

西太平洋边缘 MIS6 期以来钙质超微化石的 氧同位素记录及其古海洋学意义

赵京涛^{1,2,3}, 李军^{1,2}, 常凤鸣³, 李铁刚³

(1 国土资源部 海洋油气资源与环境地质重点实验室, 青岛 266071;

2 国土资源部 青岛海洋地质研究所, 青岛 266071;

3 中国科学院 海洋研究所海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071)

摘要:对西太平洋边缘不同纬度带的 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 3 个柱状岩心进行了超微化石氧同位素分析。结果表明, MIS 6 期以来这 3 个岩心中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值都呈现明显的冰期-间冰期旋回变化特征, 冰期 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值重于间冰期(Z14-6 岩心倒数第二次冰期旋回除外), 这与冰期时表层海水温度低于间冰期相对应。MIS 6—1 期超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值从 WP7 岩心到 Ph05-5 岩心再到 Z14-6 岩心依次变重, 对应于 3 个岩心所在海区位置年平均 SST 依次降低。同一岩心样品中浮游有孔虫温跃层种 *Neoglobobulimina dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 平均值重于超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值, 这与超微化石和浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 值各自所代表的不同水层温度特征相吻合。MIS 6 期以来从 WP7 岩心到 Ph05-5 岩心再到 Z14-6 岩心, 超微化石与浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 平均值之间的差值越来越小, 这与 3 个岩心所在位置上部水体扰动越来越强对应。WP7 和 Ph05-5 两个岩心中超微化石和浮游有孔虫 *N. dutertrei* 氧同位素差值与超微化石下透光带属种 *Florisphaera profunda* 百分含量变化特征共同表明 MIS 6 期以来西太平洋暖池核心区和西菲律宾海黑潮源区的温跃层间冰期比冰期深。

关键词:钙质超微化石; 氧同位素; MIS 6 期以来; 西太平洋边缘

中图分类号: P736.4

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2010)05-0075-08

钙质超微化石同位素在古海洋学领域的应用始于 20 世纪 70 年代中期^[1], 随着研究的深入, 超微化石稳定同位素分析已经在古海洋学、古气候学中发挥着越来越重要的作用^[2-9]。目前, 国外学者对深海岩心样品中超微化石混合种同位素的研究较少, 主要集中于东太平洋^[1]和南大洋海区^[2]。研究结果表明, 同一岩心中超微化石和有孔虫的氧同位素相关性很高, 而超微化石的碳同位素则在一定程度上反映了生产力变化。Ziveri 等^[6]对颗石藻种间“生命效应”的进一步探索证明存在一种固定的特定种同位素分馏, 而且不随细胞生理学因素变化。因此, 只要在对混合种同位素进行分析时加入单种校正因子, 钙质超微化石同位素可以为古海洋环境和海水化学的重建提供有力证据。国内关于钙质超微化石氧碳同位素的研究起步较晚; 刘传联等^[10-11]和赵京涛等^[8]分别对南海南部 ODP1143 孔、西太平洋暖池

区 MD97-2140 孔和西菲律宾海 Ph05-5 孔第四纪钙质超微化石氧碳同位素进行分析, 证明了超微化石氧同位素在大洋地层学和碳同位素在古生产力再造方面具有重要潜力。

本文揭示了西太平洋边缘不同纬度带的 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 柱状岩心中的超微化石氧同位素记录, 并通过与同一岩心中浮游有孔虫温跃层种 *Neoglobobulimina dutertrei* 的氧同位素记录对比, 结合各个岩心中超微化石下透光带属种 *Florisphaera profunda* 相对百分含量的变化, 进一步探讨了晚第四纪以来热带西太平洋边缘不同纬度带超微化石氧同位素的变化规律、受控机制及其古海洋学指示意义。

1 材料与方法

WP7 岩心(3.93°S、156°E, 样长 460 cm, 水深 1 580 m)位于暖池核心区翁通爪哇(Ontong-Java)海丘之上(图 1), 主要由灰褐色粉砂质黏土组成, 其中 140~155 和 375~400 cm 两段为明显的火山灰层, 含大量火山玻璃及火山碎屑。Ph05-5 岩心(16.05°N、124.34°E, 样长 400 cm, 水深 3 382 m)位

基金项目: 国家自然科学基金项目(40906033, 40976036); 中国科学院边缘海地质重点实验室开放基金项目(MSGL09-11); 国家重点基础研究发展规划项目(2007CB815903)

作者简介: 赵京涛(1980—), 男, 博士, 海洋地质专业, E-mail: zjingtiao@cgs.cn

收稿日期: 2010-05-11; 改回日期: 2010-07-14. 文凤英编辑

于西菲律宾海吕宋岛以东(图 1),主要由褐黄—灰绿色粉砂质黏土组成,在 108~110、156~158、272~274、292~294 和 356~366 cm 段为明显的火山灰层。Z14-6 岩心(27.07°N、127.27°E,样长 896 cm,水深 739 m)取自冲绳海槽中部东侧陆坡区(图 1),岩性以半深海粉砂泥质沉积为主,含火山玻璃及火山碎屑夹层。3 个岩心均为连续沉积,未见明显的沉积间断。

