

杨春丽, 陈志华, 肖文申, 等. 3.4 万年以来南极斯科舍海古生产力演变及其环境制约[J]. 海洋学报, 2021, 43(3): 116–125. doi:10.12284/hyxb2021051

Yang Chunli, Chen Zhihua, Xiao Wenshen, et al. Paleoproductivity and its environmental constraints in the Scotia Sea, Antarctica since 34 ka BP[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(3): 116–125. doi:10.12284/hyxb2021051

3.4 万年以来南极斯科舍海古生产力演变及其环境制约

杨春丽^{1,2}, 陈志华^{1,2*}, 肖文申³, 王湘芹¹, 鞠梦珊¹, 崔迎春¹, 黄元辉¹, 唐正¹

(1. 自然资源部第一海洋研究所 自然资源部海洋地质与成矿作用重点实验室, 山东 青岛 266061; 2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266061; 3. 同济大学 海洋地质国家重点实验室, 上海 200092)

摘要: 本文通过对南极斯科舍海东南部 DC-11 岩芯生物硅、有机氮、 TFe_2O_3 与有机氮同位素的年代学分析, 重建了该海区 3.4 万年以来古生产力与环境演变历史。研究结果表明, 生物硅、有机氮含量与南极温度变化基本一致, 暖期高、冷期低; 有机氮同位素值与南大洋海冰变化相吻合, 暖期小、冷期大, 冷期硝酸盐利用率大于暖期。从末次冰期、末次冰消期至全新世, 研究区古生产力与环境变化显著, 南极冷倒转等千年尺度的变化明显; 海冰在气候、营养盐与古生产力之间起着重要的关联作用。冰期或冷期海冰的加强导致表层水层化加强, 深层水及其营养盐的上涌减弱, 表层海洋硝酸盐等相对匮乏, 生产力降低。研究区现代与全新世铁供应充足, 在风尘盛行的末次冰期和冰消期呈过剩状态, 明显不同于亚南极。

关键词: 南极; 斯科舍海; 古生产力; 营养盐; 海冰; 表层水层化

中图分类号: P736.22

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)03-0116-10

1 引言

末次冰期以来, 南极冰芯的大气 CO_2 浓度与南极温度(氧同位素组成)记录高度耦合, 存在明显的千年尺度的冷-暖旋回变化^[1], 这种变化被认为与南大洋海洋过程紧密相关^[2]。研究表明, 在现代或全新世条件下, 南极极锋(Antarctic Polar Front, APF)以南的南极区输出生产力超过亚南极, 但在末次冰盛期(Last Glacial Maximum, LGM)情况发生了逆转, 亚南极输出生产力远远超过南极区^[3-5]。Jaccard 等^[6]研究发现, 南极极锋两侧生产力的跷跷板模式是对整个晚更新世气候变化的规律性反映, 但迄今为止还没有一种机制可以用来很好地解释它。研究认为, 冰期亚南极古生

产力高, 与源自南美巴塔哥尼亚风尘的“铁施肥效应”有关^[3-5], 然而这一观点也存在争议, 因为无论是在冰期还是间冰期, 南大洋沉积物中大部分的陆源物质靠洋流和冰运输, 而不是大气^[7-12]。

斯科舍海位处南极极锋以南, 是南大洋海洋过程最为复杂、生产力最高的海域之一^[13-14], 底流及复杂的海底地形地貌与构造, 导致海底沉积记录表现出明显的时空不连续和年代的不确定性^[15]。本文研究拟从 DC-11 岩芯生物硅(Biogenic Silica (opal), BSiO_2 或 BSi) 和有机氮(N_{org})记录出发, 重建斯科舍海东南部过去 3.4 万年以来古生产力的演化趋势, 进而从营养盐等角度分析探讨与古生产力有关的环境变化。该研究对深入认识南大洋过去环境、气候变化具有重要意义。

收稿日期: 2020-01-08; 修订日期: 2020-04-13。

基金项目: 国家自然科学基金(41676191); 南极重点海域对气候变化的响应与反馈(RFSOCC2020-2025)。

作者简介: 杨春丽(1994—), 女, 山东省潍坊市人, 主要从事南极海洋沉积学研究。E-mail: 13081605851@163.com

* 通信作者: 陈志华, 男, 研究员, 主要从事极地海洋沉积学与古海洋学研究。E-mail: chenizia@fio.org.cn

2 区域背景

斯科舍海西接德雷克海峡,东连南大西洋,北面以南佐治亚群岛为界,南邻南奥克尼群岛、南极半岛、威德尔海和鲍威尔海盆^[15-16]。研究区位处斯科舍海东南部陆隆区,介于布鲁斯浅滩与南发现浅滩之间,属鲁斯海道(Bruce Passage),是斯科舍海与威德尔海之间进行物质和能量交换的关键海域^[15-16]。从南极大陆边缘冰架裂解下来的冰山随南极沿岸流做逆时针运动,汇合来自南极半岛地区的冰山^[17-18],然后随威德尔涡流(Weddell Gyre, WG)、威德尔海深层水(Weddell Sea Deep Water, WSDW)和威德尔海底层水(Weddell Sea Bottom Water, WSBW)等向北运动,进入斯科舍海,最终汇入南极绕极流(Antarctic Circumpolar Current, ACC)^[19-20](图1)。与此同时,南极绕极流横穿斯科舍海北部,其南边界(Southern Boundary of ACC, SBACC)大体到达研究站位附近,因而研究区虽受南极绕极流主流影响小,但受与之有关的绕极底层水-深层水影响^[21]。相对于整个南大洋,斯科舍海生产力高,但表现出很强的纬向和经向梯度^[13-14, 22],与表层海洋营养盐(包括溶解铁)、温度、海冰等要素密切相关^[13-14, 22-25]。如图2所示,风驱动的上升流不仅将

绕极深层水带至南极区大洋表层,同时将硅酸盐、硝酸盐等营养盐输送至表层,为该地区海洋生产力提供了物质基础^[26-29]。

3 样品与方法

3.1 样品

DC-11岩芯是2017-2018年“向阳红01”号船执行中国第34次南极考察航次采集的重力岩芯。岩芯取样位置位于斯科舍海东南部陆隆区(60°24'39.340"S, 37°04'52.356"W, 水深为2162 m)。岩芯长422 cm,本文仅就上部年代框架较为准确的0~256 cm段进行分析。依据深海沉积物命名规范^[30],该段可划分为3层(图3)。第一层为0~117 cm,黄绿色黏土硅质软泥,27~28 cm、72~76 cm处见深灰色纹层;第二层为117~195 cm,绿灰色硅质黏土,117~121 cm处见灰黑色纹层,140~145 cm处见深灰色斑块,161~167 cm处见灰黑色纹层,176~195 cm处存在深灰黑色纹层;第三层为195~256 cm,灰色含硅质黏土,235~245 cm处见浅灰色纹层包裹的灰黑色斑块。

