

# 南海北部近 6 Ma 以来的氧同位素地层与事件\*

翦知潜 成鑫荣 赵泉鸿 王吉良 汪品先

(同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092)

**摘要** 通过对南海北部大洋钻探 ODP1148 站位 1000 余个浮游和底栖有孔虫样品进行稳定同位素分析, 首次在南海将氧同位素地层学应用到距今约 3 Ma 前, 并揭示了南海北部近 6 Ma 以来的古海洋学变化. 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  表明南海深层水在约 3.1 Ma 之前受温暖的太平洋中层水影响较强, 在约 3.1~2.5 Ma 之间显著降温, 指示了北半球冰盖的形成. 而浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  反映的早、中上新世表层水的几次降温可能与南极冰盖波动有关, 只有在约 2.2~0.9 Ma 之间不可逆转的阶梯状降温才可能是对北半球冰盖形成与增长的响应.

**关键词** 氧同位素地层 上新世-更新世 北半球冰盖形成 中更新世革命 南海

上新世至更新世地球从温暖、均一的环境变为具有典型冰期间冰期旋回的极端气候, 而上新世以来的地层是检验许多古气候和古海洋学假说<sup>[1,2]</sup>的天然实验室. 同时, 随着天文调谐的同位素地层推进到 6 Ma 前<sup>[3,4]</sup>, 为上新世高分辨率的研究提供了可能. 因此, 上新世至更新世已成为国际古海洋学研究的热点. 而南海以往的古海洋学研究, 主要以晚第四纪为重点<sup>[5,6]</sup>, 很少涉及更新世早期<sup>[7]</sup>和上新世<sup>[8]</sup>. 1999 年大洋钻探第 184 航次在南海采取了大量岩芯, 其中北部 ODP1148 站位(北纬 18° 50', 东经 116° 34')水深约 3297 m, 底部年龄约 32 Ma, 提供了晚渐新世以来相对连续的古环境剖面<sup>[9]</sup>. 目前我们已经完成该站位 2000 余个浮游和底栖有孔虫样品的稳定同位素测试, 本文将着重介绍最晚中新世近 6 Ma 以来的氧同位素变化, 进而讨论北半球冰盖形成等古海洋学事件在南海的响应及其全球气候意义.

## 1 样品处理和稳定同位素测定

根据大洋钻探第 184 航次船上初步的生物地层和磁性地层年代<sup>[9]</sup>, 我们对 ODP1148 站位合成剖面上部 0~125.8 mcd(合成深度米)按 80cm 间距, 125.8~201.7 mcd 按 15 cm 间距取样, 共获得 755 个样品. 所有样品取约 10 cm<sup>3</sup> 按照标准的微体古生物学方法处理后, 从中分别挑出壳径大于 0.154 mm 的浮游和底栖有孔虫壳体, 用无水酒精超声波清洗, 然后置于 60℃ 的烘箱中烘干. 样品均在同济大学海洋地质教育部重点实验室采用带碳酸盐自动制备系统的 Finnigan/MAT 252 型质谱仪进行稳定同位素测定. 所有同位素值已根据 NBS19 和 NBS18 标准转化为国际 PDB 值, 其中  $\delta^{18}\text{O}$  的分析精度为 0.07‰.

由于该站位水深大, 碳酸盐溶解强, 许多样品中没有足够的浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* 或者 *Globigerinoides sacculifer*(7~8 枚)和底栖有孔虫 *Cibicidoides wuellerstorfi*(3~5 枚)

2001-02-05 收稿, 2001-05-20 收修改稿

\* 国家自然科学基金重大项目(批准号: 49999560)和国家重点基础研究发展规划项目(编号: G2000078502)资助

等的干净壳体供同位素分析, 最后实测浮游有孔虫样品 475 个, 底栖有孔虫样品 538 个. 底栖有孔虫样品除 *C. wuellerstorfi* 以外, 还选择了 *Uvigerina* sp., *Cibicidoides kullenbergi*, *Cibicidoides* spp., *Oridorsalis* sp. 等属种, 存在一定种间差异, 本文所有同位素值都按照 Shackleton 等人的方法<sup>[3]</sup>转换为 *C. wuellerstorfi* 的相应值, 同一样品不同属种的转换值取平均. 浮游有孔虫同位素分析在上部 0~160 mcd 测定 *G. ruber* 壳体, 下部则测定 *G. sacculifer*, 由于这两个种都是表层水种<sup>[10]</sup>, 本次研究未做种间校正.