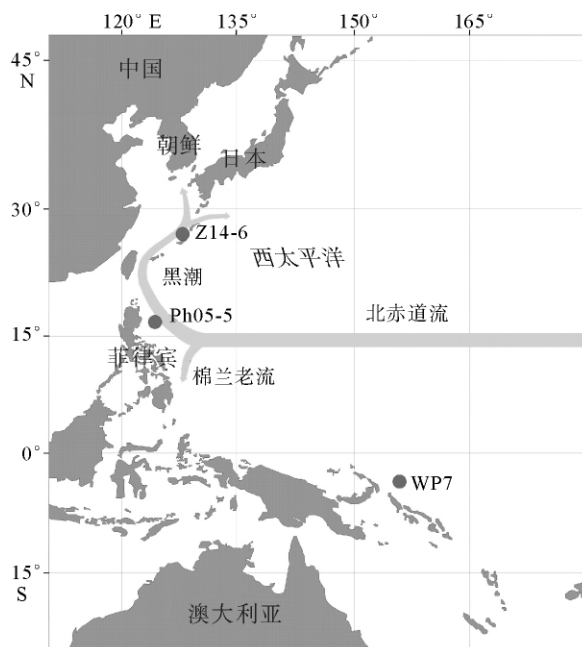


图 1 西太平洋 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 岩心站位
(箭头表示研究区内主要流系)

Fig. 1 Location of cores WP7, Ph05-5 and Z14-6
used in this study(Arrows show the main
ocean currents in the area studied)

用于钙质超微化石稳定同位素分析的样品处理方法参照 Dudley 和 Nelson^[4]及刘传联等^[11]。取一小块样品(约 5 mg)放在 100 mL 的烧杯中,加入 pH 为 9.4 的缓冲液(氨水配制) 50 mL 浸泡 24 h;之后把烧杯放在超声波仪中震荡 10 s,用孔径 25 μm 的网筛和 pH 为 9.4 的缓冲液冲洗过滤样品,把小于 25 μm 的沉积悬浮液冲洗到另一烧杯中;接着把烧杯中的悬浮液沉淀 48 h,把上层的清澈液体(小于 4 μm 的部分)用吸管吸掉,剩下 4~25 μm 的部分;最后把剩下的沉积物在 40° 温度下烘干供同位素分析。WP7 岩心和 Z14-6 岩心超微化石同位素分析在中国科学院地球环境研究所 MAT252 气体质谱仪上进行,分析精度 $\delta^{18}\text{O}$ 为 0.06×10^{-3} , $\delta^{13}\text{C}$ 为 0.08×10^{-3} ,通过 NBS18 标准校正为 PDB 标准。

Ph05-5 岩心超微化石同位素分析在中国科学院海洋地质与环境重点实验室 IsoPrime 质谱仪上进行,分析精度 $\delta^{18}\text{O}$ 为 0.05×10^{-3} , $\delta^{13}\text{C}$ 为 0.08×10^{-3} ,通过 NBS18 标准校正为 PDB 标准。钙质超微化石下透光带属种 *F. profunda* 分析采用传统的涂片法,鉴定和统计在偏光显微镜下放大 1 600 倍进行,超微化石总数的统计个数大于 300 粒。WP7 岩心按 5 cm 间距取样,共分析同位素和超微化石样品各 91 个。Ph05-5 岩心超微化石同位素分析按 4 cm 间隔取样,共分析 96 个;超微化石鉴定统计按 8 cm 间隔取样,共鉴定 48 个。Z14-6 岩心按 10 cm 间隔取样,共分析同位素和超微化石鉴定样品各 77 个。

