

## 南海北部晚新生代氧同位素地层学\*

赵泉鸿 翦知湓 王吉良 成鑫荣 黄宝琦 徐建  
周震 房殿勇 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 ODP 184 航次 1148 站(18°50.17.3'N, 116°33.93'E, 水深 3308.3 m) 1165 个样品中底栖有孔虫的同位素分析, 获得了 24 Ma 以来连续的、平均分辨率为 21 ka 的  $\delta^{18}\text{O}$  曲线。这是迄今全球晚新生代最连续、最完整和分辨率最高的  $\delta^{18}\text{O}$  曲线。总体上呈梯状递增的  $\delta^{18}\text{O}$  曲线清楚地记录了晚新生代以来 5 次变重和 3 次变轻事件及 2 个稳定期, 反映了全球气候逐渐变冷过程的变化。其中发生在 17.2~14.5 Ma 的变轻事件及 14.5~13.6 Ma 和 3.0~2.4 Ma 的两个变重事件最为显著, 都可以进行全球性对比。13.6~10.2 Ma 和 6.0~3.0 Ma 两个时期  $\delta^{18}\text{O}$  变动平稳和振幅最小, 代表南海晚新生底层水变化最小的稳定时期。1148 站的氧同位素记录为西太平洋和我国海相地层的全球性对比提供了最佳的剖面。

**关键词** 氧同位素 底栖有孔虫 地层学 古海洋学 晚新生代 南海

地球表层系统在新生代由早期两极无冰的“温室”状态, 进入到晚期极地具冰盖的“冰室”状态<sup>[1]</sup>, 是现代全球自然环境格局形成的关键性转变。有孔虫的氧碳同位素记录是晚新生代全球气候和大洋环流这一系列重要变化的见证。但是迄今为止, 有关晚新生代同位素的研究以较短年代的记录为主, 如表 1 所示, 10 Ma 以上的长记录不多, 而且分辨率也不高, 尚未见中

表 1 各大洋晚新生代氧同位素长记录实例

地区	站位	样品	地层时代/Ma	样品数	时间分辨率/ka	资料来源
西太平洋	1148	底栖有孔虫	0~24	1165	21	本文
西太平洋	289	底栖有孔虫	5~21	156	109	[6]
西南太平洋	588	底栖有孔虫	4~24	293	68	[7]
西南太平洋	590	底栖有孔虫	2~20	240	79	
东太平洋	575	浮游有孔虫	6~21	109	138	[8]
印度洋	709	底栖有孔虫	4~25	234	90	[9]
印度洋	216	底栖+浮游有孔虫	6~20	63	220	[10]
南大洋	747	底栖有孔虫	8~26	171	105	[11, 12]
大西洋	563	底栖有孔虫	8~26	167	108	[11, 12]
大西洋	608	底栖有孔虫	8~26	126	143	
大西洋	999	全样	10~26	120	133	[13]

2001-02-05 收稿, 2001-05-20 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发展规划(批准号: G2000078502)资助项目

新世至第四纪完整的氧同位素记录. 以往所取得的整个新生代氧同位素曲线实际上是由若干深海钻孔的氧同位素短记录拼合而成的<sup>[1, 2]</sup>. 我国深海氧碳同位素研究主要侧重于第四纪晚期<sup>[3~5]</sup>.

1148 站是 ODP184 航次在南海钻探最深(850 m), 揭穿时代最老(约 32 Ma)的站点. 本次工作对该站井深 480 m 以上地层中 1163 块沉积物样品中有孔虫壳体进行氧碳同位素分析, 取得了从第四纪到早中新世连续完整并具较高分辨率的晚新生代同位素数据(图 1, 2). 这不仅在南海, 而且在全球也是首次, 为晚新生代同位素地层学及古气候和古环境历史演变并与全球对比研究提供了一个难得的完整资料.