## 2 地层学

ODP1148 站位近 3 Ma 来的年代框架主要依据氧同位素地层学. 由于底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  受当地的温度、盐度影响较小, 便于各大洋之间的比较<sup>[3,4]</sup>. 因此我们在船上生物地层和磁性地层学<sup>[9]</sup>基础上, 主要依据底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  曲线, 从中辨识出各氧同位素事件. 结果如图 1 所示,

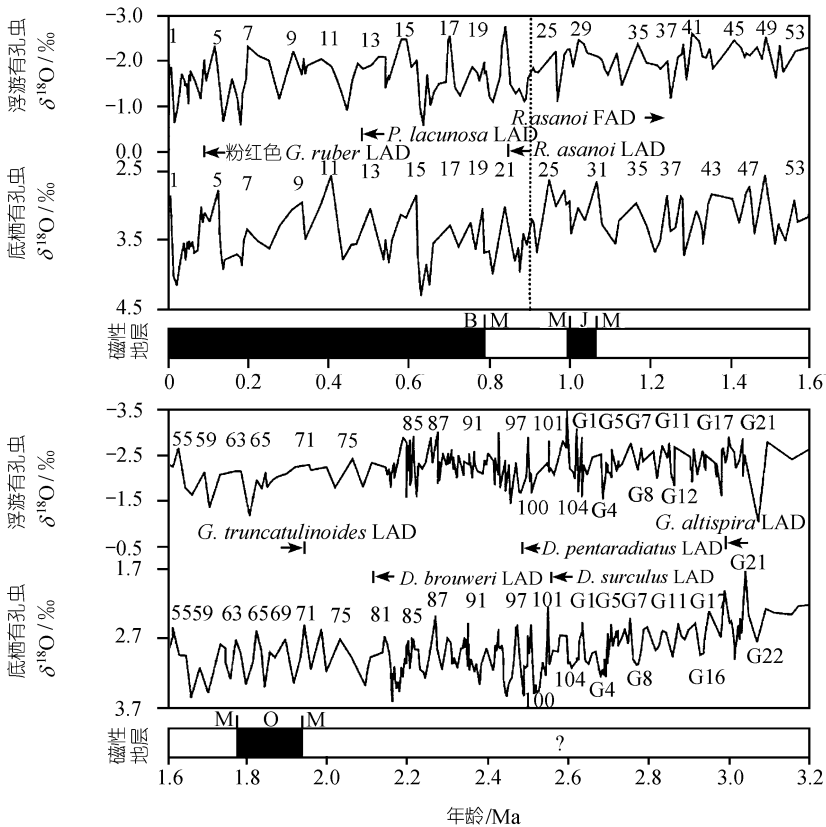


图 1 ODP1148 站位 3.1 Ma 以来的氧同位素地层

生物地层和磁性地层界线根据大洋钻探第 184 航次船上工作<sup>[9]</sup>. LAD 为末现面, FAD 为初现面. B, M, J 和 O 分别代表布容正向期、松山反向期、哈拉米洛和奥都威事件, “?”表示没有识别出古地磁界线. 图中数值代表氧同位素期, 垂直虚线为中更新世革命

在井深 164 mcd 以上共有 126 个氧同位素期(MIS), 其中 MIS32~34 依据浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  曲线, MIS76~77 无法辨认可能由于地层缺失或者沉积速率太低. 本研究氧同位素地层年龄 0~0.6 Ma 依据 Imbrie 等人<sup>[11]</sup>, 0.6~2.0 Ma 依据 Shackleton 等人<sup>[12]</sup>, 而 2.0~3.1 Ma 则依据 Shackleton

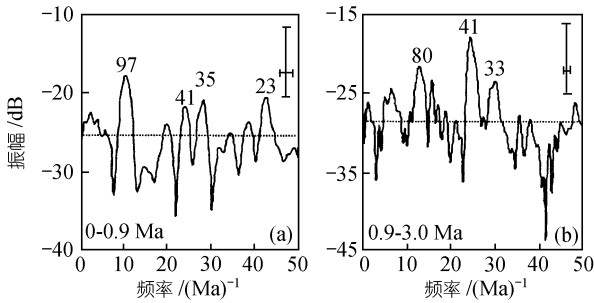


图 2 ODP1148 站位 3.0 Ma 以来底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  的频谱分析结果

