论文

西太平洋海山富钴结壳钙质超微化石变化与 E/O 界限的地质记录

张海生^{①②*}, 胡佳^{①②}, 赵军^{①②}, 韩正兵^{①②}, 于培松^{①②}, 武光海^{①②}, 雷吉江^{①②}, 卢冰^{①②}, PULYAEVA Irina A^③

① 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;

② 国家海洋局海洋生态系统与生物地球化学重点实验室, 杭州 310012;

③ State Scientific Centre Yuzhmoregeologia, Gelendzhik 353461, Russia

* E-mail: zhangsoa@163.com

收稿日期: 2014-08-24; 接受日期: 2014-11-19; 网络版发表日期: 2015-03-27

国家自然科学基金项目(批准号: 41076072, 40676025)资助

摘要 选择马尔库斯-威克海山区和麦哲伦海山区的 2 块壳结纹层记录, 进行生物地层学的精细研究, 并利用钙质超微化石的生物印痕分出时代: 马尔库斯-威克海山 CM1D03 年代为晚古新世到更新世, 而麦哲伦海山 CM3D06 结壳年代则更久远些——白垩纪晚期(约大于 70.0 Ma), 这表明不同海山的富钴结壳最初形成年代和富集特征具有显著的时空差异性, 而不同海山结壳层内部的古微体化石组合面貌、分布特征上的差别表明有关属种对大洋不同环境的适应性差异所致. 本文还利用结壳纹层中所保存的钙质超微化石种群数进行生态学研究, 寻找钙质超微化石变化与古新世末至渐新世初(E/O)界限地质事件的联系, 研究发现在 E/O 界线之交(对应 CM1D03 结壳的 25 mm 和 CM3D06 结壳的 58 mm 附近)生物群落发生明显演替和重组, 这些生物群落在 E/O 界限上下的改变所形成独特的生态结构, 无疑反映了西太平洋古生物群落对全球冷事件存在明显响应, 也说明结壳生长过程与全球气候变化有着紧密联系.

关键词马尔库斯-威克海山区
麦哲伦海山区
富钴结壳
超微化石
E/O 地质界限事件

世界大洋有孔虫氧同位素记录显示新生代以来, 地球气候从“暖室”进入“冰室”状态(Miller 等, 1991; Zachos 等, 2001; Zachos 等, 2008)经历了持续变冷过程和多次冰盖扩张事件, 其中发生在始新世末-渐新世初(E/O)界限附近的气候骤冷事件(EOGM), 它导致了南极大陆冰盖的出现, 同时伴随着全球海平面大幅快速下降(Katz 等, 2008)、全球范围的显著降温

(Dupont-Nivet 等, 2007; Lear 等, 2008)、大气 CO₂ 浓度的明显降低(Pearson 等, 2009)、赤道太平洋碳酸盐补偿深度近 1000 m 的变深(Coxall 等, 2005)海洋生物大规模的演替和重组(Williams, 2007), 该事件是地球系统中气候-环境-生物现代化进程中最为重要的事件. 目前, 越来越多的研究认识到大气 CO₂ 的快速下降在这一骤冷事件中起了极为重要的作用, 其变化

中文引用格式: 张海生, 胡佳, 赵军, 等. 2015. 西太平洋海山富钴结壳钙质超微化石变化与 E/O 界限的地质记录. 中国科学: 地球科学, 45: 508–519

英文引用格式: Zhang H S, Hu J, Zhao J, et al. 2015. Variations of calcareous nannofossils of cobalt-rich crusts and geological records at the Eocene-Oligocene transition in western Pacific seamounts. Science China: Earth Sciences, 58: 784–794, doi: 10.1007/s11430-014-5015-0

速率类似于现今地球由于人类活动引起的大气 CO_2 变化(Barrett, 2003). 因此, 研究 E/O 全球气候事件的地质记录和发生规律是开展未来全球气候变化预测最有效的途径之一.

在太平洋海区有一类特殊矿物(富钴结壳), 它们生长在大洋海山 800~3500 m 的裸露基岩上. 富钴结壳是一种水成沉积的类叠层石结构, 具典型的层状结构, 奇特的韵律性生长剖面蕴含着其生长过程中所保留下来的比较完整的古海洋演化信息(Cowen 等, 1993; 武光海等, 2006, 2007). 随着富钴结壳测年技术与同位素分析技术的提高, 结壳微纹层记录的古海洋事件可以与同期世界范围内重大地质事件对比(James 等, 1993; McMurty 等, 1994; Banakar 等, 2003), 成为近年来古海洋学研究的重要介质之一, 特别是新生代古海洋、古气候演化具有独特的意义.