## 1 材料与方法

用于同位素分析的底栖有孔虫挑取于 1148 和 1147 两个站位 1165 块岩芯样品. 大部分样品(936 块)采取于 1148A 孔 475 mcd 之上 24 Ma 以来晚新生代连续剖面, 该孔位于南海北部东沙海区(18°50.17.3' N, 116°33.93'E, 水深 3308.3 m), 在井深 477 mcd 处有一个明显的长达 2 Ma 沉积间断<sup>[14]</sup>, 间断之下为渐新世沉积, 成岩作用明显, 有孔虫等微体化石均矿化结晶. 另外 229 块样品采取于 1148B 孔的晚上新世至第四纪层段和邻近的 1147 站(18°50.11' N, 116°33.28'E, 水深 3308.3 m)顶部的第四纪层段. 应用磁化率进行仔细的地层对比, 将 1148B 孔和 1147 站的 229 块样品合成到 1148A 孔中. 样品的采样间距视沉积速率而不同, 在 10 和 80 cm 之间. 样品的时间分辨率在合成的 1148A 孔平均为 20.6 ka, 但分布不均, 其中在 0~6 Ma 层段为 12 ka, 6~18 Ma 为 27 ka, 18~24 为 49 ka. 在 18~20 Ma 层段, 由于溶解作用增强, 样品的分辨率更低.

样品的室内处理方法如下: 沉积物样品置于烘箱在 60℃ 温度下干燥后, 用自来水浸泡, 然后在孔径 63 μm 的筛子上冲洗, 冲洗剩下的沙样放在温度不超过 60℃ 下干燥; 从大于 150 μm 的粒级中挑取保存好的(清洁、完整、无溶解, 大于 0.135 mm 个体)的有孔虫壳体置于无水酒精, 用震荡频率 40 KHz 超声波清洗器处理数秒钟, 倒去浊液后, 将有孔虫样品放在 55~60℃ 的烘箱中干燥; 尔后放入碳酸盐自动制备装置(Kiel III)的样品瓶中, 经磷酸溶解后释放出 CO<sub>2</sub> 在 MAT252 稳定同位素质谱仪测定 δ<sup>18</sup>O 和 δ<sup>13</sup>C 比值. 上述处理过程均是在同济大学海洋地质教育部重点实验室进行. 样品分析精度是通过同时测量中国国家标准标样(GBW04405)来检测. 2000 年分析检测的标准偏差为: δ<sup>18</sup>O 0.07‰, δ<sup>13</sup>C 0.04‰. 与国际上 PDB 尺度的衔接是通过国际标样 NBS19 和 NBS18 进行的. 用于同位素分析的底栖有孔虫在中中新世至第四纪样

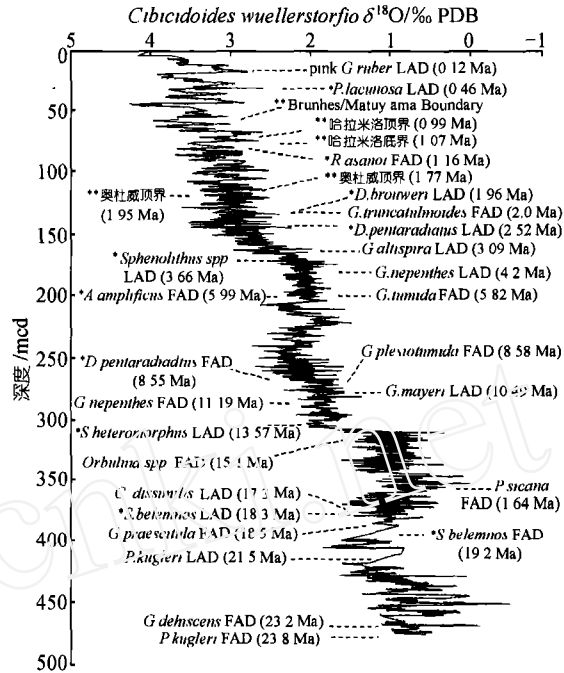


图 1 南海北部 ODP1148 站晚新生代底栖有孔虫氧同位素深度(mcd)分布、重要的浮游有孔虫和超微化石(\*)事件及 2 Ma 来的古地磁极性事件(\*\*)<sup>[14]</sup>