3.2 方法

以1 cm为步长,通过GEOTEK多参数岩芯扫描仪获取磁化率等参数。以2 cm间距采样,间隔抽取

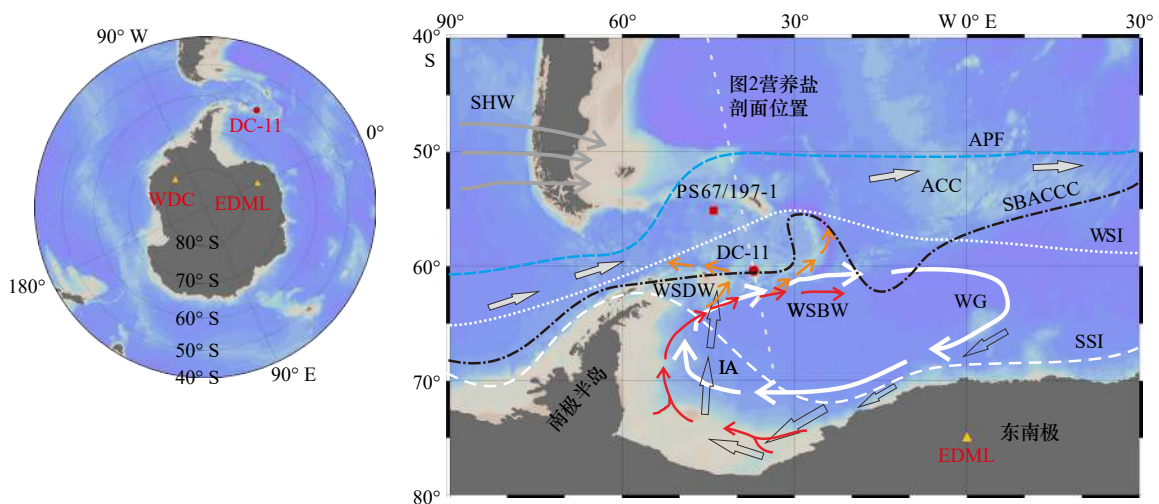


图1 斯科舍海取样站位与环流分布(据文献[18-20]修改)

Fig. 1 Map of the Scotia Sea showing Core DC-11 and marine circulation (modified from references [18-20])

SHW(灰色箭头): 南半球西风带; APF(蓝色虚线): 南极极锋; ACC(灰色箭头): 南极绕极流; SBACC(灰色虚线): 南极绕极流南边界; WG(白色首尾相接的箭头): 威德尔涡流; WSBW(红色箭头): 威德尔海底层水; WSDW(棕色箭头): 威德尔海深层水; WSI(白色细虚线)和 SSI(白色粗虚线): 南半球冬季和夏季海冰线; IA(空心箭头): 冰山通道。浅白色虚线为图2所示的营养盐剖面位置

SHW (gray arrow): the dominant direction of the Southern Hemisphere Westerlies; APF (dotted blue line): the Antarctic Polar Front; ACC (yellow arrow): the Antarctic Circumpolar Current; SBACC(gray dotted line): the Southern Boundary of the Antarctic Circumpolar Current; WSBW (red arrow): the Weddell Sea Bottom Water; WSDW (brown arrow): the Weddell Sea Deep Water; WG (white arrows end to end): the Weddell Gyre; WSI (white fine dotted line) and SSI (white coarse dotted line): the austral winter and summer sea ice limits, respectively; IA (hollow arrow): the Iceberg Alley. Light white dotted line is the section of nutrients shown in Fig. 2

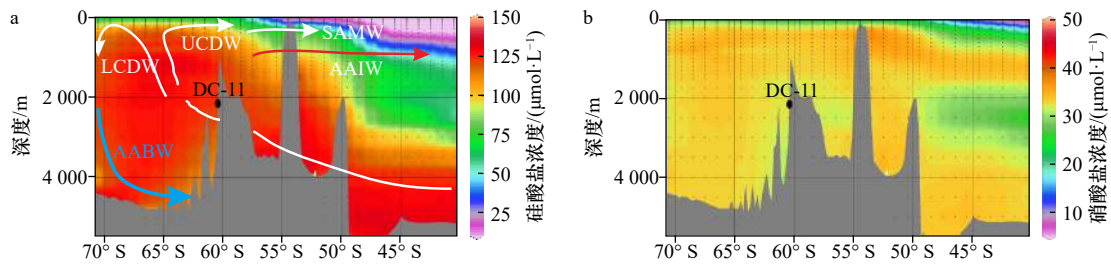


图2 37°W附近断面现代硅酸盐(a)与硝酸盐(b)含量分布 (据文献[27]修改)

Fig. 2 Dissolved silica (a) and nitrate concentrations (b) near longitude 37°W (modified from reference [27])

LCDW: 绕极深层水下层; UCDW: 绕极深层水上层; SAMW: 亚南极模态水; AAIW: 南极中层水; AABW: 南极底层水

LCDW: Lower Circumpolar Deep Water; UCDW: Upper Circumpolar Deep Water; SAMW: Subantarctica Mode Water; AAIW: Antarctica Intermediate Water; AABW: Antarctica Bottom Water

