

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2015.03197

东南极普里兹湾陆坡扇晚第四纪 高分辨率地层年龄模式

武力¹, 王汝建¹, 肖文申¹, 葛淑兰², 陈志华²

(1. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

2. 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061)

摘要:地层年龄模式的建立是古海洋研究的基础, 由于南大洋高纬度地区生物碳酸钙保存差, 限制了有孔虫 AMS¹⁴C 测年和氧同位素地层学方法的应用, 需要寻找替代方法。通过中国第 30 次和 29 次南极考察航次在普里兹湾海域采集的 ANT30/P1-02、ANT30/P1-03、ANT29/P5-03 岩心的高分辨率磁化率扫描, XRF 岩心元素扫描, 结合浮游有孔虫 AMS¹⁴C 测年等分析发现, Ba_{ss} 的变化与冰期-间冰期气候变化具有很好的对应关系, 是输出生产力的良好替代指标, 其变化模式指示了气候变化。基于此, 将这 3 个岩心中的 Ba_{ss} 与深海底栖有孔虫氧同位素标准曲线(LR04- $\delta^{18}O$)进行对比, 建立了高分辨率的地层年代模式。经过 Ba_{ss} 与 LR04- $\delta^{18}O$ 的交叉小波分析结果显示, 两者在轨道周期上都具有显著的相关关系; 同时, Ba_{ss} 年龄模式与该岩心相对古地磁强度方法所建立的地层年龄模式相吻合, 验证了该地层年龄模式的合理性和可靠性。根据 ANT30/P1-02 所建立的地层年代模式, 普里兹湾陆坡扇晚第四纪沉积序列的平均沉积速率在 0.15~4.76 cm/ka 之间, 平均为 1.18 cm/ka。其平均沉积速率与 ODP1167 站位上部的平均沉积速率一致(1.00 cm/ka)。该区沉积速率在冰期末期开始快速增高, 在冰消期或间冰期初期时达到最高, 之后又不断降低。冰消期沉积具一定的层理构造, 而冰期和间冰期沉积无明显层理构造。普里兹湾陆坡扇晚第四纪沉积物磁化率与气候之间没有明确的响应关系, 使用磁化率与冰心风尘相对比来建立地层年龄模式的方法不适用于该海域。

关键词: 输出生产力; 地层年龄模式; 晚第四纪; 东南极普里兹湾

中图分类号: P736.2 文献标识码: A 文章编号: 0256-1492(2015)03-0197-12

沉积物的准确定年是重建古环境的基础。目前晚第四纪海洋沉积序列的地层年龄框架的建立主要依赖于有孔虫的 AMS¹⁴C 绝对定年和氧同位素地层学方法。然而, 由于南大洋高纬度地区生物碳酸钙保存较差, 使得有孔虫记录不连续, 从而限制了上述方法的应用^[1]。研究表明, 南大洋 Scotia 海沉积物中的磁化率变化与南极冰心的风尘含量具有很好的对应关系, 从而可通过沉积物的磁化率序列与冰心风尘含量相对比, 得到沉积物序列的地层年代框架^[1-2]。他们认为这种对应关系是因为沉积物中的磁性矿物主要来自风尘物质, 这些风尘物质可能是大气或者洋流搬运沉积所致。在某些地区, 高风尘

通量刺激海洋生产力导致相对高的有机碳输出, 使得沉积物处于偏还原的环境, 这种还原状态的沉积物中生长了能够将高价 Fe 还原的细菌, 生成生物磁铁矿, 从而进一步加强磁化率信号^[3]。矿物学研究表明, 在靠近南极大陆的海域沉积物中, 陆源碎屑组分基本都来自南极内陆^[4-5]。因此可以预见, 在靠近南极大陆的海域沉积物中磁化率与风尘物质并无直接联系, 缺乏应用上述磁化率与冰心风尘对比建立沉积物序列地层年代框架的理论基础。目前, 南极大陆周边海域沉积物序列的地层年代框架建立尚缺乏有效手段。如何建立高纬地区海洋沉积序列地层年代框架依然是一个有待解决的基础问题。

近 20 年来, 古地磁学的发展为该问题的解决提供了新的思路。古地磁相对强度(Relative Paleointensity, RPI)记录了地磁场漂移和强度变化的历史。这种地磁场的变化一般具有全球性质, 从而可以用来进行大范围甚至全球沉积序列等时面对比^[6]。目前已经建立了多条不同时间分辨率的 RPI 综合曲线^[7-9], 使得缺乏生物碳酸钙的沉积物序列地层年代框架建立成为可能。如 Collins 等曾利用

基金项目: 南北极环境综合考察与评估专项项目(CHINARE2015-01-02, CHINARE2015-04-01); 中国地质调查局地质调查工作项目(水[2015]02-013-012)

作者简介: 武力(1983—), 男, 博士, 主要从事海洋地质学、古环境研究, E-mail: wl011022@hotmail.com

通讯作者: 王汝建(1959—), 男, 教授, 主要从事海洋地质学、古海洋学与古气候学研究, E-mail: rjwang@tongji.edu.cn

收稿日期: 2015-04-10; 改回日期: 2015-04-27. 张光威编辑

RPI和硅藻生物地层学标志建立了 Scotia 海区末次冰期以来沉积物的高分辨率地层年代框架,并分辨出 41 ka 的 Laschamp 地磁场漂移事件^[10]。然而,RPI 方法自身也有局限。沉积物磁性矿物组成特征可能对古地磁信号的记录产生影响,导致 RPI 记录与标准曲线变化不一致。另一方面,不同沉积物的分辨率使得依据 RPI 记录与标准曲线形态对比建立的年代框架有很大的不确定性^[10-12]。

在南大洋极峰以北海区,天然 Fe 施肥机制作用下的输出生产力表现出冰期高、间冰期低的特征;而极峰以南海区输出生产力间冰期高、冰期低^[13-15],输出生产力很好地响应于气候变化。从而有望通过将输出生产力指标与有孔虫氧同位素记录相对比来建立沉积物序列的地层年代框架。

Ba 是一种非生命元素,然而生物 Ba 与颗粒有机碳(POC)之间存在着紧密联系^[16]。目前人们对于生物 Ba 在海洋沉积物中富集的具体机制还没有完全了解^[17],但是,生物成因 Ba 作为初级生产力的替代指标已经被广泛应用于古海洋学研究中^[13,16,18-20]。XRF 元素扫描能够快速获得岩心 Al、Si、Ca、Ba 等元素的半定量变化数据。本文试图通过对中国第 29 和 30 次南极考察在普里兹湾钻取的 3 个岩心中 XRF 元素扫描数据的详细研究来提取生物 Ba(又称过剩 Ba, Ba_{xs})记录,并与 LR04 氧同位素记录(LR04- $\delta^{18}O$)^[21]进行对比,构建两者之间的气候变化关系,利用交叉小波分析检验 Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21]在轨道时间尺度上的一致性,从而建立普里兹湾海域晚第四纪沉积物地层年代框架。

1 研究区环境概述

普里兹湾位于东南极大陆边缘 66~80°E 之间,其平面形态呈三角形,面积大约 80 000 km²,是南极第三大海湾^[22-23]。其最南端直接与兰伯特冰川—埃默里冰架体系相接,是东南极重要的冰川向海排泄通道^[22]。

普里兹湾具有相对宽缓的陆架,南北最宽处达到 500 km,东西最长大约 1 000 km。由于冰川作用,陆架地形向南西方向倾斜,表现出内陆架深、外陆架浅的特征^[24]。外陆架最浅处只有 200 m,而内陆架最深达到 1 000 m^[25]。大约 73°E 处,从陆架坡折一直到陆隆,发育等深线向海凸出的陆坡扇。地震资料和 ODP1167 站位研究显示,陆坡扇主体是由前第四纪 3 次大规模冰川推进带来的混杂堆积构