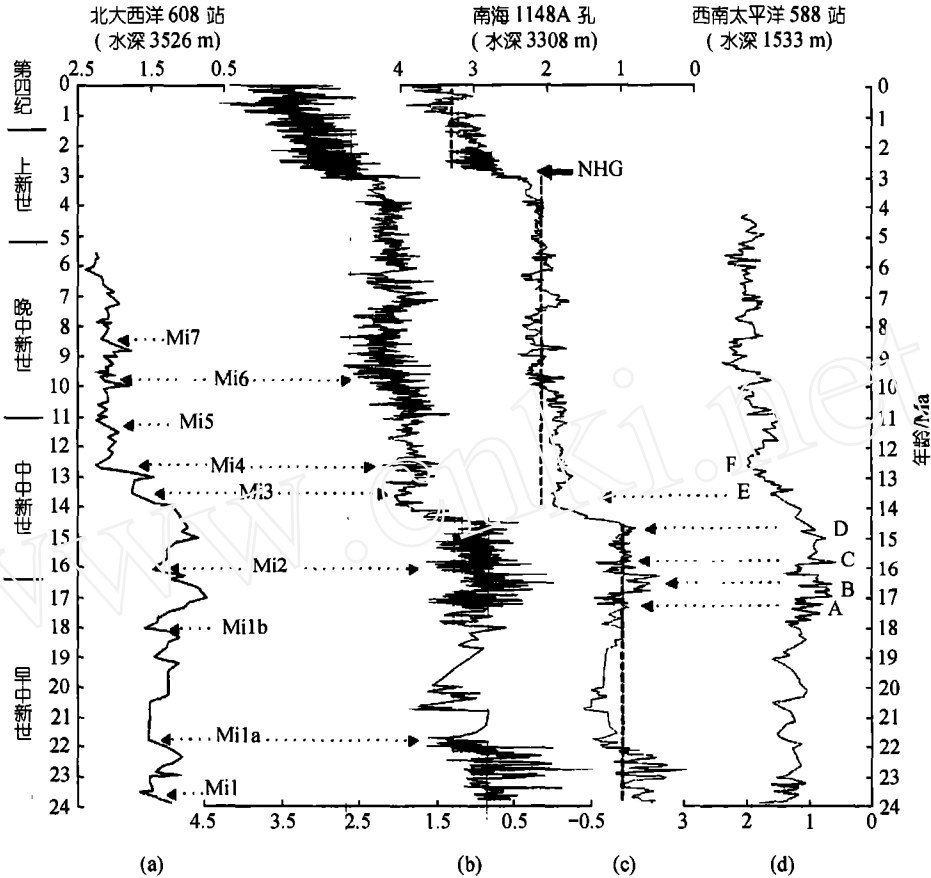


图 2 南海 ODP1148 站((b), (c))与北大西洋 608 站(a)和西南太平洋 588 站(d)晚新生代底栖有孔虫氧同位素地层对比

608 站的氧同位素及其年龄数据取自文献[12]; 588 站的氧同位素数据取自文献[7], 年龄数据是根据文献[21, 32]的资料计算; (c) 图为 1148 站氧同位素 5 点平滑曲线, 垂直虚线分别为 3 个  $\delta^{18}\text{O}$  平台的平均值; Mi1-7 代表中新世  $\delta^{18}\text{O}$  变重事件取自文献[12, 16], A~D 代表氧同位素变轻事件和 E, F 为变重事件取自文献[18, 19], NHG 代表北半球冰盖

品中以 *Cibicoides wuellerstorfi* 为主, 在早、中中新世样品中则以 *C. kullenbergi* 为主. 在少数样品中选用了 *Cibicoides* spp., *Oridorsalis* sp. 和 *Uvigerina* spp. 等属种, 它们的同位素值都按照 Shackleton 等<sup>[15]</sup>的方法转换成 *C. wuellerstorfi* 的相应值.

为集中提取全球信息和地层对比, 本文只就底栖有孔虫的氧同位素进行讨论.

## 2 结果

南海 1148 站底栖有孔虫 *Cibicoides wuellerstorfi* 氧同位素深度分布如图 1 所示. 1148 站已有初步的浮游有孔虫和钙质超微化石的生物事件及钻孔顶部若干古地磁极性事件的年代资料<sup>[14]</sup>, 其中大部分标示在图 1 中. 根据已有的生物和古地磁极性事件的年代框架, 应用内插法计算出每个氧同位素样品的年龄, 并作图 2 表示底栖有孔虫氧同位素 240 ka 来的年代分布. 这是迄今为止南海和西太平洋首次获得的从中新世, 上新世至第四纪最完整最连续的氧同位

素剖面. 本文研究的重点在于 5 Ma 前, 即中新世的氧同位素地层学, 有关 5 Ma 以来的同位素还将专文详细论述.