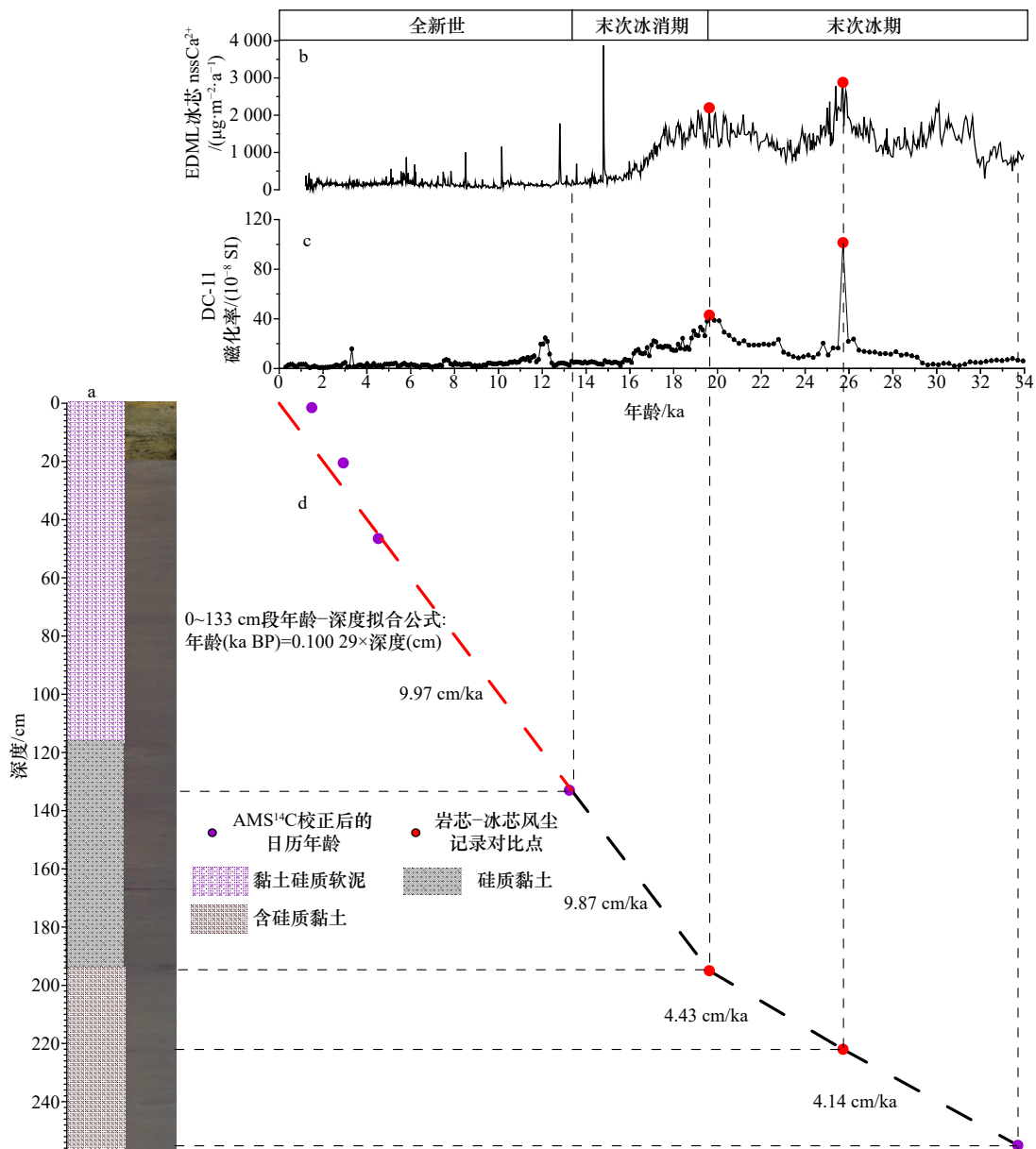


图3 DC-11岩芯岩性地层与年代框架

Fig. 3 Lithologic stratigraphy and age model of Core DC-11

a. DC-11岩芯岩性柱; b. EDML冰芯 nssCa²⁺通量^[31]; c. 岩芯磁化率; d. 岩芯深度-年龄转换曲线

a. Lithologic column of Core DC-11; b. Core EDML nssCa²⁺ flux^[31]; c. core susceptibility; d. core depth-age curve

样品(4 cm 间距)进行 BSiO_2 、 TFe_2O_3 、 N_{org} 与氮同位素 ($\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$) 分析。 BSiO_2 采用 1 mol/L 的氢氧化钠溶液 (NaOH) 提取, 用钼蓝比色法测定, 相对分析精度对富生物硅样品优于 2%^[32]。 TFe_2O_3 含量采用电感耦合等离子体发射光谱仪 (ICP-OES) 测定, 相对标准偏差小于 5%。上述分析在自然资源部海洋地质与成矿作用重点实验室完成。 N_{org} 与 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 分析在自然资源部海底科学重点实验室完成; 取约 1 g 沉积物粉末样, 加入过量 1 mol/L 盐酸去除碳酸盐, 接着用去离子水洗涤至中性, 冷冻干燥后用 Thermo NE1112 型元素分析仪与 Delta Plus AD 同位素质谱分析仪联机测试; N_{org} 的相对标准偏差小于 5%, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 值的重复误差为 $\pm 0.2\%$ 。样品 AMS¹⁴C 测年在 Beta 实验室完成, 测年介质为酸不溶有机质。

3.3 年代框架

DC-11 岩芯沉积物中未见有孔虫等钙质生物壳, 岩芯年代框架的建立通过有机质的 AMS¹⁴C 测年及区域海陆风尘记录对比^[18,33-36]相结合的方法。

岩芯沉积物测年结果见表 1。取 1 300 a 作为区域海洋碳库年龄 (Delta R=(900±47) a)^[33,37], 经 Calib 7.0.4 软件校正, 得到各点的日历年龄。考虑到岩芯顶部样品在取样过程中可能因倾倒等原因造成一定扰动, 0~133 cm 段年代框架的建立基于线性回归, 先得到其平均沉积速率, 然后再将深度换算成年龄(图 3)。

末次冰期与冰消期南极与南大洋风尘沉积记录发育, 前人研究表明, 该时期斯科舍海岩芯沉积物的磁化率 (MS) 记录等与南极冰芯的风尘通量之间具有很好的对应关系^[18,33-36], 可用来厘定海洋沉积物年龄。如图 3 所示, 通过 DC-11 岩芯磁化率曲线与 EDML

冰芯 nssCa^{2+} 通量曲线^[31] 对比, 发现岩芯 195 cm 和 222 cm 处的两个磁化率峰值能够比较合理地对应于 EDML 冰芯 19.622 ka BP 和 25.722 ka BP 的 nssCa^{2+} 通量峰值, 据此作为岩芯的年代控制点。

基于上述两组年龄控制点, 得到岩芯的年代框架见图 3。岩芯 0~133 cm 段沉积速率为 9.97 cm/ka, 133~195 cm 段为 9.87 cm/ka, 195~222 cm 段为 4.43 cm/ka, 222~256 cm 段为 4.14 cm/ka, 全新世和末次冰消期沉积速率较高, 末次冰期沉积速率较低。

4 结果与讨论

4.1 岩芯古生产力与营养盐记录

4.1.1 古生产力记录

本文从无机和有机两种生物成因组分来分析古生产力的变化。DC-11 岩芯沉积物中 BSiO_2 的含量变化范围为 8.04%~65.49%, 平均值为 38.64%; N_{org} 的含量变化范围为 0.039%~0.115%, 平均值为 0.079%。如图 4a 所示, 岩芯 BSiO_2 含量与 N_{org} 含量变化趋势基本一致, 自下而上大体可分为 3 段: (1) 33.9~19.6 ka BP, 对应末次冰期, BSiO_2 与 N_{org} 含量低, 略有起伏, 最低值出现在 28~24 ka BP 和 22~20 ka BP; (2) 19.6~11.7 ka BP, 对应末次冰消期, BSiO_2 与 N_{org} 含量总体呈快速升高趋势, 但在 14.1~12.9 ka BP 南极冷倒转期 (Antarctic Cold Reversal, ACR) 明显回落; (3) 11.7~0 ka BP, 对应全新世, BSiO_2 与 N_{org} 含量高, 变化平缓, 略有起伏, 且 N_{org} 含量更明显。海洋沉积物中 BSiO_2 的积累与上层水体的初级生产力有着密切的关系, 故 BSiO_2 作为古生产力指标通常可用来直观反映海洋输出生产力的变化, 在钙质生物易溶解、硅质生

表 1 DC-11 岩芯 AMS¹⁴C 测年结果与年龄控制点

Table 1 AMS¹⁴C data and adopted age controls of Core DC-11

深度/cm	测试材料	¹⁴ C 年龄/cal a BP	校正后日历年龄/cal a BP	有效年龄控制点/cal a BP
0	-	-	-	0
1~2	有机碳	2 840±30	1 486±142	150(1.5 cm)
20~21	有机碳	4 040±30	2 924±157	2 056(20.5 cm)
46~47	有机碳	5 260±30	4 522±177	4 663(46.5 cm)
132~134	有机碳	12 660±40	13 239±131	13 339(133 cm)
194~196	有机碳	20 910±70	23 629±285	19 622*(195 cm)
224~226	有机碳	25 400±100	28 141±312	25 722*(222 cm)
254~256	有机碳	30 810±160	33 698±320	33 698(255 cm)

