

鞠梦珊, 陈志华, 赵仁杰, 等. 晚第四纪南极阿蒙森海扇区冰盖与古生产力旋回变化[J]. 海洋学报, 2019, 41(9): 40–51, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2019.09.004

Ju Mengshan, Chen Zhihua, Zhao Renjie, et al. Late Quaternary cyclic variations of ice sheet and paleoproductivity in the Amundsen Sea sector, Antarctica[J]. Haiyang Xuebao, 2019, 41(9): 40–51, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2019.09.004

晚第四纪南极阿蒙森海扇区冰盖与古生产力旋回变化

鞠梦珊^{1,2}, 陈志华^{1,2*}, 赵仁杰¹, 王湘芹¹, 黄元辉¹, 葛淑兰^{1,2}, 唐正¹

(1. 自然资源部第一海洋研究所, 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)

摘要: 本文通过对阿蒙森海西北部陆隆 AMS01 岩心沉积物颜色、粒度及地球化学等多种指标分析, 重建了该地区氧同位素 9 期 (MIS9, 大约距今 34 万年) 以来冰盖与古生产力演变历史, 结果表明: (1) 岩心沉积物粒度与古生产力替代指标表现出明显的冰期-间冰期旋回变化特征; (2) MIS9、MIS7 和 MIS5 等间冰期沉积速率较小, 沉积物呈褐色, 冰筏碎屑含量低, 生源组分含量高, 反映出该时期阿蒙森海地区气候温暖, 冰盖发生了大规模退缩, 冰盖-冰架-冰山等陆源冰对沉积物的影响减弱, 海冰覆盖减弱, 有利于浮游植物的生长和繁殖; (3) MIS8c、MIS8a、MIS6、MIS2 等冰期沉积速率大, 沉积物呈灰色, 沉积物随之变粗, 冰筏碎屑含量高, 生源组分含量低, 说明该时期冰盖大幅扩张, 陆隆区成为近冰盖/冰架沉积环境, 海冰和冰山密集, 海洋生产力显著降低; (4) 冰期、间冰期内, 冰盖与古生产力也有不同程度的波动; 特别是 MIS8b 期发育浅褐色间冰阶沉积, 冰筏碎屑含量低, 生产力水平与间冰期基本持平, 说明阿蒙森海地区冰盖、海洋对气候变化的响应比东南极地区敏感。

关键词: 西南极; 阿蒙森海; 晚第四纪; 冰盖; 古生产力

中图分类号: P736.22

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2019)09-0040-12

1 引言

作为西南极海洋冰盖三大冰流系统之一的阿蒙森海, 近年来备受关注。该扇区冰川体积约 $7 \times 10^5 \text{ km}^3$, 承担了西南极冰盖约 35% 的排泄量, 是当前南极冰冻圈变化最为迅速的地区之一^[1-2]。大量观测与研究表明, 随着近半个世纪以来全球变暖与南大洋增温, 温暖的绕极深层水上涌至阿蒙森海陆架, 进而潜入沿岸冰架之下, 导致该地区冰架迅速融化和解体, 冰川以惊人的速度流失和后退, 从而使全球海平面上升压力加大, 人类生存面临巨大挑战^[3-5]。

晚第四纪地球气候以冰期-间冰期旋回为特征,

来自南极冰芯^[6-7]和南大洋的一些海洋沉积物^[8]记录也揭示南极气候具有类似的旋回变化。那么, 当前发生在阿蒙森海地区的这种冰盖与海洋的快速变化能否在过去地质历史时期特别是晚第四纪的某些间冰期发生并留下沉积记录? 在阿蒙森海陆架, 前一次冰盖退缩记录可能被后一次冰盖扩张抹去, 因而清晰的沉积记录主要集中在末次盛冰期以来或全新世以来, 如 Larter 等^[9]通过大量岩心及地球物理等资料分析, 重建了末次盛冰期以来西南极冰盖的演化历史; Hillenbrand 等^[10]研究发现侵入该陆架的南极绕极深层水在过去 10.4~7.5 ka 间显著增强, 是导致西南极冰盖快速退缩的重要原因。但是, 有关末次盛冰期以前

收稿日期: 2019-01-07; 修订日期: 2019-02-28。

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41676191); 南北极环境综合考察与评估 (JDKC01, JDKC03); 国家南极监测网 (JDKC05)。

作者简介: 鞠梦珊 (1994—), 女, 山东省海阳市人, 主要从事南极海洋沉积学研究。E-mail: jumengshan16@163.com

* 通信作者: 陈志华, 研究员, 主要从事极地海洋地质学与沉积物地球化学研究。E-mail: chenizia@fio.org.cn

西南极冰盖的演化知之甚少,至今仍存在争议,直接证据少,如 Scherer 等^[11]依据冰川基底沉积物中出现的硅藻和宇宙成因核素¹⁰Be的含量推断西南极冰盖内陆地区在距今 1.3 Ma 到 750 ka 期间曾是开阔大洋,间接说明更新世西南极冰盖可能发生过崩塌,但 Hillenbrand 等^[12-13]基于海洋沉积岩心记录的研究认为,虽然西南极冰盖对于气候变化有着强烈的响应,但没有证据表明其在更新世曾发生过崩塌。因此,从西南极大陆边缘获取更多的直接证据,特别是长时间尺度的、连续的、高分辨率的沉积记录,对解决该地区第四纪冰期-间冰期冰盖演化及其动力机制、预测未来环境气候变化等具有重要意义。本研究基于对阿蒙森海西北部陆隆沉积速率较大的 AMS01 岩心的研究,探讨了 MIS9 期以来该地区冰盖与古生产力的旋回变化及其对气候响应的敏感性。

2 区域概况

阿蒙森海为西南极玛丽伯德地沿岸边缘海,位于 100°~140°W 之间,属南大洋太平洋扇区。阿蒙森海扇区冰川体积约 $7 \times 10^5 \text{ km}^3$, 承担了西南极冰盖约 35% 的排泄量;若全部融化,可使全球海平面上升 1.2~1.5 m^[1, 14]。

阿蒙森海海底地形复杂,东部陆架宽阔,发育 3 条深水海槽,海槽南端较深,并与现代冰川相连接,在陆架中部汇合成较宽的海槽,至外陆架则变浅^[15](图 1)。这些海槽系古冰川塑造而成,也成为现代陆架温暖绕极深层水上涌、输送和存储的重要场所^[16]。125°W 以西,陆架较窄,但槽脊相间的冰川成因地貌特征相似。陆架坡折以北,为陆坡和陆隆区,它们在 110°~132°W 之间较宽,向北西方向突出。

如图 1 所示,阿蒙森海及邻近的南大洋环流主要由向西流动的沿岸水系和向东流动的大洋水系组成。靠近阿蒙森海陆架坡折,发育向西流动的南极陆坡锋(Antarctic Slope Front, ASF),它是一个密度等值线倾斜区域,将温暖的亚热带水与南极洲隔离,从而限制了热量的向南输送,并使南极冰盖得以维持^[17]。与此同时,受地形、风应力和跃层等因素的影响,相对温暖的绕极深层水穿越陆坡锋壁垒,上涌至陆架,沿陆架深槽向南流动,与陆架水团混合,形成变性的绕极深层水(Modified Circumpolar Deep Water, MCDW)^[16, 18];进而潜入沿岸冰架之下,使冰架底部发生融化,产生大量的冰融水。冰融水以及较冷的表层水总体向西流动,形成沿岸流(Coastal Current, CC),也有部分向陆架外缘流动^[16]。陆坡锋以北,靠近罗斯