(a) 0~0.9 Ma; (b) 0.9~3.0 Ma. 图中数值代表周期(ka). 水平虚线指示频谱的平均值, 只有在其上的频谱峰才有意义. 右上角的十字线, 横线代表 6-dB 的频宽, 垂线代表 80% 的可信度

间平均沉积速率推算各样品的年龄. 浮游有孔虫 *Globorotalia tumida* 在井深 198.8 mcd 处首次出现, 对应年龄 5.85 Ma, 因此井深 200 mcd 以上相当于最晚中新世以来的地层. 根据以上同位素和生物地层框架, ODP1148 站位近 6 Ma 来的沉积速率变化主要分两段, 3.1~6.0 Ma 的平均值仅 12.6 m/a, 而 0~3.1 Ma 的显著增大, 平均达 53.6 m/a.

### 3 氧同位素记录与北半球冰盖的形成

底栖有孔虫 *C. wuellerstorfi* 的  $\delta^{18}\text{O}$  记录常被用来指示极地冰盖体积和底层水温的变化. 南海北部 ODP1148 站位底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  的曲线呈现明显的阶段性(图 3), 早、中上新世约 3.1~6.0 Ma 和中更新世革命以来 0~0.9 Ma 为两个相对稳定的端元, 其平均值分别为 2.12‰ 和 3.50‰, 其间则发生了两次大的  $\delta^{18}\text{O}$  变重: 一次为 3.1~2.5 Ma 之间的阶梯状逐渐变重, 另一次为中更新世革命时期的突然变重. 约 3.1 Ma 之前, 南海深层水  $\delta^{18}\text{O}$  值波动不大( $<0.9\text{‰}$ ), 也说明深层水温度相对稳定, 与这一时期全球气候温暖<sup>[3]</sup>相吻合. 在 3.1~2.5 Ma 之间, 亦即氧同位素期 G22 到 100 之间(图 1), 南海深层水  $\delta^{18}\text{O}$  增大到 1.2‰, 则表示北半球冰盖在这一时期形成<sup>[3,4,14]</sup>. 特别

是, 距今约 2.7 Ma 前, 南海深层水  $\delta^{18}\text{O}$  值变重到全新世水平, 说明北半球冰盖在约 2.7 Ma 就已经增大到现代的水平<sup>[15]</sup>. 由于 3.1~2.5 Ma 之间的  $\delta^{18}\text{O}$  变重仅见于底栖有孔虫记录(图 3), 说明南海的深层水曾发生明显降温, 但考虑到冰盖体积效应, 其降温的幅度应该小于 3.8~

等人<sup>[3]</sup>. 这样, 0~3.1 Ma 之间同位素分析的样品时间分辨率平均约 9 ka. 图 2 显示 0~0.9 Ma 之间,  $\delta^{18}\text{O}$  主要以 100 ka 的周期为主, 而之前以 41 ka 周期为主. 气候周期的转型发生在 MIS22/23 界线距今约 0.9 Ma 前, 即中更新世革命, 这与前人的研究结果<sup>[7,13]</sup>一致.

氧同位素期 G22 之前, 由于浮游和底栖有孔虫同位素分析的样品时间分辨率平均分别为 25 ka 和 16 ka, 很难进一步辨识出氧同位素期, 我们主要采用生物地层事件年龄<sup>[9]</sup>, 按各事件之

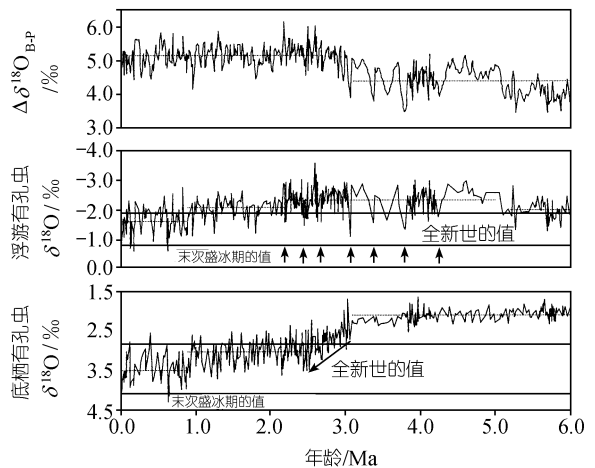


图 3 ODP1148 站位近 6 Ma 来的底栖和浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  及两者的差值( $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{B-P}}$ )