钙质超微化石的现代类型, 即颗石藻被认为是地球上生产力最高的钙化生物, 是海洋环境生态链中最重要的初级生产者之一. 气候过渡期间生物属种变化是一个渐变过程, 但这类生物一般对环境条件(海温、海平面升降和营养条件)很敏感, 因此形成一些特定环境下的群落组合和成为突变环境的属种, 可为我们了解太平洋结壳生长过程中的古海洋细节提供了可能, 并已经建立起可供全球对比研究的精密详细的钙质超微化石记录和序列(张静等, 2007), 它与判断结壳沉积间断的地质学方法联用(潘家华等, 2007), 从而使钙质超微化石的生物地球化学成功应用于结壳内部不同层位的生长速率估算和年代厘定(武光海等, 2001a, 2001b; 苏新等, 2004). 本次结壳年代学研究, 采用了与沉积学研究中类似的生物地层学的方法和技术, 这种方法已被 Janin 和武光海等成功应用于中太平洋海山和波利尼西亚群岛(Janin, 1987a, 1987b; 武光海等, 2001b)、Schumann 海山(Cowen 等, 1993)、麦哲伦海山区(Melnikov 和 Pulyeva, 1994)、马尔库斯-威克海山(马维林等, 2007)的结壳定年.

本文对西太平洋不同海山(马尔库斯-威克海山区和麦哲伦海山区)富钴结壳中微体化石开展对比研究, 重点挖掘结壳中微体化石所反映的大洋古生态群——追踪大洋结壳生长过程中与重大地质界限事件(EOGM)的联系特征, 其研究结果也将拓展我们对海洋生物界与这一地质事件的深刻了解.

1 研究区海底构造背景

西太平洋海山区的洋底是太平洋中年龄最老的区域, 是现代大洋最早开始扩张的区域之一(Müller 等, 1997). 麦哲伦海山链、马尔克斯-威克海山群位于西太平洋, 是富钴结壳的重要成矿带(章伟艳等, 2008). 古纬度位于现在的法属玻利尼西亚群岛, 自中新世以来伴随太平洋板块一直向北、北西方向漂移到达现今的位置(Koppers 等, 2001), 期间经过赤道高生物生产力地区, 因此保留了源区和途径地带的特征, 间接反映了太平洋板块运动的方向和轨迹. 图 1 是采样站位图, CM1D03 结壳采集于马尔克斯-威克海山群的 Lamont 海山(157.52°E, 19.57°N, 水深 1358 m); CM3D06 结壳采集于麦哲伦海山的 Drangon 海山附近(153.1°E, 20.42°N, 水深 2490 m). 富钴结壳是一种深海底的铁锰氧化型矿物资源, 它们的发育和空间分布与大洋区板块构造运动、热点或裂谷火山岩浆活动、海山演化及古海洋环境变迁等诸因素密切相关(Matsuoka, 1992; 武光海等, 2003; 朱本泽等, 2011; Zhang 等, 2013).

2 古生物制样方法

富钴结壳 CM1D03 和 CM3D06 结壳厚度分别为 100 和 98 mm, 具典型的三层构造, 底部均发生了磷酸盐化(图 2). 基于能尽量控制结壳顶-底年代每个区间的设想、以建立起更加可信的年代区间框架, 对结壳典型的上、中、下每个构造层再细分若干子层, 依照岩石学标准从结壳的垂直方向面(厚约 1~5 mm)和水平方向面(宽约 2~5 mm)的合适剖面精细取样, 图 3 中富钴结壳全样中的梅花状标识是鉴定出标志种的采样位置; 在进行对结壳的钙质超微化石取样过程中, 同时对各层的上下界面处或紧靠界面的部位分别取样, 特别是对色泽或细微构造变化部位进行取样, 根据放大 2000~7000 倍或者更大倍数的需要, 寻找含有钙质超微化石的痕迹(图 3). 各类型的钙质超微化石印痕直接鉴定, 分别在每一壳层剥离新鲜薄片涂上一层薄金膜(6~9 mm)用于鉴定, 安装在 SEM 上的样品槽中在加速电压 18 kV 的条件下放大 $1 \times 10^3 \sim 2 \times 10^5$ 倍数进行观察(该工作由俄罗斯专家 Pulyaeva 教授亲自完成和鉴定).

图 1 太平洋海山和洋底年龄及结壳 CM1D03 和 CM3D06 采集点
据 Clouard 等(2005)

图 2 研究样品

红色花纹和其中的数字分别指标志种的采样点及编号. (a) CM1D03, (b) CM3D06

3 讨论和结果

3.1 富钴结壳显微构造及其意义

CM1D03 结壳表面十分光滑, CM3D06 结壳表面则较粗糙. 一般来说光滑型结壳多分布在海山周围, 而粗糙和半粗糙结壳多分布在海盆(章伟艳等, 2008), 二者的差异反映结壳生长过程中受底流冲刷作用的

强弱不同. Hein 等(1992)认为斑杂状构造、柱状构造和纹层状构造序列可指示结壳生长过程中周围水环境能量变化呈逐渐降低的趋势, 武光海等(2001a)认为结壳内部柱状构造比斑杂状构造所对应的底层流活动更强.