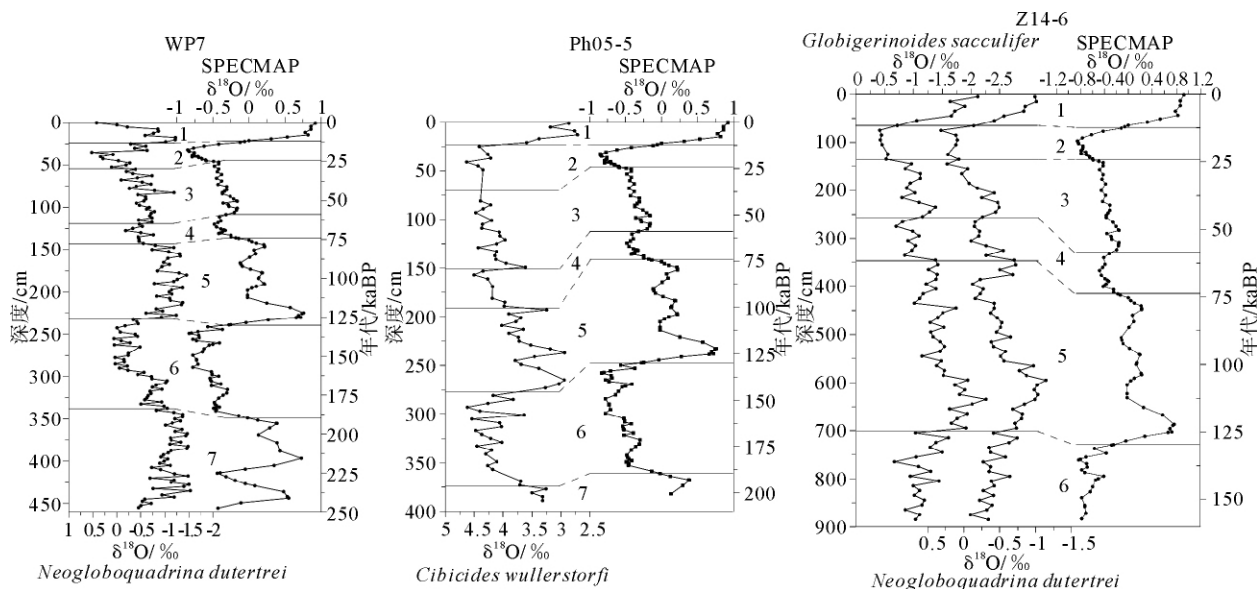
2 年龄模型

WP7、Ph05-5 和 Z14-6 岩心的氧同位素曲线都显示了明显的冰期-间冰期旋回,可很好地与 SPEC-MAP $\delta^{18}\text{O}$ 标准化曲线^[12]进行对比。因此,这 3 个岩心年龄模型都是基于有孔虫 AMS ^{14}C 测年数据并结合 $\delta^{18}\text{O}$ 事件年代来建立的。通过有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线与 SPEC-MAP $\delta^{18}\text{O}$ 标准化曲线进行对比识别出一些特征的 $\delta^{18}\text{O}$ 事件,采用 Martison 等(1987)地质年代表来标定相应层位的年龄。以 AMS ^{14}C 年龄和 $\delta^{18}\text{O}$ 事件所确定的年龄为控制点,通过内插和外延法建立整个岩心的年龄模型。这 3 个岩心的年龄模型已有详细描述^[9,13-14],本文只列出 3 个岩心的年龄模型图。赵京涛等(2008c, 2008b, 2009)的研究结果表明,WP7 岩心保存了 MIS 7 期以来大约 250 ka 以来的沉积记录,Ph05-5 岩心和 Z14-6 岩心分别达到了 MIS 7 期和 MIS 6 期,分别为 190 和 150 kaBP(图 2)。

3 结果

WP7、Ph05-5 和 Z14-6 3 个岩心的年龄跨度不同,为了便于横向对比,只讨论 MIS 6 期以来 3 个岩心中的钙质超微化石氧同位素和 *F. profunda* 百分含量变化特征。

MIS 6 期以来 3 个岩心中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化如图 3 和表 1 所示。WP7 岩心中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 最轻值(-2.41‰)出现在 MIS 1 期中后期, $\delta^{18}\text{O}$ 最重值(-0.49‰)出现在 MIS 2 期中前期。如表 1 所示,WP7 岩心的超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 MIS 5 期和 MIS 1 期明显轻于 MIS 6 期和 MIS 4—2 期。Ph05-5 岩心超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值重于 WP7 岩心, $\delta^{18}\text{O}$

图 2 西太平洋 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 岩心的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线与标准化的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比

图中数字为对应的氧同位素期,横实线代表各氧同位素期之间的界限

Fig. 2 Comparison of oxygen isotope curves of core WP7, Ph05-5, Z14-6 with the standard curve