1148 站底栖有孔虫氧同位素波动格局在总体上与已知的全球晚新生代氧同位素变化模式相同,  $\delta^{18}\text{O}$  值从早中新世最轻的  $-0.5\text{‰}$ , 呈阶梯状逐步加重到晚第四纪最高的  $4.5\text{‰}$ , 自 24 Ma 以来增加的幅度达  $5.0\text{‰}$ , 清楚地记录了全球气候逐渐变冷、冰盖逐渐增大的演化过程. 其中又可以识别出 5 个显著的  $\delta^{18}\text{O}$  变重事件, 分别发生在 22.2~21.6 Ma, 14.5~13.6 Ma, 10.2~9.6 Ma, 7.2~6.2 Ma 和 3.0~2.4 Ma 等时段; 3 个  $\delta^{18}\text{O}$  变轻事件, 分别发生在 23.8~22.2 Ma, 17.2~14.5 Ma 和 7.8~7.2 Ma 等时段; 和 2 个  $\delta^{18}\text{O}$  相对稳定时期, 先后发生在 13.2~10.2 Ma 和 6.0~3.0 Ma.

### 3 讨论

#### 3.1 晚新生代以来的变冷事件

南极大陆自渐新世早期(约 36 Ma)出现大规模的冰川, 全球进入“冰室世界”, 并经过一系列重大转折, 全球气候逐步变冷最终进入晚更新世以来的冰期旋回<sup>[2, 11]</sup>. 1148 站 24 Ma 以来底栖有孔虫氧同位素 5 个变重事件清楚地记录了这个过程. 中新世早期 22.2~21.6 Ma 氧同位素加重在发生的时间上与 Miller 等所指定的 Mi1a 变重事件(22.4~21.8 Ma)大致相当<sup>[16]</sup>, 但变重的幅度( $1.5\text{‰}$ )明显偏大, 可能与 1148 站中新世最早期具较轻的氧同位素有关.

中新世中期末底栖有孔虫氧同位素变重事件反映了南极冰盖最重大的扩张和底层水的显著变冷<sup>[2, 9, 11~13, 17~21]</sup>. 如图 2 中所示北大西洋 608 站(图 2(a))和西南大西洋 588 站(图 2(d))底栖有孔虫氧同位素曲线, 典型的中新世中期氧同位素变重由两个阶段的变重事件组成, 即 Miller 等人所命名的中新世 Mi3 和 Mi4 事件<sup>[11]</sup>或 Woodruff 和 Savin 命名的 E 和 F 重值事件<sup>[18]</sup>. 1148 站中新世中期氧同位素变重发生在 14.5~13.6 Ma, 加重的幅度为  $0.9\text{‰}$ , 相当于 Miller 等的 Mi3 事件<sup>[11]</sup>或 Flower 和 Kennett 的 E 重值事件<sup>[20]</sup>. Mi4 或 F 变重事件在 1148 站不明显.

1148 站底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  在晚中新世早期 10.2~9.4 Ma 和晚期 7.2~6.2 Ma 分别发生 2 次变重事件. 其中早期(10.2~9.4 Ma)事件中,  $\delta^{18}\text{O}$  值由  $1.6\text{‰}$ 加重至  $2.7\text{‰}$ , 达中新世的最重值, 可能相当于 Miller 等的 Mi6 事件. Woodruff 和 Douglas 在描述翁通爪哇海台 289 站中新世底栖有孔虫演变时, 指出在 9 Ma 前后底栖有孔虫的  $\delta^{18}\text{O}$  值达最重代表中新世的最寒冷时期, 底栖有孔虫群发生重大转变, 产生了与现代相似的群落<sup>[6]</sup>. 1148 站在 9.4 Ma 的重值峰比中新世中期 Mi3 的变重事件中的最高值还重  $0.7\text{‰}$ , 即大致相当于温度下降  $2.5\text{℃}$ . 在晚中新世晚期(7.2~6.2 Ma)的变重时期中,  $\delta^{18}\text{O}$  值由最轻的  $1.5\text{‰}$ 加重到  $2.6\text{‰}$ , 可能与地中海墨西拿(Messinian)盐度危机相关的南极冰盖扩张和全球变冷有关<sup>[22, 23]</sup>.