马尔库斯-威克海山区的 CM1D03 结壳底部基岩为玄武岩, 表面呈光滑坡状, 厚度为 100 mm, 具典

图 3 在结壳水平面(a)和垂直面(b)寻找钙质超微化石印痕的镜下照片

型的三层构造, 上下构造变化不大. 结壳内层分为 I 层、II 层(70~100 mm)致密状老壳层, 为亮黑色、硬度较大, 电子显微镜下结壳生长构造, 呈柱状构造, 黄褐色碳氟磷灰石交代壳中的充填细脉和碳酸盐以“胶结物”形式沾染于其间; 结壳疏松层分为 III 层(45~70 mm)和 IV 层(25~45 mm)质地疏松、为褐黑色、并伴有棕黄色细脉, 电子显微镜下呈渐变至局部斑杂状构造, 树枝状构造、其间夹杂大量岩屑块(内含有孔虫团块); 结壳外层分为 V 层(8~25 mm)和 VI 层(0~8 mm)为较致密状的新结壳, 呈碳黑色、具强金属光泽, 硬度较大, 电子显微镜下为较致密的柱状构造为主, 几无碎屑物质(内含有孔虫碎壳团块), 世代间色泽变化不大.

麦哲伦海山区 CM3D06 富钴结壳下伏基底岩石为磷块岩, 表面粗糙型, 厚度为 98 mm, 具典型的三层构造, 层间色泽存在明暗、稀疏的变化. 结壳内层分为 I 层、II 层(68~98 mm)质地致密呈暗棕色, 电子显微镜下结壳生长构造, 以平缓纹层状构造, 结壳中碳氟磷灰石(CFA)细脉穿切底部多层结壳; 结壳疏松层分为 III 层(68~58 mm)和 IV 层(28~58 mm)质地疏松, 电子显微镜下显微结构呈斑杂状构造、树枝状构造, 层间夹杂大量脉石矿物和黄色碎屑物质, 与上下层界限分明, 在 68~58 mm 壳层内含有孔虫碎壳团块, 而在 28~58 mm 钙质超微化石破碎率提高; 结壳外层

分为 V 层(28~13 mm)和 VI 层(13~5 mm)亦较致密, 呈棕黑色, 镜下为柱状构造为主, 组成较为纯净单一.

通过宏微观察, 发现 CM1D03 结壳各层面色泽变化不大, 但其构造界面分层明显, 在 70, 25 mm 处具有明显分界线, 正好是新、老结壳层与中间疏松层的分界; 麦哲伦海山区 CM3D06 结壳三层结构构造各界面间的色泽呈极好的韵律性变化, 特别是在老结壳底部的 85, 58 和 28 mm 处出现明显的色泽韵律性变化, 这种独特的构造分界可能就是一种地层中常有灾变性的地质特征——似乎蕴含着该特定时间古气候“骤变”的重要信息(由暖变冷).

3.2 钙质超微化石组合和年代划分对比

本文的钙质超微化石识别是参考已发表电子显微镜照片(Roth, 1973; Edwards 和 Perch-Nielsen, 1975), 以及结壳纹层定年是每个被鉴定层位中钙质超微化石的年代交集来确定, 特别关注其中是否存在标志种(时标), 基于它们在生物地层学时标中的出现和未现带或亚带来确定(Martini, 1971; Gartner, 1977; Okada 和 Bukry, 1980). 本文中的每个钙质超微化石的时带分布均广泛参考沉积物岩芯钙质超微化石分析的文献资料(Martini 和 Worsley, 1970; Martini 和 Worsley, 1971; Bukry, 1973a, 1973b; Bukry, 1978). 生物印模的种群数量在一定程度上指示了西太平洋

海山区生物生产量变化, 研究发现马尔库斯-威克海山区 CM1D03 结壳和麦哲伦海山 CM3D06 结壳层中生物印模上种群数量均在底部较少, 但两座海山结壳中的古微体化石组合面貌有所不同, 表明钙质超微化石群落分布具有显著区域性特点, 也是有关属种对不同环境的适应性差异所致。

CM1D03 结壳钙质超微化石鉴定结果: 老结壳 100~70 mm 层段, 钙质超微化石化为 *Coccolithus pelagicus*(图 4(a)) 和 *Discoaster multiradiatus*, 按 Martini(1971)和 Okada 等(1980)钙质超微化石分带, *Discoaster multiradiatus* 是 NP9(或 CP9)的标志种, 出现并繁盛于晚古新世, 对应于钙质超微化石带 NP9(或 CP8-CP9), 形成时代为晚古新世至早始新世; 70~25 mm 化石群组合为 *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra bisecta* *filewiezn*, *Reticulofenestra reticulata*(图 4(c)), *Calcidiscus simplex*(图 4(b)), 部分钙质超微化石被铁锰化合物溶解和取代, 对应于化石带 CP12-CP15(或 NP14-NP20), 形成时代为中始新世; 25~8 mm 层段钙质超微化石组合为 *Cyclicargolithus floridanus*(图 4(d)), *Coccolithus* sp. 和 *Cruciplacolithus neohelis* 对应于 Bukry(1975)钙质超微化石带 CN3-CN5a, 形成时代为中新世-上新世(早期); 新结壳层 8~0 mm 钙质超微化石组合为 *Pseudoemiliana lacunosa*(图 4(e)), *Helicosphaera sellii*(图 4(f)), *Oolithus* sp. 和 *Syracosphaera pulchra*, 识别出更新世的钙质超微化石组合, 其中 *Helico-*

sphaera sellii 是早更新世的一个标志种, 而 *Pseudoemiliana lacunosa* 最早出现于上新世(Beegren 等, 1985; Bolli 等, 1989), 综合推测时代为上新世-更新世。