注: *表示通过 DC-11 岩芯磁化率曲线与 EDML 冰芯曲线对比得到的年龄(图 3)。

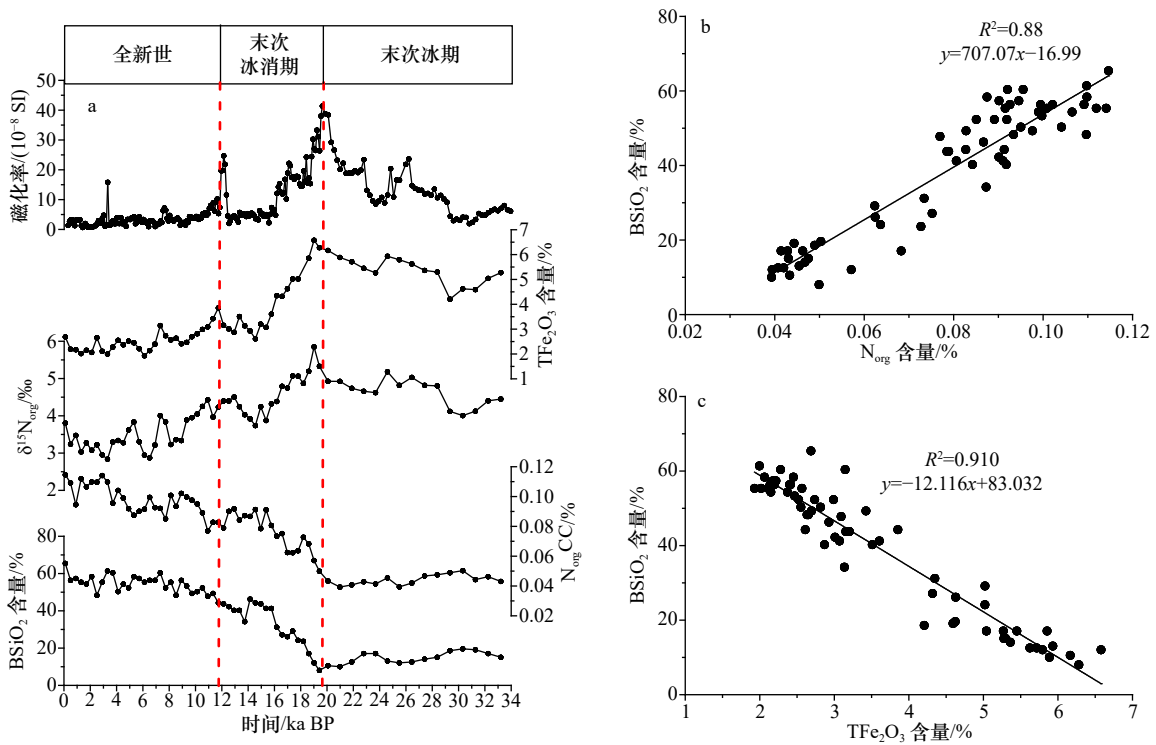


图 4 DC-11 岩芯古生产力、营养盐记录及相关分析

Fig. 4 Paleoproductivity and nutrient records of Core DC-11 and correlation analyses

物保存较好的高纬度海区应用尤为普遍^[4-5,38]。DC-11 岩芯位于南极绕极流南边界附近(图 1), 南大洋硅质带的南缘^[7], 其 BSiO₂ 含量整体较高。海洋沉积物中的 N_{org} 可能有海源和陆源之分, 且易受早期成岩作用影响^[39-41]; 但从图 4b 来看, 岩芯 BSiO₂ 含量与 N_{org} 含量呈显著正相关, 线性相关系数为 0.88($n=64$), 说明研究区沉积物中的 N_{org} 与 BSiO₂ 相似, 以海源为主, 且早期成岩作用对它们的影响小, 未出现明显的离散现象; 这种一致性反映出它们可能主要受控于南大洋的主要初级生产者——硅藻, 即硅藻的壳体贡献了 BSiO₂, 而内裹有机质贡献了大部分的 N_{org}。

4.1.2 铁记录

南大洋大部分海域以高营养盐、低叶绿素为特征, 以风尘为主的自然铁供应成为制约其海洋生产力的重要因素之一^[23]。如图 4a 所示, DC-11 岩芯沉积物中 TFe₂O₃ 含量范围为 1.93%~6.58%, 平均值为 1.93%, 其变化与海洋经典风尘替代指标——磁化率^[18,32-35] 的变化相似, 在末次冰期高, 在末次冰消期起始阶段最高, 至 15.5 ka BP 后趋于平缓, 全新世含量低。这种变化与古生产力的变化正好相反。如图 4c 所示, 岩芯 TFe₂O₃ 含量与 BSiO₂ 含量呈明显负相关, 线性相关系数为 0.91($n=64$)。对斯科舍海现代海洋溶解铁与海洋生产力的研究表明, 该海区铁限制与高营养

盐-低叶绿素现象主要出现在斯科舍海西部(大约 50°W 以西)和中部(南佐治亚群岛以南、南极绕极流南边界以北), 而岩芯所在的东南部海域, 由于靠近南奥克兰群岛, 加上海冰的季节性消退, 溶解铁含量高, 并支撑了其局部高生产力^[23-25]。从岩芯记录来看, 末次冰期和冰消期风尘加强, 使研究区铁供应过剩, 但并未表现出对生产力的促进作用。

4.1.3 δ¹⁵N_{org} 营养盐记录

沉积物中的 δ¹⁵N_{org} 记录可以反映过去表层海水中硝酸盐的消耗度或利用率^[42-43]。DC-11 岩芯 δ¹⁵N_{org} 比值范围为 2.84%~5.85%, 平均值为 4.09%。如图 4a 所示, δ¹⁵N_{org} 值在末次冰期大, 略有起伏, 在 28~24 ka BP 有一个小平台期; 末次冰消期初始阶段 δ¹⁵N_{org} 达最大值, 然后迅速下降, 直至 14.1~12.9 ka BP 南极冷倒转期又明显增大; 全新世早期至中期, δ¹⁵N_{org} 值小, 略有下降和起伏, 至全新世晚期趋于平稳。前人对南大洋沉降、悬浮物和表层沉积物中 δ¹⁵N 的对比研究表明, 海底沉积物全样的 δ¹⁵N 值虽然可能因早期成岩作用而变大^[43], 但在大陆边缘等高沉积速率区, 大体与沉降组分或真光层下硝酸盐的 δ¹⁵N 值相同, 没有明显变化^[44]。DC-11 岩芯位处南奥克兰群岛北侧陆隆区, 末次冰期以来沉积速率大于 4 cm/ka, 属于典型的快速富生物硅沉积, 因而沉积物中 δ¹⁵N_{org} 遭受早