水平实线为全新世和末次盛冰期的值, 而虚线为各时间段的平均值. 斜箭头指示北半球冰盖形成期, 小箭头指示上新世浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  的几次明显变重

4.9℃(温度变化 1℃, 相当于  $\delta^{18}\text{O}$  变化 0.21‰ ~ 0.27‰<sup>[16]</sup>). 北半球冰盖形成之后, 南海深层水  $\delta^{18}\text{O}$  在中更新世革命之后平均值又增大 0.53‰, 而且这一现象也见于浮游有孔虫的记录(图 3), 看来是全球性的海水  $\delta^{18}\text{O}$  变化, 应该反映了北半球冰盖体积的进一步增大. 实际上, 随着北半球冰盖的形成, 南海深层水  $\delta^{18}\text{O}$  波动幅度也增大, 从约 3.1Ma 之前的 <0.9‰ 增大为 2.5 ~ 0.9 Ma 之间的 1.4‰, 再进一步增大为 0 ~ 0.9 Ma 之间的 1.8‰, 也反映了北半球冰盖体积的增长. 至于中更新世革命的原因, 特别是这一时期气候周期从 41 ka 到 100 ka 转型(图 2), 目前学术界还有很多争论<sup>[13]</sup>, 但中更新世革命之后北半球冰盖体积增长是毫无疑问的.

浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  反映上新世以来南海表层水温曾发生 3 次大的变化(图 3): 5.2 ~ 5.0 Ma 的增温、约 2.2 Ma 和约 0.9 Ma 的降温. 最晚中新世到上新世 6.0 ~ 5.2 Ma 之间南海表层水较冷,  $\delta^{18}\text{O}$  值平均为 -1.98‰. 从距今 5.2 Ma 开始,  $\delta^{18}\text{O}$  值明显变轻, 但在约 5.0 Ma 之后基本上在 -2.32‰ 上下波动. 实际上, 在约 5.0 ~ 2.2 Ma 之间  $\delta^{18}\text{O}$  值也有几次变重(约 4.3, 3.8, 3.4, 3.1, 2.7 和 2.5 Ma), 指示南海北部表层水温在上新世温暖期大约每隔 400 ka 发生一次短暂的降温事件, 每次事件之后表层水温和  $\delta^{18}\text{O}$  又恢复到平均水平. 上新世的这些表层水降温事件, 如约 4.3 Ma 和约 3.8 Ma 的降温, 早就在北太平洋<sup>[17]</sup>和南大洋<sup>[18]</sup>发现, 可能与南极地区冰冻圈发展有关<sup>[17]</sup>. 在底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  反映的北半球冰盖形成期, 南海表层水温也有几次短暂降低, 但又都回返到上新世的水平. 只是在晚上新世约 2.2 Ma, 南海表层水  $\delta^{18}\text{O}$  第一次发生不可逆转的变重, 到中更新世约 0.9 Ma 再次变重, 说明南海表层水温曾阶梯状下降, 也反映了北半球冰盖的形成和体积的增长, 但南海表层水比深层水在响应时间上滞后. 根据上新世 5.0 ~ 2.2 Ma 之间(-2.32‰)和中更新世革命之后(-1.61‰)  $\delta^{18}\text{O}$  平均值的差别, 南海表层水温的下降应该小于 2.6 ~ 3.4℃. Wang (1994) 根据 8 个 DSDP 钻孔资料, 得出北太平洋亚热带区表层水在约 2.2 Ma 和 1.0 Ma 发生阶梯状不可逆转的降温, 而热带海区表层水温基本不变<sup>[17]</sup>. 南海北部 ODP1148 站位属于热带海区, 但其表层水温变化与太平洋亚热带海区的相似, 可能与该站位离亚洲大陆很近有关, 也反映了边缘海的特殊性.