CM3D06 结壳钙质超微化石鉴定结果: 老壳层 98~85 mm 层段, 钙质超微化石化为 *Zigodicus spiralis*(图 5(a)) 和 *Watznaneria bconesae*(图 5(b)) 和 *Broisonia parka*, 颗石藻(*Watznaneria barnesae*)是白垩纪远洋沉积中最为常见暖水种之一, 且抗溶性最强(Shumenko, 1987; 刘怀宝和 Watkins, 2004), 因此时代划分为晚白垩纪, 可能大于 70 Ma; 85~68 mm 层段钙质超微化石总体上对应于 Okada 和 Bukry 划分的化石带 CP8-CP9(对应于 55 Ma), 由 *Coccolithus formosus*, *Discoaster multiradiatus*(图 5(c)), *Discoaster mohleri* 和 *Discoaster* sp. (图 5(d)) 组成, 时代划分为晚古新世-早始新世; 68~58 mm 层段钙质超微化石组合为 *Coccolithus formosus*, *Reticulofenestra coentura*, *Chiasmolithus consuetus*, *Sphenolithus moriformis*, *Transversopontis pulcher*, *Ericsonia fenestrata*, 结壳地层形成时代对应于 NP14-NP20 或 CP12-15(中始新世-晚始新世); 58~28 mm 层段钙质超微化石组合 *Coccolithus pelagicus*, *Trochoaster duplex*(图 5(e)), *Pontosphaera distincta*, *Ericsonia obruta*, *Umbilicosphaera sibogae*, 结壳形成时代对应于 NP14-NP20 或 CP12-15(中新世-中新世晚期); 28~5 mm 层段钙质超微化石组合为 *Cyclococcolithina leptopora*, *Umbili-*

图 4 CM1D03 富钴结壳代表性微浮游生物化石电子扫描显微照片

(a) *Coccolithus pelagicus*; (b) *Calcidiscus simplex*; (c) *Reticulofenestra reticulata*; (d) *Cyclicargolithus floridanus*; (e) *Pseudoemiliana lacunosa*; (f) *Helicosphaera sellii*

图 5 CM3D06 富钴结壳代表性微浮游生物化石电子扫描显微照片

(a) *Zigodicus spiralis*; (b) *Watznaueria barnesae*; (c) *Discoaster multiradiatus*; (d) *Discoaster* sp.; (e) *Trochoaster duplex*; (f) *Umbilicosphaera sibogae*

cosphaera sibogae(图 5(f)), *Oolithus* sp., *Neosphaera coccolithomorpha* 和 *Ericsonia pauciperforata*, 结壳形成时代划分为上新世到更新世.

本文利用结壳地层层序中钙质超微化石的生物印痕模板分出时代, 马尔库斯-威克海山区 CM1D03 富钴结壳样品时代: 晚古新世-早始新世、中始新世-晚始新世、中中新世-上新世和上新世-更新世(图 6); 而麦哲伦海山区 CM3D06 结壳年代: 晚白垩纪-晚古新世-早始新世、中始新世-晚始新世、中中新世-中新世晚期和上新世-更新世. 这表明 CM1D03 结壳是在 55.0 Ma 开始生长, 而 CM3D06 结壳生长年代可能大于 70.0 Ma, 根据文献可知 CM1D03 结壳所在的 LAMONT 海山形成年代约在 90.5~81.5 Ma, CM3D06 结壳所在的 Drangon 海山形成年代约在 95 Ma (Clouard 和 Bonneville, 2005). Jeong 等(2000)认为海山环境不稳定是导致结壳形成年代差异的原因之一, 在地质时期太平洋发生了一系列构造运动和重大地质事件, 古海洋环境也发生了显著的变化, 结壳只有在合适的条件下才能够生长. 结壳主要形成在最低含氧层(OMZ)以下, 碳酸盐补偿线(CCD)以上的界面内, 在源于深层富氧的南极底层水供水条件下, 在水中凝集沉淀那些依附于海山上的玄武岩、火山凝灰岩、碳酸盐岩、磷酸盐岩、硅质岩、泥岩和砂岩等硬质基岩表面成壳状或圈层状生长发育, 在其形成过程中同时接受了更多的生物沉积.

3.3 钙质超微化石群落组合变化与 E/O 界限地质事件的联系

E/O 界限被认为是新生代最显著的海洋生物演替时期, 钙质超微化石、底栖和浮游有孔虫大规模灭绝、海洋软体动物、硅藻、介形虫在这一时期发生了明显的演替(Ridgway 和 Sweet, 1995; Retallack 等, 2004; Pearson 等, 2008). 结壳中的钙质超微化石的现代类型是颗石藻, 其生命活动与气候冷暖、洋面升降、碳酸盐补偿深度、大洋水动力有密切关系, 如果已知某些特定生物群落分布的地层时代, 那么它们的存在和种类多寡也可以为 E/O 重大地质事件的研究提供重要的古生物生态变化的证据.

