and the Messinian Salinity Crisis[J]. *Paleoceanography*, 2004, 19(1).doi:10.1029/2002PA000799.
- [78] Kump L R, Arthur M A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter[J]. *Chemical Geology*, 1999, 161(1-3):181-198.
- [79] Herman F, Seward D, Valla P G, et al. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate[J]. *Nature*, 2013, 504(7480): 423-426.
- [80] Willenbring J K, von Blanckenburg F. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling[J]. *Nature*, 2010, 465(7295): 211-214.
- [81] Vincent E, Berger W H. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: The Monterey hypothesis[C]. AGU, Washington D C, *Geophys. Monogr.*, 1985, 32: 455-468.
- [82] 张江勇, 汪品先. 深海研究中的底栖有孔虫: 回顾与展望[J]. *地球科学进展*, 2004, 19(4):545-551.[ZHANG Jiangyong, WANG Pinxian. Benthic foraminifera in deep-sea research: Retrospect and prospect[J]. *Advances in Earth Science*, 2004, 19(4):545-551.]
- [83] Wang P, Zhao Q, Jian Z, et al. Thirty million year deep sea records in the South China Sea[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(23): 2524-2535.
- [84] Miller K G, Wright J D, Fairbanks R G. Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion[J]. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 1991, 96(B4):6829-6848.
- [85] Shevenell A E, Kennett J P, Lea D W. Middle Miocene Southern Ocean cooling and Antarctic cryosphere expansion. [J]. *Science*, 2004, 305(5691):1766-1770.
- [86] Sigman D M, Boyle E A. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide[J]. *Nature*, 2000, 407(6806): 859-869.
- [87] Keller K M, Joos F, Lehner F, et al. Detecting changes in marine responses to ENSO from 850 to 2100 C.E.: Insights from the ocean carbon cycle[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(2):518-525.
- [88] 丁仲礼, 熊尚发. 古气候数值模拟: 进展评述[J]. *地学前缘*, 2006, 13(1):21-31. [DING Zhongli, XIONG Shangfa. Numerical modeling in paleoclimate study: Progress and problems[J]. *Earth Science Frontiers*, 2006, 13(1):21-31.]
- [89] Ruddiman W F, Kutzbach J E. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1989, 94(D15): 18409-18427.
- [90] Maier-Reimer E, Mikolajewicz U, Crowley T. Ocean general circulation model sensitivity experiment with an open Central American Isthmus[J]. *Paleoceanography*, 1990, 5(3):349-366.
- [91] Shellito C J, Sloan L C, Huber M. Climate model sensitivity to atmospheric CO₂ levels in the Early-Middle Paleogene [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*,

- 2003, 193(1):113-123.
- [92] Liu Z, Otto-Bliesner B L, He F, et al. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bølling-Allerød warming[J]. *Science*, 2009, 325(5938): 310-314.
- [93] O'Dea A, Lessios H A, Coates A G, et al. Formation of the Isthmus of Panama[J]. *Science Advances*, 2016, 2(8),doi: 1126/sciadv.1600883.
- [94] Kamikuri S I, Motoyama I, Nishi H, et al. Evolution of Eastern Pacific Warm Pool and upwelling processes since the middle Miocene based on analysis of radiolarian assemblages: Response to Indonesian and Central American Seaways[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2009, 280(4):469-479.
- [95] Schourupkristensen V, Sidorenko D, Wolfgladrow D A, et al. A skill assessment of the biogeochemical model REcoM2 coupled to the Finite Element Sea Ice-Ocean Model (FESOM 1.3) [J]. *Geoscientific Model Development*, 2014, 7(4): 2769-2802.
- [96] Ilyina T, Six K D, Segschneider J, et al. Global ocean biogeochemistry model HAMOCC: Model architecture and performance as component of the MPI-Earth system model in different CMIP5 experimental realizations[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2013, 5(2):287-315.