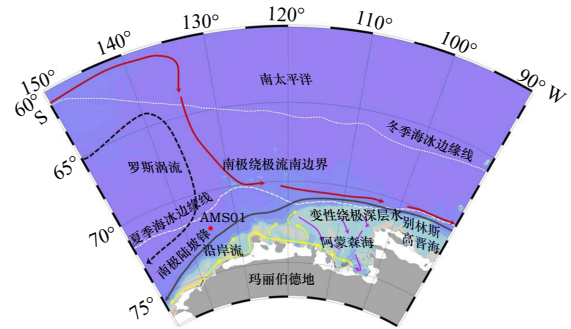


图 1 阿蒙森海取样站位与环流分布

Fig. 1 Map of the Amundsen Sea showing location of sediment core AMS01 and marine circulation

红色圆点代表本文研究站位 AMS01。海区环流综合文献^[16-21]绘制。黑色实线代表南极陆坡锋(ASF)^[17],紫色实线箭头代表变性绕极深层水(MCDW)^[16, 18],黄色实线箭头代表沿岸流(CC)流向^[16],黑色虚线箭头代表罗斯涡流(RG)方向^[19],红色实线箭头代表南极绕极流南边界(SBACC)^[20];白色点线和白色虚线分别代表南极冬季海冰覆盖线(WSI)和夏季海冰覆盖线(SSI)^[21]。Sediment core AMS01 is marked by the red dot. The circulation is edited from references^[16-21]. Black line indicates Antarctic Slope Front (ASF)^[17]; Modified Circumpolar Deep Water (MCDW)^[16, 18] and Coastal Current (CC)^[16] are indicated by the purple and yellow arrows, respectively; black dashed arrow indicates the Ross Gyre (RG)^[19]; red arrows indicate the Southern Boundary (SB) of Antarctic Circumpolar Current (ACC)^[20]; winter sea ice (WSI) and summer sea ice (SSI) are indicated by white dotted line and dashed line, respectively^[21]。

海一侧受罗斯涡流(Ross Gyre, RG)影响^[19],靠近别林斯高晋海一侧受南下的南极绕极流南边界(Southern Boundary (SB) of Antarctic Circumpolar Current (ACC))制约^[20];与此同时,南半球冬季海冰覆盖线(Winter Sea Ice, WSI)与夏季海冰覆盖线(Summer Sea Ice, SSI)同步向西南极靠拢^[21],在空间上与阿蒙森海和别林斯高晋海沿岸快速增温区^[3]相对应。

3 材料和方法

3.1 材料

研究材料为中国第 32 次南极科学考察在阿蒙森海西北部陆隆 AMS01 站采集的重力柱状沉积物样品。岩心长 373 cm, 取样位置为 72°18'14"S, 135°2'42"W, 取样水深为 3 812 m(图 1)。

AMS01 岩心沉积物以陆源碎屑为主;CaCO₃含量在 0.97%~24.43% 之间,平均为 5.49%;生源硅含量在 0.79%~4.93% 之间,平均为 2.71%,换算成蛋白石含量为 1.69%~10.56% 之间,平均为 5.80%。依据深海沉积物命名法则,除 MIS5 期、MIS7 期和 MIS9 期等大暖期层段出现少量含硅质和钙质黏土、含钙质

黏土或含硅质黏土外,其他大部分层段沉积物属“黏土类”陆源碎屑沉积。

AMS01 岩心地层剖面见图 2,岩心自上而下可分为 6 层。

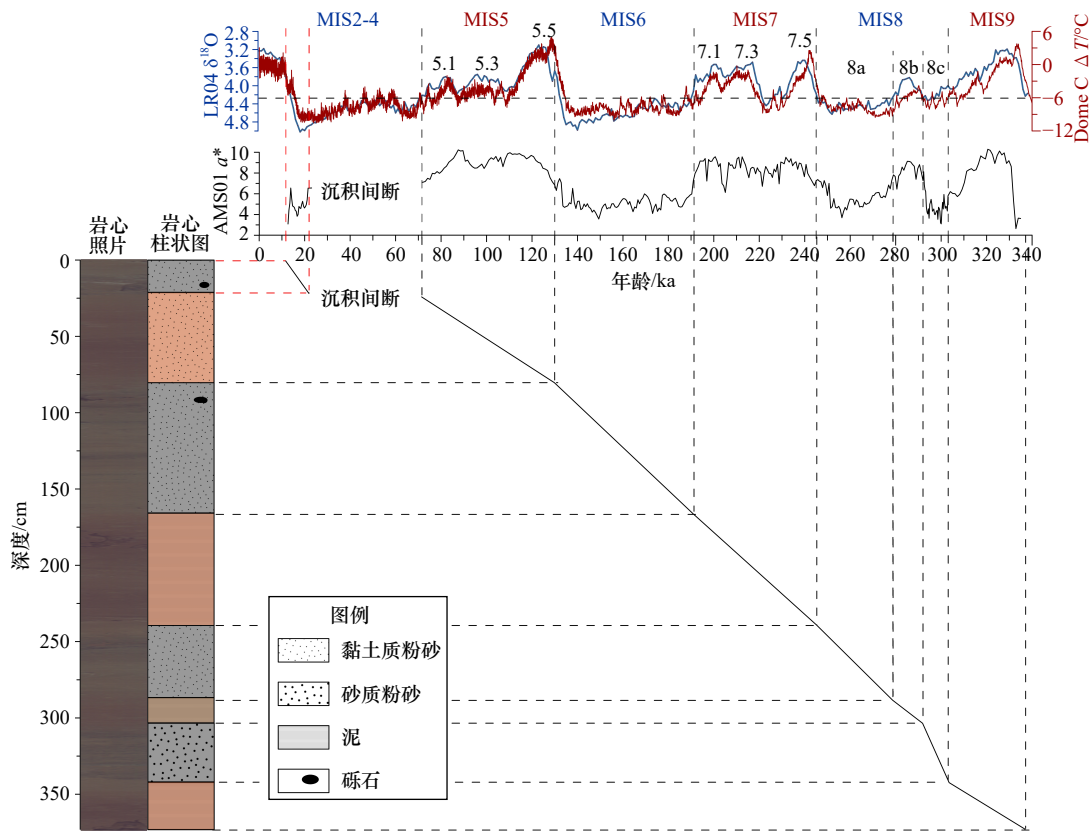


图 2 AMS01 岩心岩性地层及年代框架

Fig. 2 Lithologic stratigraphy and age model for Core AMS01

(1) 0~23 cm: 灰色黏土质粉砂为主,与下部褐色层呈明显接触,接触面较平直。质地不均匀,其中 12~15 cm 和 22~23 cm 见黑色砂质夹层; 16~19 cm 见砾石,大小约 3 cm × 2 cm × 2 cm。

(2) 23~80 cm: 褐色黏土质粉砂,质地较均匀,中部 37~72 cm 段褐色调较深。

(3) 80~165 cm: 总体为灰色或黄灰色黏土质粉砂、粉砂或泥,颜色与质地不均匀。上部 80~145 cm 段呈暗灰色,密度较大,含水量较低,其中 87~95 cm 处见黑色粉砂层,89~91 cm 处见砾石,大小约 2 cm × 1 cm × 1 cm; 106~108 cm、129~131 cm 与 141 cm 处见宽窄不一的黑色粉砂夹层。下部 145~165 cm 为黄灰色泥,黏土含量增加,发育细小纹层或斑块。

(4) 165~238 cm: 褐色黏土质粉砂或泥,与上、下层呈渐变接触。上部 165~191 cm 段较下部 191~238 cm 段粉砂含量高,黏土含量低。

(5) 238~340 cm: 颜色与成分不均一,总体为灰色、灰黄色沉积夹浅褐色沉积。其中,238~286 cm 段为灰黄色黏土质粉砂或泥,黄灰色粉砂夹黑色砂质

条带; 286~303 cm 为浅褐色或黄褐色泥质沉积,与上下层呈渐变接触; 303~340 cm 为灰黑色斑纹沉积,其中黄灰色层以粉砂为主,黑色层以砂质粉砂为主,两者呈互层状。