ODP1148 站位底栖和浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  的差值( $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{B-P}}$ ), 可以反映表层水到底层水的垂直温度梯度(图 3).  $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{B-P}}$  值在 3.1 Ma 之前(平均 4.38‰)明显比 2.7 Ma 之后(平均 5.16‰)的小, 说明上新世温暖期南海的垂直温度梯度小. 从 3.1 Ma 开始,  $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{B-P}}$  值增大, 至约 2.7 Ma 达到全新世的值, 这进一步说明北半球冰盖形成于这一时期, 而且由于深层水比表层水降温显著, 使得南海的垂直温度梯度加大.

#### 4 与开放大洋同位素记录的比较

我们选取赤道东太平洋 ODP851 站位(2° 46' N, 110° 34' W, 水深 3760 m)<sup>[19]</sup>和赤道西太平洋 ODP806B 站位(0° 09' N, 159° 2' E, 水深 2520 m)<sup>[20]</sup>, 比较南海北部与太平洋表层水稳定同位素记录的差异, 其中太平洋两个站位均采用浮游有孔虫 *G. sacculifer* 的数据. 如图 4 所示, 南海 ODP1148 站位的表层水  $\delta^{18}\text{O}$  比赤道太平洋的明显偏负. 由于现代南海北部的表层海水温度较赤道太平洋的低, 其表层水  $\delta^{18}\text{O}$  应该偏正, 因此南海表层水  $\delta^{18}\text{O}$  的较负值可能与南海北部受河流注入的淡水影响而表层海水盐度偏低有关. 上新世赤道太平洋表层水  $\delta^{18}\text{O}$  也经历了几次降温事件, 如 3.5 ~ 3.4 Ma, 3.1 ~ 2.7 Ma, 2.6 ~ 2.4 Ma 和 2.0 ~ 1.9 Ma 之间, 这可能与巴拿马地峡关闭、北半球冰盖形成有关, 也可能与该地区上部水体垂直结构的演变有关<sup>[19]</sup>. 但南海北

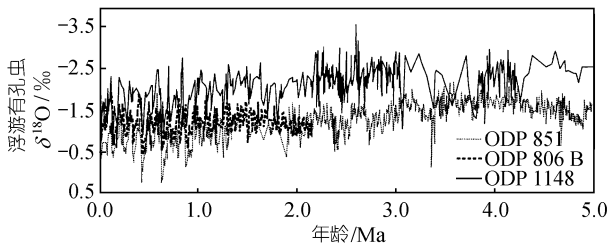


图 4 南海北部与赤道太平洋 ODP851 和 ODP806B 站位上新世以来浮游有孔虫氧同位素的比较

部约 2.2 Ma 的降温事件是不可逆转的, 与赤道太平洋的表层水温变化不一致, 而与亚热带区的特征<sup>[17]</sup>相似。潜潜

此外, 我们还选取大西洋 ODP659 站位(18° 05' N, 21° 02' W, 水深 3070 m)<sup>[4]</sup>、太平洋 ODP849 站位(0° 11' N, 110° 31' W, 水深 3851 m)<sup>[21]</sup>和 ODP1014 站位(32° 50' N, 119° 58' E, 水深 1165 m)<sup>[22,23]</sup>, 比较南海深层水与开放大洋中

层水(ODP1014)、深层水(ODP849 和 ODP659)稳定同位素记录的差异。图 5 中所有同位素值都已转换为 *C. wuellerstorfi* 的相应值。在约 3.1~2.5 Ma 之间, 南海北部与太平洋和大西洋深层水  $\delta^{18}\text{O}$  都同时变重(图 5), 进一步说明北半球冰盖形成于这段时间。