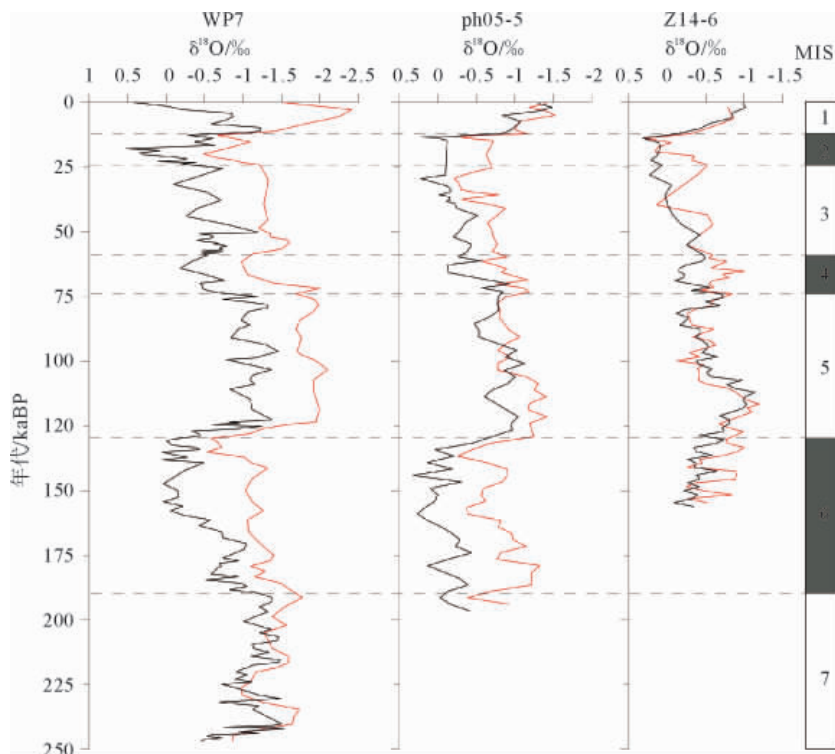


图3 西太平洋 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 岩心的超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线(红色)与浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 曲线(黑色)对比

Fig. 3 Comparison of oxygen isotope curves of calcareous nannofossil (red) with planktonic foraminifera *N. dutertrei*

(black) of cores WP7, Ph05-5 and Z14-6

最轻值 (-1.52‰) 出现在 MIS 1 期中后期, 与 WP7 岩心中 $\delta^{18}\text{O}$ 最轻值出现的时间位置十分接近 (图 3), $\delta^{18}\text{O}$ 最重值 (-0.21‰) 出现在 MIS 3 期末。Ph05-5 岩心超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值在 MIS 5 期和 MIS 1 期明显轻于 MIS 6 期和 MIS 4—2 期。Z14-6

岩心的超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值重于 Ph05-5 岩心, $\delta^{18}\text{O}$ 最轻值 (-1.20‰) 出现在 MIS 5 期中前期, 最重值 (0.29‰) 出现在 MIS 2 期末; 末次冰期旋回中, Z14-6 岩心 MIS 1 期超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值轻于 MIS 4—2 期, 但是倒数第二次冰期旋回中 MIS 5 期

超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值略重于 MIS 6 期。

表 1 末两次冰期旋回中西太平洋 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 岩心超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值

Table 1 Average $\delta^{18}\text{O}$ values of cores WP7, Ph05-5 and Z14-6 during the last two glacial-interglacial cycles %

氧同位素期	6	5	4—2	1	6—1
WP7 岩心	-1.13	-1.72	-1.22	-1.88	-1.38
Ph05-5 岩心	-0.78	-1.03	-0.65	-1.27	-0.82
Z14-6 岩心	-0.63	-0.60	-0.41	-0.70	-0.55

综合上述结果, MIS 6 期以来西太平洋边缘 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 3 个岩心中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值都呈现明显的冰期-间冰期旋回变化特征, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值冰期重, 间冰期轻 (Z14-6 岩心倒数第二次冰期旋回除外) (表 1)。3 个岩心中 MIS 6—1 期超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值由 WP7 岩心到 Ph05-5 岩心再到 Z14-6 岩心依次变重。

如图 4 和表 2 所示, MIS 6 期以来 WP7 岩心 *F. profunda* 百分含量最大值出现在 MIS 5 期的开始, 为 85%, 最低值为 44%, 出现在 MIS 6 期。WP7 岩心的 *F. profunda* 百分含量平均值在 MIS 5 期和 MIS 1 期明显高于 MIS 6 期和 MIS 4—2 期。MIS 6 期以来 Ph05-5 岩心中 *F. profunda* 的百分含量平均值高于 WP7 岩心, 最大值 (94%) 出现在

MIS 5 期开始, 与 WP7 岩心中 *F. profunda* 的百分含量最大值出现时间相近, 最小值出现在 MIS 3 期末, 为 61%。倒数第二次冰期旋回中, MIS 5 期 *F. profunda* 百分含量平均值高于 MIS 6 期, 末次冰期旋回中 MIS 1 期 *F. profunda* 百分含量平均值高于 MIS 4—2 期。MIS 6 期以来, Z14-6 岩心中超微化石 *F. profunda* 百分含量平均值低于 WP7 岩心。末次冰期旋回中 MIS 1 期 *F. profunda* 百分含量平均值高于 MIS 4—2 期, 而倒数第二次冰期旋回中, *F. profunda* 百分含量的变化特征正好相反, MIS 5 期 *F. profunda* 百分含量平均值反而低于 MIS 6 期。MIS 5 期内部, 大约 115~130 kaBP 的 MIS 5e 期, *F. profunda* 平均百分含量为 36%, 相对高于 MIS 5d—5a 期的 27%, 与 MIS 6 期的 40% 接近。

表 2 末两次冰期旋回中西太平洋 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 3 个岩心超微化石 *F. profunda* 百分含量平均值