(6) 340~373 cm: 黄褐色-褐色泥质沉积,向下褐色调加深,黏土含量大于 60%,粉砂含量为 30%~45%。

3.2 方法

以 1 cm 和 0.5 cm 为间距分别进行岩心颜色反射率和 XRF 元素扫描,同时分别以 1 cm 和 4 cm 等间距取样进行粒度和生物硅含量分析,挑选顶部沉积物样品进行有孔虫壳体的 AMS¹⁴C 测年。颜色反射率参数 (a^* 与 b^* 等) 通过 Minolta CM-700d 手持式光谱光度计获得; XRF 元素扫描使用瑞典 COX 公司的岩心 X 射线荧光扫描仪获得; 沉积物粒度采用 Mastersizer 2000 型激光粒度分析仪获得,样品上机测试前去除有机质、碳酸盐、生物硅并洗盐,仪器检测范围为 0.02~2 000 μm,测量准确性 99%,重复性误差小于 0.1%; 生物硅含量采用钼蓝比色法测定^[22]; 浮游有孔虫 AMS¹⁴C 测年在美国 Beta 实验室完成,测年结果用

calib7.1 软件和 marine13 曲线进行校正^[23-24], 碳储库年龄取 $1\ 300\ a$ ^[25]。除 AMS¹⁴C 测年外, 其他各项分析在自然资源部第一海洋研究所完成。

3.3 年代框架

南极周边海域海水温度低, 加之受冰融水等因素影响, 沉积物中钙质壳少, 有孔虫壳体的 AMS¹⁴C 测年与氧同位素地层建立通常十分困难。但另一方面, 南极周边海洋沉积物呈环带状分布, 特别是陆坡、陆隆等半深海沉积不受冰山刮蚀等影响, 在地层上常表现出较好的连续性和可对比性。前人研究结果表明, 阿蒙森海扇区陆坡、陆隆沉积层序具有明显的旋回性, 特别是生源硅、Ba/Al 比值等生产力替代指标、岩心磁化率与颜色反射率等指标表现出周期性变化, 并与第四纪冰期-间冰期旋回相对应^[12-13]。从 AMS01 岩心岩性特征来看, 该岩心沉积旋回明显, 只是与阿蒙森海及邻区浅表层沉积物^[26]相比, 可能因取样或其他原因, 岩心顶部没有出现褐色富硅藻沉积层(大

致对应于 MIS1), 类似现象亦见于前人研究的岩心中^[13]。考虑到 AMS01 岩心所在的阿蒙森海西北部陆隆区位于当前南半球夏季海冰线 (SSI) 内, 离玛丽伯德地沿岸冰盖和冰架距离不足 300 km, 每年的生产力季仅 100 d 左右^[27], 海洋生产力特别是古生产力替代指标的变化可能会受到海冰等环境要素的影响, 故此处采用常规的岩性地层对比与颜色反射率曲线、有孔虫 AMS¹⁴C 测年相结合的办法, 确定 AMS01 岩心的年代框架见图 2。

依据有孔虫壳体测年结果(表 1), 岩心表层 0~2 cm 处的 AMS¹⁴C 年龄为 $(12\ 480\pm 40)\ a\ BP$, 对应日历年龄为 12.68 ka BP; 20~22 cm 处的 AMS¹⁴C 年龄为 $(18\ 860\pm 60)\ a\ BP$, 日历年龄为 20.70 ka BP; 推算出岩心上部 0~23 cm 段的日历年龄为 12.28~21.5 ka BP, 属 MIS2 期, 与前面基于区域地层对比的推断相吻合, 即岩心顶部缺失全新世褐色富硅藻沉积层。

表 1 AMS01 岩心 AMS¹⁴C 测年数据与年龄校正

Tab. 1 AMS¹⁴C and calibrated ages of Core AMS01

序号	深度/cm	测年材料	AMS ¹⁴ C 年龄/a BP	碳储库年龄/a	日历年龄/a BP
1	0~2	有孔虫	12 480±40	1 300	12 680±94
2	20~22	有孔虫	18 860±60	1 300	20 700±200
3	36~38	有孔虫	35 250±250	1 300	37 990±412*
4	44~46	有孔虫	38 840±680	1 300	41 620±547*

注: *表示该年龄超出 26 ka BP 的日历年龄准确校正区间(建议校正区间), 仅作参考, 不作为岩心年代控制点。

岩心 23~80 cm、165~238 cm、340~373 cm 为显著的褐色层, 沉积物质地均匀, 色度 a^* 值大于 7, 粒度偏细; 而 80~165 cm、238~340 cm 总体为灰色或杂色层, 质地不均一, 色度 a^* 值小于 7(286~303 cm 除外), 粒度偏粗, 多见砾石, 发育黑色砂质或粉砂质夹层或纹层; 这种地层与颜色反射率的旋回变化不仅与阿蒙森海扇区前人研究结果^[13]相吻合, 同时与东南极威尔克斯地附近陆隆的 IODP U1361 钻孔结果^[8]相一致。推断 23~80 cm、165~238 cm、340~373 cm 段褐色层为间冰期褐色富硅藻沉积, 分别对应于 MIS5 期、MIS7 期和 MIS9 期; 80~165 cm 和 238~340 cm 段为冰期灰色贫硅藻富冰筏碎屑沉积, 分别对应于 MIS6 期和 MIS8 期。

在 23~80 cm(MIS5 期)褐色层内, 亦有 2 个有孔虫年龄(表 1)。其中, 36~38 cm 处有孔虫 AMS¹⁴C 年龄为 $(35\ 250\pm 250)\ a\ BP$, 44~46 cm 处为 $(38\ 840\pm 680)\ a\ BP$, 这两个年龄均超出了 26 ka BP 的日历年龄准确

校正区间(或建议校正区间)^[28-30], 不排除早期成岩作用如次生碳酸盐沉淀的形成使有孔虫年龄偏年轻; 同时, 测年层位距 23 cm 处的沉积间断面不远, 沉积间断的形成使得它们长期停留在海底浅表层, 受后期生物等扰动的可能性增大, 亦可能使得测年数据偏年轻; 故这 2 个年龄仅作参考, 不作为岩心年代控制点。从岩心颜色反射率 a^* 值的变化来看, 跨越 23 cm 处的沉积间断面, a^* 值增大, 符合 MIS2/MIS3、MIS4/MIS5 的变化趋势; 界面以下 a^* 值变化整体上与 LR04 深海氧同位素曲线 MIS5 期的变化趋势相符, 故认为 MIS5 期沉积尚保存完好, 沉积间断对应的年龄区间大致为 21.5~71 ka BP, 即主要缺失 MIS3-4 期沉积。

在 MIS8 期中部 286~303 cm 处出现一个较薄的黄褐色或浅褐色层, 其颜色明显浅于其他褐色层, 推断其为 MIS8 期(冰期)内的一个次暖期(间冰阶)沉积, 标记为 MIS8b; 其上、下层段则相应标记为

MIS8a 和 MIS8c。

基于上述岩心岩性地层界面得到各层段主要年龄控制点和沉积速率见表 2。岩心年龄大致为 12~337 ka BP, 属 MIS2 期至 MIS9 期。沉积速率的变化范围为 0.97~3.36 cm/ka; 其中, 冰期沉积速率为 1.31~3.36 cm/ka, 间冰期沉积速率为 0.97~1.35 cm/ka; 沉积速率总体表现为冰期高、间冰期低, 这与岩心沉积物以陆源碎屑为主的特征相吻合, 其侵蚀、搬运、沉积与后面讨论的西南极冰盖发育和消长紧密相关。在该年代框架下, 得到岩心颜色反射率 a^* 的年代变化曲线见图 2, 其形态变化与 LR04 深海氧同位素曲线^[31] 和南极 Dome C 冰芯温差曲线^[7] 在冰期-间冰期时间尺度上基本吻合, 说明岩心的年代框架总体较为合理。