成,而 780 ka 以来的沉积作用以半远洋—远洋黏土质粉砂沉积为主,扇体趋于发育成型,地层总体连续^[26]。

普里兹湾沿岸自东向西发育来自西冰架的沿岸流(CoC)(图 1)。陆架上靠近埃默里冰架处存在一支顺时针绕流的涡流,其北部边界一直到陆架坡折,称普里兹环流(Prydz Gyre)。陆架坡折处陆坡流(ASC)自东向西流动,它与受西风带控制自西向东的南极绕极流(ACC)之间为南极辐散带上升流区(ADZ),相对温暖的绕极深层水在辐散带上涌并侵入陆架^[26-27]。

2 材料和方法

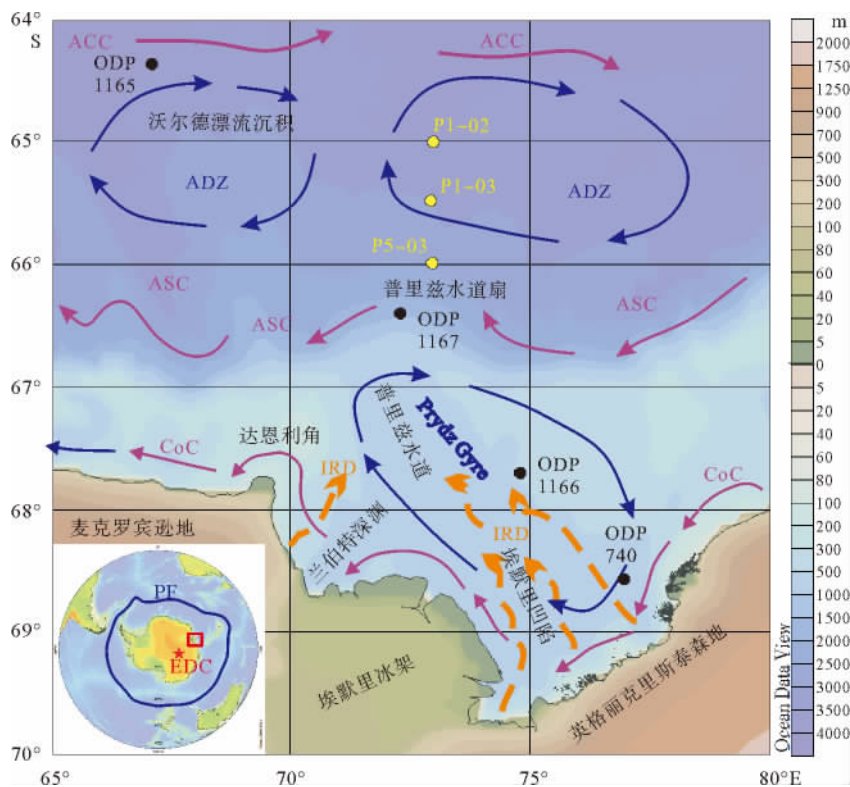
2.1 材料来源

本文研究的岩心样品为中国第 29 和 30 次南极考察期间在普里兹陆坡扇用重力取样器采集的 ANT30/P1-02、ANT30/P1-03 和 ANT29/P5-03 岩心样品(图 1 和表 1),重点研究 P1-02。P1-02 岩心长 624 cm,水深 2 916 m,站位位于普里兹陆坡扇中下部,由橄榄灰色—灰色—黄棕色(含砾)黏土质粉砂组成,偶见孤石。深度 80~180 cm 以及 220~260 cm 两个层位含大量钙质有孔虫,其他层位含数量不等的硅质生物化石。P1-03 岩心位于陆坡扇中部,长 599 cm,采样水深 2 842 m,主要由橄榄灰色—灰色—黄棕色(含砾)黏土质粉砂组成,偶见孤石。深度 60~150 cm,以及 200~230 cm 两个层位含大量钙质有孔虫,其他层位含数量不等的硅质生物化石。P5-03 岩心位于陆坡扇中上部,长 313 cm,水深 2 579 m,由橄榄灰色—灰色—黄棕色(含砾)黏土质粉砂组成,偶见孤石,该岩心也具有两个高钙质有孔虫含量层位,分别位于 60~130 以及 180~210 cm 处,其他层位含少量硅质生物化石。

2.2 分析方法

为了研究沉积物中的物理参数与气候之间的响应关系,对这 3 个岩心进行了包括磁化率等参数的无损扫描。测试前将岩心由冷库取出,切割成长度约 1 m 的数段,室温下放置 1 h 使岩心温度与室温平衡,然后,使用 GEOTEK Multisensor Core Logger (MSCL)进行测试。该测试分辨率为 0.5 cm,在国家海洋局第一海洋研究所完成。

为了获得岩心中化学元素随深度的相对变化趋势,对这 3 个岩心进行了 XRF 元素扫描分析。扫描



IRD: 冰筏碎屑输入路径; CoC: 南极沿岸流; Prydz Gyre: 普里兹环流; ASC: 南极陆坡流; ADZ: 南极辐散带; ACC: 南极绕极流; PF: 极峰。EDC: EPICA Dome C 冰心^[28]。ODP 1165, 1166 和 1167 站位根据文献^[5, 29]。ODP 740 站位引自文献^[30]。

IRD: tracks of Ice rafted detritus; CoC: Antarctic Coastal Current; ASC: Antarctic Slope Current; ADZ: Antarctic Divergence Zone; ACC: Antarctic Circum Current; PF: Polar Front; EDC: EPICA Dome C ice core^[28]; ODP1165, 1166 and 1167 are from references^[5, 29]; ODP740 is cited from reference^[30]。

图 1 东南极普里兹湾岩心位置与洋流分布范围和冰筏碎屑输入方向^[26-27]

Fig. 1 Sampling locations and Environmental settings of Prydz Bay, East Antarctica (Currents system are based on references^[26-27])

表 1 东南极普里兹湾 ANT29/P5-03 与 ANT30/P1-02 及 ANT30/P1-03 岩心信息

Table 1 Information of core ANT29/P5-05, ANT30/P1-02 and ANT30/P1-03 from Prydz Bay area, East Antarctica

岩心编号	编号缩写	东经/(°)	南纬/(°)	水深/m	柱长/cm
ANT30/P1-02	P1-02	72.979	65.008	2 916	624
ANT30/P1-03	P1-03	72.943	65.485	2 842	599
ANT29/P5-03	P5-03	72.959	65.989	2 576	313

前岩心从冷库取出, 去掉外面保护膜, 室温下放置 1 h, 使岩心温度与室温平衡, 岩心表面使用小刮刀顺沉积层理轻轻刮平, 然后在岩心表面平整地覆盖一层扫描专用的薄膜, 即可上机测试。XRF 元素扫描在同济大学海洋地质国家重点实验室使用 Avaatech XRF 元素扫描仪进行, 扫描分辨率为 1 cm。该测试得到了从 Al 到 Ba 原子序数依次增加的 29 种元素的相对含量, 结果表示为 counts/30s。尽管 XRF 元素扫描并不能直接提供各元素的百分

含量。但是, 许多对比研究确定 XRF 元素扫描数据和定量的元素地球化学测试手段如 ICP-MS、干粉压片 XRF 等得到的数据变化趋势具有正相关性^[31-32]。Weltje 和 Tjallingii (2008) 还利用干粉压片 XRF 测量数据对 XRF 元素扫描数据进行校正, 使用主轴回归建立了定量元素地球化学测量与 XRF 元素扫描测量之间的转换关系, 他们认为两种仪器所测的数据之间满足对数线性关系^[32]。实际上, XRF 元素扫描数据具有测试快, 分辨率高, 样品无损, 操作简便, 成本低等优点, 在古气候与古海洋研究领域的应用取得了很好的效果^[33]。

岩心绝对年龄控制点由 AMS¹⁴C 测年方法提供。具体方法如下: 取 10~15 g 干样经过水泡开, 使用孔径为 63 μm 的筛子冲洗, 收集筛子里的屑样, 烘干后称重。再将 >63 μm 的屑样用 150 μm 筛子干筛称重, 由此分别得到 >63 和 >150 μm 的屑样含量。在显微镜下鉴定并统计 >150 μm 的浮游和底栖有孔虫个体数量, 然后计算其丰度。分别在浮游有孔虫丰度较高的样品中, 挑出壳径大小在

