

西菲律宾海 2 万年以来浮游有孔虫壳体重量变化

安佰正^{1,2,3}, 李铁刚^{1,2}, 孙晗杰^{1,2}, 于心科^{1,2}, 仇晓华⁴

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院 海洋地质与环境重点实验室, 山东 青岛 266071; 3. 中国科学院研究生院, 北京 100049; 4. 山东省第一地质矿产勘查院, 山东 济南 250014)

摘要: 为探讨 2 万年以来浮游有孔虫的壳体重量变化及其影响因素, 对取自西菲律宾海 MD06-3052 岩芯的浮游有孔虫表层种 *Globigerinoides ruber* 进行壳体重量分析, 基于氧同位素年龄模式, 获得了 2 万年以来有孔虫传统壳体重量(W_{MS})和标准化壳体重量(W_{SN})变化特征。对比两种壳体重量指标, 发现在本海区标准化壳体重量指标更为准确。结果表明, 2 万年以来, 浮游有孔虫 W_{SN} 具有不断变轻的趋势, 整体表现为冰期时壳体重量较重, 而全新世时壳体重量相对较轻的特征。末次冰盛期(Last Glacial Maximum, LGM)以来浮游有孔虫 W_{SN} 变化曲线同大气 CO_2 浓度变化曲线具有较好的相似性, 推测在该海区控制壳体重量的主要因素为与全球大气 CO_2 相关的表层海水的 CO_3^{2-} 浓度。

关键词: 西菲律宾海; 浮游有孔虫; 壳体重量

中图分类号: P736 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2016)05-0115-06

doi: 10.11759/hyhx20150325001

人为 CO_2 的排放严重影响了全球气候变化。大气 CO_2 浓度(p_{CO_2})在过去 250 a 上升了大约 40%^[1]。过多 CO_2 进入表层海水, 导致大洋酸化加剧, 表层海水 CO_3^{2-} 浓度($[CO_3^{2-}]$)降低, 碳酸盐饱和程度降低^[2]。预测显示, 到 21 世纪中叶, 海水碳酸盐饱和程度将会比工业革命之前的水平降低 30%^[3], 这将对海洋生态和海洋碳库变动产生重要影响^[4]。现代浮游有孔虫研究和沉积物样品的研究显示, 多种浮游有孔虫如 *Globigerinoides ruber*、*Globigerinoides sacculifer* 和 *Globigerina bulloides* 等种属的标准化壳体重量可以作为表层海水碳酸根离子变化的可靠指标^[5-9]。浮游有孔虫标准化壳体重量指标目前已经广泛应用于古海洋学研究, 如北大西洋末次冰期-间冰期过渡期的表层海水 $[CO_3^{2-}]$ 和 p_{CO_2} 的重建^[10-11]、阿拉伯海全新世和末次冰期 $[CO_3^{2-}]$ 的估算等。

热带西太平洋作为全球最大的水气热量辐散中心, 在全球气候变化中发挥着重要的作用^[12]。由于大量暖水的积聚, 温跃层深度较其他海区深的多, 致使深部富营养海水难以上涌, 因此该海区生物生产力低, 表层海水 $[CO_3^{2-}]$ 与大气 p_{CO_2} 几乎处于平衡状态^[13-14]。大气 p_{CO_2} 直接影响海水表层的 $[CO_3^{2-}]$, 因此, 该海区成为研究浮游有孔虫壳体重量对大气 p_{CO_2} 响应的理想区域。在本文中, 选取 2006 年国际海洋全球变化研究第 IV 航次在西菲律宾海获得的岩芯 MD06-3052, 基

于 AMS¹⁴C 测年和浮游有孔虫氧同位素的年代模式, 应用浮游有孔虫标准化壳体重量指标, 探讨 2 万年以来浮游有孔虫壳体重量对大气 p_{CO_2} 变化的响应。

1 材料与方 法

1.1 柱状样材料

研究样品来自西菲律宾海吕宋岛岸外上陆坡上取得的高质量岩芯 MD06-3052 (14°48.6042'N, 123°29.3983'E, 水深 732 m)。该岩芯位于西太平洋暖池北部边缘北赤道流分叉处附近(图 1)。