表 2 AMS01 岩心各层段年龄与沉积速率估算

Tab. 2 The ages and calculated sedimentation rates for main sections in Core AMS01

控制点特征	深度 /cm	年龄 /ka BP	平均沉积速率 /cm·ka ⁻¹
测年结果	1	12.68	—
测年结果	21	20.70	2.49
MIS2/MIS5 地层分界	23	21.5/71	—
MIS5/MIS6 地层分界	80	130	0.97
MIS6/MIS7 地层分界	165	191	1.39
MIS7/MIS8 地层分界	238	245	1.35
MIS8a/MIS8b 亚层分界	286	279	1.41
MIS8b/MIS8c 亚层分界	303	292	1.31
MIS8/MIS9 地层分界	340	303	3.36
MIS9 底界	373	337	0.97

4 结果与讨论

4.1 岩心粒度特征及其对区域冰盖演化的指示意义

4.1.1 岩心沉积物粒度特征及其制约因素

岩心沉积物粒度组成及主要参数的变化见图 3。岩心沉积物以粉砂为主, 黏土次之, 砂含量变化较大, 其福克定名以泥、粉砂、砂质粉砂为主。砂的含量范围为 0~52.8%, 平均值为 5.31%, 表现出冰期 (MIS8 期、MIS6 期和 MIS2 期) 高、间冰期 (MIS9 期、MIS7 期和 MIS5 期) 低的特点 (图 3b)。粉砂含量为 32.83%~88.26%, 平均值为 55.95%; 黏土含量为 3.14%~66.43%,

平均值为 38.74%; 两者变化趋势相反, 但冰期-间冰期规律不太明显 (图 3c, 图 3d)。

在南极周边海洋沉积物中, 陆源碎屑沉积主要通过冰川搬运入海, 形成所谓的冰海沉积。冰川输运沉积物主要集中在其底部, 它们大部分在冰盖着地线附近随着冰盖底部的融化及冰架下洞穴的形成和退缩而沉积, 部分随着冰架底部的继续融化而在冰架下沉积, 小部分随着冰架前缘崩解形成冰山以及冰山的搬运和融化而释放到海洋中, 并在海流和生物等共同作用下逐渐沉积^[32-33]。冰海沉积物通常粗细混杂, 从冰盖着地线至南大洋季节性海冰区, 陆源碎屑物质的搬运以陆源冰 (包括冰盖、冰架、冰山) 为主, 海冰的搬运十分有限, 但是越向外海, 它们受海洋动力和生物作用等的改造程度就越大^[33]。为了有效区分冰筏碎屑与正常海洋沉积, 通常用粗碎屑组分如 >63 μm 、>125 μm 、>150 μm 、>250 μm 和 >2 mm (砾石) 等粒级含量来表征冰筏碎屑的含量变化^[32]。前人对阿蒙森海陆架多岩心粒度分析研究表明, 125 μm 是区分该地区沉积物受冰筏还是海洋影响的指示粒级, >125 μm 粒级受冰筏影响显著, 而 <125 μm 粒级碎屑受海洋影响显著^[34]。从 AMS01 岩心粒度分析结果来看, 125 μm 同样是区分该岩心受冰筏还是海洋影响的敏感指示粒级。如图 3 所示, AMS01 岩心中, 砂含量与 >125 μm 粗组分含量的变化基本相似 (图 3b, 图 3e), 它们在 MIS2 期、MIS6 期和 MIS8 期等冰期含量高, 在 MIS5 期、MIS7 期和 MIS9 期等间冰期含量低。与此同时, 冰期和间冰期内冰筏碎屑含量也有细微的变化, 如 MIS8b 间冰阶与 MIS7.5、MIS7.3~7.1、MIS5.5 等大暖期相似, 砂与 >125 μm 颗粒含量低; MIS7.4 和 MIS5.4~5.1 等南极显著降温期, 砂和 >125 μm 等粗颗粒含量也有不同程度的升高。

粉砂与黏土是构成正常半深海-深海沉积物的优势粒级^[32]。其中, 10~63 μm 之间的粗粉砂粒级因在海水中不发生黏连, 可以被海流搬运和分选, 称为可分选粉砂 (sortable silt, SS), 其含量的高低和平均粒径的变化可用来指示古海流流速的变化^[35-37]。如图 3f、3g 所示, AMS01 岩心中可分选粉砂含量的变化范围为 12.48%~86.76%, 平均值为 35.92%; 其含量与平均粒径的变化趋势十分相似, 含量高的层位平均粒径也同步增大。与此同时, 黏土含量与可分选粉砂含量呈显著负相关, 其相关系数 R 为 -0.95 (图 4a), 说明随着阿蒙森海西北部海隆区海流特别是底流的增强, 沉积物的分选越趋明显, 导致粗粉砂含量增加, 黏土含量降低。有意思的是, AMS01 岩心中可分选粉砂含量