Table 2 Average percent contents of calcareous nannofossil species *F. profunda* of cores WP7, Ph05-5 and Z14-6 during the last two glacial-interglacial cycles %

氧同位素期	6	5	4—2	1	6—1
WP7 岩心	54	70	60	70	62
Ph05-5 岩心	80	86	74	76	79
Z14-6 岩心	40	30	32	45	34

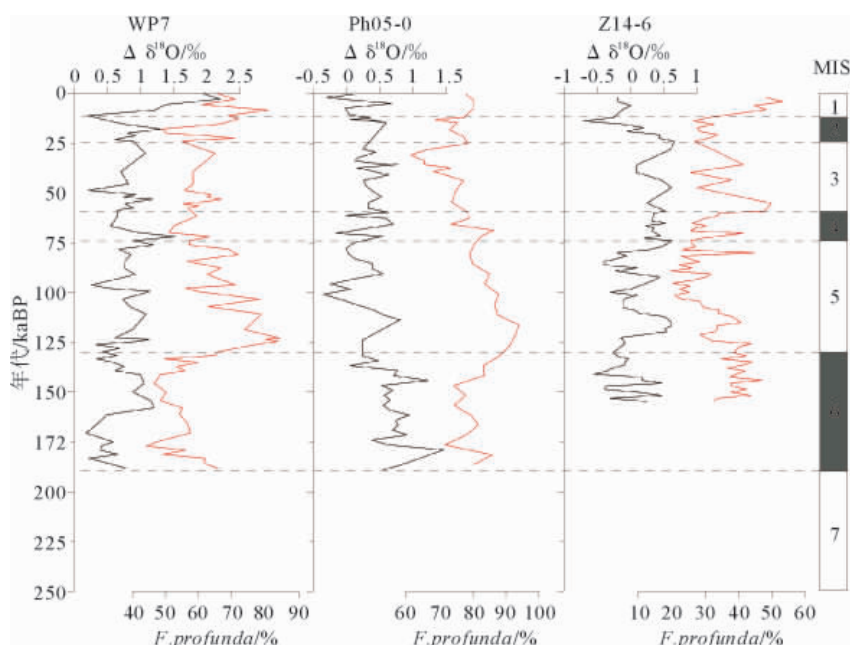


图 4 西太平洋 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 岩心的 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{N. dutertrei}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Coccolith}}$) 曲线 (黑色) 与超微化石 *F. profunda* 百分含量 (红色) 变化曲线对比

Fig. 4 Comparison of $\Delta\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{N. dutertrei}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Coccolith}}$) curves with the percentage of *F. profunda* of core WP7, Ph05-5 and Z14-6

综合上述结果, MIS 6 期以来西太平洋边缘 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 3 个岩心中超微化石下透光带属种 *F. profunda* 百分含量变化都呈现明显的冰期-间冰期旋回变化特征, *F. profunda* 百分含量平均值间冰期时高, 冰期时低 (Z14-6 岩心倒数第二次冰期旋回除外) (表 2)。

4 讨论

4.1 钙质超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化的受控机制

颗石藻在透光带生存和分泌壳体^[15], 因此, 钙质超微化石的化学组成应该记录浅混合层的信号^[3,16-17]。冰期时全球变冷, 热带西太平洋边缘表层海水温度低于间冰期, 因此, 代表表层海水氧同位素组成的超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值冰期重于间冰期 (图 3, 表 1)。根据 Ocean Data View 的数据, 3 个岩心所在的西太平洋暖池区、西菲律宾海和冲绳海槽中部年平均 SST 分别是 29.36、28.25 和 24.6 °C。因此, 从 WP7 岩心到 Ph05-5 岩心再到 Z14-6 岩心, 随着纬度的依次增加, 岩心所在位置的年平均 SST 逐渐降低, 岩心中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值依次变重 (表 1)。

为了进一步探讨晚第四纪以来西太平洋边缘不同纬度带超微化石氧同位素的变化规律, 我们将 3 个岩心中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 数据与同一岩心中浮游有孔虫温跃层种 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 数据进行对比 (图 3)。从水体垂直分布上来看, 颗石藻生活在透光带, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值表征的是表层水体的温度信号, 而浮游有孔虫 *N. dutertrei* 则属于温跃层种^[18], 其生活的水深远深于颗石藻, 因此, 浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 值要比同一岩心样品中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值重。MIS 6 期以来, WP7、Ph05-5 和 Z14-6 3 个岩心中, *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 平均值分别为 -0.61×10^{-3} 、 -0.41×10^{-3} 和 -0.43×10^{-3} , 比同一岩心中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值分别重了 0.77×10^{-3} 、 0.41×10^{-3} 和 0.12×10^{-3} 。因此, 按照纬度从低到高, WP7 岩心到 Ph05-5 岩心再到 Z14-6 岩心中超微化石与浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 平均值之间的差值是越来越小的, 但整体上都是浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 值重于同一岩心样品中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 这与超微化石和浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 值各自所代表的不同水层温度特征相吻合。图 3 清楚地显示了这一特征: 从 WP7 岩心到 Ph05-5 岩心再到 Z14-6 岩心, 代表超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值的红色实线基