期成岩改造的可能性小。从前面 BSiO_2 与 N_{org} 的高度正相关(相关系数为 0.88, $n=6$)推断, N_{org} 可能以硅藻包裹为主。对比前人在大西洋中部的研究数据, 末次盛冰期硅藻包裹氮同位素组成 $\delta^{15}\text{N}_{\text{diat}}$ 为 6‰ 左右, 全新世为 2.5‰^[45], 大体与 DC-11 岩芯 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 值相当。综上所述, 推测 DC-11 岩芯沉积物中 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 值受早期成岩作用影响小, 其变化较为真实地记录了过去水体的生产力和营养盐状况。海洋中, 大多数自养生物以合成氮为生长基质, 使 NO_3^- 池成为生物群落氮同位素组成的关键决定因素; 在真光层, 浮游植物偏向于吸收 $^{14}\text{NO}_3^-$, 导致光合作用的产物相对富集 ^{14}N , 残留海水富集 ^{15}N , 从而形成的有机质的 $\delta^{15}\text{N}$ 值会随着浮游植物对海水中营养盐利用率提升而增大^[43]。从 DC-11 岩芯记录来看, 末次冰期、末次冰消期 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 平均值分别为 4.64‰ 和 4.56‰, 明显大于全新世的 3.48‰, 说明末次冰期与冰消期表层海水中硝酸盐的生物吸收大于物理输入, 导致营养盐水平明显低于全新世。类似发现亦见于前人研究, 认为高纬度地区冰期海冰增强, 表层海水随之层化加强, 硝酸盐等因得不到大洋深部的及时补充, 逐渐被消耗, 致使表层营养盐池变小, 输出生产力降低^[46-49]。

4.2 3.4 万年以来斯科舍海东南部古生产力及环境演化

4.2.1 古生产力与环境演变历史

如图 5 所示, 斯科舍海东南部 DC-11 岩芯古海洋记录不仅与斯科舍海区域记录、南极冰芯等具有很好的-致性, 同时与格陵兰冰芯、北大西洋古海洋记录等耦合紧密。3.4 万年以来, 研究区古生产力与环境不仅经历了末次冰期、末次冰消期到全新世的显著变化, 同时经历了一些千年尺度的次级变化。

西南极 WDC 冰芯记录表明, 末次冰期 (34~19.6 ka BP) 南极气温低 (图 5c), 南大洋海冰增强 (图 5f)^[50-52], 斯科舍海东南部 DC-11 岩芯 (图 5k, 图 5l) 与北部 PS67/197-1 岩芯 (位置见图 1) 相一致 (图 5i)^[53] 反映极锋以南海域古生产力低。其时, 斯科舍海冬季海冰可达 53°S, 夏季达 55°S^[54], 因而推测 DC-11 岩芯位置很长一段时间处于永久性海冰或密集海冰覆盖之下, 而 PS67/197-1 岩芯附近海域夏季表层海水温度较全新世低 1~2°C (图 5h), 冬季海冰覆盖度维持在 80% 左右 (图 5g)^[53]。海冰覆盖度、厚度、冰融水、风等共同作用使表层海洋混合减弱, 层化增强, 水体和营养盐的垂向交换减弱^[46,52], 导致表层海洋营养盐的物理补给跟不上生物的同化吸收, 生产力降低, 输出有机质的 $\delta^{15}\text{N}$ 值增大 (图 5j)。从 WDC 冰芯记录来

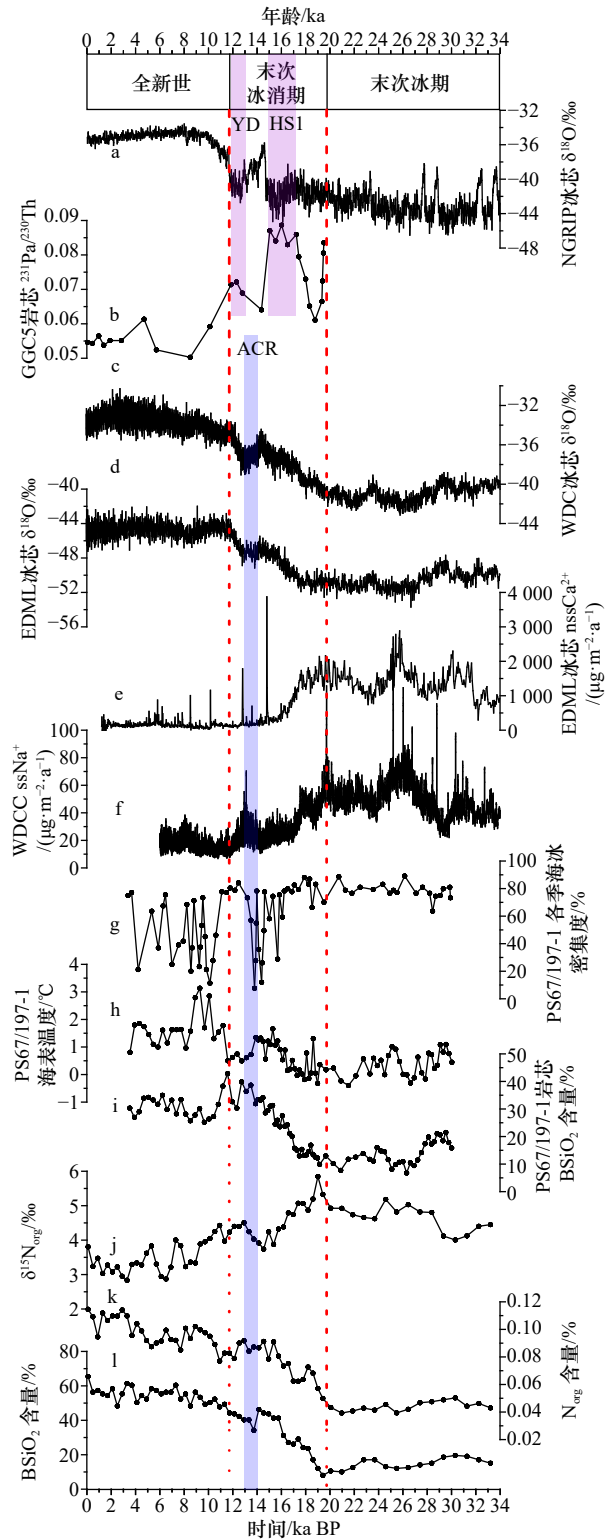


图 5 DC-11 岩芯记录与其他海洋、冰芯记录的综合对比^[53-54,59]

Fig. 5 Comparison between Core DC-11 and other marine and ice core records^[53-54,59]

看, 28~24 ka BP 气候偏冷, 南大洋海冰明显增强 (图 5c, 图 5f)^[50-51], 对应 DC-11 岩芯 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 记录有一个明显的高值小平台 (图 5j), 相应古生产力也有小幅降低 (图 5k, 图 5l)。