马尔库斯-威克海山区 CM1D03 结壳界面色泽变化上没有“突变”的边界, 结壳从上至下的色泽是一个渐变式过程, 但在结壳 25 mm 处有一明显的分界线(图 7), 有效地生物地层学手段将始新世末-渐新世初地质界限事件(E/O)定位在结壳 25 mm 附近, CM1D03 结壳在这一界限上下的钙质超微生物群落发生明显的剧烈变化, 它们的组合种类、及其丰度有很大差别, 存在明显的生物地层界线, 表明气候和环境变化已对海洋生物群落产生影响. 在 CM1D03 富钴结壳层 25 mm 以上(图 7 采样点 6 号样品)对应 E/O 界限附近之上的钙质超微化石以 *Reticulofenestra bisecta* filewiezn, *Reticulofenestra reticulata*, *Coccolithus*

图6 CM1D03 和 CM3D06 富钴结壳年代划分

*钙质超微化石的生物名称对应的长短不一的横线代表该生物种的生存阶段; 阴影区段代表利用不同生物种的年代交集确定的结壳层段的大致生长年龄时段定年方案参考文献. Martini 和 Worsley(1971); Bukry(1973a); Bukry(1975); Beeggren 等(1985); Bolli 等(1989); Eisenhauer 等(1992)

thus pelagicus, *Calcidiscus simplex*, 以及有孔虫团块组成, 该化石群组合应反映了当时始新世末大洋生存的颗石藻群落和浮游有孔虫面貌; 在 25 mm 以下

(图 7 采样点 7 号样品)对应 E/O 界限附近之下的钙质超微化石进行重新组合, 以 *Cruciplacolithus* sp., *Coccolithus* sp., *Cyclicargolithus floridanus*, 还有不太

图 7 CM1D03 结壳层 E/O 界限上下的钙质超微化石种群和组合演化

25 mm 以上界面(6 号截面样品): (a) (c) *Reticulofenestra bisecta filewiezn*; (b) *Reticulofenestra reticulata*; (d) *Coccolithus pelagicus*; (e) *Calcidiscus simplex*; (f) 颗石藻壳体 25 mm 以下界面(7 号截面样品): (g) 颗石藻壳体; (h) *Cruciplacolithus neohelis*; (i) *Coccolithus* sp.; (j) *Cyclocargolithus floridanus*

明确的个体较小的颗石藻属种频率较高地出现(图 7), 还出现浮游有孔虫碎壳(理论上是一些抗溶性强的种群), 生物群这一演化现象与气候环境变化有重要联系. 始新世-渐新世(E/O)界限就位于 25 mm 上下之中, 说明了在 E/O 界限附近发生了重要变化. 这一时期许多钙质超微化石、有孔虫灭绝(Marino 和 Flores, 2002; Prothero, 1999), 或极大多数浮游钙质超微化石在进入渐新世后个体变小, 分异度下降更适合低温环境生长(Dallai 等, 2001; Marino 和 Flores, 2002; Prothero, 1994). 以上与我们研究的结壳这一界限所保存的钙质超微化石群重组、属种显著变小、物种多样性可能减少(或增加)应该还是相吻合的, 说明了在 E/O 界限附近发生了重要变化.

同样在麦哲伦海山区 CM3D06 富钴结壳层中的钙质超微化石群落结构也发生显著的变化特征(图 8), 始新世-渐新世地质界限事件定位在结壳 58 mm 界线附近(图 8: 采样点 8, 9 号样品), 对应 E/O 界限之上的钙质超微化石组合以 *Transversopontis pulcher*, *Coccolithacea*, *Reticulofenestra* sp., *Cyclococcolithina*, (还有一些钙质超微化石壳体部分溶解或残缺)、含大量有孔虫整壳和部分较大碎壳团块; 在 58

mm 以下(图 8: 采样点 10 号样品)对应 E/O 界限之下有孔虫碎壳极少、或不再出现, 微体化石重新组合以 *Trochoaster duplex*(强烈的溶解), *Cyclococcolithina*(碎片), *Pontosphaera distincta*(残余, 壳部分溶解的残余), *Coccolithus pelagicus*, 还有许多个体微小颗石藻属种出现, 意味着这一时段许多微体古生物不能适应新的冷环境而大量灭绝、物种个体明显变小(图 8), 由于溶蚀作用小个体因其细微构造在保存过程中更容易溶蚀和破碎, 多数属种已无法进一步鉴定, 但是通过结壳的生物印模比较仍可看出, 在 E/O 界限之下, 钙质超微化石个体变小、破碎率提高, 特别由于强烈的溶解作用有孔虫几乎全部溶解, 这些特征显示在 E/O 界限之交, 有孔虫溶解作用迅速加强(拓守挺等, 2006), 表明了 E/O 事件时大洋表层生产力或深海碳酸盐溶解(CCD)均发生了重大变化.

