

从超微化石看南沙海区近 2 Ma 海水 上层结构的变化*

刘传联 成鑫荣

(同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092)

摘要 位于南沙深海区的 ODP1143 站 2.32 Ma 以来沉积物中钙质超微化石极为丰富, 平均每克沉积物中含 16×10^6 枚, 最高可达 53×10^6 枚, 最低也有 0.5×10^6 枚, 超微化石堆积速率变化在 1×10^6 枚到 278×10^6 枚/ $\text{cm}^2 \text{ka}$ 之间. 其中以生活在下透光带的 *Florisphaera profunda* 为主, 平均占 70%. 超微化石绝对丰度和堆积速率及 *F. profunda* 百分含量在垂向上呈现出两种不同时间尺度的变化. 一种是随冰期-间冰期旋回而波动, 另一种是历时数十万年的较长演化阶段. 从 2 Ma 来的 6 个阶段中可以看出南沙海区营养跃层深度的相应变化. 文中还初步讨论了引起这种变化的可能机制.

关键词 钙质超微化石 营养跃层 海水上层结构 南沙海区

自 Molfino 和 McIntyre 1990 年^[1]首次提出利用下透光带钙质超微化石 *Florisphaera profunda* 研究海水营养跃层深度变化的概念模式以来, *F. profunda* 相对丰度分析已经成为第四纪海水上层结构变化研究的一种常用手段, 在世界许多海区都得到广泛应用. 如 Ahagon 等^[2]在西北太平洋琉球海沟、成鑫荣和汪品先^[3]在冲绳海槽、Okada 和 Matsuoka^[4]及 Beaufort 等^[5]在印度洋、Bassinot 等^[6]在大西洋以及 Castradori^[7]在地中海的工作等等. 近年来, Baumann 等^[8]和 Kinkel 等^[9]又把超微化石绝对丰度和堆积速率作为海水古生产力的一种标志. 这样, 通过研究 *F. profunda* 相对丰度和上、下透光带超微化石的绝对丰度及堆积速率可以更好地探索海水上层结构的变化.

西太平洋暖池对全球气候有重大影响, 而温跃层深是暖池的特征. 南沙海区属于西太平洋暖池的一部分, 其海水上层结构变化的研究具有特殊意义^[10], 因为借此可以窥见整个西太平洋暖池的稳定性. 该区第四纪海水上层结构的演化, 翦知潜等曾用有孔虫做过研究, 得出了 1.5 Ma 以来海水温跃层深度的变化曲线^[11, 12]. 本文则以 ODP184 航次 1143 站所取岩芯为材料, 从钙质超微化石的角度, 对南沙海区近 2 Ma 来海水上层结构的变化进行探讨.

1 材料与方 法

1143 站位于南沙群岛的西北部($9^{\circ}21.72'N$, $113^{\circ}17.11'E$), 水深 2772 m(图 1). 该站共钻 A, B, C 3 个孔, 井深 512.4mcd¹⁾, 本次只对上部 108.56 m 的岩芯进行研究, 在 B 和 C 两孔共取样

2001-02-05 收稿, 2001-05-06 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 49999560)和国家重点基础研究专项经费(批准号: G1999043409, G2000078500)资助项目
1) mcd 为合成深度, 本文中 ODP1143 站井深一律采用合成深度, 以下简称 m, 不再说明

品 234 个, 样品间距分别为 30, 50 和 70 cm 不等. 该段岩芯主要为浅灰绿色的粘土和钙质超微化石组成的混合沉积物, 层理不明显, 偶夹有孔虫软泥组成的浊流层, 并有四层火山灰, 厚度在 2~9 cm 之间^[13].