150~250 μm 之间的 *Neogloboquadrina pachyderma* (*sin.*)(*Nps*)个体 1 000~1 200 枚进行 AMS¹⁴C 测年。该项测试在美国 Beta 实验室完成,测年上限为 43 500 年。¹⁴C 年龄使用 Calib 7.0 软件和 Marine 13 矫正曲线^[34-35]进行日历年计算,碳储库效应的校正为 1 300 年^[36]。

2.3 计算方法

2.3.1 生物 Ba、Si 计算方法

海洋沉积物中的 Ba 来源主要有非生物碎屑 Ba (*Ba_{det}*)、生物成因 Ba (*Ba_{xs}*)和热液 Ba 三种^[30]。由于研究区远离热液喷口,所以样品中的总 Ba 由前两部分组成,从而:

$$Ba_{total} = Ba_{xs} + Ba_{det} \quad (1) \text{ 或 } Ba_{xs} = Ba_{total} - Ba_{det} \quad (2)$$

选择 Ti 为陆源碎屑标准化元素,由于样品中的 Ti 全部来自陆源碎屑,即:

$$Ti = Ti_{det} \quad (3)$$

进而得出:

$$\frac{Ba}{Ti} = \frac{Ba_{det} + Ba_{xs}}{Ti_{det}} = const. + \frac{Ba_{xs}}{Ti_{det}} \quad (4)$$

其中 *Ti_{det}* 为陆源碎屑中的 Ti, *const.* 表示待定常数。由于 XRF 扫描无法给出元素的绝对含量数据,因此 Fagel 等广泛使用的标准化方法无法直接在此应用^[37]。但公式(4)表明,在 Ba 和 Ti 的散点图中,由于陆源碎屑中 Ti 和 Ba 成比例,因此,应落在一条以 *const.* 为斜率的直线上,如图 2a 和 2b。可以通过估计待定常数 *const.* 来求出 *Ba_{xs}*。Const. 最大的可能取值紧邻图 2a 和图 2b 中所有数据点之下,可通过

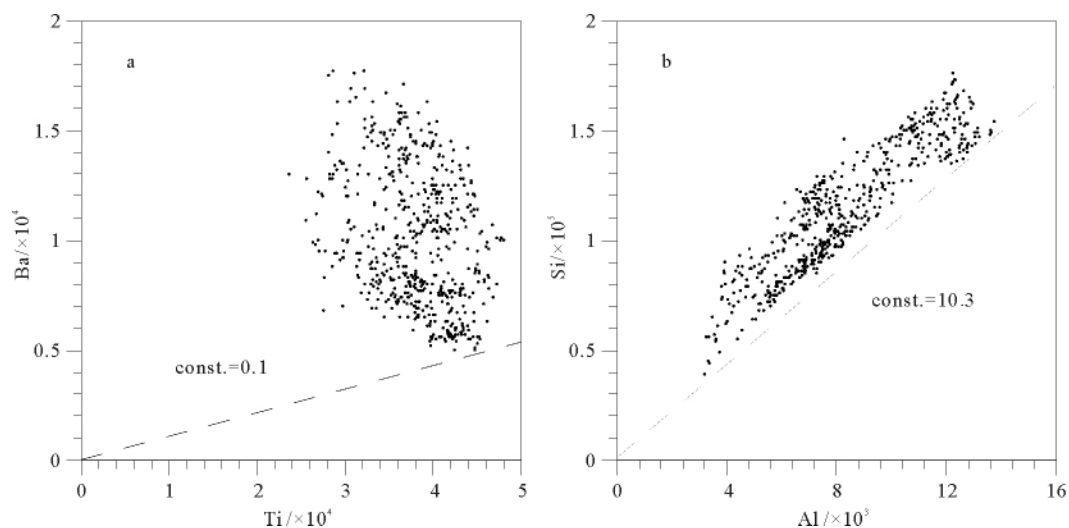
读图进行估计。本文中 *Ba_{xs}* 计算所采用的 *const.* 为 0.1(图 2a)。生物成因 Si(*Si_{xs}*)的计算与 *Ba_{xs}* 的计算方法相同,以 Al 为标准化元素,所用的 *const.* 为 10.4,如图 2b 所示,*Ba_{xs}* 和 *Si_{xs}* 计算结果见图 3。

2.3.2 年龄调谐

为了得到沉积物序列的地层年龄模式,使用 Analyseries^[38] 将 *Ba_{xs}* 随深度变化的序列调谐到 LR04-δ¹⁸O 曲线^[21],同时,参考¹⁴C 日历年龄作为绝对年龄控制点。具体方法如下:首先将 *Ba_{xs}* 随深度变化的序列中有¹⁴C 日历年龄的深度与深海底栖有孔虫氧同位素标准曲线 LR04-δ¹⁸O^[21] 上对应年龄点进行关联。然后根据形态对比,将 *Ba_{xs}* 记录的峰谷与 LR04-δ¹⁸O 记录^[21] 的峰谷分别对应,得到岩心的初始地层年龄模式,再对 LR04-δ¹⁸O 记录^[21] 和岩心 *Ba_{xs}* 初始地层年龄模式分别进行 100, 41 和 23 ka 3 个轨道周期上的滤波分析,并逐步将 *Ba_{xs}* 记录的 3 个轨道周期分量分别逐步调谐到 LR04-δ¹⁸O 记录^[21] 对应的 3 个轨道周期分量上,重复以上滤波和调谐过程,得到最终的地层年龄模式。

2.3.3 交叉小波分析

交叉小波分析是衡量两时间序列各频率分量在不同时刻的相互关系的有效方法。本文将以上建立的 P1-02 岩心地层年龄模式中的 *Ba_{xs}* 时间序列与 LR04-δ¹⁸O 时间序列^[21] 分别进行等时间间隔插值,插值间隔为 1 ka/点,选取 Morlet 小波函数对两时间序列进行交叉小波一致性分析^[39],以对本文所建立的 P1-02 地层年龄模式调谐效果进行评估和检验。



a: 示意扣除碎屑 Ba; b: 示意扣除碎屑 Si,图中 *const.* 表示陆源碎屑的 Ba/Ti 和 Si/Al 比

a: detritus Barium deduction; b: detritus Silicon deduction. Const. refers to Ba/Ti and Si/Al ratios of continental detritus in both figures

图 2 东南极普里兹湾 P1-02 岩心 XRF 元素扫描的 Ba-Ti, Si-Al 散点图

Fig. 2 Ba-Ti, Si-Al scatter plots of core P1-02 from Prydz Bay, East Antarctica

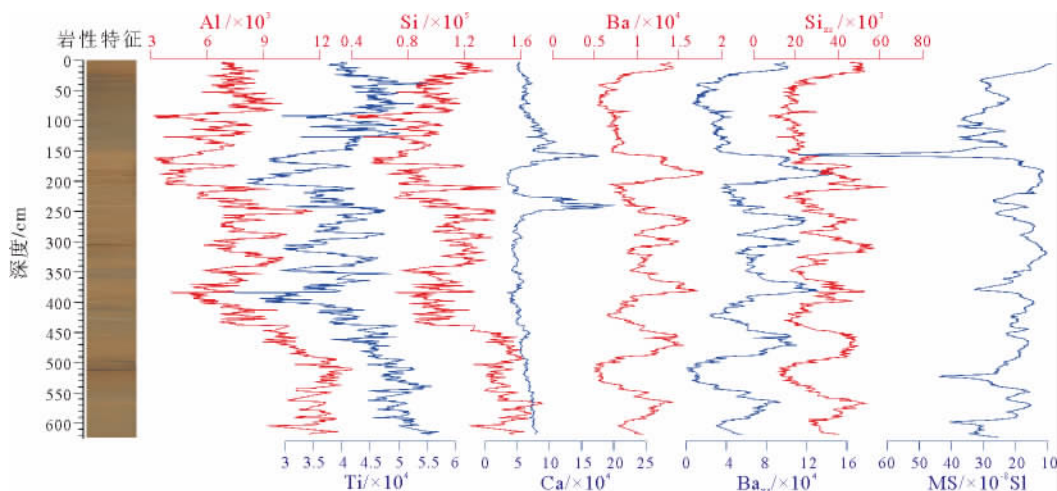


图 3 东南极普里兹湾 P1-02 岩心 XRF 元素相对含量和磁化率(MS)随深度变化

Fig. 3 Elements and Magnetic Susceptibility patterns of core ANT30/P1-02 from Prydz Bay, East Antarctica