E/O 事件还伴随着全球海平面的大幅快速下降(刘志飞等, 2003)、全球范围显著降温(Pagani 等, 2005; Liu 等, 2009)、大气 CO₂ 浓度明显降低(Prothero, 1999; Deconto 和 Pollard, 2003)、赤道太平洋碳酸盐补偿深度近 1000 m 的变深(Van Andel, 1975; Tripathi 等, 2005)、海陆生物均有不同程度的灭绝(Meng 和

图 8 CM3D06 结壳层 E/O 界限上下的钙质超微化石种群和组合演化

58 mm 以上界面(8, 9 号截面样品): (a) *Transversopontis pulcher*; (b) 钙质超微化石残迹, 壳体部分溶解; (c), (d), (f) *Cyclococcolithina*; (e) *Reticulofenestra coentura*. 58 mm 以下界面(10 号截面样品): (g) *Trochoaster duplex*; (h), (m) *Cyclococcolithina*; (i) *Pontosphaera distincta*; (j), (k), (l) *Coccolithus pelagicus*

McKenna, 1998; Retallack 等, 2004). 生物印模上的超微化石种群数量的多寡, 可用来泛指海洋生物生产率的变化, CM1D03 结壳记录的钙质超微化石种群在 E/O 界线之交发生重组现象, 且界线以下鉴定出的种属数量有减少倾向。但是, 如果我们重视和不去或略那些更微小被溶蚀的钙质超微化石种群, 那么 CM3D06 结壳总体上颗石藻生产量应该是增大的(至少是比 E/O 界线之前)。因为, 该时段正对应着大洋颗石藻繁盛、钙质生物生产力较高(Salamy 和 Zachos, 1999), 这一结果可能是大洋环流的改变使得上升流发育带来大量的营养物质造成, 与此同时 E/O 界线附近是新生代全球 CCD 变化最大的时期之一, 大洋碳酸盐溶解加强(Elderfield, 2002)。马尔库斯-威克海山

区和麦哲伦海山区结壳对大洋 CCD 的快速变深都有非常好的响应, CM3D06 结壳记录的生物群落变化特点更强烈一些, 这可能与 CM3D06 所在海山区水深(2490 m)较 CM1D03 深(1358 m), 故对 CCD 变深的响应更明显。在 CCD 深度之上, 尽管 CM1D03 结壳纹层中钙质超微化石和浮游有孔虫的方解石壳体被溶蚀, 但仍有许多抗溶碎壳存在, 相比较对 CCD 变化不如 CM3D06 结壳更敏感; 在 CCD 深度之下, CM3D06 结壳钙质超微化石被强烈溶解, 浮游有孔虫壳体已完全溶失。这些变化可能与碳储库的改变有重要关系, 这种控制作用只有通过生物泵来完成。碳酸盐溶解则是由于碳酸钙泵的作用, 将大气 CO₂ 泵入深海, 使得大气圈中的碳转化为深海沉积的碳

酸盐, 大洋碳储库发生重大改组, 从而可能造成气候快速变冷, 海平面大幅度下降, 南极大陆东部出现永久性冰盖(Zachos 等, 1996; Deconto, 2003).

4 结论

利用结壳纹层记录, 对 E/O 地质界线上下的钙质超微化石种群数进行研究, 寻找富钴结壳生长过程与古新世末-渐新世初(E/O)界限地质事件的联系,

研究发现西太平洋富钴结壳生长期对全球冷事件存在明显响应, 在 E/O 界线之交(对应 58 mm 附近)生物群落发生明显演替和重组, 这种生物种类的改变、形成独特的生态结构, 无疑反映了大洋生态环境的差异, 也说明结壳生长变化与全球气候变化紧密相关. 我们的研究表明, E/O 界限是具有深远意义的事件, 以上研究表明在富钴结壳纹层记录的钙质超微化石种群数变化和演替均能较好地记录了 E/O 界限附近的全球冷事件.

致谢 研究样品和航次相关资料由中国大洋协会提供, 大洋航次调查队员也为采集研究样品付出辛勤劳动.