样品处理方法采用 Baumann 等改进的自然沉淀法^[14]. 化石观察统计在偏光显微镜下放大 1000 倍进行. 本次研究重点鉴定 *F. profunda*, 而所有其他超微化石只统计总数, 不作进一步鉴定. 一般观察 10 个 1/4 视域, 分别统计 *F. profunda* 和其他超微化石的枚数, 两者的和一般均在 400 枚以上. 个别样品化石特别少时, 适当增加观察的视域数. 最后根据 Baumann 等^[13]计算绝对丰度的公式分别算出总超微化石、*F. profunda* 和其他超微化石的绝对丰度(每克沉积物中的枚数), 据此再换算出 *F. profunda* 的百分含量. 此外, 根据沉积速率(由下面讨论的年代格架计算出)和样品的干样密度(据船上测试数据^[12]插值得出)还计算了全部超微化石、*F. profunda* 和其他超微化石种类的堆积速率(计算公式见文献[15]).

1143 站年代地层格架主要根据底栖有孔虫 *Cibicidoides wuellerstorfi* 氧同位素剖面, 并经有孔虫和钙质超微化石初现面或未现面年龄调谐而得出^[16]. 由于超微化石与同位素分析样品间距不一致, 各个超微化石样品的年龄均经内插法求出, 结果本次研究最老样品(108.56 m)的年龄为 2.32 Ma.

2 结果

ODP1143 站 2.3 Ma 以来沉积物中钙质超微化石极为丰富, 平均每克沉积物中含 16×10^6 枚, 最高可达 53×10^6 枚, 最低也有 0.5×10^6 枚. 而其堆积速率变化在 1×10^6 枚到 278×10^6 枚/ $\text{cm}^2 \cdot \text{ka}$, 平均为 67×10^6 枚/ $\text{cm}^2 \cdot \text{ka}$. 超微化石组合中以 *F. profunda* 分布最广, 见于所有样品中, 而且除少部分样品外, 均以 *F. profunda* 占优势, 平均为 70%, 变化范围为 30%~100%(图 2). 从图 2 可以看出, 在垂向上, 超微化石绝对丰度、堆积速率和 *F. profunda* 百分含量呈现出如下两种不同时间尺度的变化.

2.1 冰期-间冰期旋回变化

间冰期时绝对丰度和堆积速率为高值, 而在冰期时为低值; 无论是从总超微化石还是分别从 *F. profunda* 和其他超微化石来看均是如此. 绝对丰度和堆积速率曲线都与底栖有孔虫氧同位素曲线对应良好. 个别例外处(如氧同位素期(MIS)27, 39 和 61 期), 可能是由于超微化石分析样品间距(平均 50 cm)大于同位素分析样品间距(10 cm), 样品较疏而未能反映出实际变化.

F. profunda 百分含量也随冰期-间冰期旋回变化, 但变化的规律与绝对丰度和堆积速率不

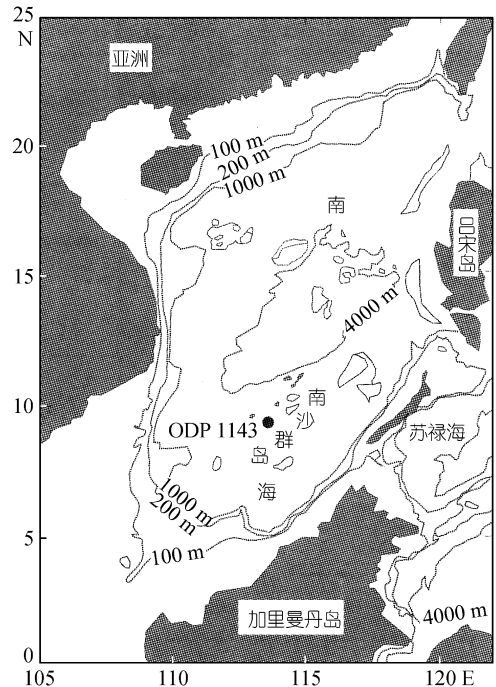


图 1 ODP 1143 站位图

同. 总体而言, 在 MIS22 期(0.9Ma)以前, *F. profunda* 百分含量冰期时高, 间冰期低; MIS22 期以后相反, 冰期时 *F. profunda* 百分含量低, 间冰期时含量高.