3 结果

3.1 XRF 元素相对含量和磁化率随深度的变化

Al 和 Ti 是陆源碎屑的特征元素,普里兹湾 P1-02 岩心 XRF 元素扫描结果显示,它们随深度变化趋势相似(图 3)。这两个元素随深度的变化趋势大致可以分为三个阶段,分别为 0~200、200~400 和 400~624 cm。各段之间以局部相对低的值为分界线。Si 元素与 Al、Ti 变化趋势也相近,说明 Si 元素主要来自陆源碎屑,或者 Si 所反映的生产力随陆源碎屑变化而变化。Ca 元素在深度 130~160 和 220~250 cm 出现两个高峰,与在这两个层位发现的大量有孔虫相一致,而其他层位的钙质有孔虫含量相当稀少(武力等,未发表资料)。Ba 元素在整个岩心深度上都表现出明显的旋回性。计算所得 Ba_{xs} 与 Ba 元素具有完全一致的变化趋势。 Si_{xs} 也具有与 Ba 元素和 Ba_{xs} 相似的旋回性,仅仅在少数层位 Si_{xs} 的增长超前于 Ba 和 Ba_{xs} 。计算结果表明 Ba_{xs} 占总 Ba 的 0~84%,平均 58%。而 Si_{xs} 仅占总 Si 的 0~56%,平均 27%。从平均值来看,沉积物中 Ba 有一半以上是生物成因的,而 Si 则大多来自陆源碎屑。另外,岩心照片中显示出明暗相间的旋回性特征,这种旋回性也对应于 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 的旋回性,即 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 的低值层位对应于岩心照片中的暗色层位,而 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 的高值层位对应于照片中的亮色层位。

磁化率随深度变化趋势与 Al、Ti 等陆源碎屑特征元素不同,表现出一定的旋回性,但这种旋回性与 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 所表现出的旋回性之间的关系较为复杂。

一般而言,P1-02 中岩心磁化率的高低起伏往往与 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 的高低起伏呈反相关,即 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 的高值对应磁化率的低值, Ba_{xs} 和 Si_{xs} 的低值对应磁化率的高值,但一些层位磁化率的高低起伏与 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 值的起伏呈正相关,如 350~400 cm 处;在另一些层位, Ba_{xs} 和 Si_{xs} 表现出明显的高低起伏,但是磁化率基本保持不变,如 425~510 cm,由此可见磁化率与 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 之间并无一致的对对应关系。

3.2 AMS¹⁴C 测年

南极普里兹湾 P1-02 岩心中浮游有孔虫 Nps 的 AMS¹⁴C 测年结果显示,5 个年龄数据未见倒转(表 2),但在深度分别为 137、163 和 227 cm 的 3 个年龄数据已经超过¹⁴C 的有效定年范围(<43 500 a),说明 114~137 cm 之间的年龄已经超过 43 500 a。¹⁴C 年龄使用 Calib 7.0 软件和 Marine 13 校正曲线^[34-35] 进行日历年计算,碳储库效应的校正为 1 300 年^[36]。

表 2 东南极普里兹湾 P1-02 岩心中浮游有孔虫 Nps 的 AMS¹⁴C 测年结果和年龄校正
Table 2 Nps AMS¹⁴C dating results of core P1-02 from Prydz Bay, East Antarctica

样号	深度/cm	¹⁴ C 年龄/a	校正年龄/a
BETA 395571	92	24 710±110	27 443±223
BETA 400276	114	34 050±240	36 661±355
BETA 400277	137	>43 500	-
BETA 395573	163	>43 500	-
BETA 395574	227	>43 500	-

3.3 地层年龄框架建立

普里兹湾 P1-02 岩心中 Ba_{xs} 随深度高低起伏的

旋回性变化明显,共有 5 个类似于冰期-间冰期的旋回。中更新世气候转型期后,深海氧同位素和南极冰心气候记录都表现出明显的 100 ka 周期^[21,40]。我们首先将 P1-02 中两个有效的 AMS¹⁴C 年龄层位对应到 LR04- $\delta^{18}O$ 曲线^[21]的相应位置作为绝对年龄控制点,然后基于生产力指标 Ba_{xs} 与气候的同步变化,将 Ba_{xs} 深度记录调谐到 LR04- $\delta^{18}O$ ^[21] 时间坐标上,同时参考南极 EDC 冰心氧同位素记录^[28],由此获得 P1-02 岩心中 10 个深度上与之对应的额外年龄控制点,并利用插值方法将深度转换为年龄,建立了该岩心的初步年代框架(图 4)。

在上述初步的年代框架基础之上,将 Ba_{xs} 的 100、41、23 ka 周期分别与 LR04- $\delta^{18}O$ ^[21] 中这 3 个周期一一精确调谐对应,得到 P1-02 岩心最终年龄模式其时间跨度为 523.1 ka(图 5)。

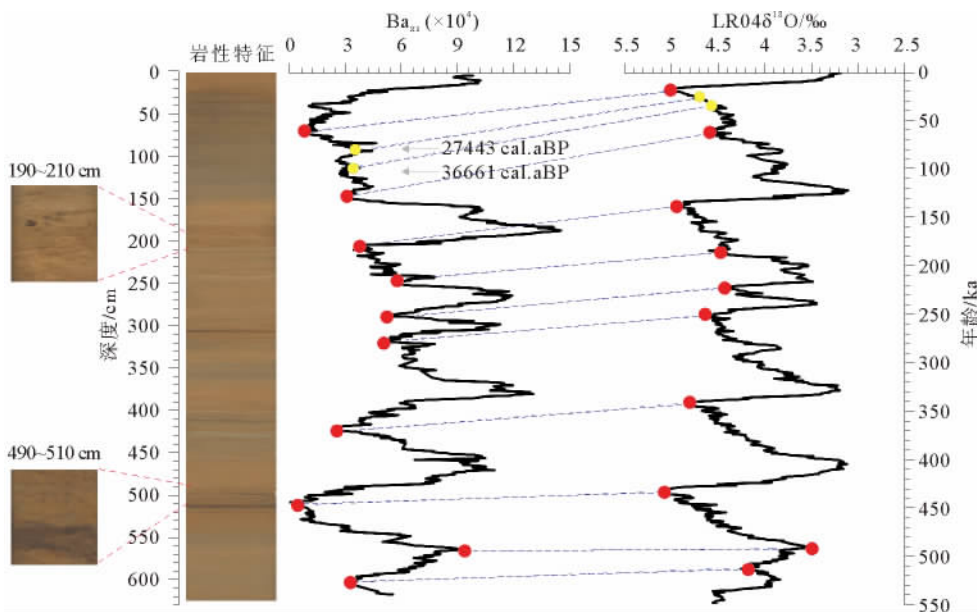
LR04- $\delta^{18}O$ 作为全球冰体积的替代指标反映了轨道尺度上全球气候的变化模式^[21],而 EDC- δD ^[28] 反映的是东南极大陆上空大气温度的变化模式,是区域气候信号。我们之所以选择 LR04- $\delta^{18}O$ 曲线^[21]而非 EDC- δD 曲线^[28]作为年龄调谐目标曲线,一方面是由于 LR04- $\delta^{18}O$ 曲线^[21]和 EDC- δD 曲线^[28]的变化模式在轨道尺度上几乎是完全一致的,因此,无论选择哪一条曲线作为调谐目标,所得到的结果都不会产生实质性差别;另一方面则是由于