岩芯主要为橄榄灰到灰色粉砂质黏土和黏土质粉砂, 本文选取岩芯上部 6~311 cm 进行分析。详细的岩性描述如下:

6~150 cm 橄榄绿灰色粉砂质黏土, 含水量较高, 均匀, 含大量生物壳体;

收稿日期: 2015-03-25; 修回日期: 2015-05-04

基金项目: 中国科学院战略性先导科技专项项目(XDA11030104); 国家海洋局专项(No.GASI-04-01-02); 国家自然科学基金项目(41230959; 41206044)

[Foundation: Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences, No.XDA11030104; State Oceanic Administration special, No. GASI-04-01-02; National Natural Science Foundation of China, No. 41230959, No.41206044]

作者简介: 安佰正(1984-), 男, 山东日照人, 博士, 主要从事古海洋学与古环境研究, E-mail: an_baizheng@126.com; 李铁刚, 通信作者, 研究员, 主要从事古海洋与古环境方面研究, E-mail: tgli@fio.org.ac.cn

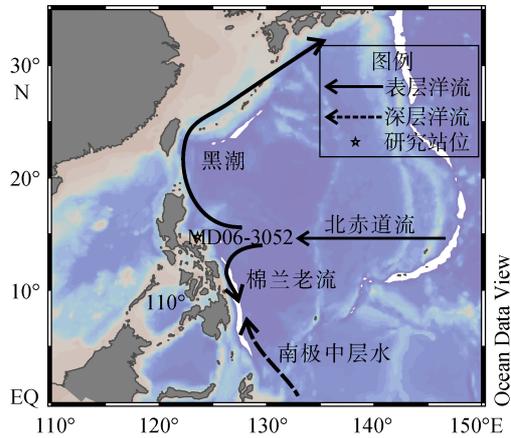


图 1 西菲律宾海 MD06-3052 岩芯位置图

Fig.1 Location map of Site MD06-3052 in the West Philippine Sea

150~234 cm 橄榄灰色粉砂质黏土，均一，偶见贝壳碎片，其中 227~229 cm 见一砂团；

234~242 cm 粉砂质黏土向粉砂过渡段，青灰色，粗糙，见大量贝壳碎片；

241.5 cm 以下，灰褐色粉砂，显著变粗(上界面较清晰)，含大量贝壳碎片；

260~262 cm 贝壳砂团；

290 cm 左右大量贝壳碎片；

300~327 cm 灰褐色黏土质粉砂，含大量贝壳碎片。

1.2 氧碳同位素分析

50℃烘干沉积物样品，自来水浸泡 24 h，利用 63 μm 网筛进行冲洗，将筛上部分再次 50℃烘干。体视显微镜下挑选 20 枚左右保存完整的浮游有孔虫 *G. ruber*，壳径范围 250~300 μm 之间。压碎有孔虫壳体打开房室，加入 3% 的双氧水浸泡半个小时，并加入少量丙酮，超声 30 s，吸出上层液体，50℃下烘干后用来进行氧碳同位素测试。测试在中科院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室 IsoPrime 型稳定同位素质谱仪中进行。测试结果应用国际标准样 NBS18 进行校正， $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的标准偏差小于 0.06‰。

1.3 壳重方法

50℃下将样品烘干，取 5 g 干样加水充分浸泡使其分散，过 300 μm 的铜筛分选出粗组分并再烘干。在体视显微镜下从中挑取浮游有孔虫 *G. ruber* 壳体 30~50 枚，放入玻璃小瓶中。首先用 5% 双氧水溶液浸泡 30 min 以去除有机杂质，再超声 8 s (频率 40 kHz)，