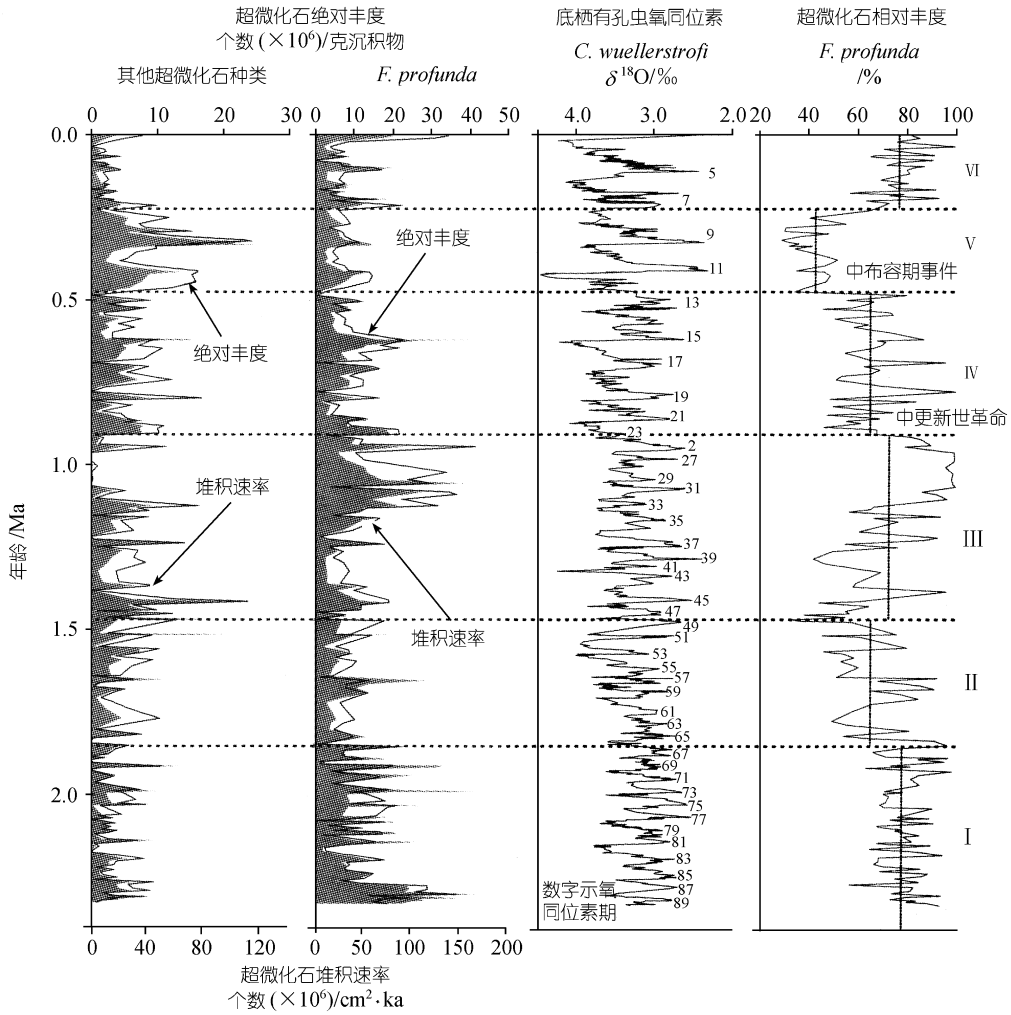


图 2 ODP 1143 站超微化石绝对丰度、堆积速率、相对丰度变化及与底栖有孔虫氧同位素的对比

2.2 长尺度变化

除了随冰期-间冰期旋回变化以外, ODP1143 站的钙质超微化石组合还有更长时间尺度的变化, 主要表现在 *F. profunda* 和其他属种的相对含量比例上, 总超微化石的绝对丰度和堆积速率变化并不显著. 综合这些指标, 自 2.32 Ma 以来, 南沙 ODP1143 站钙质超微化石组合的变化又可分成 6 个阶段(如图 2 和表 1).