与 $>125\ \mu\text{m}$ 冰筏碎屑含量相关性很弱(图4b),可见虽然冰川是该地区陆源物质的主要供应链,但冰筏碎屑

物质入海后受海流的分选和改造有限,陆源冰与底流对沉积物的搬运和改造在空间上没有出现明显分

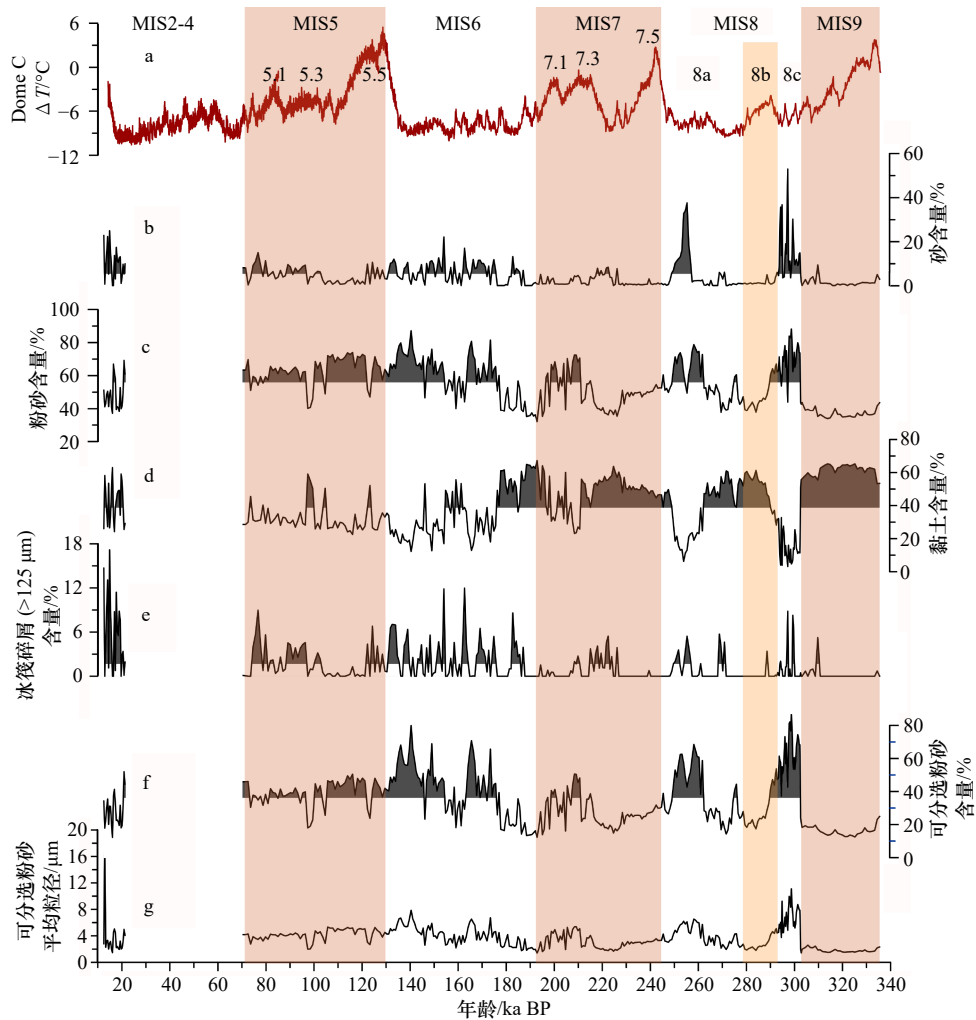


图3 AMS01岩心粒度组成与冰筏碎屑含量变化

Fig. 3 Downcore variations of grain size and ice-rafted detritus in Core AMS01

a. Dome C 冰芯温差记录; b. 砂含量; c. 粉砂含量; d. 黏土含量; e. 冰筏碎屑($>125\ \mu\text{m}$)含量; f. 可分选粉砂含量; g. 可分选粉砂平均粒径
a. Dome C ΔT record; b. sand content; c. silt content; d. clay content; e. ice-rafted detritus ($>125\ \mu\text{m}$) content; f. sortable silt content; g. sortable silt mean size

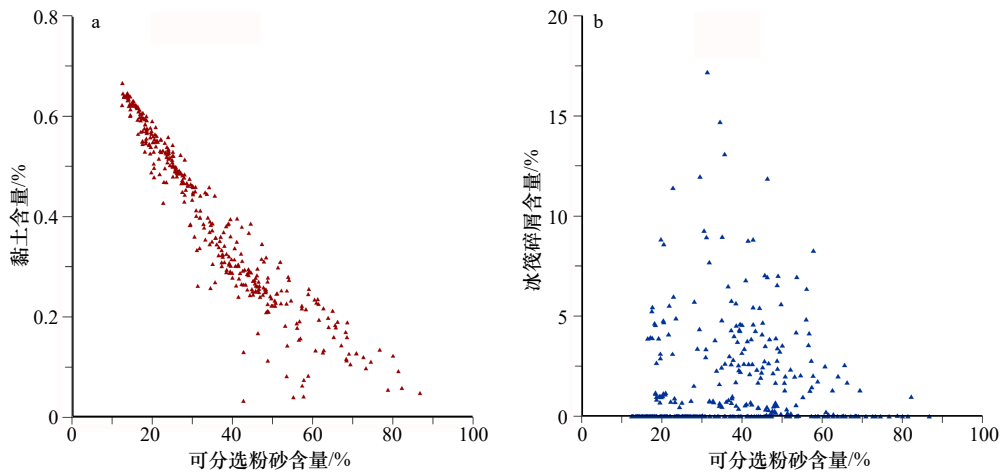


图4 AMS01岩心沉积物各粒级之间的相关性分析

Fig. 4 The correlations between different grain size components

异。如图 3 所示,岩心可分选粉砂粒级含量的峰值区主要出现在 MIS8c、MIS8a、MIS6 和 MIS2 期,期间冰筏碎屑含量高,相应层段常出现暗色粉砂或砂质粉砂夹层,推测冰盖扩张到陆架坡折处,冰川融水的周期性或脉冲式排放导致陆坡和陆隆区底流增强,从而对冰川成因沉积物的分选与改造有一定影响。前人在阿蒙森海陆坡上部发现大量的海底冲沟,并推测其为携带沉积物的冰下融水排泄引发高密度流,进而侵蚀海底所致^[38];该现象从侧面支持了盛冰期冰盖扩张到陆架坡折时,不仅将其携带的大部分沉积物在着地线附近卸载下来,同时通过冰融水的排放、高密度重力流或羽状流的形成等对沉积物起到了再搬运和分选作用。与此同时,AMS01 岩心即使现在也位于南半球夏季海冰线 (SSI) 内,推测冰期该位置常年为密集的海冰所覆盖,甚至距离当时的冰架前缘也很近,冰山密集度较大,粗颗粒冰筏碎屑不仅有来自冰山的贡献,也可能通过重力流等对着地线附近类冰碛物进行再搬运。正是由于上述多种沉积作用在空间上的叠置,使得 AMS01 岩心沉积物中冰筏碎屑组分与可分选粉砂组分很难有效分离,但整体反映了冰盖近源沉积的特点。MIS7.3~7.1 期,冰筏碎屑含量低,陆隆可能接近正常半深海沉积环境,但可分选粉砂含量高,平均粒径增大,底流有增强迹象。

4.1.2 MIS9 期以来阿蒙森海西北部沿岸古冰盖演化

AMS01 岩心所处位置离玛丽伯德地沿岸冰架和冰盖距离不足 300 km,所毗邻的陆架宽不足 100 km,在晚第四纪冰期-间冰期气候波动过程中,冰盖的扩张和退缩比较容易影响到陆隆区沉积。前人研究表明,阿蒙森海陆架存在大量古冰川侵蚀作用形成的沟槽,槽内薄层冰海沉积覆盖于冰碛物之上,这种底形、沉积不整合以及 AMS¹⁴C 测年等资料表明,末次盛冰期冰盖曾到达外陆架或陆架坡折处^[9, 39-40]。根据 Larter 等^[9]重建的末次盛冰期以来阿蒙森海与别林斯高晋海的古冰盖地理图,125°W 以西陆架较窄,25 ka BP(末次盛冰期)冰盖着地线大体位于陆架坡折处,至 20 ka BP 退缩也不明显,快速的退缩主要发生在 20~10 ka BP 之间,而 10 ka BP 之后退缩幅度不大。据此推断,阿蒙森海 135°W 附近海岸,冰盖自 MIS9 期以来不仅发生了几次大的扩张和退缩,也经历了多次较小的进退。MIS9 期的大暖期时,南极气候可能与现代相当,冰架和冰盖的分布也与现在差不多,或略微向南,形成的岩心沉积物冰筏碎屑含量极少。其后,随着南极及全球性降温,阿蒙森海西部地区冰盖开始缓慢积累,并向外陆架扩张;至 MIS8c(303~

292 ka BP)时,已大体扩张到陆架外缘坡折处,冰盖近源沉积、冰山沉积及冰融水、高密度流等共同作用,使得该时期形成的沉积物冰筏碎屑含量高,可分选粉砂含量也高,同时发育砂质或粉砂质夹层或条带。至 MIS8b(292~279 ka BP),南极气温回暖,大致与 MIS5.3 期相当,阿蒙森海西部沿岸冰盖出现退缩,着地线可能位于陆架中部,相当于 15 ka BP 左右位置^[9]。MIS8a 期(279~245 ka BP),气候再次回到冰期极冷状态,冰盖大幅扩张回到陆架坡折处,沉积环境大体与 MIS8c 期类似。至 MIS7 期,气候变暖,冰筏碎屑含量变化显示该地区冰盖经历了 MIS7.5 期的大规模退缩、MIS7.4 期的明显扩张和 MIS7.3~7.1 期的显著退缩;MIS7.3~7.1 期可分选粉砂含量高,说明该时期底流较强,尽管其气温明显不如 MIS7.5 期温暖,但海流的影响相对较强。至 MIS6 期,南极气候持续偏冷,冰盖扩张并基本维持在陆架坡折附近。MIS5.5 期,全球进入末次间冰期大暖期气候,全球平均海平面比现代高 6~9 m,北半球冰盖除格陵兰外可能几乎融化殆尽^[41],但无法提供该部分多余的海水,越来越多的学者认为它们可能主要来源于西南极冰盖的崩解和融化^[42];阿蒙森海沿岸冰盖作为西南极冰盖最脆弱的部分,其时可能大幅向现在的内陆地区退缩。至 MIS5.4~5.1 期,南极气温虽然温暖,但较 MIS5.5 期峰值要冷大约 10°C^[7],该时期沉积物冰筏碎屑含量升高,推测阿蒙森海西北部海岸冰盖又开始扩张,可能到达陆架中部。MIS4 期至 MIS2 期,南极气温有小幅波动,但总体要比现在低 6°C 以上^[7],阿蒙森海地区冰盖大体维持在外陆架至陆架坡折处,该时期岩心沉积物冰筏碎屑含量较高,并出现了长时间的沉积间断;从沉积速率推断,该沉积间断可能厚达数十厘米至 1 m 左右,其形成是否与陆坡-陆隆区海底冲沟的发育有关^[9],值得进一步研究。