本都是位于代表浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 值的黑色实线的右边, 而且二者之间的间距越来越小。

从地理位置上来看, WP7 岩心位于热带西太平洋暖池核心区, 属于开放大洋范畴, 上部水体结构较为稳定; Ph05-5 岩心所处的西菲律宾海黑潮源区, 是北赤道流自东向西流动过程中受到菲律宾群岛阻碍, 大量暖水堆积进而向北拐弯区域, 该位置上部水体结构稳定性要差于暖池核心区的 WP7 岩心; 而 Z14-6 岩心位于冲绳海槽中部东侧陆坡区黑潮主流轴上, 冰期时全球性海平面下降, 大量陆源物质输入, 沿岸水向外洋扩展^[19-20], 其上部水体扰动势必加强。因此, 从 WP7 岩心到 Ph05-5 岩心, 再到 Z14-6 岩心, 其上层海水结构的稳定性是依次变差的, 故代表浅混合层水体氧同位素信号的超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值与代表温跃层水体氧同位素信号的浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 值曲线之间的差值越来越小 (图 3)。

4.2 温跃层深度的变化

据颗石藻和浮游有孔虫 *N. dutertrei* 的生活水深, 两者壳体中氧同位素的差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_{N. dutertrei} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Coccolith}}$), 在盐度不变的情况下可以反映表层水体与温跃层水体的温度差异 (温度梯度)。温跃层变浅, 上部水体的温度梯度增大, $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 增加; 反之, 温跃层加深时, 上下水体的温度比较接近, $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 降低。本次研究的 3 个柱状岩心, WP7 岩心位于西太平洋暖池核心区, Ph05-5 岩心位于西菲律宾海, 二者水深都较深, 属于开放大洋范畴, 淡水输入的影响可以忽略, 因此, 影响 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 的主要因素是上下水体的温度差。Z14-6 岩心位于冲绳海槽中部东侧陆坡区, 属于半开放大洋性质, 冰期时全球性海平面下降, Z14-6 岩心所在位置接受陆源物质输入, 同时受淡水输入的影响, 因此, $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 的影响因素较为复杂。

另外, 现代大洋钙质微体浮游植物调查表明, *F. profunda* 是一种低纬度种, 仅见于 40°N 以南的大洋中, 与绝大多数中低纬度钙质超微浮游植物相区别的是, *F. profunda* 主要生活在水体较深的下透光带, 水深约 60~180 m^[15]。Molfino 和 McIntyre (1990)^[21] 对赤道大西洋深海岩心中钙质超微化石种群分布的研究表明, *F. profunda* 相对百分含量与营养跃层深度密切相关, 相对较浅的营养跃层与该种较低的百分含量相对应。现代大洋营养跃层与温跃层的变化趋势往往是一致的, 因此 *F. profunda* 百分含量变化也是温跃层深度的一个有效指标。

从图 4 显示的 3 个岩心中超微化石和浮游有孔虫 *N. dutertrei* 氧同位素差值 ($\Delta\delta^{18}\text{O}(\delta^{18}\text{O}_{N. dutertrei}-\delta^{18}\text{O}_{\text{Coccolith}})$) 与超微化石下透光带属种 *F. profunda* 百分含量的对比结果可以看出, WP7 和 Ph05-5 岩心中超微化石 *F. profunda* 百分含量都是间冰期时高于冰期, 代表着这两个岩心所在海区间冰期时温跃层深于冰期, 同时, 这两个岩心 $\Delta\delta^{18}\text{O}(\delta^{18}\text{O}_{N. dutertrei}-\delta^{18}\text{O}_{\text{Coccolith}})$ 曲线与超微化石 *F. profunda* 百分含量变化曲线呈明显的反相关关系(图 4), 即超微化石和浮游有孔虫 *N. dutertrei* 氧同位素差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 间冰期时小于冰期, $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 值减小时代表温跃层变深。因此, WP7 岩心和 Ph05-5 岩心中超微化石与浮游有孔虫 *N. dutertrei* 氧同位素差值和超微化石 *F. profunda* 百分含量变化特征共同表明西太平洋暖池核心区和西菲律宾海的黑潮源区, MIS 6 期以来上部水体的温跃层间冰期时深于冰期。

对于靠近陆地的边缘海区来说, 陆源颗粒物输入作用导致海水浊度增加是限制下透光带属种 *F. profunda* 百分含量的主要因素^[22]。研究表明黑潮流的强弱变化是 Z14-6 岩心 *F. profunda* 百分含量变化的主控因子^[14], 末次冰期时全球性海平面下降, 黑潮主流轴向洋外偏移, 或者其强度减弱, 致使沿岸水扩展影响到了冲绳海槽区域^[19-20], 陆源物质输入量增加, 导致 Z14-6 岩心中 *F. profunda* 百分含量明显偏低。故 MIS 5d—5a 期 *F. profunda* 百分含量的明显降低可能指示了该时期黑潮流减弱或其主流轴向洋外偏移^[14]。Z14-6 岩心中超微化石和浮游有孔虫 *N. dutertrei* 氧同位素差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 值的影响因素较为复杂, 因此, 该问题有待进一步的深入研究。