参考文献

- 马维林, 金翔龙, 钟石兰, 等. 2007. 马尔库斯海脊富钴结壳的钙质超微化石生物地层学研究. 海洋学报, 29: 174–180
- 刘怀宝, Watkins D K. 2004. 北美西部内陆海盆 Niobrara 组的钙质超微化石及其环境意义 II: 古环境研究. 高校地质学报, 10: 26–38
- 刘志飞, Trentesaux A, Clemens S C, 等. 2003. 南海北坡 ODP1146 站第四纪粘土矿物记录: 洋流搬运与东亚季风演化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 271–280
- 潘家华, 张静, 刘淑琴, 等. 2007. 西北太平洋富钴结壳的钙质超微化石地层学研究意义. 地球化学, 28: 411–417
- 苏新, 马维林, 程振波. 2004. 中太平洋海山区富钴结壳的钙质超微化石地层学研究. 地球科学——中国地质大学学报, 29: 141–147
- 拓守挺, 刘志飞, 成鑫荣, 等. 2006. 南大西洋渐新世初碳酸盐记录(ODP 1263 站). 地球科学进展, 21: 800–805
- 武光海, 周怀阳, 杨树锋, 等. 2001a. 富钴结壳生长过程中铁锰氧化物矿物组合的变化. 矿物学报, 21: 137–143
- 武光海, 周怀阳, 陈汉林. 2001b. 大洋富钴结壳研究现状与进展. 高校地质学报, 7: 379–389
- 武光海, 周怀阳, 杨树锋, 等. 2003. 中太平洋海山演化史及其与富钴结壳的关系. 海洋地质动态, 19: 5–8
- 武光海, 周怀阳, 张海生, 等. 2006. 中太平洋地区两个铁锰结壳的生长幕研究. 地质学报, 80: 577–588
- 武光海, 周怀阳, 张海生, 等. 2007. 海山铁锰结壳中反映环境氧化程度的新指标. 中国科学 D 辑: 地球科学, 50: 371–384
- 张静, 于涛, 潘家华, 等. 2007. 西北太平洋海山富钴结壳中钙质超微化石. 微体古生物学报, 24: 61–75
- 章伟艳, 张富元, 胡光道, 等. 2008. 中西太平洋海山形态类型与钴结壳资源分布关系. 海洋学报, 30: 76–84
- 朱本泽, 梁德华, 崔兆国. 2011. 西太平洋麦哲伦海山链的海山地貌及成因. 中南大学学报(自然科学版), 42: 92–98
- Banakar V, Galy A, Sukumaran N, et al. 2003. Himalayan sedimentary pulses recorded by silicate detritus within a ferromanganese crust from the Central Indian Ocean. Earth Planet Sci Lett, 205: 337–348
- Barrett P. 2003. Palaeoclimatology: Cooling a continent. Nature, 421: 221–223
- Berggren W A, Kent D V, Flynn J J. 1985. Jurassic to Paleogene: Part 2 Paleogene geochronology and chronostratigraphy. Geol Soc London Mem, 10: 141–195
- Bolli H M, Saunders J B, Perch-Nielsen K. 1989. Plankton Stratigraphy: Volume 1, Planktic Foraminifera, Calcareous Nannofossils and Calpionellids. CUP Archive
- Bukry D. 1973a. Coccolith stratigraphy, eastern equatorial Pacific, Leg 16, Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 16: 653–711
- Bukry D. 1973b. Phytoplankton stratigraphy, deep sea drilling project leg 20, western Pacific Ocean. Init Repts DSDP, 20: 307–317
- Bukry D. 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean. Deep Sea Drilling Project Leg 32. Init Repts DSDP, 32: 677–701
- Bukry D. 1978. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils. Micropaleontology, 24: 44–60
- Clouard V, Bonneville A. 2005. Ages of seamounts, islands, and plateaus on the Pacific plate. Special Papers-Geol Soc Am, 388: 71
- Cowen J P, DeCarlo E H, McGee D L. 1993. Calcareous nannofossil biostratigraphic dating of a ferromanganese crust from Schumann Seamount. Mar Geol, 115: 289–306
- Coxall H K, Wilson P A, Pälike H, et al. 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. Nature, 433: 53–57