EDC- δD ^[28] 所显示的冰期时南极大气温度几乎恒定缺少变化,而且几个冰期最冷时期的南极大气温度几乎位于同一水平。而 LR04- $\delta^{18}O$ 曲线^[21]在轨道尺度上气候变化的辨识度更高,将 Ba_{xs} 调谐到 LR04- $\delta^{18}O$ 曲线^[21]也就更加精确。调谐结果也显示 Ba_{xs} 的 5 个冰期旋回形态特征(特别是冰期)与 LR04- $\delta^{18}O$ 曲线^[21]的表现更一致。此外,调谐结果显示 P1-02 沉积速率在冰期旋回中具有很好的规律性,即每个冰期旋回中沉积速率在冰期末期开始快速增高,在冰消期或间冰期初期时达到最高,之后又不断降低。但是磁化率却并未表现出明确的规律性。

4 讨论

4.1 年龄模式的检验

为了对以上建立的 P1-02 地层年龄模式调谐效果进行评估和检验,将 P1-02 中的 Ba_{xs} 时间序列与 LR04- $\delta^{18}O$ ^[21] 时间序列分别进行等时间间隔插值,插值间隔为 1 ka,对两时间序列进行交叉小波一致性分析^[39]。计算结果显示(图 6),调谐后 Ba_{xs} 时间序列与 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21]在偏心率(100 ka)、斜率(41 ka)和岁差(23 ka)周期上都具有了显著的相关关系。 Ba_{xs} 时间序列在偏心率周期上与 LR04- $\delta^{18}O$



图中被蓝色虚线相连的红色圆点为初始年龄对比点,黄色圆点为浮游有孔虫 Nps 的 AMS¹⁴C 测年点,左侧截图为岩心扫描照片局部放大效果,以显示层理沉积构造

Red dots linked by blue dashed lines are the initial age control points; yellow dots are Nps. AMS¹⁴C dating points, the pictures at the left show bedding structures of selected core sections.

图 4 东南极普里兹湾 P1-02 岩心中 Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21] 初始对比

Fig. 4 Initial matching of Ba_{xs} and LR04- $\delta^{18}O$ ^[21]

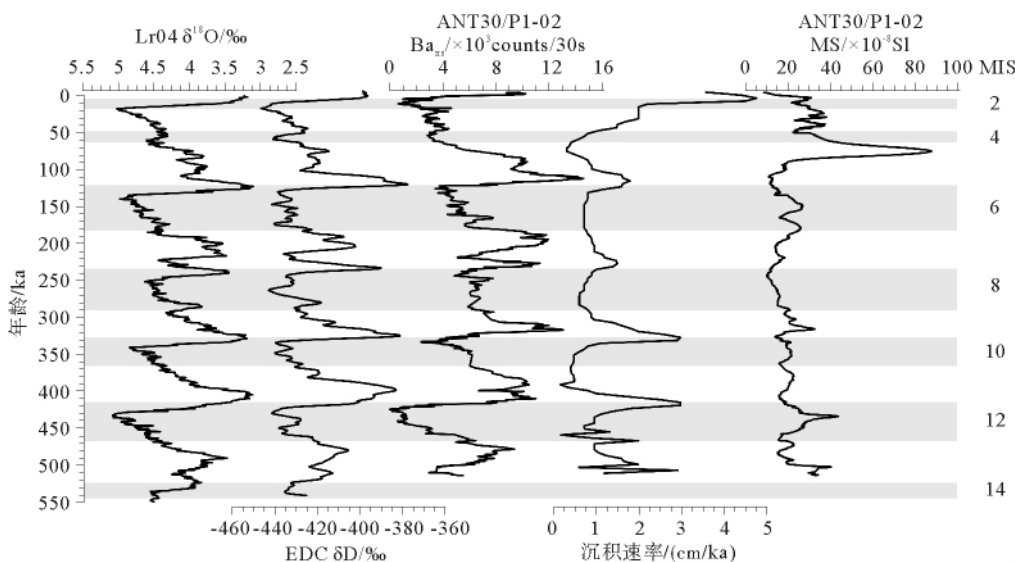


图 5 东南极普里兹湾 P1-02 岩心 523 ka 以来 Ba_{xs} 与沉积速率和磁化率的变化及其与 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21]和南极冰心 EDC δD ^[28] 的比较

Fig. 5 Temporal variation patterns of Ba_{xs} , sedimentation rate and MS since 523 ka of core P1-02 from Prydz Bay, East Antarctica, and comparison with LR04- $\delta^{18}O$ ^[21] and EDC δD ^[28]

记录^[21] 几乎没有相位差;在斜率周期上 Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21] 之间相位差小于 $\pm 30^\circ$,即斜率周期上两者之间的时间不一致小于 7 ka;在岁差周期上, Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21] 的相位差小于 $\pm 45^\circ$,即岁差周期上两者的时间不一致小于 6 ka。虽然在

斜率和岁差周期上 Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21] 存在一定的相位差,但两者在不同时间的相位差随机分布,不构成系统性的相位超前或者滞后关系,而且 6 和 7 ka 的时间不确定性相对于 523 ka 的长记录来讲比较小,说明调谐效果较为理想。该地层年龄模式在轨道尺度上具有足够精确的分辨率。

为了进一步验证该年代模式的合理性,将该年代模式与 P1-02 的古地磁的相对古强度(葛淑兰等,未发表资料)年代方法建立的年代框架进行了对比,结果表明两者相吻合。而且本研究所采用的调谐方法能够获得更高(轨道尺度)的时间分辨率。

4.2 生产力指标 Ba_{xs} 与气候变化的关系

南大洋以极锋为界,极锋以北生产力冰期高、间冰期低,生产力指标与风尘 Fe 通量具有一致的变化趋势。原因是在冷期生产力受到风尘 Fe 施肥刺激而勃发,而暖期由于风尘通量小,浮游植物(主要是硅藻)缺少 Fe 微量营养盐而受到限制^[27]。然而,在极峰以南,生产力表现出暖期高、冷期低的特征^[13,41]。在靠近南极大陆的季节性海冰区,控制生产力的因素包括海冰覆盖、海表混合层深度、营养盐水平、光照条件等^[42]。不过这些因素之间并非相互独立,特别是海冰覆盖会对混合层深度、营养盐供应以及光照条件等其他因素产生影响,因此,海冰覆盖可能是控制季节性海冰区生产力的主控因素,而海冰覆盖程度在轨道尺度上与深海氧同位素以及南极大气温度同步变化^[43]。生产力对气候变化的响应

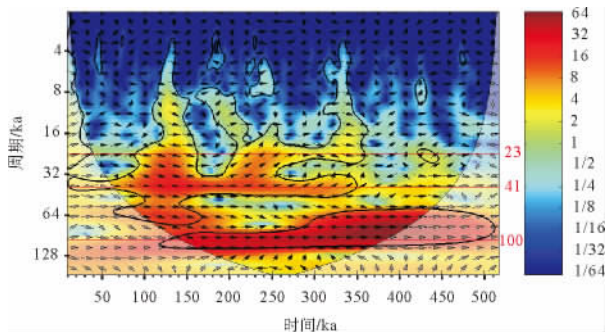


图 6 东南极普里兹湾 P1-02 岩心中 Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21] 时间序列交叉小波一致性检验

Fig. 6 cross wavelet coherency between Ba_{xs} of ANT30/P1-02 and LR04- $\delta^{18}O$ stack^[21]

图中黑色粗线为相对于红噪声置信度为 5% 的等值线,黑色细线标明了小波图的锥形区域,区域之外用浅色表示的图像区域可能受到边界效应的影响而发生变形。图中箭头代表 Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21] 的相位差,箭头向上代表 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21] 领先于 Ba_{xs} , 箭头向下代表 Ba_{xs} 领先于 LR04- $\delta^{18}O$ 记录^[21]。