以去除有孔虫房室中的碎屑，放入烘箱 50℃下烘干。体视显微镜下用润湿的毛笔挑选无损伤且无明显斑点的有孔虫壳体，放至黑色载玻片上并统一使壳体口面向下，用与显微镜相连的电脑拍照之后，将被拍照的有孔虫转移到预先称好重量的锡杯中。烘干 12 h，称量装有有孔虫的锡杯重量，以获得有孔虫壳体的总重量。每个层位的总重量除以所使用的浮游有孔虫个数，即得到该层位的平均壳体重量 (W_{MS})，也即传统壳体重量^[15]。使用图像处理软件 ImageJ 对有孔虫照片进行处理，以获得每个样品的有孔虫壳体个数及最小外切圆直径。使用公式计算出对应样品的浮游有孔虫标准化壳体重量。标准化壳体重量 W_{SN} 使用如下公式计算而来：

$$W_{\text{SN}} = \frac{W}{\sum_{i=1}^n (D_i)} D_{\text{standard}}$$

公式中， W 为该层位的被测有孔虫壳体总重； D_i 为该层位的壳体直径； n 为该层位的壳体个数； D_{standard} 为标准化直径，本研究中使用的是 400 μm (在本研究中使用的浮游有孔虫 *G. ruber* 的直径均大于 300 μm，且其直径主要集中在 400 μm 附近，因此为了方便计算和进行数据对比，笔者采用 400 μm 为标准化直径，即将每个层位的有孔虫平均壳体重量均转化到 400 μm 有孔虫的对应壳体重量)。

2 结果

2.1 年龄模式

基于 2 个 AMS¹⁴C 测年结果(图 2 箭头及数字标出)及岩芯浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ ^[16] 曲线(图 2c)与 SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ 曲线^[17] 对比，获得 MD06-3052 岩芯上部 6~311 cm 的 2 万年以来的年龄模式。

2.2 浮游有孔虫 *G. ruber* 的传统壳体重量结果

浮游有孔虫传统壳体重量结果如图 2a 所示， W_{MS} 整体变化范围为 7.8~17.2 μg，最高值出现在 12.8 ka 左右，最低值 7.8 μg 则分别出现 3.3 ka 左右。2 万年以来 W_{MS} 整体呈现不断增高的趋势，在大约 10.6 ka，出现一个壳重质量低值(8.5 μg)。12 ka 之前， W_{MS} 的平均重量(13.1 μg)高于 12 ka 之后的平均值(10.5 μg)。说明浮游有孔虫 W_{MS} 在全新世相对于末次冰期冰盛期要低。而在 1 万年以来的全新世期间，壳体重量也存在小幅度的变化，在距今 5~8.3 ka 之间，即全新世适宜期， W_{MS} 相对较大。