- Dallai L, Ghezzi C, Longinelli A. 2001. Fossil hydrothermal systems tracking Eocene climate change in Antarctica. *Geology*, 29: 931–934
- DeConto R M, Pollard D. 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*, 421: 245–249
- Dupont-Nivet G, Krijgsman W, Langereis C G, et al. 2007. Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition. *Nature*, 445: 635–638
- Edwards A, Perch-Nielsen K. 1975. Calcareous nannofossils from the southern southwest Pacific. *Init Repts DSDP*, 29: 469–540
- Eisenhauer A, Gögen K, Pernicka E, et al. 1992. Climatic influences on the growth rates of Mn crusts during the Late Quaternary. *Earth Planet Sci Lett*, 109: 25–36
- Elderfield H. 2002. Carbonate mysteries. *Science*, 296: 1618–1621
- Gartner S. 1977. Nannofossils and biostratigraphy: An overview. *Earth-Sci Rev*, 13: 227–250
- Hein J R, Bohrsen W A, Schulz M S, et al. 1992. Variations in the fine-scale composition of a central Pacific ferromanganese crust: Paleooceanographic implications. *Paleoceanography*, 7: 63–77
- James P C, Eric H D C, Donald L M. 1993. Calcareous nannofossil biostratigraphic dating of a ferromanganese crust from Schumann Seamount. *Mar Geol*, 115: 289–306
- Janin M C. 1987a. The Imprints of Cenozoic Calcareous Nannofossils from Polymetallic Concretions: Biostratigraphic Significance for two Crusts from the Central Pacific (Line Islands Ridge and Mid-Pacific Mountains). *Abh Geol*, 39: 121–141
- Janin M. 1987b. Micropaleontology of polymetallic concretions from the central Pacific: Clarion-Clipperton zone, Mid-Pacific Mountains, Line Islands and Tuamotu Archipelago (Eocene-Recent). *Mem Soc géol FrSer*, 152: 315
- Jeong K, Jung H, Kang J, et al. 2000. Formation of ferromanganese crusts on northwest intertropical Pacific seamounts: Electron photomicrography and microprobe chemistry. *Mar Geol*, 162: 541–559
- Katz M E, Miller K G, Wright J D, et al. 2008. Stepwise transition from the Eocene greenhouse to the Oligocene icehouse. *Nature Geosci*, 1: 329–334
- Koppers A P, Morgan J P, Morgan J W, et al. 2001. Testing the fixed hotspot hypothesis using ⁴⁰Ar/³⁹Ar age progressions along seamount trails. *Earth Planet Sci Lett*, 185: 237–252
- Lear C H, Bailey T R, Pearson P N, et al. 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology*, 36: 251–254
- Liu Z, Alain T, Steven C C, et al. 2003. Quaternary clay mineralogy in the northern South China Sea (ODP Site 1146)—Implications for oceanic current transport and East Asian monsoon evolution. *Sci China Ser-D Earth Sci*, 46: 1223–1235
- Liu Z, Pagani M, Zinniker D, et al. 2009. Global cooling during the Eocene-Oligocene climate transition. *Science*, 323: 1187–1190
- Müller R D, Roest W R, Royer J Y, et al. 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *J Geophys Res* (1978–2012), 102: 3211–3214
- Marino M, Flores J A. 2002. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil stratigraphy at Leg 177 Site 1090. *Mar Micropaleontol*, 45: 383–398
- Martini E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: *Proceedings of the Second Planktonic Conference*, Roma. 739–785
- Martini E, Worsley T. 1970. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 225: 289–290
- Martini E, Worsley T. 1971. Tertiary calcareous nannoplankton from the western equatorial Pacific. *Init Repts DSDP*, 7: 1471–1511
- Matsuoka A. 1992. Jurassic-Early Cretaceous tectonic evolution of the Southern Chichibu terrane, southwest Japan. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 96: 71–88
- McMurtry G, VonderHaar D, Eisenhauer A, et al. 1994. Cenozoic accumulation history of a Pacific ferromanganese crust. *Earth Planet Sci Lett*, 125: 105–118
- Melnikov M E, Pulyeva I A. 1994. Ferromanganese crusts of Markus- Wake Rise and Magellan Seamounts of the Pacific Ocean (in Russian). *Tikhooceanskaya Geologia*, 4: 13–27
- Meng J, McKenna M C. 1998. Faunal turnovers of Palaeogene mammals from the Mongolian Plateau. *Nature*, 394: 364–367
- Miller K G, Wright J D, Fairbanks R G. 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *J Geophys Res* (1978–2012), 96: 6829–6848
- Okada H, Bukry D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Mar Micropaleontol*, 5: 321–325
- Pagani M, Zachos J C, Freeman K H, et al. 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*, 309: 600–603
- Pearson P N, Foster G L, Wade B S. 2009. Atmospheric carbon dioxide through the Eocene-Oligocene climate transition. *Nature*, 461: 1110–1113

- Pearson P N, McMillan I K, Wade B S, et al. 2008. Extinction and environmental change across the Eocene-Oligocene boundary in Tanzania. *Geology*, 36: 179–182
- Prothero D R. 1994. The late Eocene-Oligocene extinctions. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 22: 145–165
- Prothero D R. 1999. Does climatic change drive mammalian evolution. *GSA Today*, 9: 1–5
- Retallack G J, Orr W N, Prothero D R, et al. 2004. Eocene-Oligocene extinction and paleoclimatic change near Eugene, Oregon. *Geol Soc Am Bull*, 116: 817–839
- Ridgway K, Sweet A. 1995. Climatically induced floristic changes across the Eocene–Oligocene transition in the northern high latitudes, Yukon Territory, Canada. *Geol Soc Am Bull*, 107: 676–696
- Roth P. 1973. Calcareous nannofossils. *Init Repts DSDP*, 17: 695–795
- Salamy K A, Zachos J C. 1999. Latest Eocene-Early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: Inferences from sediment accumulation and stable isotope data. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 145: 61–77
- Shumenko S. 1987. Calcareous Nanoplankton(in Russia). Moscow: Nedra
- Tripathi A, Backman J, Elderfield H, et al. 2005. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature*, 436: 341–346
- Van Andel T H. 1975. Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 26: 187–194
- Williams M. 2007. Deep-time perspectives on climate change: Marrying the signal from computer models and biological proxies. *Geol Soc London*
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693
- Zachos J C, Dickens G R, Zeebe R E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279–283
- Zachos J C, Quinn T M, Salamy K A. 1996. High-resolution (104 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, 11: 251–266
- Zhang H S, Zhao J, Han Z B, et al. 2013. Calcareous nannofossils and molecular fossils in cobalt-rich crusts and their response to the P/E global event. *Acta Geol Sin*, 87: 1264–1274