在南极,末次冰消期的开始时间大约在 20~18 ka BP 之间,西南极可能较东南极早约 2 ka (图 5c, 图 5d)^[51];准确厘定岩芯的冰消期开始时间也很困难,但从海陆风尘记录的一致性来看,其开始时间大约为 19.6 ka BP,即伴随着南半球风尘从顶峰开始回落(图 5e)^[37],就进入末次冰消期。末次冰消期 DC-11 岩芯 BSiO₂ 含量与 N_{org} 含量总体呈上升趋势,δ¹⁵N_{org} 值总体呈下降趋势,但在 14.1~12.9 ka BP 南极冷倒转期信号出现反转(图 5l, 图 5k, 图 5j),与 WDC 冰芯 δ¹⁸O 温度记录^[51]相吻合(图 5c),与北半球 NGRIP 冰芯 δ¹⁸O 温度记录(图 5a)^[55]相反,体现出对南、北半球“跷跷板”式气候变化的响应^[56-58]。冰消期早期,气候快速回暖,北半球出现 HS1 期(Heinrich Stadial 1, 18~14.6 ka BP),北大西洋 GGC5 岩芯 ²³¹Pa/²³⁰Th 比值的抬升(图 5b)等证实期间北大西洋深层水的形成受阻,大西洋经向翻转流减弱^[59-60]。大西洋经向翻转流的减弱导致热量在南大洋快速积累,极地与赤道之间的温度梯度减小,西风带与上升流区向南移动,环南极海冰逐渐消退,与之相关的表层海水层化减弱,深层水上涌增强^[56-58],其携带的丰富的营养盐使表层海水硝酸盐含量升高,并支撑了较高的生产力,体现在 DC-11 岩芯 δ¹⁵N_{org} 值逐渐降低,BSiO₂ 与 N_{org} 含量升高。随着 HS1 事件的结束,北半球进入 B/A 暖期(the Bølling-Allerød interval, 14.6~12.8 ka BP),南半球进入南极冷倒转期(14.1~12.9 ka BP)^[58]。北大西洋深层水迅速恢复,大西洋经向翻转流重新活跃,大洋热量发生损失^[56-58],WDC 冰芯 δ¹⁸O 指示南极气温快速下降(图 5c),ssNa⁺ 通量指示南大洋海冰扩张(图 5f)^[51],斯科舍海北部夏季表层水温下降(图 5h),冬季海冰覆盖度迅速增大(图 5g)^[53],这种环境有利于表层海水层化,但不利于深层水及其营养盐的上涌,因而 DC-11 岩芯 δ¹⁵N_{org} 值变大(图 5j),古生产力下降(图 5k, 图 5l)。随后,北半球进入新仙女木期(the Younger Dryas Interval, 12.8~11.5 ka BP)(图 5a),南极气候快速回暖,海冰减弱^[50-51,58],表层硝酸盐等供应增加,研究区生产力快速升高。

进入全新世(11.7~0 ka BP),南极气温大体与现在相当(图 5c, 图 5d),南大洋冬、夏季海冰回落到低位(图 5f)^[50-51],风尘铁供应降到低位(图 5e)^[31],区域铁供应的不平衡导致生产力不平衡^[13-14,22-25]。斯科舍海东南部 DC-11 岩芯记录显示全新世该区海洋生产力长期维持在高位(图 5l, 图 5k),但北部的 PS67/197-1 岩芯显示其生产力在全新世早期快速下降,大约 9.7 ka BP 以来一直维持在一个不太高的水平上(图 5i)^[53],这与斯科舍海现代海洋溶解铁与生产力的分布^[13-14,22-25]相吻合。

4.2.2 环境对古生产力的综合制约

南大洋海洋生产力受营养盐、海冰、温度、光照、环流等环境条件制约^[13-14,49,61]。从图 5 及上述讨论来看,3.4 万年以来南大洋海冰强度变化与南极温度变化趋势相反^[50-51],与 DC-11 岩芯 BSiO₂ 和 N_{org} 等古生产力指标的变化相反,与 δ¹⁵N_{org} 值的高低变化一致,海冰在研究区气候、营养盐与古生产力之间起着重要的关联作用。首先,海冰和温度密不可分,两者在古气候演化进程中此消彼长^[51-52]。冰期或冷期南极温度低,海冰覆盖范围、覆盖度、厚度、持续时间等加大,导致研究区光照受限,生产力季节变短,在一定程度上使生产力下降^[52-54];而全新世或暖期,随着温度变暖,海冰消退,光照条件明显改善,生产力季节延长,从而有利于生产力的提高^[52-54];与此同时,温度本身对生产力的促进作用也不可忽略,研究表明温度从 1.8°C 升高到 4.5°C,南极浮游植物初级生产力可增加约 30%^[62]。第二,海冰减弱了风对海表的作用,使海表密度层化加强,因而受风和密度驱动的深层水上涌减弱,使那些因降解而富集在大洋深部的硅酸盐、硝酸盐等难以高效地输送至表层^[6,45-46,49],造成表层海洋中硝酸盐等相对匮乏,在一定程度上限制了海洋生产力^[42-45],体现在冰期或冷期 DC-11 岩芯 δ¹⁵N_{org} 值增大,硝酸盐的生物吸收大于物理补给,生产力降低。对大部分高营养盐、低叶绿素海区来说,铁的供应是制约海洋生产力的关键因素^[23],但对于铁含量较高的斯科舍海,特别是其东南部研究区来说,由于南奥克兰群岛岛架沉积物和威德尔海冰山通道区融冰将大量铁释放到表层海水中,铁的供应在现代^[23]和全新世充足,在风尘盛行的末次冰期和冰消期呈现出过剩状态,因而 DC-11 岩芯 TFe₂O₃ 与古生产力的高低变化正好相反;从过去 3.4 万年记录来看,气候变冷有利于该地区风尘和海冰的发育,但风尘铁的供应对研究区古生产力没有促进作用,这明显不同于北部海域,特别是亚南极海域^[3-5]。

5 结论

(1) 3.4 万年以来,南极斯科舍海东南部海域 DC-11 岩芯 BSiO₂、N_{org} 含量暖期高,冷期低,与 TFe₂O₃ 含量和 δ¹⁵N_{org} 值呈反相关系。海冰在气候、营养盐与古生产力之间起着重要的关联作用。

(2) 末次冰期气温低,南大洋海冰增强,斯科舍海东南部海域为永久或密集海冰所覆盖,导致表层海水被层化,深层水及其营养盐的上涌减弱,表层海洋硝酸盐供应不足,因而岩芯 δ¹⁵N_{org} 值大,BSiO₂ 含量与 N_{org} 含量低。末次冰消期 BSiO₂ 含量与 N_{org} 含量升中

有降, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 值降中有升, 南极冷倒转期信号明显, 海区营养盐与生产力对南北半球间跷跷板式气候变化响应敏感。全新世气候温暖, 海冰大致已退缩到现代状态, 表层海洋丰富的营养盐及局部充足的铁供应使研究区生产力高。

致谢: 感谢中国第 34 次南极科学考察队及“向阳红 01”号考察船为样品的采集付出了艰辛的劳动。感谢极地沉积物样品库提供样品; 感谢自然资源部极地考察办公室与中国极地研究中心给予的支持和帮助。

参考文献:

- [1] Fischer H, Schmitt J, Lüthi D, et al. The role of Southern Ocean processes in orbital and millennial CO_2 variations—a synthesis[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29(1/2): 193–205.
- [2] Gottschalk J, Skinner L C, Jaccard S L, et al. Southern Ocean link between changes in atmospheric CO_2 levels and northern-hemisphere climate anomalies during the last two glacial periods[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 230: 106067.
- [3] Kumar N, Anderson R F, Mortlock R A, et al. Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean[J]. *Nature*, 1995, 378(6558): 675–680.
- [4] Frank M, Gersonde R, Van Der Loeff M R, et al. Similar glacial and interglacial export bioproductivity in the Atlantic Sector of the Southern Ocean: multiproxy evidence and implications for glacial atmospheric CO_2 [J]. *Paleoceanography*, 2000, 15(6): 642–658.
- [5] Chase Z, Anderson R F, Fleisher M Q, et al. Accumulation of biogenic and lithogenic material in the Pacific sector of the Southern Ocean during the past 40, 000 years[J]. *Deep-Sea Research, Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2003, 50(3/4): 799–832.
- [6] Jaccard S L, Hayes C T, Martínez-García A, et al. Two modes of change in Southern Ocean productivity over the past million years[J]. *Science*, 2013, 339(6126): 1419–1423.
- [7] Diekmann B. Sedimentary patterns in the late Quaternary Southern Ocean[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2007, 54(21/22): 2350–2366.
- [8] Diekmann B, Kuhn G. Provenance and dispersal of glacial-marine surface sediments in the Weddell Sea and adjoining areas, Antarctica: Ice-rafting versus current transport[J]. *Marine Geology*, 1999, 158(1/4): 209–231.
- [9] Krueger S, Leuschner D C, Ehrmann W, et al. Ocean circulation patterns and dust supply into the South Atlantic during the last glacial cycle revealed by statistical analysis of kaolinite/chlorite ratios[J]. *Marine Geology*, 2008, 253(3/4): 82–91.
- [10] Latimer J C, Filippelli G M. Terrigenous input and paleoproductivity in the Southern Ocean[J]. *Paleoceanography*, 2001, 16(6): 627–643.
- [11] Latimer J C, Filippelli G M. Sedimentary iron records from the Cape Basin[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2007, 54(21/22): 2422–2431.
- [12] Noble T L, Piotrowski A M, Robinson L F, et al. Greater supply of Patagonian-sourced detritus and transport by the ACC to the Atlantic sector of the Southern Ocean during the last glacial period[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 317–318: 374–385.
- [13] Holm-Hansen O, Naganobu M, Kawaguchi S, et al. Factors influencing the distribution, biomass, and productivity of phytoplankton in the Scotia Sea and adjoining waters[J]. *Deep-Sea Research II: Topical Studies in Oceanography*, 2004, 51(12/13): 1333–1350.
- [14] Korb R E, Whitehouse M J, Ward P, et al. Regional and seasonal differences in microplankton biomass, productivity, and structure across the Scotia Sea: implications for the export of biogenic carbon[J]. *Deep-Sea Research II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 59–60: 67–77.
- [15] Maldonado A, Bohoyo F, Galindo-Zaldívar J, et al. Ocean basins near the Scotia–Antarctic plate boundary: Influence of tectonics and paleoceanography on the Cenozoic deposits[J]. *Marine Geophysical Researches*, 2006, 27(2): 83–107.
- [16] Eagles G, Livermore R A, Fairhead J D, et al. Tectonic evolution of the west Scotia Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2005, 110(B2): B02401.
- [17] Stuart K M, Long D G. Tracking large tabular icebergs using the SeaWinds Ku-band microwave scatterometer[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2011, 58(11/12): 1285–1300.
- [18] Weber M E, Clark P U, Kuhn G, et al. Millennial-scale variability in Antarctic ice-sheet discharge during the last deglaciation[J]. *Nature*, 2014, 510(7503): 134–138.
- [19] Orsi A H, Johnson G C, Bullister J L. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water[J]. *Progress in Oceanography*, 1999, 43(1): 55–109.
- [20] Palmer M, Gomis D, Flexas M D M, et al. Water mass pathways and transports over the South Scotia Ridge west of 50°W [J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2012, 59: 8–24.
- [21] García M, Lobo F J, Maldonado A, et al. High-resolution seismic stratigraphy and morphology of the Scan Basin contourite fan, southern Scotia Sea, Antarctica[J]. *Marine Geology*, 2016, 378: 361–373.
- [22] Whitehouse M J, Atkinson A, Korb R E, et al. Substantial primary production in the land-remote region of the central and northern Scotia Sea[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 59–60: 47–56.
- [23] Nielsdóttir M C, Bibby T S, Moore C M, et al. Seasonal and spatial dynamics of iron availability in the Scotia Sea[J]. *Marine Chemistry*, 2012, 130–131: 62–72.