非常迅速^[14],从而通过与已知气候记录的对比,可靠的生产力指标有望成为年代地层学对比的工具。

Ba_{xs} 大多以 $BaSO_4$ 的形式存在,控制 $BaSO_4$ 溶解的主要因素是环境的氧化还原状态。在氧化的沉积物中 Ba_{xs} 能很好地保存下来,而在还原的沉积物中, Ba_{xs} 有溶解而向海水迁移的趋势^[20,42,44-45]。控制蛋白石溶解的主要因素则主要是温度,在高温下蛋白石容易溶解,而在低温下蛋白石保存较好^[46]。尽管 P1-02 岩心沉积物中总 Ba 和总 Si 随深度变化趋势不同,但是计算得到的 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 随深度变化趋势则几乎一致,仅在少数层位有差异。由于控制两者保存效率的因素是相互独立的,说明沉积物中两者的变化趋势都主要受到表层海水中输出生产力的控制,而几乎不受各自保存效率的影响。但是以前的研究显示,就全球平均值而言 Ba_{xs} 在沉积物中保存效率约为 30%,远高于生物蛋白石保存效率^[16],蛋白石的保存效率仅为初始通量的 3%~6%^[46]。我们的计算表明,P1-02 岩心中的 Si 主要来自陆源碎屑,而 Ba 有一半以上为生物成因,所以相对而言,在普利兹湾海域 Ba_{xs} 是更加可靠的输出生产力指标。

如前所述,我们将 Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ ^[21] 对比调谐,建立了 P1-02 的高分辨率地层年龄模式,并证明了其合理性和精确性,我们继续将建立 P1-02 岩心

地层年龄模式的方法应用于 P5-03 和 P1-03 岩心,得到了这两个岩心的地层年龄模式(图 7)。对比表明,P1-02、P1-03 和 P5-03 这 3 个岩心中的 Ba_{xs} 随时间的变化趋势可相互印证(图 8),3 个岩心中的 Ba_{xs} 均表现出冰期低、间冰期高的一致变化模式,在轨道尺度上很好地响应于气候变化。

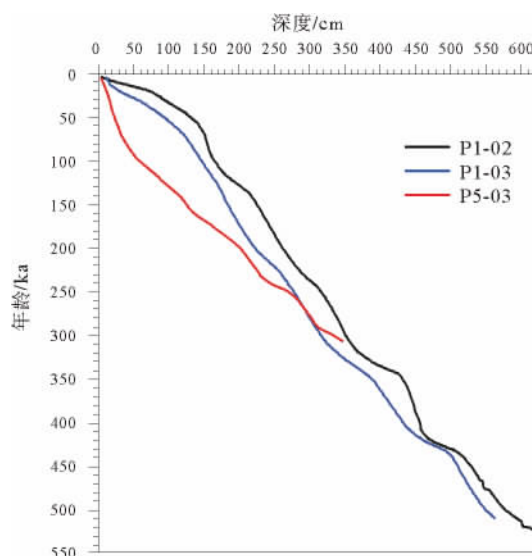


图 7 东南极普利兹湾 P1-02 和 P1-03 及 P5-03 岩心深度-年龄模式

Fig. 7 Plot of age versus depth of core P1-02, P1-03 and P5-03 from Prydz Bay, East Antarctica

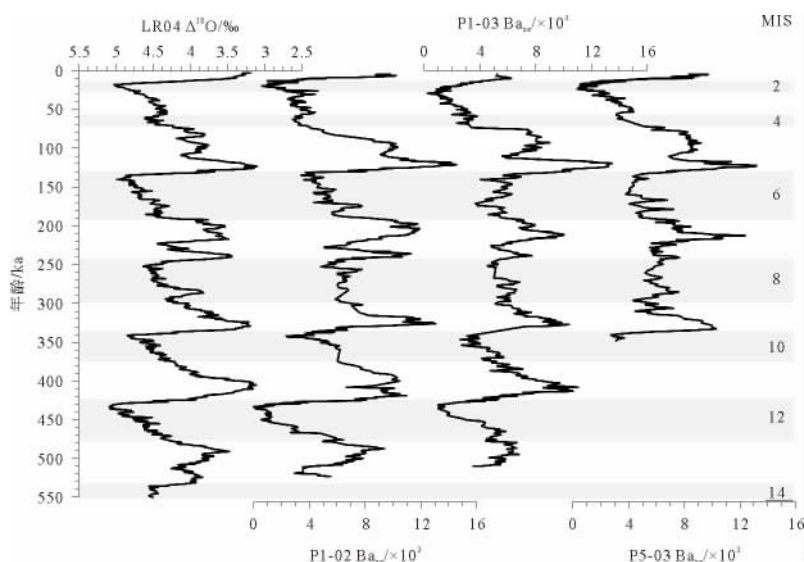


图 8 东南极普利兹湾 P1-02 与 P1-03 和 P5-03 岩心 Ba_{xs} 随时间的变化及其与 LR04- $\delta^{18}O$ ^[21] 的对比

Fig. 8 Ba_{xs} temporal variation of core P1-02, P1-03 and P5-03, and comparison with LR04- $\delta^{18}O$ stack^[21]

4.3 陆架至深海的沉积速率

普利兹湾陆坡扇地震和钻孔资料表明,780 ka 以来沉积速率相对于 780 ka 之前变低,趋于发育成

型,地层总体连续^[26]。而末次冰期以来陆架沉积物大多为混杂堆积夹杂硅质软泥沉积,沉积速率较高^[47]。

基于硅藻生物地层学的研究,ODP1167 站位岩

心 5.17 m 处年龄新于 660 ka,使用有孔虫进行电子自旋共振测年显示该站位 0.45 m 年龄大约为 36.9 ka^[29]。ODP1165 站位磁性地层学结果认为,5.37 mbsf 为布容/松山界面,年龄为 780 ka,6.97 mbsf 为贾拉米洛事件顶界,年龄为 990 ka^[5]。根据这些绝对年龄数据,估算普里兹湾陆坡到陆隆之间 780 ka 以来的平均沉积速率大约为 0.69~1.22 cm/ka,且陆坡(ODP1167)平均沉积速率(0.78~1.22 cm/ka)高于陆隆(ODP1165)平均沉积速率(0.69~0.70 cm/ka)。而陆架上 ODP740A 站位,末次冰期以来的平均沉积速率约 144~187 cm/ka^[30]。根据所建立的年龄模型计算 P1-02 的沉积速率在 0.15~4.76 cm/ka 之间,平均为 1.19 cm/ka。与 ODP1167 站位上部的平均沉积速率非常相近,而远远低于陆架末次冰期以来的平均沉积速率(表 3)。

前文提到在冰期末期沉积速率开始快速增高,在冰消期或间冰期初期时达到最高,之后又不断降低。特别是在 MIS1/2、9/10、11/12 沉积速率的高值尤为明显(图 5),这与岩心照片图 4 显示的沉积物颜色和沉积构造具有很好的对应关系。岩心照片显示,冰消期沉积物表现为不连续的棕色条带向亮色层位过渡的特征,且具有一定的层理构造,与冰期和间冰期的均匀沉积有显著区别,且在一个完整的冰期-间冰期旋回中,冰消期沉积速率最高。说明冰消期沉积物补给充足,且沉积环境变化剧烈,这可能是由于冰消期冰川快速消融后退,间歇性地将大量的陆源物质搬运沉积至此,加之快速恢复的生产力

造成高生物碎屑通量对原先沉积的棕色条带挤压所致;冰期沉积层位颜色暗淡,沉积速率较低,可能是由于长时间海冰覆盖导致一方面海表生产力较低,从而缺乏高亮度生物蛋白石^[48-49],另一方面,由于气候较冷,海冰和冰山携带的大量陆源碎屑物质在极地东风作用下被带到了更靠北的温暖海域沉积,而普里兹湾陆坡扇形成陆源物质沉积的匮乏地带,其沉积物来源主要为远洋沉积;间冰期沉积层位颜色较明亮,沉积速率相对较高,则与相对较高的 Si 质生产力和相对较多的陆源碎屑物质相一致。