阶段 I (2.32~1.84 Ma), 下透光带 *F. profunda* 的绝对丰度和堆积速率明显高于上透光带其他超微化石, 因此 *F. profunda* 百分含量较高, 平均为 79%, 但全段变化比较稳定. 阶段 II (1.84~1.47 Ma), *F. profunda* 绝对丰度降低, 而其他超微化石却逐渐升高, *F. profunda* 百分含量也逐渐降低, 虽然平均值为 66%, 但最低达 33%. 阶段 III (1.47~0.9 Ma), *F. profunda* 又开始

逐渐升高, 而其他超微化石却与此相反, 特别是在该阶段的顶部, *F. profunda* 可达 99% 以上. 阶段 IV (0.9~0.49 Ma), 在 0.9 Ma 左右, 即 MIS22 期, 其他超微化石含量突然升高, 而 *F. profunda* 突然下降, 从近 90% 降到 60%, 而在以后到 0.49 Ma, 两者的变化都较稳定. 阶段 V (0.49~0.22 Ma), 在 MIS12 期, 其他超微化石再次升高, 到 MIS8 期达到研究层段的最高值, 而 *F. profunda* 却进一步降低, 其百分含量也是研究层段的最低值. 阶段 VI (0.22~0 Ma), 其他超微化石迅速降低, 而 *F. profunda* 百分含量又开始变高, 并一直保持到现在.

表 1 ODP1143 站 2.3 Ma 以来超微化石演化阶段

阶段	时间间隔 /Ma	<i>F. profunda</i>		其他超微化石		<i>F. profunda</i> 百分含量/%
		平均绝对丰度 /10 ⁶ 个·g ⁻¹ 沉积物	平均堆积速率 /10 ⁶ 个·cm ⁻² ·(ka) ⁻¹	平均绝对丰度 /10 ⁶ 个·g ⁻¹ 沉积物	平均堆积速率 /10 ⁶ 个·cm ⁻² ·(ka) ⁻¹	
VI	0.22~0	9	34	2	10	77
V	0.49~0.22	7	21	11	42	42
IV	0.9~0.49	10	39	6	22	65
III	1.47~0.9	14	47	4	19	72
II	1.84~1.47	9	38	5	22	66
I	2.32~1.84	13	65	3	17	79

3 南沙海水上层结构的变化及可能机制

3.1 海水上层结构变化

上述超微化石的不同数据具有不同的古海洋学含义. 在开放性大洋中, 绝对丰度和堆积速率主要反映超微化石生产力的高低^[8]; 而 *F. profunda* 百分含量则主要受海水营养跃层深度所控制. Mofino 和 McIntyre^[1]在研究赤道大西洋表层沉积和第四纪钻孔样品时发现: *F. profunda* 的百分含量当海水营养跃层变深时增加, 营养跃层变浅时降低. 尽管 Ahagon 等^[2]提出 *F. profunda* 百分含量与海水浊度即透光性相关, 但在远离陆源的远洋区, 海水浊度主要由生物颗粒所造成. 当海水表层生产力高时, 生物颗粒通量大, 海水浊度也就大. 而表层生产力又与营养物质浓度相关, 营养物质浓度最终还是受营养跃层变化控制, 所以, 海水浊度实际上也是受营养跃层深度变化控制. 营养跃层变浅时, 上透光带超微化石的生产力高, 海水的浊度大, 透光性差, 抑制了下透光带 *F. profunda* 的生长, 所以其百分含量降低. 因此, 上述两种观点并不矛盾. Beaufort 等^[5]在赤道印度洋的工作也说明表层生产力高时, *F. profunda* 百分含量低. 这样, 通过 *F. profunda* 百分含量的分析, 可以推测海水营养跃层深度的变化, 而通过对上、下透光带超微化石绝对丰度和堆积速率的分析, 可以进一步验证营养跃层深度变化所带来的古生产力的升降.