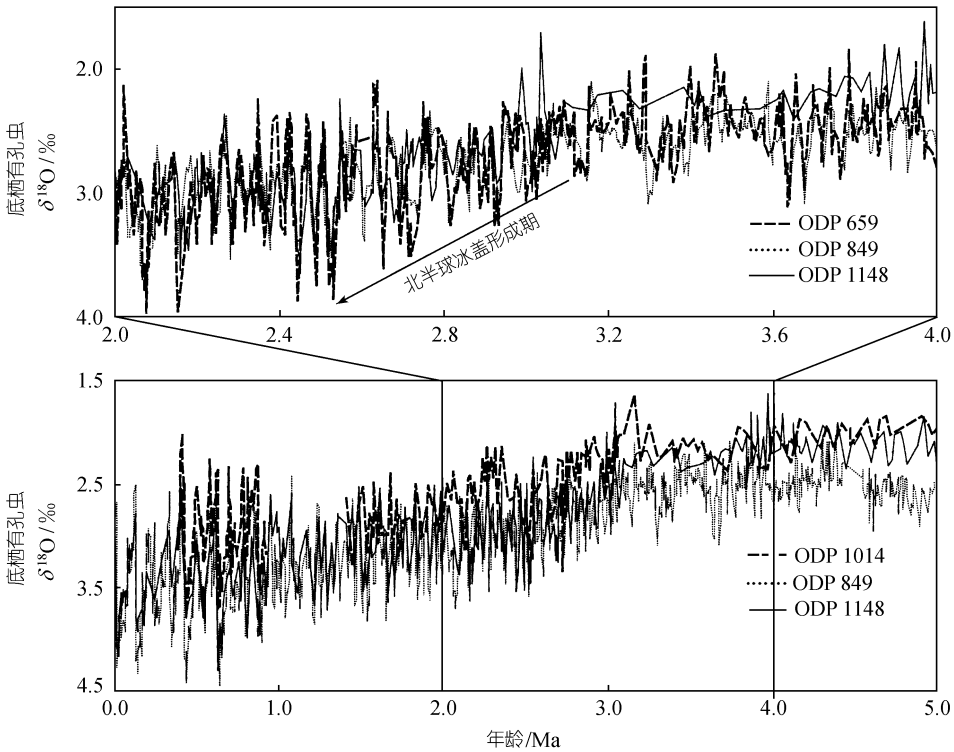


图 5 南海北部与太平洋 ODP849, ODP1014 和大西洋 ODP659 站位上新世以来底栖有孔虫氧同位素的比较

此后, 南海北部与太平洋深层水  $\delta^{18}\text{O}$  的变化基本一致, 在中更新世革命期间  $\delta^{18}\text{O}$  又一次变重, 平均值由 0.9~2.5 Ma 之间的约 3.1‰变为 0~0.9 Ma 之间的约 3.5‰, 但是太平洋深层水  $\delta^{18}\text{O}$  的波动幅度略大。有意思的是, 在北半球冰盖形成之前(>3.1 Ma)南海深层水  $\delta^{18}\text{O}$  整体上比太平洋同等深度深层水的(ODP849 站位; 平均 2.53‰)轻, 而与太平洋中层水的(ODP1014 站位; 平均 2.05‰)接近。由于南海海槛深度约为 2500 m, 其深层水只能来源于水深 <2500 m

的太平洋深层水. 距今 3.1 Ma 之前, 南海水深约 3300 米的深层水与太平洋中层水的  $\delta^{18}\text{O}$  值接近, 说明当时太平洋中层水比较温暖<sup>[23]</sup>, 对南海的影响也比现在强. 北半球冰盖形成之后, 太平洋深层水对南海的影响加强, 两者的深层水  $\delta^{18}\text{O}$  值接近, 而比太平洋中层水  $\delta^{18}\text{O}$  偏重(图 5).

## 5 结论

(1) 通过南海北部 ODP1148 站位详尽的浮游和底栖有孔虫稳定同位素分析, 在生物地层和磁性地层学基础上, 辨识出 126 个氧同位素期, 首次在南海将氧同位素地层学应用到距今约 3 Ma 前.

(2) 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  表明南海深层水在 3.1 ~ 2.5 Ma 之间显著降温, 指示了北半球冰盖的形成, 且冰盖体积可能在距今约 2.7 Ma 前达到现代的水平. 而浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  反映的早、中上新世表层水的几次降温可能与南极冰盖增长有关, 只有在约 2.2 ~ 0.9 Ma 之间不可逆转的阶梯状降温才可能是对北半球冰盖形成与增长的响应.

(3) 距今 3.1 Ma 之前, 南海水深约 3300 m 的深层水与太平洋中层水的  $\delta^{18}\text{O}$  值接近, 说明当时太平洋中层水比较温暖, 对南海深层水的影响较强.