4.2 岩心古生产力特征及其对环境、气候变化的响应

4.2.1 岩心古生产力替代指标及其制约因素

海洋生物生产力或古生产力因与海冰、气候等密不可分,是古海洋学研究的重要内容之一,多种替代指标可从不同角度反映南大洋古生产力的变化^[43-46]。作为高纬度海洋,硅质浮游植物的生长及其壳体在沉积物中保存十分普遍,因而生源硅含量是最直观的古生产力替代指标^[12, 43]。AMS01 岩心沉积物中生源硅的含量在 0.79%~4.93% 之间,平均值为 2.71% (图 5b),生产力总体偏低,这与岩心位处南半球夏季海冰线 (SSI) 内有关 (图 1)。如图 5a、5b 所示,AMS01 岩心生源硅的旋回变化十分明显,呈现出冰

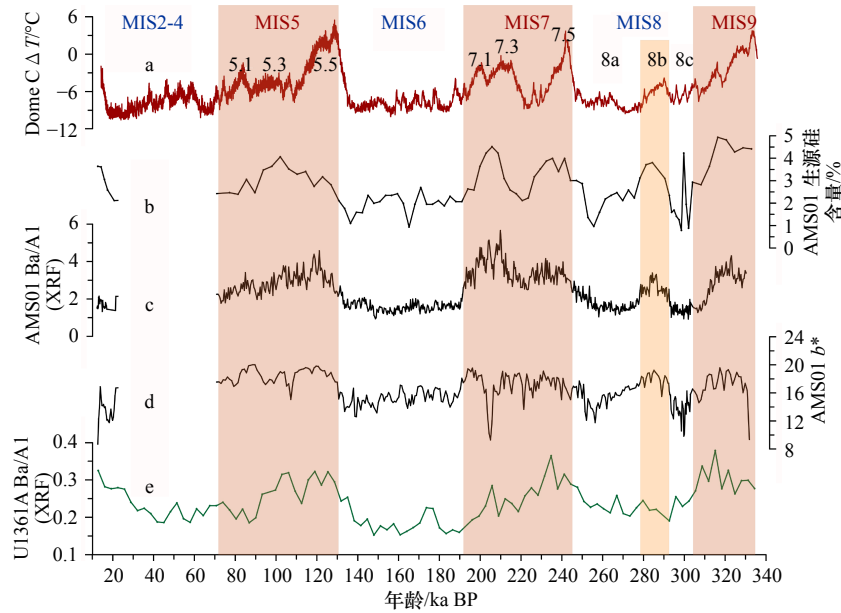


图5 AMS01岩心多种生产力替代指标的变化及其与东南极IODP U1361A孔的对比

Fig. 5 Downcore variation of paleoproductivity proxies in Core AMS01, and the comparison with IODP Core U1361A in East Antarctic
 a. Dome C 冰芯温差记录; b. AMS01 岩心生源硅含量; c. AMS01 岩心 Ba/Al 比值; d. AMS01 岩心颜色反射率参数 b^* ; e. U1361A 岩心 Ba/Al 比值
 a. Dome C ΔT record; b. biogenic silica content in Core AMS01; c. Ba/Al in Core AMS01; d. b^* in Core AMS01; e. Ba/Al in Core U1361A

期低、间冰期高的特点,前者通常低于 2.5%,后者则介于 2.5%~4.9% 之间。冰期期间, MIS6 期变化平缓,但 MIS8 期呈现出明显的低-高-低变化,可分别对应于 MIS8c、MIS8b 和 MIS8a,其中 MIS8b 为相对温暖的间冰阶,其时南极气温较 MIS8c 段回升约 1°C,较 MIS8a 段高约 2°C^[7]。间冰期内, MIS5 期仅检测到一个明显的峰,但 MIS7 期检测到两个明显的峰,大体对应于 MIS7.3~7.1 期和 MIS7.5 期。

海洋中硅质生物生产力以生物成因蛋白石和有机质等形式输出、沉降并在沉积物中保存下来,该过程又与海水和沉积物中硫酸钡晶体的形成和赋存状态紧密相关,因此沉积物的 Ba/Al 值可从地球化学角度而色度参数 b^* 可从光谱角度有效指示古生产力的变化^[43-46]。与实测生源硅的数据不同, Ba/Al 比值和色度 b^* 值可以通过扫描实现对古生产力的高分辨率研究。如图 5c、图 5d 所示, AMS01 岩心 Ba/Al 比值和色度 b^* 值的记录表现出连续、平滑、高分辨率的旋回变化,它们在冰期低、间冰期高,在冰期和间冰期内也呈现出不同程度的波动,且与南极 Dome C 冰芯气候变化旋回具有很好的对应关系。间冰期, Ba/Al 比值高达 3.5~5.7,极大值由高到低依次出现在 MIS7.3~7.1 期、MIS9 期、MIS5.5 期、MIS7.5 期;冰期, Ba/Al 比值低,在 0.9~2.9 之间平稳波动,但在 MIS8b 间冰阶(292~279 ka BP)出现异常高值,最高可达 3.4,几乎与间冰期持平。如图 5d 所示, AMS01

岩心色度 b^* 值与 Ba/Al 比值的变化趋势十分相似,它在冰期低于 7,间冰期为 7~10;但与 Ba/Al 比值相比,间冰期色度 b^* 的峰值相对平缓, MIS9 期、MIS7 期、MIS5 期的色度 b^* 与 MIS8b 间冰阶大体持平。上述 3 个古生产力替代指标相比,生源硅与 Ba/Al 比值分析结果基本一致,如果有高精度的取样为保证,直接测量生源硅可能效果更好;色度 b^* 值对冰期-间冰期变化十分敏感,但对相对温暖的间冰期内部气候的细微变化反映不如其他两个指标敏感。

4.2.2 MIS9 期以来阿蒙森海西北部陆隆区古生产力演化及其环境、气候响应

研究区位于西南极大陆边缘,受冰盖、冰架、海冰、海洋、大气、生物等多圈层相互作用影响,控制海洋生产力及其埋藏的因素较为复杂。海洋表层生物生产力的高低主要受海冰覆盖状况、温度、光照条件、水体通风状况和表层水营养盐水平等的影响^[43,47]。海冰覆盖状况不仅直接影响生产力,还通过对混合层深度、营养盐供应以及光照条件等其他因素的影响对生产力产生间接影响^[48-49]。AMS01 岩心所在陆隆区现在位于南半球夏季海冰线 (SSI) 内,每年的生产力季仅 100 d 左右,年初级生产力仅 7~29 g/(m²·a)(以 C 计)^[26-27],一年之中 70% 以上的时间几乎为 0 生产力状态,因而其年平均总生产力低,导致埋藏生产力低,这与岩心沉积物中生源硅含量小于 5% 的特征相吻合。从上述生源硅、Ba/Al 比值以及 b^* 值等多种指