4.4 沉积物中磁化率与气候的关系

使用沉积物中的磁化率与冰心风尘通量对比来获得沉积序列地层年龄框架的方法,在南大洋 Scotia 海区等地取得了成功^[1-2]。在这些成功的案例中,沉积物中的磁化率在冷期随着风尘通量的增加而增大。Yamazaki 和 Ikehara(2012)的研究表明,磁化率的增加部分原因可归结为生物磁铁矿的形成^[3]。然而,普里兹湾 ODP1165 站位的某些层位表现出磁化率的降低与高的溶解 Si 相对应,被认为是因为磁铁矿被还原形成 Fe-蒙脱石^[50],说明该指标不能作为地层划分和对比的工具。如前文所述,P1-02 岩心中磁化率与 $B_{a_{xs}}$ 和 Si_{xs} 不具有对应关系(图 3)。在本文所建立的地层年龄模式中,P1-02 岩心的磁化率在 70~90 ka 之间具有异常高值(图 5),达到 $85 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,在 MIS2-4、6、12 这 3 个冷期表现为局部高值,在 MIS5、5、7、10 这 3 个暖期表现为

表 3 东南极普里兹湾附近岩心定年及其沉积速率

Table 3 Age and sedimentation rate of cores from Prydz Bay, East Antarctica

站位/岩心	深度/cm	年龄/ka	沉积速率*/(cm/ka)	沉积速率范围(平均值)/(cm/ka)	定年方法
ODP1167 ^[29]	45	36.9	1.22		电子自旋共振测年
ODP1167 ^[29]	517	<660	>0.78	0.78~1.22(1.00)	硅藻地层学
ODP1165 ^[5]	537	780	0.69		古地磁
ODP1165 ^[5]	697	990	0.70	0.69~0.70(0.69)	古地磁
ODP740A-1R-1 ^[30]	21~26	1.92	144		有机质 ¹⁴ C 测年
ODP740A-1R-2 ^[30]	588~592	5.49	158		有机质 ¹⁴ C 测年
ODP740A-3R-1 ^[30]	1 450~1 454	9.48	187	144~187(167.40)	有机质 ¹⁴ C 测年
ODP740A-3R-1 ^[30]	1 516~1 520	10.18	180		有机质 ¹⁴ C 测年
ODP740A-3R-2 ^[30]	1 580~1 584	11.14	168		有机质 ¹⁴ C 测年
P1-02	92	27.44	3.35		有孔虫 ¹⁴ C 测年
P1-02	114	36.66	3.11	3.11~3.35(3.23)	有孔虫 ¹⁴ C 测年
P1-02	624	523.1	1.19	0.15~4.76(1.19)	本文方法

* 沉积速率=深度/年龄。即此处所计算的沉积速率为由岩心顶部到测年点的平均沉积速率。

局部低值。但是在 MIS9、13 这两个暖期,磁化率又表现为局部低值。磁化率高低与气候变化之间具有不确定的响应关系,说明影响磁化率信号的因素较复杂,难以用于地层划分和对比。

5 结论

(1) 普里兹湾陆坡扇晚第四纪沉积物中 Ba_{xs} 和 Si_{xs} 表现出强烈的旋回性,这种旋回性与冰期-间冰期的气候变化具有很好的对应关系。其中 Ba_{xs} 在普里兹湾具有较高的保存速率,是输出生产力的良好替代指标,其变化模式指示了气候变化。

(2) 基于 Ba_{xs} 所指示的输出生产力与气候之间具有很好的响应关系,将这 3 个岩心中的 Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ 曲线^[21] 进行对比,建立了具有轨道尺度分辨率的地层年代模式。经过 Ba_{xs} 与 LR04- $\delta^{18}O$ ^[21] 的交叉小波分析结果显示,两者在偏心率、斜率和岁差周期上都具有显著的相关关系,验证了该地层年龄模式的合理性和可靠性。而该地层年龄模式与该岩心 RPI 方法(葛淑兰等,未发表数据)所建立的地层年龄模式相吻合,但前者建立的地层年龄模式分辨率比后者更高。

(3) 根据普里兹湾陆坡扇所建立的地层年代模式,晚第四纪的平均沉积速率在 0.15~4.76 cm/ka 之间,平均为 1.18 cm/ka。其平均沉积速率与 ODP1167 站位上部的平均沉积速率一致(1.00 cm/ka)。该区沉积速率在冰期末期开始快速增高,在冰消期或间冰期初期时达到最高,之后又不断降低。冰消期沉积具一定的层理构造,而冰期和间冰期沉积无明显层理构造,间冰期沉积亮度相对较高,冰期沉积亮度相对较低。

(4) 普里兹湾陆坡扇晚第四纪沉积物磁化率与气候之间没有明确的响应关系,使用磁化率与冰心风尘相对比来建立地层年龄模式的方法^[1-2] 不适用于该海域。

致谢:感谢第 29 和 30 次中国南极考察航次全体船、队员在样品采集过程中的辛勤劳动!感谢极地中心岩心库提供样品。

参考文献 (References)

[1] Pugh S, McCave N, Hillenbrand 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: 113-123.

[2] Weber E, Kuhn G, Spreng D, et al. Dust transport from Pat-

agonia 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.

[3] Yamazaki T, Ikehara M. Origin of magnetic mineral concentration variation in the Southern Ocean[J]. Paleoceanography, 2012, 27: 343-355.

[4] Borchers A, Voigt I, Kuhn G, et al. Mineralogy of glaciomarine sediments from the Prydz Bay-Kerguelen region: relation to modern depositional environments[J]. Antarctic Science, 2011, 23: 164-179.

[5] Junntila J, Ruikkyr M, Strand K. Clay-mineral assemblages in high-resolution Plio-Pleistocene interval at ODP Site 1165, Prydz Bay, Antarctica[J]. Global and Planetary Change, 2005, 45: 151-163.

[6] Willmott V, Domack E W, Canals M, et al. A high resolution relative paleointensity record from the Gerlache-Boyd paleo-ice stream region, northern Antarctic Peninsula[J]. Quaternary Research, 2006, 66: 1-11.

[7] Baker R, McMillan D, Lumb I, et al. Chronology errors and their effects on the recovery of characteristic time scales of the geodynamo from relative paleointensity[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2006, 159: 267-275.

[8] McMillan G, Constable G, Parker L. Assessing the dipolar signal in stacked paleointensity records using a statistical error model and geodynamo simulations[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2004, 145: 37-54.

[9] Quidelleur X, Gillot Y, Carlut J, et al. Link between excursions and paleointensity inferred from abnormal field directions recorded at La Palma around 600 kyr[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 168: 233-242.

[10] Collins G, Hounslow W, Allen S, et al. Palaeomagnetic and biostratigraphic dating of marine sediments from the Scotia Sea, Antarctica: First identification of the Laschamp excursion in the Southern Ocean[J]. Quaternary Geochronology, 2012, 7: 67-75.

[11] Sugauma Y, Yokoyama Y, Yamazaki T, et al. ^{10}Be evidence for delayed acquisition of remanent magnetization in marine sediments: Implication for a new age for the Matuyama-Brunhes boundary[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 296: 443-450.

[12] Yamazaki T, Iokyr N, Eguchi N. Relative paleointensity of the geomagnetic field during the Brunhes Chron[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1995, 136: 525-540.

[13] Bonn J, Ginge X, Grobe H, et al. Palaeoproductivity at the Antarctic continental margin: opal and barium records for the last 400 kyr[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1998, 139: 195-211.

[14] Lamy F, Gersonde R, Winckler G, et al. Increased Dust Deposition in the Pacific Southern Ocean During Glacial Periods[J]. Science, 2014, 343: 403-407.