- [24] Park J, Park T, Yang E J, et al. Early summer iron limitation of phytoplankton photosynthesis in the Scotia Sea as inferred from fast repetition rate fluorometry[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(8): 3795–3806.
- [25] de Jong J, Schoemann V, Lannuzel D, et al. Natural iron fertilization of the Atlantic sector of the Southern Ocean by continental shelf sources of the Antarctic Peninsula[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2012, 117(G1): G01029.
- [26] Ellwood M J, Wille M, Maher W. Glacial silicic acid concentrations in the Southern Ocean[J]. *Science*, 2010, 330(6007): 1088–1091.
- [27] Sarmiento J L, Simeon J, Gnanadesikan A, et al. Deep ocean biogeochemistry of silicic acid and nitrate[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2007, 21(1): GB1S90.
- [28] Anderson R F, Ali S, Bradtmiller L I, et al. Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂[J]. *Science*, 2009, 323(5920): 1443–1448.
- [29] Fogwill C J, Turney C S M, Golledge N R, et al. Antarctic ice sheet discharge driven by atmosphere-ocean feedbacks at the Last Glacial Termination[J]. *Scientific Reports*, 2017, 7: 39979.
- [30] 张富元, 李安春, 林振宏, 等. 深海沉积物分类与命名[J]. *海洋与湖沼*, 2006, 37(6): 517–523.
Zhang Fuyuan, Li Anchun, Lin Zhenhong, et al. Classification and nomenclature of deep sea sediments[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2006, 37(6): 517–523.
- [31] Fischer H, Fundel F, Ruth U, et al. Reconstruction of millennial changes in dust emission, transport and regional sea ice coverage using the deep EPICA ice cores from the Atlantic and Indian Ocean sector of Antarctica[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 260(1/2): 340–354.
- [32] Müller P J, Schneider R. An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1993, 40(3): 425–444.
- [33] Xiao Wenshen, Frederichs T, Gersonde R, et al. Constraining the dating of late Quaternary marine sediment records from the Scotia Sea (Southern Ocean)[J]. *Quaternary Geochronology*, 2016, 36: 97–118.
- [34] Pugh R S, McCave I N, Hillenbrand C D, et al. Circum-Antarctic age modelling of Quaternary marine cores under the Antarctic Circumpolar Current: ice-core dust-magnetic correlation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 284(1/2): 113–123.
- [35] Weber M E, Kuhn G, Spreng D, et al. Dust transport from Patagonia to Antarctica—A new stratigraphic approach from the Scotia Sea and its implications for the last glacial cycle[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2012, 36: 177–188.
- [36] Kim S, Yoo K C, Lee II J, et al. Relationship between magnetic susceptibility and sediment grain size since the last glacial period in the Southern Ocean off the northern Antarctic Peninsula—linkages between the cryosphere and atmospheric circulation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2018, 505: 359–370.
- [37] Lee II J, Bak Y S, Yoo K C, et al. Climate changes in the South Orkney Plateau during the last 8 600 years[J]. *The Holocene*, 2010, 20(3): 395–404.
- [38] Charles C D, Froelich P N, Zibello M A, et al. Biogenic opal in Southern Ocean sediments over the last 450, 000 years: implications for surface water chemistry and circulation[J]. *Paleoceanography*, 1991, 6(6): 697–728.
- [39] Schulz H D, Zabel M. *Marine Geochemistry*[M]. 2nd ed. Berlin: Springer, 2006: 125–168.
- [40] Saino T, Hattori A. Geographical variation of the water column distribution of suspended particulate organic nitrogen and its ¹⁵N natural abundance in the Pacific and its marginal seas[J]. *Deep-Sea Research Part A: Oceanographic Research Papers*, 1987, 34(5/6): 807–827.
- [41] Galbraith E D, Kienast M, Pedersen T F, et al. Glacial-interglacial modulation of the marine nitrogen cycle by high-latitude O₂ supply to the global thermocline[J]. *Paleoceanography*, 2004, 19(4): PA4007.
- [42] Francois R, Altabet M A, Burckle L H. Glacial to interglacial changes in surface nitrate utilization in the Indian sector of the Southern Ocean as recorded by sediment δ¹⁵N[J]. *Paleoceanography*, 1992, 7(5): 589–606.
- [43] Altabet M A, Francois R. Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1994, 8(1): 103–116.
- [44] Robinson R S, Kienast M, Albuquerque A L, et al. A review of nitrogen isotopic alteration in marine sediments[J]. *Paleoceanography*, 2012, 27(4): PA4203.
- [45] Crosta X, Shemesh A. Reconciling down core anticorrelation of diatom carbon and nitrogen isotopic ratios from the Southern Ocean[J]. *Paleoceanography*, 2002, 17(1): 10-1–10-8.
- [46] François R, Altabet M A, Yu E F, et al. Contribution of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO₂ concentrations during the last glacial period[J]. *Nature*, 1997, 389(6654): 929–935.
- [47] Sigman D M, Altabet M A, McCorkle D C, et al. The δ¹⁵N of nitrate in the Southern Ocean: nitrogen cycling and circulation in the ocean interior[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2000, 105(C8): 19599–19614.
- [48] Sigman D M, Altabet M A, McCorkle D C, et al. The δ¹⁵N of nitrate in the Southern Ocean: consumption of nitrate in surface waters[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1999, 13(4): 1149–1166.
- [49] Studer A S, Sigman D M, Martínez-García A, et al. Antarctic zone nutrient conditions during the last two glacial cycles[J]. *Paleoceanography*, 2015, 30(7): 845–862.
- [50] WAIS Divide Project Members. Precise inter-polar phasing of abrupt climate change during the last ice age[J]. *Nature*, 2015, 520(7549): 661–665.

- [51] WAIS Divide Project Members. Onset of deglacial warming in West Antarctica driven by local orbital forcing[J]. *Nature*, 2013, 500(7463): 440–444.
- [52] Wolff E W, Fischer H, Fundel F, et al. Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles[J]. *Nature*, 2006, 440(7083): 491–496.
- [53] Xiao Wenshen, Esper O, Gersonde R. Last Glacial-Holocene climate variability in the Atlantic sector of the Southern Ocean[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 135: 115–137.
- [54] Collins L G, Pike J, Allen C S, et al. High-resolution reconstruction of southwest Atlantic sea-ice and its role in the carbon cycle during marine isotope stages 3 and 2[J]. *Paleoceanography*, 2012, 27(3): PA3217.
- [55] Andersen K K, Azuma N, Barnola J M, et al. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period[J]. *Nature*, 2004, 431(7005): 147–151.
- [56] Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120, 000 years[J]. *Nature*, 2002, 419(6903): 207–214.
- [57] Stocker T F. Global change: South dials north[J]. *Nature*, 2003, 424(6948): 496–499.
- [58] Barker S, Diz P, Vautravers M, et al. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation[J]. *Nature*, 2009, 457(7233): 1097–1102.
- [59] McManus J F, Francois R, Gherardi J M, et al. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes[J]. *Nature*, 2004, 428(6985): 834–837.
- [60] Gherardi J M, Labeyrie L, Nave S, et al. Glacial-interglacial circulation changes inferred from $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ sedimentary record in the North Atlantic region[J]. *Paleoceanography*, 2009, 24(2): PA2204.
- [61] Van Bennekom A J, Berger G W, Van der Gaast S J, et al. Primary productivity and the silica cycle in the Southern Ocean (Atlantic sector)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1988, 67(1/2): 19–30.
- [62] Neori A, Holm-Hansen O. Effect of temperature on rate of photosynthesis in Antarctic phytoplankton[J]. *Polar Biology*, 1982, 1(1): 33–38.

Paleoproductivity and its environmental constraints in the Scotia Sea, Antarctica since 34 ka BP

Yang Chunli^{1,2}, Chen Zhihua^{1,2}, Xiao Wenshen³, Wang Xiangqin¹, Ju Mengshan¹,
Cui Yingchun¹, Huang Yuanhui¹, Tang Zheng¹

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Metallogeny, First Institute of Oceanology, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China; 2. Laboratory for Marine Geology, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266061, China; 3. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: Paleoproductivity and environmental evolution since 34 ka BP in the southeastern Scotia Sea, Antarctica were reconstructed by the chronological analyses of biogenic opal (BSiO_2), organic nitrogen (N_{org}), TFe_2O_3 and organic nitrogen isotopes ($\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$) in Core DC-11. Changes in BSiO_2 and N_{org} contents are basically consistent with the Antarctic temperature, being higher in warm times. $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ is coincident with the Antarctic sea ice, being greater and reflecting enhanced nitrate utilization in surface water during cold periods. From Last Glacial, Last Deglaciation to Holocene, paleoproductivity and environment changed significantly, and the millennial variability such as the Antarctic Cold Reversal (ACR) is prominent in the study area. Sea ice plays an important role in correlations between the climate, nutrients and paleoproductivity. The increase of sea ice during the glacial or cold periods caused stronger stratification of surface waters, weaker upwelling of deep waters and their dissolved nutrients to the surface ocean, and then resulted in enhanced nitrate utilization and lower paleoproductivity in surface water. Iron supply in the study area is sufficient in present-day and Holocene while it is excessive during Last Glacial and Last Deglaciation due to more developed dust, which is obviously different from that in the Subantarctic Zone.

Key words: Antarctica; the Scotia Sea; paleoproductivity; nutrients; sea ice; stratification of surface waters