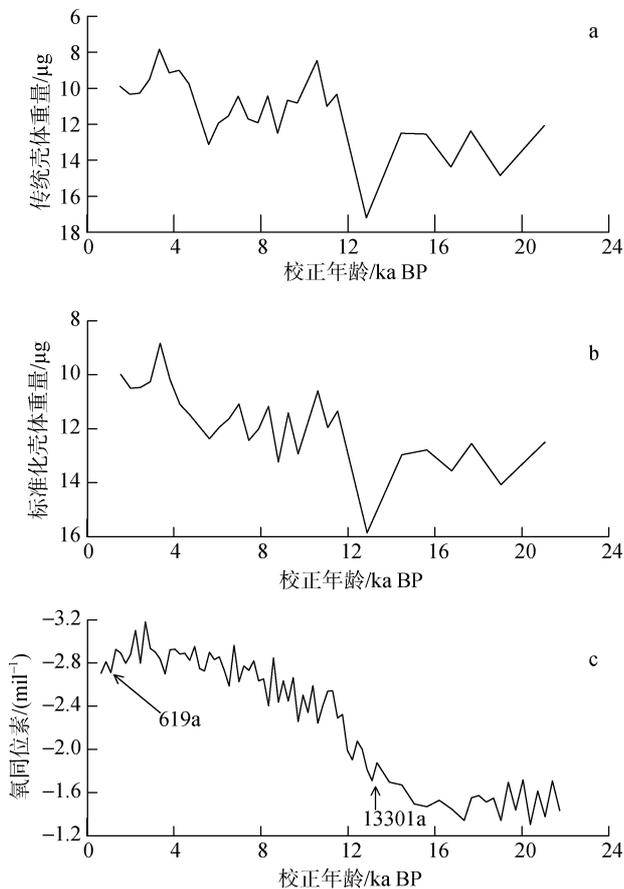


图2 MD06-3052 岩芯浮游有孔虫表层种传统壳体重量(a)、标准化壳体重量变化曲线(b)以及氧同位素记录(c)
Fig. 2 Comparison of *G. ruber* mean shell weight (W_{MS}), standard size normal weight (W_{SN}), and $\delta^{18}O$ at Site MD06-3052

2.3 浮游有孔虫 *G. ruber* 标准化壳体重量结果

浮游有孔虫 *G. ruber* 的 W_{SN} 变化趋势(如图 2b)与 W_{MS} 的变化趋势相似,但存在一定的差别。 W_{SN} 整体变化范围为 8.8~15.8 μg , 最高值和最低值分别也出现在 12.8 ka 和 3.3 ka 左右。2 万年以来 W_{SN} 整体呈现不断升高的变化曲线,该趋势比 W_{MS} 曲线更为明显。1.2~4 ka 之间, W_{SN} 变化幅度整体在 12 μg 左右波动,之后快速增加。

3 讨论

3.1 选择浮游有孔虫 *G. ruber* 种属的原因

在有孔虫个体发育过程中,浮游有孔虫壳体的微观形态会发生变化^[18]。一个重要的形态上的变化就是会析出一层光滑的 CaCO_3 薄层,称为配子成因

碳酸钙,这层碳酸钙会包在有孔虫壳体的外围^[19-20]。有孔虫种间和种外的配子碳酸盐的增长过程差异很大。比如, *G. sacculifer* 壳体表面沉淀出来的配子碳酸钙能增加 30% 的壳体重量^[19],而 *G. ruber* 壳体表面则不产出配子成因碳酸钙^[20]。因此,从水体里获得的 *G. ruber* 与从表层沉积物中获得的 *G. ruber*,其 W_{SN} 可以直接比较。尽管培养实验和利用不同的粒径的有孔虫获得的 W_{SN} 与 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 的梯度关系,均显示了有孔虫个体大小并不影响 W_{SN} 与 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 之间的关系^[6, 21]。然而,为了使个体发育和配子发育的响应程度最低,我们在本实验中选择较小的粒径范围的有孔虫进行试验,因为这样能够保证所有的有孔虫个体处于相似的个体发育阶段。

西菲律宾海处于热带西太平洋边缘,属于大洋寡营养区,现代浮游有孔虫群落调查以及沉积物调查研究显示,该海区上部水体丰度较高的浮游有孔虫种属主要有 *G. ruber* 和 *G. sacculifer*^[22],而在 MD06-3052 岩芯中这两个种属的相对丰度也是最高的。为了保证测量所用有孔虫的数量, *G. ruber* 是该海区进行有孔虫壳体重量测量的理想种属。

3.2 浮游有孔虫传统壳体重量结果与标准化壳体重量结果对比

浮游有孔虫传统壳重指标自 Broecker 建立并使用以来^[15],得到了广泛的应用,主要用来反映深部水体的碳酸盐溶解程度,在大西洋、印度洋和太平洋取得了一些重要成果。然后,随着古海洋学研究的深入以及各指标应用的增多,发现传统壳体重量指标存在着一些不足。比如传统壳重会受到有孔虫个体大小变化的影响。Barker^[10]在实验中发现,壳体重量较轻的样品,浮游有孔虫粒径低于平均粒径值。利用 W_{SN} 指标可以进一步减轻浮游有孔虫个体大小变化对其重量的影响^[23]。在图 2 中,对比 W_{MS} 与 W_{SN} 两条曲线可以看出,两者虽然存在着较强的相似性,但是又有较明显的不同。2 万年来 W_{SN} 的变化范围比 W_{MS} 的变化范围小。12 ka 之前,两曲线的变化曲线几乎相似,而在 12 ka 之后,两曲线存在较明显的差别, W_{SN} 变化与氧同位素曲线变化更为相似。