标分析来看, 尽管 AMS01 岩心位置偏南, 全年海冰覆盖度大, 海洋生产力不高, 但是它们在晚第四纪冰期-间冰期的旋回变化依然十分显著。结合前文依据粒度对沉积环境的反演结果, MIS9 期的大暖期, 南极气候与现代相当, 推测冰架和冰盖的分布与现在差不多, 每年的生产季为 100 d 左右, 形成的岩心沉积物冰筏碎屑含量极少, 古生产力相对很高。随后, 南极气候变冷, 阿蒙森海西部地区冰盖开始积累, 并向外陆架扩张, 至 MIS8c (303~292 ka BP) 时已达陆架坡折附近, 陆隆区成为近冰盖/冰架沉积环境, 海冰与冰山密集, 底流较强, 生产力季短促, 沉积物中冰筏碎屑含量高, 可分选粉砂含量高, 古生产力低。至 MIS8b (292~279 ka BP), 阿蒙森海西部沿岸表现为明显的间冰阶气候, 冰盖明显退缩, 海冰减弱, 海洋生产力提高, 形成的岩心沉积物冰筏碎屑含量低, 古生产力指标高。MIS8a (279~245 ka BP), 气候再次回到冰期极冷状态, 冰盖再次大幅扩张至陆架坡折, 冰筏与底流增强, 生产力降低。MIS7 期, 古生产力指标佐证了该地区气候经历了大暖期 (MIS7.5)-冷期 (MIS7.4)-暖期 (MIS7.3~7.1) 的起伏, 冰筏碎屑含量揭示该地区冰盖经历了 MIS7.5 期的大规模退缩、MIS7.4 期的明显扩张和 MIS7.3~7.1 期的明显退缩。至 MIS6 期, 南极气候持续偏冷, 该时期沉积物冰筏碎屑含量一致偏高, 古生产力指标偏低, 说明冰盖扩张并基本维持在陆架坡折附近, 陆隆区为典型的近冰盖/冰架沉积环境, 海冰与冰山密集, 底流较强, 生产力低。MIS5.5 期, AMS01 岩心冰筏碎屑含量低, 阿蒙森海沿岸冰盖可能大幅向内陆地区退缩, 古生产力高, 大体与末次间冰期大暖期气候相对应; 至 MIS5.4~5.1 期, 南极气温虽然温暖, 但较 MIS5.5 期气候显著变冷, 冰筏碎屑含量升高, 推测研究区冰盖又明显扩张, 古生产力指

标特别是 Ba/Al 比值逐渐降低。MIS4 期至 MIS2 期, 南极气温比现在低数度^[7], 阿蒙森海地区冰盖扩张并大体维持陆架坡折附近^[9], 沉积物中冰筏碎屑含量较高, 古生产力水平较低, 陆坡区冰碛物和冰融水的直接排放等有利于海底高密度流或重力流的形成, 导致海底侵蚀, 冲沟发育^[9], 部分沉积层缺失。

5 结论

(1) 晚第四纪 MIS9 期以来, 阿蒙森海西北部陆隆 AMS01 岩心岩性地层、粒度组成、冰筏碎屑含量及古生产力替代指标表现出明显的冰期-间冰期旋回变化特征。

(2) MIS8c、MIS8a、MIS6、MIS2 等冰期, 阿蒙森海沿岸冰盖向外海扩张, 陆隆区转变为近冰盖沉积环境, 冰山、海冰密集, 底流增强, 沉积速率较大, 冰筏碎屑含量高, 海洋生产力显著降低。MIS9、MIS7 和 MIS5 等间冰期, 该地区冰盖大幅向南退缩, 岩心位置接近夏季海冰边缘, 沉积速率较小, 冰筏碎屑含量降低, 海洋生产力显著增加。

(3) 冰期、间冰期内, 冰盖与古生产力也有不同程度的波动; 特别是 MIS8b 期发育浅褐色间冰阶沉积, 冰筏碎屑含量低, 生产力水平与间冰期基本持平, 说明阿蒙森海地区冰盖、海洋对气候变化的响应比东南极地区敏感。

致谢: 感谢中国第 32 次南极科学考察队特别是海洋地质工作组 (刘乐军、李云海、赵仁杰、孙焯忱、徐晓晖) 和地球物理工作组等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、中国极地研究中心及“雪龙”号给予的全方位支持。

参考文献:

- [1] Smith J A, Hillenbrand C D, Kuhn G, et al. Deglacial history of the West Antarctic Ice Sheet in the western Amundsen Sea Embayment[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 30(5): 488-505.
- [2] 王亚凤, 温家洪, 刘吉英. 南极冰盖与冰川的快速变化[J]. *极地研究*, 2006, 18(1): 63-74.
Wang Yafeng, Wen Jiahong, Liu Jiying. Rapid changes of the Antarctic ice sheet and glaciers[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2006, 18(1): 63-74.
- [3] Pritchard H D, Ligtenberg S R M, Fricker H A, et al. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves[J]. *Nature*, 2012, 484(7395): 502-505.
- [4] Paolo F S, Fricker H A, Padman L. Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating[J]. *Science*, 2015, 348(6232): 327-331.
- [5] Jenkins A, Shoosmith D, Dutrieux P, et al. West Antarctic Ice Sheet retreat in the Amundsen Sea driven by decadal oceanic variability[J]. *Nature Geoscience*, 2018, 11: 733-738.
- [6] Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica[J]. *Nature*, 1999, 399(6735): 429-436.
- [7] Jouzel J, Masson-Delmotte V, Cattani O, et al. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years[J]. *Science*,