因此, 对应于前述超微化石的变化, 南沙海区 2.32 Ma 以来海水营养跃层也可能存在两种不同时间尺度的演化(表 2).

第一种是随冰期-间冰期旋回, 营养跃层呈高频低幅的反复升降. 在 MIS22 期(0.9 Ma)以前, 间冰期时, 营养跃层浅, 冰期时变深; 而在 MIS22 期以后, 间冰期时, 营养跃层深, 冰期时变浅.

第二种是低频高幅长时间尺度营养跃层变化, 也可分为 6 个阶段. 2.32 Ma 到 1.84 Ma, 海

水营养跃层深,同时变化较为稳定. 1.84 Ma 以后, 逐渐变浅. 到 1.47 Ma, 营养跃层再次逐渐变深, 并在该阶段的晚期达到 2.3 Ma 以来的最深值. 在 0.9 Ma 左右突然变浅, 而后变化频繁, 但幅度不大. 在 0.49 Ma 处又一次突然变浅, 而后到 0.22 Ma 一直较浅, 是研究层段营养跃层最浅的时期. 0.22 Ma 以后, 营养跃层再次变深并一直保持到现在.

表 2 南沙海区 2.3 Ma 以来海水营养跃层变化

时间尺度	冰期-间冰期旋回		长 时 间 尺 度	
营养跃层变化	MIS22 期 以后	间冰期时深 冰期时浅	阶段 VI (0.22~0 Ma)	再次变深, 并一直保持到现在
			阶段 V (0.49-0.22Ma)	在 0.49Ma 处再次突然变浅, 而后一直较浅, 是研究层段最浅时期
			阶段 IV (0.9-0.49Ma)	在 0.9Ma 左右突然变浅, 而后变化频繁, 但幅度不大;
	MIS22 期 以前	间冰期时浅 冰期时深	阶段 III (1.47-0.9Ma)	再次逐渐变深, 晚期为研究层段最深时期
			阶段 II (1.84-1.47Ma)	逐渐变浅
			阶段 I (2.32-1.84Ma)	深, 稳定

3.2 变化机制的初步探讨

本次研究得出的营养跃层变化与翦知缙等根据有孔虫得出的温跃层变化趋势相似. 南沙 17957 站的有孔虫转换函数表明自 MIS22 期到 MIS6-5 期, 温跃层逐渐变浅^[11]; 而根据 *Globorotalia truncatulinoides* 进一步揭示出在 0.55~0.4Ma 温跃层极浅^[12]. 这说明南沙海区海水上层结构自晚上新世以来确实经历过明显的变化, 但是何种机制控制着这种变化? 本文只是根据现有资料对可能的机制进行初步讨论.

从冰期-间冰期旋回尺度上看, *F. profunda* 百分含量的变化在不同海区有不同的原因. 在太平洋和大西洋 *F. profunda* 百分含量是间冰期高, 冰期时低^[1, 2]; 在印度洋则正好相反, 冰期时高, 间冰期低^[4]. 这是因为赤道大西洋冰期时赤道东风加强, 引起营养跃层上升, 使 *F. profunda* 百分含量减少^[1]; 在太平洋琉球海沟则是冰期时黑潮外移至东侧, 深层水进入冲绳海槽, 使营养跃层变浅^[2]; 在印度洋则由于印度季风主要是夏季风, 在间冰期时加强, 所以营养跃层变浅, *F. profunda* 百分含量低^[4]. 南海处在东亚季风区, 而东亚季风在近 2.5Ma 以来有明显的加强趋势^[17]. 1143 站在更新世晚期 MIS22 期以后间冰期 *F. profunda* 百分含量比冰期高, 很可能是冰期冬季风强化, 海水混合作用加剧, 导致营养跃层变浅的结果.