5 结论

(1) MIS 6 期以来西太平洋边缘 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 3 个岩心中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值都呈现明显的冰期-间冰期旋回变化特征, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值冰期重于间冰期(Z14-6 岩心倒数第二次冰期旋回除外), 这与冰期时表层海水温度低于间冰期相对应。3 个岩心中 MIS 6—1 期超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值由 WP7 岩心到 Ph05-5 岩心再到 Z14-6 岩心依次变重, 这与 3 个岩心所在海区位置年平均 SST 依次降低相对应。

(2) MIS 6 期以来 WP7、Ph05-5 和 Z14-6 3 个岩心中浮游有孔虫温跃层种 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 平均值重于同一岩心样品中超微化石 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 这与超

微化石和浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 值各自所代表的不同水层温度特征相吻合。MIS 6 期以来 WP7 岩心到 Ph05-5 岩心再到 Z14-6 岩心中超微化石与浮游有孔虫 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 平均值之间的差值是越来越小, 这与这 3 个岩心所在位置上部水体扰动越来越强对应。

(3) WP7 和 Ph05-5 两个岩心中超微化石和浮游有孔虫 *N. dutertrei* 氧同位素差值与超微化石下透光带属种 *F. profunda* 百分含量变化特征, 共同表明 MIS 6 期以来西太平洋暖池核心区和西菲律宾海的黑潮源区温跃层间冰期时深于冰期。

参考文献 (References)

- [1] Anderson T F, Cole S A. The stable isotope geochemistry of marine coccoliths; a preliminary comparison with planktonic foraminifera[J]. Journal of Foraminiferal Research, 1975, 5: 188-192.
- [2] Margolis S V, Kroopnick P M, Goodney W C. Oxygen and carbon isotopes from calcareous nannofossils as paleoceanographic indicators[J]. Science, 1975, 189: 555-557.
- [3] Dudley W C, Duplessy J C, Blackwelder P L. Coccoliths in Pleistocene-Holocene nannofossil assemblages [J]. Nature, 1980, 285(5762): 222-223.
- [4] Dudley W C, Nelson C S. Quaternary surface-water stable isotope signal from calcareous nannofossils at DSDP Site 593, southern Tasman Sea[J]. Marine Micropaleontology, 1989, 13 (4): 353-373.
- [5] Stoll H M, Ziveri P. Separation of monospecific and restricted coccolith assemblages from sediments using differential settling velocity[J]. Marine Micropaleontology, 2002, 46 (1-2): 209-221.
- [6] Ziveri P, Stoll H, Probert I, et al. Stable isotope "vital effects" in coccolith calcite[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 210 (1-2): 137-149.
- [7] 苏新, 马维林, 程振波. 中太平洋海山区富钴结壳的钙质超微化石地学研究[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2004, 29(2): 141-147. [SU Xin, MA Weilin, CHENG Zhenbo. Calcareous nannofossil biostratigraphy for Co-rich ferromanganese crusts from Central Pacific Seamounts[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2004, 29 (2): 141-147.]
- [8] 赵京涛, 李铁刚, 常凤鸣, 等. 西菲律宾海 190 ka 以来钙质超微化石的氧碳同位素记录[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2008a, 33 (2): 183-189. [ZHAO Jingtao, LI Tiegang, CHANG Fengming, et al. Oxygen and carbon isotope records of calcareous nannofossils from the West Philippine Sea during the Last 190 ka[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2008a, 33(2): 183-189.]
- [9] 赵京涛, 李铁刚, 常凤鸣, 等. 近 190 kaBP 以来西太平洋暖池北缘上层海水结构和古生产力演化特征及其控制因素: 来自