- 2007, 317(5839): 793–796.
- [8] Wilson D J, Bertram R A, Needham E F, et al. Ice loss from the East Antarctic Ice Sheet during late Pleistocene interglacials[J]. *Nature*, 2018, 561(7723): 383–386.
- [9] Larter R D, Anderson J B, Graham A G C, et al. Reconstruction of changes in the Amundsen Sea and Bellingshausen Sea sector of the West Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 100: 55–86.
- [10] Hillenbrand C D, Smith J A, Hodell D A, et al. West Antarctic Ice Sheet retreat driven by Holocene warm water incursions[J]. *Nature*, 2017, 547(7661): 43–48.
- [11] Scherer R P, Aldahan A, Tulaczyk S, et al. Pleistocene collapse of the West Antarctic ice sheet[J]. *Science*, 1998, 281(5373): 82–85.
- [12] Hillenbrand C D, Fütterer D K, Grobe H, et al. No evidence for a Pleistocene collapse of the West Antarctic Ice Sheet from continental margin sediments recovered in the Amundsen Sea[J]. *Geo-Marine Letters*, 2002, 22(2): 51–59.
- [13] Hillenbrand C D, Kuhn G, Frederichs T. Record of a Mid-Pleistocene depositional anomaly in West Antarctic continental margin sediments: an indicator for ice-sheet collapse?[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2009, 28(13): 1147–1159.
- [14] Vaughan D G. West Antarctic Ice Sheet collapse—the fall and rise of a paradigm[J]. *Climatic Change*, 2008, 91(1/2): 65–79.
- [15] Nitsche F O, Jacobs S S, Larter R D, et al. Bathymetry of the Amundsen Sea continental shelf: Implications for geology, oceanography, and glaciology[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2007, 8(10): 1–10.
- [16] Arneborg L, Wåhlin A K, Björk G, et al. Persistent inflow of warm water onto the central Amundsen shelf[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(12): 876–880.
- [17] Martinson D G. Antarctic circumpolar current's role in the Antarctic ice system: An overview[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, 335–336: 71–74.
- [18] Stlaurent P, Yager P L, Sherrell R M, et al. Pathways and supply of dissolved iron in the Amundsen Sea (Antarctica)[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(9): 7135–7162.
- [19] Dotto T S, Alberto N G, Sheldon B, et al. Variability of the Ross Gyre, Southern Ocean: drivers and responses revealed by satellite altimetry[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(12): 6195–6201.
- [20] Orsi A H, Whitworth T, Nowlin W D. On the Meridional Extent and Fronts of the Antarctic Circumpolar Current[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1995, 42(5): 641–673.
- [21] Comiso J C, Cavalieri D J, Markus T. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data[J]. *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, 2003, 41(2): 243–252.
- [22] Mortlock R A, Froelich P N. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments[J]. *Deep-Sea Research Part A: Oceanographic Research Papers*, 1989, 36(9): 1415–1426.
- [23] Stuiver M, Reimer P J. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program[J]. *Radiocarbon*, 1993, 35(1): 215–230.
- [24] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP[J]. *Radiocarbon*, 2013, 55(4): 1869–1887.
- [25] Berkman P A, Forman S L. Pre-bomb radiocarbon and the reservoir correction for calcareous marine species in the Southern Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 1996, 23(4): 363–366.
- [26] Hillenbrand C D, Grobe H, Diekmann B, et al. Distribution of clay minerals and proxies for productivity in surface sediments of the Bellingshausen and Amundsen seas (West Antarctica) – Relation to modern environmental conditions[J]. *Marine Geology*, 2003, 193(3): 253–271.
- [27] Parkinson C L. Spatial patterns in the length of the sea ice season in the Southern Ocean, 1979–1986[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 1994, 99(C8): 16327–16339.
- [28] van der Plicht, J Beck, J W Bard, et al. NOTCAL04—comparison/calibration ^{14}C records 26–50 ka cal BP[J]. *Radiocarbon*, 2004, 46: 1225–1238.
- [29] Chiu T C, Fairbanks R G, Mortlock R A, et al. Extending the radiocarbon calibration beyond 26,000 years before present using fossil corals[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24(16): 1797–1808.
- [30] Fairbanks R G, Mortlock R A, Chiu T C, et al. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24(16): 1781–1796.
- [31] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records[J]. *Paleoceanography*, 2005, 20(1): 1–17.
- [32] 刘合林, 陈志华, 葛淑兰, 等. 晚第四纪普里兹湾北部陆坡岩心沉积学记录及古海洋学意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2015, 35(3): 209–217.
- Liu Helin, Chen Zhihua, Ge Shulan, et al. Late Quaternary sedimentary records and paleoceanographic implications from the core on continental slope off the Prydz Bay, East Antarctic[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2015, 35(3): 209–217.
- [33] 赵仁杰, 陈志华, 刘合林, 等. 15 ka以来罗斯海陆架岩心沉积学记录及古海洋学意义[J]. *海洋学报*, 2017, 39(5): 78–88.
- Zhao Renjie, Chen Zhihua, Liu Helin, et al. Sedimentary record and paleoceanographic implications of the core on the continental shelf off the Ross Sea since 15 ka[J]. *Haiyang Xuebao*, 2017, 39(5): 78–88.

- [34] Witus A E, Branecky C M, Anderson J B, et al. Meltwater intensive glacial retreat in polar environments and investigation of associated sediments: example from Pine Island Bay, West Antarctica[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 85(2): 99–118.
- [35] McCave I N, Manighetti B, Robinson S G. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography[J]. *Paleoceanography*, 1995, 10(3): 593–610.
- [36] Mccave I N, Hall I R. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, 7(10): 1–38.
- [37] Denis D, Crosta X, Schmidt S, et al. Holocene glacier and deep water dynamics, Adélie Land region, East Antarctica[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2009, 28(13): 1291–1303.
- [38] Noormets R, Dowdeswell J A, Larter R D, et al. Morphology of the upper continental slope in the Bellingshausen and Amundsen Seas – Implications for sedimentary processes at the shelf edge of West Antarctica[J]. *Marine Geology*, 2009, 258(1/4): 100–114.
- [39] Anderson J B, Shipp S S. The West Antarctic ice sheet: behavior and environment[J]. *Antarctic Research Series*, 2001, 77: 45–57.
- [40] Dowdeswell J A, Evans J, O Cofaigh C, et al. Morphology and sedimentary processes on the continental slope off Pine Island Bay, Amundsen Sea, West Antarctica[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2006, 118(5/6): 606–619.
- [41] Dutton A, Carlson A E, Long A J, et al. Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods[J]. *Science*, 2015, 349(6244): 153–164.
- [42] Voosen P. Antarctic ice melt 125,000 years ago offers warning[J]. *Science*, 2018, 361(6421): 1339–1339.
- [43] Bonn W J, Gingele F X, Grobe H, et al. Palaeoproductivity at the Antarctic continental margin: opal and barium records for the last 400 ka[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1998, 139(3): 195–211.
- [44] Dymond J, Suess E, Lyle M. Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity[J]. *Paleoceanography*, 1992, 7(2): 163–181.
- [45] Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update[J]. *Chemical Geology*, 2006, 232(1/2): 12–32.
- [46] Murray R W, Leinen M. Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(20): 3869–3878.
- [47] Anderson R F, Chase Z, Fleisher M Q, et al. The Southern Ocean's biological pump during the last glacial maximum[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2002, 49(9/10): 1909–1938.
- [48] 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.
- [49] 武力, 王汝建, 肖文申, 等. 东南极普里兹湾陆坡扇晚第四纪高分辨率地层年龄模式[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2015, 35(3): 197–208.
- Wu Li, Wang Rujian, Xiao Wenshen, et al. High resolution age model of late Quaternary mouth fan at Prydz Trough, Eastern Antarctica[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2015, 35(3): 197–208.

Late Quaternary cyclic variations of ice sheet and paleoproductivity in the Amundsen Sea sector, Antarctica

Ju Mengshan^{1,2}, Chen Zhihua^{1,2}, Zhao Renjie¹, Wang Xiangqin¹, Huang Yuanhui¹, Ge Shulan^{1,2}, Tang Zheng¹

(1. *First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China*; 2. *Laboratory for Marine Geology, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266061, China*)

Abstract: Core AMS01 dredged on the northwestern continental rise of the Amundsen Sea was used to reconstruct the history of ice sheet and paleoproductivity since MIS9 (about 34 ka BP) based on the analyses of color reflectance, grain size and geochemical proxies. The results show that: (1) Grain size and paleoproductivity proxies of the core exhibits evident glacial–interglacial cycles of Quaternary; (2) The interglacials such as MIS9, MIS7 and MIS5 have low sedimentation rates, brown sediments, low ice-rafted detritus (IRD) contents and high paleoproductivity, indicating warm climate, limited sea ice and large-scale retreat of the ice sheet in the Amundsen Sea sector; (3) Glacial ages such as MIS8c, MIS8a, MIS6 and MIS2 have relatively high sedimentation rates, gray sediments, high IRD and low biological components, which indicate the ice sheet expanded greatly to the edge of the continental shelf, and the continental rise became a proximal environment close to the grounded ice sheet and/or floating ice

shelf with dense sea ice and icebergs, and significantly lowered marine productivity; (4) In the glacials and interglacials, ice sheet and paleoproductivity also have certain fluctuations, especially in MIS8b interstadial, the light brown sediments with low IRD and elevated marine productivity make it be like the environment of interglacial period, which indicates that the ice sheet and ocean in the Amundsen Sea sector are more sensitive to climate change than those in the East Antarctica.

Key words: West Antarctica; the Amundsen Sea; Late Quaternary; ice sheet; paleoproductivity