安佰正等^[23]应用南海南部表层沉积物样品,发现传统壳体重量测试获得稳定值需要至少 14 个浮游有孔虫个体,而标准化壳体重量方法则仅需 6 个就可以获得相对稳定的数值。这说明传统壳体重量指标需要使用的浮游有孔虫个数相对较多。由于

MD06-3052 岩芯离岸较近, 容易受到陆源物质以及浊流层的影响^[24], 其样品中的浮游有孔虫数量相对较少, 因此, 在该研究中, W_{SN} 指标相对于 W_{MS} 指标更具优势。

3.3 2 万年以来浮游有孔虫 *G. ruber* 标准化壳体重量对大气 p_{CO_2} 变化的响应

在表层水体中生活的浮游有孔虫, 其壳体重量主要受到 $[CO_3^{2-}]$ 的影响。由于 CO_2 在海水中的溶解度与海水温度紧密相关, 其在水中形成的 $[CO_3^{2-}]$ 也与海水温度相关。所以, 理论上, 观察到的壳体重量的变化趋势应该同时受水体 $[CO_3^{2-}]$ 和温度的控制。研究表明温度影响有孔虫钙化^[25], 有孔虫大小随温度变化而变化, 因此在应用有孔虫壳体重量作为 $[CO_3^{2-}]$ 的替代性指标时, 有必要对有孔虫大小进行标准化以减少温度的影响^[6, 10]。为了明确海表面温度 (sea surface temperature, SST) 和 $[CO_3^{2-}]$ 对壳重的影响程度, 我们利用浮游有孔虫 *G. ruber* 的 Mg/Ca 比替代性指标来指示 SST 的变化^[16], 发现冰期时 SST 较低, 而全新世 SST 增加 (图 3)。SST 较低时期, 大气 CO_2 溶解加强, 会相对降低海水中 $[CO_3^{2-}]$ 。而本研究中, 在末次冰盛期 (Last Glacial Maximum, LGM) 时期有孔虫标准化壳体重量相对于全新世较重, 这说明 SST 并非影响浮游有孔虫壳体重量的主要因素。

MD06-3052 岩芯所在水深大约 700 m, 远远高于该海区的碳酸盐溶跃面^[26], 因此浮游有孔虫沉降到海底后, 保存程度高, 深部溶解作用可以忽略不计。因此可以忽略掉溶解作用对冰期间冰期碳酸盐保存的差异性。

MD06-3052 岩芯中, *G. ruber* 壳重在 LGM 时期最高, 在早全新世时迅速减少, 但温度升高。这变化趋势在大西洋也有记录^[10], 因此壳重在冰期重这一事实表明了控制壳重的重要因素主要是表层水体碳酸根离子浓度。

壳体重量变化曲线与大气 p_{CO_2} 变化曲线^[27] 二者非常相似, 也说明控制壳体重量的主要因素是海水中的碳酸根离子浓度。LGM 时期大气 p_{CO_2} 低, 表层海水中的 $[CO_3^{2-}]$ 相对较高, 因此壳体较重, 而从冰消期开始, 由于大洋深部海水的上涌^[28] 以及大陆植被的快速繁盛^[29-30], 大气 p_{CO_2} 开始快速增加, 因此, 表层海水中的 $[CO_3^{2-}]$ 浓度增加, 导致浮游有孔虫壳体重量在全新世以来逐渐减轻。然而值得注意的是, 浮游有孔虫 *G. ruber* 的壳体重量变化并非完全与大