在长尺度上, 6 个阶段(I~VI)的变化也有可能与全球性的事件和本区的季风事件相对应, 如 III 到 IV 的转折相当“中更新世革命”^[17], IV 到 V 的转折处在“中布容期事件”^[18,19]前夕等等. 具体的解释, 有待于进一步的分析.

致谢 本文承汪品先院士审改, 并得到翦知潜教授、苏新博士的许多提示与帮助, 谨此一并致谢.

参 考 文 献

- 1 Molfino B, McIntyre A. Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic. *Science*, 1990,249:766~769
- 2 Ahagon N, Tanaka Y, Ujiie H. *Florisphaera profunda*, a possible nannoplankton indicator of late quaternary changes in

- seawater turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Marine Micropaleontology*, 1993,22:255~273
- 3 成鑫荣, 汪品先. 运用超微化石探索晚第四纪冲绳海槽上层海水垂向结构的变化. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(2): 137~141
 - 4 Okada H, Matsuoka M. Lower-photic nanoflora as an indicator of the late Quaternary monsoonal palaeo-record in the tropical Indian Ocean. In: Moguevsky A, Whatley R, eds. *Micro-fossils and Oceanic Environments*. Aberystwyth: University of Wales Aberystwyth Press, 1996. 231~245
 - 5 Beaufort L, Lancelot Y, Camberlin P, et al. Insolation cycles as a major control of equatorial Indian Ocean primary production. *Science*, 1997, 278: 1451~1454
 - 6 Bassinot F C, Beaufort L, Vincent E, et al. Changes in the Dynamics of western Equatorial Atlantic surface currents and biogenic productivity at the "Mid-Pleistocene Revolution" (930 ka). In Shackleton N J, Curry W B, Richter C, et al, eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, V 154, 1997, 269~284
 - 7 Castradori D. Calcareous nanofossils and the origin of eastern Mediterranean sapropels. *Paleoceanography*, 1993, 8(4): 459~471
 - 8 Baumann K-H, Čepek M, Kinkel H. Coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface-water temperature, and paleoproductivity-Examples from the South Atlantic. In Fischer G, Wefer G, eds. *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Berlin: Springer-Verlag, 1999. 111~144
 - 9 Kinkel H, Baumann K-H, Čepek M. Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and Late Quaternary surface water variability. *Marine Micropaleontology*, 2000, 39: 87~112
 - 10 李保华, 翦知潜. 南沙深海区近 10 Ma 来浮游有孔虫群及海水温跃层演变. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 840~845
 - 11 Jian Z, Wang P, Chen M-P, et al. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography*, 2000, 15(2): 229~243
 - 12 Jian Z, Li B, Huang B, Wang J. *Globorotalia truncatulinoides* as indicator of upper-ocean thermal structure during the Quaternary: evidence from the South China Sea and Okinawa Trough. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2000, 162: 287~298
 - 13 Wang P, Prell W L, Blum P. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, V 184. Initial Reports, South China Sea, 2000, 1~77
 - 14 Baumann K.-H, Andrulleit H A, Xin Su. Comparison of different preparation techniques for quantitative nanofossil studies. *Journal of Nannoplankton Research*, 1998, 20(2): 75~80
 - 15 Su X. Development of Late Tertiary and Quaternary coccolith assemblages in the Northeast Atlantic. *GEOMAR Report* 48, 1~119
 - 16 汪品先, 田 军, 成鑫荣. 第四纪冰期旋回转型在南沙深海的记录. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 793~799
 - 17 金性春, 周祖翼, 汪品先. *大洋钻探与中国地球科学*. 上海: 同济大学出版社, 1995. 67~104
 - 18 Guo Z, Liu T, Fedoroff N, et al. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. *Global Planet Change*, 1998, 18: 113~128
 - 19 Liu T, Ding Z. Stepwise coupling of monsoon circulations to global ice volume variations during the late Cenozoic. *Global Planet Change*, 1993, 1~3: 119~130