**致谢** 本研究承大洋钻探第 184 航次全体科学家和技术人员提供样品, 同济大学方定元、夏佩芬、黄宝琦、徐建、周震等参加了实验室工作, 特致感谢.

## 参 考 文 献

- 1 Clemens S C, Murry D W, Prell W L. Nonstationary phase of the Plio-Pleistocene Asian monsoon. *Science*, 1996, 274: 943 ~ 948
- 2 Ruddiman W F, Raymo M E. Northern Hemisphere climatic regimes during the past 3 Ma: Possible tectonic connections. *Philos Trans R Soc London, Ser. B*, 1988, 318: 411 ~ 430
- 3 Shackleton N J, Hall M A, Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP site 846. *Proc Ocean Drill Program Sci Results*, V138, 1995, 337 ~ 355
- 4 Tiedeman R, Sarnthein M, Shackleton N J. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic  $\delta^{18}\text{O}$  and dust flux records of Ocean Drilling Program site 659. *Paleoceanography*, 1994, 9(4): 619 ~ 638
- 5 翦知潜 南海冰期深部水性质的稳定同位素证据. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(3): 250 ~ 256
- 6 汪品先. 冰期旋回中西太平洋边缘海的季节性与暖池的多变性. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(1): 1 ~ 6
- 7 Jian Z, Wang P, Chen M-P, et al. Foraminiferal response to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography*, 2000, 15(2): 229 ~ 243
- 8 翦知潜. 用岩屑样定量研究南海西北陆架古环境. *古生物学报*, 1993, 32(5): 550 ~ 560
- 9 Wang P, Prell W, Blum P. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports V 184*. College Station: Ocean Drilling Program, 2000
- 10 Fairbanks R G, Sverdrlove M, Free R, et al. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 1982, 298: 841 ~ 844
- 11 Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. In: Berger A, Imbrie J, ed. *Milankovitch and Climate*. Norwell: D Riedel, 1984. 269 ~ 305
- 12 Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. *Trans R Soc Edinburgh Earth Sci*, 1990, 81: 251 ~ 261
- 13 Berger W H, Jansen E. Mid-Pleistocene climate shift - The Nansen connection. *Geophysical Monograph*, 1994, 84: 295 ~ 311
- 14 Shackleton N J, Backman J, Zimmerman H, et al. Oxygen isotope calibration of the onset of rafting and history of glaciation

- in the north Atlantic region. *Nature*, 1984, 307: 620 ~ 623
- 15 Maslin M A, Haug G H, Sarnthein M, et al. Northwestern Pacific site 882: The initiation of Northern Hemisphere glaciation. *Proc Ocean Drill Program Sci Results*, V 145, 1995, 315 ~ 329
  - 16 Zahn R, Mix A C. Benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  in the Ocean's temperature-salinity-density field: constraints on ice age thermocline circulation. *Paleoceanography*, 1991, 6(1): 1 ~ 20
  - 17 Wang L. Sea surface temperature history of the low latitude western Pacific during the last 5.3 million years. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1994, 108(3/4): 379 ~ 436
  - 18 Leonard K A, Williams D F, Thunell R C. Pliocene paleoclimatic and paleoceanographic history of the south Atlantic ocean: stable isotopic record from Leg 72. *Init Rep DSDP*, 1983, 72: 859 ~ 906
  - 19 Cannariato K G, Ravelo A C. Pliocene-Pleistocene evolution of eastern tropical Pacific surface water circulation and thermocline depth. *Paleoceanography*, 1997, 12(6): 805 ~ 820
  - 20 Schmidt H, Berger W H, Bickert T, et al. Quaternary carbon isotope record of pelagic foraminifers: Site 806, Ontong Java Plateau. *Proc Ocean Drill Program Sci Results*, V 130, 1993, 397 ~ 409
  - 21 Mix A C, Pissias N G, Rugh W, et al. Benthic foraminifer stable isotope record from Site 849 (0 ~ 5 Ma): local and global climate changes. *Proc Ocean Drill Program Sci Results*, V 138, 1995, 371 ~ 412
  - 22 deMenocal P, Baker L. Data report: benthic stable isotope data from sites 1014 and 1020 (0.6 ~ 1.2 Ma). *Proc Ocean Drill Program Sci Results*, V 167, 2000, 145 ~ 150
  - 23 Kwiek P B, Ravelo A C. Pacific Ocean intermediate and deep water circulation during the Pliocene. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 154(3): 191 ~ 217