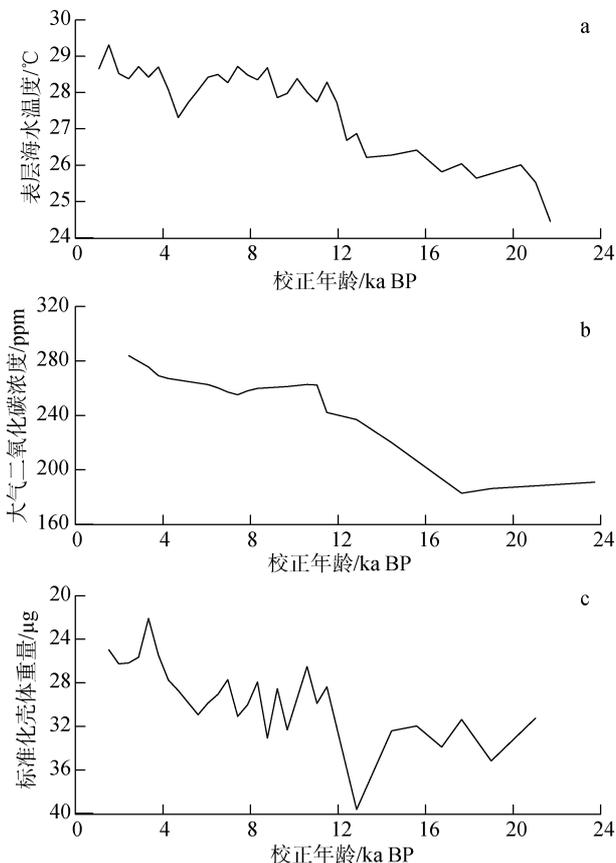


图 3 MD06-3052 岩芯浮游有孔虫 *G. ruber* 指示 2 万年以来表层海水温度 (a) 和标准化壳体重量 (c) 与大气 p_{CO_2} (b) 变化对比曲线

Fig. 3 Comparison on *G. ruber* SST (a), W_{SN} (c) record in MD06-3052 with p_{CO_2} (b) over the last 20 ka

气 p_{CO_2} 一致, 还存在一定的差异性。比如在 12.8 ka 左右浮游有孔虫壳重出现一个异常高值现象, 而此时大气 p_{CO_2} 虽然相对较低, 却并非 22 ka 以来的最低值。浮游有孔虫壳体重量的低值恰好发生在全球极端冷事件 Younger Dryas 事件附近, 很可能与该时期西太边缘海平面大规模的下陷紧密相关^[31]。海平面下降会引起周边陆地大量出露, 导致海水的碳储库作用减弱, 海水碱度增加, 而壳体重量则明显增加。另外, 在 3.5 ka 左右, *G. ruber* 的壳体重量有小幅度的降低, 也与该时期比较稳定的大气 CO_2 浓度相关性较低。该时期为新仙女木事件以来最寒冷的一次降温过程^[32], 该降温过程将会严重影响到陆地碳库的生长, 使得海洋碳储库增强, 从而影响了有孔虫壳体重量。

4 结论

应用位于西菲律宾海的 MD06-3052 岩芯的浮游

有孔虫种属 *G. ruber* 进行壳体重量测试, 获得该岩芯 2 万年以来传统壳体重量以及标准化壳体重量的变化特征。结果显示, 在该海区两个壳体重量指标记录具有较强的相似性, 但标准化壳体重量记录对于研究中壳体统计数量偏少的样品结果相对更准确。冰期时浮游有孔虫壳体重量相对较重, 而全新世则有所降低。标准化壳体重量记录与大气 p_{CO_2} 变化记录进行对比, 发现两者具有较强的相似性, 说明在该海区 2 万年以来浮游有孔虫标准化壳体重量受到全球大气 p_{CO_2} 变化的影响。由于本研究只选取了单一一种属的浮游有孔虫进行研究, 且岩芯部分层位受到沉积扰动, 因此研究结果在某些时期可能存在一些不确定性。需要进一步选取更多的种属以及指标对本研究工作进行印证。

参考文献:

- [1] Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[M]. Cambridge, United Kingdom and New York, NY: Cambridge University Press, 2007: 2-3.
- [2] Broecker W S, Takahashi T, Simpson H J, et al. Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget[J]. Science, 1979, 206(4417): 409-418.
- [3] Orr J C, Fabry V J, Aumont O, et al. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms[J]. Nature, 2005, 437(7059): 681-686.
- [4] Cooley S R, Kite-Powell H L, Doney S. C. Ocean acidification's potential to alter global marine ecosystem services[J]. Oceanography, 2009, 22(4): 172-181.
- [5] Marshall B J, Thunell R C, Henehan M J, et al. Planktonic foraminiferal area density as a proxy for carbonate ion concentration: A calibration study using the Cariaco Basin ocean time series[J]. Paleoceanography, 2013, 28(2): 363-376.
- [6] Beer C J, Schiebel R, Wilson P A. Technical Note: On methodologies for determining the size-normalised weight of planktic foraminifera[J]. Biogeosciences, 2010, 7(7): 2193-2198.
- [7] Aldridge D, Beer C J, Purdie D A. Calcification in the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* linked to phosphate concentrations in surface waters of the North Atlantic Ocean[J]. Biogeosciences, 2012, 9(5): 1725-1739.
- [8] de Moel H, Ganssen G M, Peeters F J C, et al. Planktic foraminiferal shell thinning in the Arabian Sea due to anthropogenic ocean acidification?[J]. Biogeosciences, 2009, 6(9): 1917-1925.
- [9] Moy A D, Howard W R, Bray S G, et al. Reduced calcification in modern Southern Ocean planktonic foraminifera[J]. Nature Geoscience, 2009, 2(4): 276-280.
- [10] Barker S, Elderfield H. Foraminiferal calcification response to glacial-interglacial changes in atmospheric CO_2 [J]. Science, 2002, 297(5582): 833-835.
- [11] Davis C V, Badger M P S, Bown P R, et al. Calcification response to climate change in the Pliocene[J]. Biogeosciences Discussions, 2013, 10(4): 6839-6860.
- [12] Yan X H, Ho C R, Zheng Q, et al. Temperature and size variabilities of the Western Pacific Warm Pool[J]. Science, 1992, 258: 1643-1645.
- [13] Palmer M R, Pearson P N. A 23, 000-year record of surface water pH and p_{CO_2} in the western equatorial Pacific Ocean[J]. Science, 2003, 300: 480-482.
- [14] Takahashi T, Sutherland S C, Wanninkhof R, et al. Climatological mean and decadal changes in surface ocean p_{CO_2} , and net sea-air CO_2 flux over the global oceans[J]. Deep-Sea Research II, 2009, 56: 554-577.
- [15] Broecker W, Clark E. Shell weights from the South Atlantic[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2004, 5(3): 1-5.
- [16] Qiu X H, Li T G, Chang F M, et al. Sea surface temperature and salinity reconstruction based on stable isotopes and Mg/Ca of planktonic foraminifera in the western Pacific Warm Pool during the last 155 ka[J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2014, 32(1): 187-200.
- [17] Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record[C]//Berger A, Imbrie J, Hays J, et al. Milankovitch and Climate. Dordrecht: Dordrecht Reidel Publishing Company, 1984: 269-305.
- [18] Brummer G J A, Hemleben C, Spindler M. Ontogeny of extant spinose planktonic foraminifera (Globigerinidae): A concept exemplified by *Globigerinoides sacculifer* (Brady) and *G. ruber* (d'Orbigny)[J]. Marine Micropaleontology, 1987, 12: 357-381.
- [19] Bé A W H. Gametogenic calcification in a spinose planktonic foraminifera, *Globigerinoides sacculifer* (Brady)[J]. Marine Micropaleontology, 1980, 5: 283-310.
- [20] Hamilton C P, Spero H J, Bijma J, et al. Geochemical investigation of gametogenic calcite addition in the planktonic foraminifera *Orbulina universa*[J]. Marine Micropaleontology, 2008, 68(3): 256-267.
- [21] Bijma J, Hönisch B, Zeebe R. Impact of the ocean carbonate chemistry on living foraminiferal shell weight:

- Comment on Carbonate ion concentration in glacial-age deep waters of the Caribbean Sea by WS Broecker and E. Clark[J]. *Geochemistry geophysics geosystems*, 2002, 3 (11): 1-7.
- [22] Yamasaki M, Sasaki A, Oda M, et al. Western equatorial Pacific planktic foraminiferal fluxes and assemblages during a La Niña year (1999)[J]. *Marine Micropaleontology*, 2008, 66(3): 304-319.
- [23] 安佰正, 李铁刚, 孙晗杰, 等. 浮游有孔虫标准化壳体重量测试方法及在西太平洋的应用[J]. *地球科学-中国地质大学学报*, 2015, 40(5): 881-889.
An Baizheng, Li Tiegang, Sun Hanjie, et al. The application of planktonic foraminifera size-normalized shell weight in the western Pacific[J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 2015, 40(5): 881-889.
- [24] 仇晓华, 李铁刚, 常凤鸣, 等. 西菲律宾海 15 万年以来的浊流沉积及其成因[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2012, 32(4): 157-163.
Qiu Xiaohua, Li Tiegang, Chang Fengming, et al. Turbidite deposition record and its mechanism since 150 kaBP in western Philippine Sea[J]. *Marine geology & quaternary geology*, 2012, 32(4): 157-163.
- [25] Lombard, F, Labeyrie L, Michel E, et al. Modelling the temperature dependent growth rates of planktic foraminifera[J]. *Marine Micropaleontology*, 2009, 70(1-2): 1-7.
- [26] Groetsch J, Wu G, Berger W H. Carbonate saturation cycles in the Western Equatorial Pacific[C]// Einsele G, Ricken W, Seilacher A, et al. *Cycles and Events in Stratigraphy*. New York: Springer Heidelberg, 1991: 110-125.
- [27] Monnin E, Indermule A, Dolenbach A, et al. Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination[J]. *Science*, 2001, 291: 112-114.
- [28] Skinner L, Fallon S, Waelbroeck C, et al. Ventilation of the deep Southern Ocean and deglacial CO₂ rise[J]. *Science*, 2010, 328(5982): 1147-1151.
- [29] Adams J M, Faure H, Faure-Denard L, et al. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present[J]. *Nature*, 1990, 348(6303): 711-714.
- [30] Prentice K C, Fung I Y. The sensitivity of terrestrial carbon storage to climate change[J]. *Nature*, 1990, 346(6279): 48-51.
- [31] 汪品先, 卞云华, 李保华, 等. 西太平洋边缘海的新仙女木事件. *中国科学*. 1996, 26(5): 452-460.
Wang Pinxian, Bian Yunhua, Li Baohua, et al. Younger Dryas event in margin sea of western Pacific[J]. *Science in China (series D)*, 1996, 26(5): 452-460.
- [32] Denton G H, Karlen W. Holocene climate variation-their pattern and possible cause[J]. *Quaternary Research*, 1973, 3: 155-205.

Planktonic foraminifera shell weight record in the West Philippine Sea during the last 20 ka

AN Bai-zheng^{1, 2, 3}, LI Tie-gang^{1, 2}, SUN Han-jie^{1, 2}, YU Xin-ke^{1, 2}, QIU Xiao-hua⁴

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. No.1 Institute of Geology and Mineral Resources of Shandong Province, Jinan, 250014, China)

Received: Mar. 25, 2015

Key words: West Philippine Sea; planktonic foraminifera; shell weight

Abstract: To investigate the variability and influences of planktonic foraminiferal shell weight in the western Pacific, we determined the mean shell weight (W_{MS}) and shell size-normalized weight (W_{SN}) of *Globigerinoides ruber* at Site MD06-3052 in the West Philippine Sea during the last 20 ka. Both shell weight proxies show the same lightening trend. The W_{SN} proxy was more accurate than the W_{MS} proxy in our study with relatively fewer *G. ruber* specimens preserved in the sediments. The W_{SN} results revealed high values during the last maximum glacial period and low values during the Holocene. Compared with the local sea-surface temperature and ice-core CO₂ content, the W_{SN} curve reflects the presence of a carbonate ion in the surface seawater, which is a signal of the global CO₂ content.

(本文编辑: 李晓燕)