- 钙质超微化石和有孔虫的证据[J]. 海洋与湖沼, 2008b, 39(4): 305-311. [ZHAO Jingtao, LI Tiegang, CHANG Fengming, et al. Evolution in upper water structure and paleoproductivity in the northern margin of the western Pacific Warm Pool and its forcing mechanism during the last 190 kaBP: evolution from nannofossil, foraminifera and their isotope composition[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 2008b, 39(4): 305-311.]
- [10] 刘传联, 成鑫荣, 祝幼华, 等. 南海南部近百万年来钙质超微化石氧、碳同位素记录[J]. 科学通报, 2002, 47(5): 330-335. [LIU Chuanlian, CHENG Xinrong, ZHU Youhua, et al. Oxygen and carbon isotope records of calcareous nannofossils for the past 1 Ma in the South China Sea[J]. Chinese Science Bulletin, 2002, 40(10): 798-803.]
- [11] 刘传联, 成鑫荣, 王汝建, 等. 西太平洋暖池区第四纪钙质超微化石氧碳同位素特征及意义[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2005, 30(5): 559-603. [LIU Chuanlian, CHENG Xinrong, WANG Rujian, et al. Oxygen and carbon isotope records of Quaternary calcareous nannofossils from the western Pacific Warm Pool and their paleoceanographical significance[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2005, 30(5): 559-603.]
- [12] Martinson D G, Pisias N G, Hays J D, et al. Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy[J]. Quaternary Research, 1987, 27: 1-29.
- [13] 赵京涛, 李铁刚, 常凤鸣, 等. 西太平洋暖池核心区 MIS 7 期以来的古生产力变化: 类 ENSO 式过程的响应[J]. 海洋学报, 2008c, 30(3): 1-8. [ZHAO Jingtao, LI Tiegang, CHANG Fengming, et al. Variation of paleoproductivity in the nuclear region of west Pacific warm pool since MIS 7: response to ENSO-like process[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2008c, 30(3): 1-8.]
- [14] 赵京涛, 周连成, 李铁刚, 等. 冲绳海槽中部 MIS 6 期以来 *Florisphaera profunda* 百分含量变化及其控制因素[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2009, 29(1): 67-71. [ZHAO Jingtao, ZHOU Liancheng, LI Tiegang, et al. Variations and control factors of percent content of lower-photic calcareous nannofossil species-*Florisphaera profunda* in the middle of Okinawa Trough since MIS 6[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2009, 29(1): 67-71.]
- [15] Okada H, Honjo S. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific[J]. Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, 1973, 20(4): 355-364.
- [16] Goodney D E, Margolis S V, Dudley W C, et al. Oxygen and carbon isotopes of recent calcareous nannofossils as palaeoceanographic indicators [J]. Marine Micropaleontology, 1980, 5: 31-42.
- [17] Dudley W C, Blackwelder P, Brand L, et al. Stable isotopic composition of coccoliths [J]. Marine Micropaleontology, 1986, 10: 1-8.
- [18] Bé A W H, Tolderlund D S. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans[C]//In: Funnell B M, Riedel W R, eds. Micropaleontology of Oceans, London: Cambridge University Press, 1971: 105-149.
- [19] Xu X D, Oda M. Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36, 000 years[J]. Marine Geology, 1999, 156: 285-304.
- [20] Ijiri A, Wang L J, Oba T, et al. Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42 000 years[J]. Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleocology, 2005, 219: 239-261.
- [21] Molino B, McIntyre A. Nutricline variation in the equatorial Atlantic coincident with the Younger Dryas[J]. Paleoceanography, 1990, 5: 997-1008.
- [22] Ahagon N Y, Tanaka Y, Ujiie H. *Florisphaera profunda*, a possible nannoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific[J]. Marine Micropaleontology, 1993, 5(3): 255-273.

OXYGEN ISOTOPE RECORDS OF CALCAREOUS NANNOFOSSILS SINCE MIS 6 FROM THE MARGINAL AREA OF WEST PACIFIC

ZHAO Jingtao^{1,2,3}, LI Jun^{1,2}, CHANG Fengming³, LI Tiegang³

(1 Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;

2 Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resource and Environmental Geology, Ministry of Land and Resources, Qingdao 266071, China;

3 Qingdao Institute of Marine Geology, Ministry of Land and Natural Resources, Qingdao 266071, China)

Abstract: Three piston cores, WP7, Ph05-5 and Z14-6, recovered from the marginal area of the West Pacific were analyzed for their $\delta^{18}\text{O}$ variations of calcareous nannofossils. The nannofossil $\delta^{18}\text{O}$ values of all the three cores showed apparent glacial-interglacial cycles. The $\delta^{18}\text{O}$ values were generally lower during interglacials than glacials since MIS 6, corresponding to lower sea surface temperatures (SST) during glacial stage, except for the penultimate glacial cycle in core Z14-6. The average $\delta^{18}\text{O}$ values of MIS 6—1 show an increasing trend from core WP7 to Ph05-5 and Z14-6, that is explained by the gradually decreasing SST at these locations. At a single location, however, the average $\delta^{18}\text{O}$ values of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina dutertrei* were higher than those of nannofossils, reflecting different water temperatures at their living water depth. These differences show a decreasing trend from core WP7 to Ph05-5, and Z14-6, that can be explained by increased disturbance in upper water. The $\delta^{18}\text{O}$ difference between nannofossils and *N. dutertrei*, as well as the downcore variations in the percentage of *Florisphaera profunda* in core WP7 and Ph05-5 implies that the thermocline of the coring regions of Western Pacific Warm Pool and the Western Philippine Sea was deeper during interglacials than that in glacials since MIS 6.

Key words: marginal area of the West Pacific; calcareous nannofossils; oxygen isotope; since MIS 6