[15] Anderson R F, Barker S, Fleisher M, et al. Biological response to millennial variability of dust and nutrient supply in the Subantarctic South Atlantic Ocean[J]. Philosophical

- Transactions of the Royal Society, 2014.
- [16] Dymond J, Suess E, Lyle M. Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity[J]. *Paleoceanography*, 1992, 7: 163-181.
- [17] Dairs F, Goeyens L, Stroobant N. On suspended barite and the oxygen minimum in the southern ocean[J]. *Global Biogeochem*, 1990, 4: 85-102.
- [18] Paytan A, Griffith E M. Marine barite: Recorder of variations in ocean export productivity[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2007, 54: 687-705.
- [19] Schenau S, Prins M, De Lange G, et al. Barium accumulation in the Arabian Sea: Controls on barite preservation in marine sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65: 1545-1556.
- [20] Tribouillard N, Algeo J, Lyons T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update [J]. *Chem. Geol.*, 2006, 232: 12-32.
- [21] Lisiecki E, Raymo E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records[J]. *Paleoceanography*, 2005, 20: 1-17.
- [22] Passchier S, O'Brien P, Damuth J, et al. Pliocene-Pleistocene glaciomarine sedimentation in eastern Prydz Bay and development of the Prydz trough-mouth fan, ODP Sites 1166 and 1167, East Antarctica[J]. *Marine Geology*, 2003, 199: 279-305.
- [23] Taylor F, McMinn A. Late quaternary diatom assemblages from Prydz Bay, Eastern Antarctica[J]. *Quaternary Research*, 2002, 57: 151-161.
- [24] Hannah J. The palynology of ODP site 1165, Prydz Bay, East Antarctica: A record of Miocene glacial advance and retreat[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 231: 120-133.
- [25] Strand K, Passchier S, Nasi J. Implications of quartz grain microtextures for onset Eocene/Oligocene glaciation in Prydz Bay, ODP site 1166, Antarctica[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2003, 198: 101-111.
- [26] Cooper A K, O'Brien P E. Leg 188 synthesis: transitions in the glacial history of the Prydz Bay region, East Antarctica, from ODP drilling[C]//ODP Scientific Result. 2004, 188: 1-42.
- [27] Forsberg F, Florindo F, Grützner J, et al. Sedimentation and aspects of glacial dynamics from physical properties, mineralogy and magnetic properties at ODP Sites 1166 and 1167, Prydz Bay, Antarctica[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008, 260: 184-201.
- [28] Parrenin F, Barnola M, Beer J, et al. The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core[J]. *Climate of the Past*, 2007, 3: 485-497.
- [29] Theissen M, Dunbar B, Cooper K, et al. The Pleistocene evolution of the East Antarctic Ice Sheet in the Prydz bay region: stable isotopic evidence from ODP site 1167[J]. *Global and Planetary Change*, 2003, 39: 227-256.
- [30] Domack E W, Jull A J T, Donahue D J. Holocene chronology for the unconsolidated sediments at hole 740A: Prydz Bay, East Antarctica[C]//ODP Scientific Result. 1991, 119: 1-37.
- [31] Tjallingii R, Röhl U, Kölling M, et al. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2007, 8: 332-351.
- [32] Weltje J, Tjallingii R. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 274: 423-438.
- [33] Tian Jun, Xie Xin, Ma Wentao, et al. X-ray fluorescence core scanning records of chemical weathering and monsoon evolution over the past 5 Myr in the southern South China Sea [J]. *Paleoceanography*, 2011, 26: 1-17.
- [34] Reimer J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0~50 000 years cal BP[J]. *Radiocarbon*, 2013, 55: 1869-1887.
- [35] Stuiver M, Reimer J. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program[J]. *Editorial Comment*, 1993, 35: 215-230.
- [36] Domack E, Leventer A, Dunbar R, et al. Chronology of the Palmer Deep site, Antarctic Peninsula: a Holocene palaeoenvironmental reference for the circum-Antarctic[J]. *The Holocene*, 2001, 11: 1-9.
- [37] Fagel N, Dehairs F, André L, et al. Ba distribution in surface Southern Ocean sediments and export production estimates[J]. *Paleoceanography*, 2002, 17: 1-20.
- [38] Paillard D, Labeyrie L, Yiou P. Macintosh program performs time-series analysis[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 1996, 77: 379-379.
- [39] Grinsted A, Moore J C, Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series[J]. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2004, 11: 561-566.
- [40] Elderfield M, Ferretti P, Greaves M, et al. Evolution of Ocean Temperature and Ice Volume Through the Mid-Pleistocene Climate Transition[J]. *Science*, 2012, 337: 704-710.
- [41] Anderson R, Ali S, Bradtmiller L, et al. Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO_2 [J]. *Science*, 2009, 323: 1443-1448.
- [42] Anderson F, Chase Z, Fleisher 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: 1909-1938.
- [43] Wolff 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: 491-496.
- [44] McManus J, Berelson M, Klinkhammer P, et al. Geochemistry of barium in marine sediments: Implications for its use as a paleoproxy[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62: 3453-3473.

- [45] van Beek P, Reyss L, Bonte P, et al. Sr/Ba in barite: a proxy of barite preservation in marine sediments? [J]. *Marine Geology*, 2003, 199: 205-220.
- [46] Bidle D, Manganelli M, Azam F. Regulation of oceanic silicon and carbon preservation by temperature control on bacteria[J]. *Science*, 2002, 298: 1980-1984.
- [47] Domack E, O' Brien P, Harris P, et al. Late Quaternary sediment facies in Prydz Bay, East Antarctica and their relationship to glacial advance onto the continental shelf[J]. *Antarctic Science*, 1998, 10: 236-246.
- [48] Balsam L, Deaton C, Damuth E. The effects of water content on diffuse reflectance spectrophotometry studies of deep-sea sediment cores[J]. *Marine Geology*, 1998, 149: 177-189.
- [49] Balsam L, Deaton C, Damuth E. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores[J]. *Marine Geology*, 1999, 161: 141-153.
- [50] Florindo F, Roberts P, Palmer R. Magnetite dissolution in siliceous sediments[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4: 345-359.

HIGH RESOLUTION AGE MODEL OF LATE QUATERNARY MOUTH FAN AT PRYDZ TROUGH, EASTERN ANTARCTICA

WU Li¹, WANG Rujian¹, XIAO Wenshen¹, GE Shulan², CHEN Zhihua²

(1. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092; 2. Key Laboratory of Marine Deposition and Environmental Geology, First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061)

Abstract: A precise age model of a marine sediment sequence is essential for paleoceanographic reconstruction. It is critical to find out effective dating methods for sediments in high latitudes of the Southern Ocean as poor preservation of carbonates has limited the application of the widely used oxygen isotope stratigraphic methods. Here, we conducted high resolution magnetic susceptibility (MS) core scanning, X-ray fluorescence (XRF) core scanning and planktonic foram AMS ¹⁴C dating on cores of ANT29/P5-03, ANT30/P1-03, and ANT30/P1-02 collected from Prydz Trough Mouth Fan, East Antarctica during the 29th and the 30th Chinese National Antarctic Research Expeditions by *R/V Xuelong*, and found that Ba_{xs} is a reliable proxy for the paleo-export productivity of surface waters in the study area, which varies with global and East Antarctic climate at orbital scale. So age model of sediment sequence can be constructed by matching the Ba_{xs} of the sediment sequence to LR04 oxygen isotope stack^[21]. We constructed the age model of ANT30/P1-02 following above method and found that the sedimentation rate of ANT30/P1-02 ranges between 0.15 to 4.76 cm/ka with a mean of 1.18 cm/kyr which is similar to the average sedimentation rate of the upper strata of core ODP1167. The highest sedimentation rate of a whole glacial cycle occurs at deglacial period. Interglacial period has relatively higher average sedimentation rate than glacial period. Correspondingly, strata of deglacial periods have bedding structures. Interglacial sediments are brighter than glacial sediments though both of glacial and interglacial sediments are massive. MS signal of sediment at the study area appears to have arbitrarily responded to the global and the local climate changes. So the strategy to construct age model of marine sediment sequences by correlating the MS signal of sediments to dust concentrations of ice cores are inapplicable at Prydz Bay area.

Key words: export productivity; sediment age model; Late Quaternary; Prydz Bay