1148 站底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  值在 3.0~2.4 Ma 显著增加, 由 3.0 Ma 时的最轻值  $1.7\text{‰}$ 快速增至 2.4 Ma 时的最重值  $3.6\text{‰}$ , 总增幅高达  $1.9\text{‰}$ , 是 5 个  $\delta^{18}\text{O}$  变重期中最为显著的. 该时期  $\delta^{18}\text{O}$  变重是全球普遍的现象, 标志北极冰盖的形成和全球进入更新世冰期气候旋回<sup>[15, 24~28]</sup>. Tiedemann 等<sup>[27]</sup>和 Shackleton 等人<sup>[15]</sup>对非洲西北岸大西洋 ODP 659 站和赤道东太平洋 ODP846 站底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  的高分辨率研究, 详细地揭示了 3.15~2.5 Ma 北半球冰盖形成的过程. 1148 站  $\delta^{18}\text{O}$  的变重与其相当, 但加重的总幅度, 冰期的加重幅度和波动的幅度均明显高于东赤道太平洋的 846 站和太平洋的其他站(如西南太平洋 590 站<sup>[25]</sup>, 翁通爪哇海台 586 站<sup>[26]</sup>和东赤道太平洋 849 站<sup>[28]</sup>), 而与北大西洋 659 站<sup>[27]</sup>的相近. 其原由尚需深入研究.

### 3.2 晚新生代以来的变暖事件

在晚新生代底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  值逐步加重的总趋势之下, 存在 3 个  $\delta^{18}\text{O}$  变轻事件, 其中早中新世早期 23.8~22.2 Ma 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  值是 1148 站中最轻的, 多数在  $-0.5\text{‰}$ ~ $1.3\text{‰}$  之间波动, 轻值峰和重值峰两者都分别轻于早中新世晚期气候最佳期 0.4 和 0.3‰. 而在文献报道中, 其他海区早中新世早期的  $\delta^{18}\text{O}$  值多数重于其晚期的  $0.2\text{‰}$ ~ $0.5\text{‰}$ <sup>[7, 9, 11, 12, 21, 22]</sup>. 已知成岩作用可以使得有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  值偏轻<sup>[13]</sup>. 1148 站该时期的沉积埋深在 430 mcd 之下, 有孔虫壳体经镜下观察没有明显的重结晶, 但其内壁多有结晶状方解石细微颗粒附着, 究竟是由此引起  $\delta^{18}\text{O}$  值变轻有待进一步研究.

1148 站底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  在 17.2~14.5 Ma 的变轻事件中, 多数  $\delta^{18}\text{O}$  的轻值峰轻于 0.8‰, 其中 16.4 和 16.2 Ma 处峰值最轻为 0‰ 左右, 较 17.2 Ma 处变轻事件起始点的值减轻了 1.6‰; 此外至少还有 4 个明显的轻值峰, 分别发生在 17.2, 15.8 和 14.5 Ma 等处. Woodruff 和 Savin 根据各大洋 9 个站中新世同位素曲线, 在 17~14 Ma  $\delta^{18}\text{O}$  轻值期中指定出 A, B, C, D 4 个轻值事件<sup>[18]</sup>, 经 Flower 和 Kennett 的研究, 该 4 个事件的年龄分别为 17.25, 16.30, 15.70 和 14.57 Ma<sup>[20]</sup>, 与本井在 17.2, 16.4, 15.8 和 14.5 Ma 处的 4 个轻值峰大致对应. 这些  $\delta^{18}\text{O}$  轻值事件相当于文献中所描述大致发生在 17~14 Ma 的暖期<sup>[8]</sup>, 或“晚第三纪中期最佳气候”<sup>[29]</sup>, “中中新世暖期”<sup>[30]</sup>, “中新世最佳气候”<sup>[19, 22]</sup>和“中新世最佳气候一期”<sup>[31]</sup>. 1148 站的资料进一步确证了全球中新世暖期的存在, 揭示了南海该时期存在温度较高的底层水. 在这个变暖事件中, 也存在 17.2~16.8 和 16.2~15.9 Ma 两个时期的  $\delta^{18}\text{O}$  重值谷, 其中后一个相当于 Miller 等的中新世 Mi2 变重事件<sup>[11]</sup>.

7.5~6.7 Ma 的  $\delta^{18}\text{O}$  值的降幅不大(约 0.4‰). 在文献中有关相应事件的报道不多, 其中与 Barron 和 Baldauf 所描述的 DSDP 588 站“中新世第三气候最佳期”的  $\delta^{18}\text{O}$  低值事件相比较<sup>[31]</sup>. 可能反映一次南极冰川体积的较小规模的收缩和底层水的约 2℃ 的变暖.

### 3.3 晚新生代以来的稳定时期

1148 站晚新生代底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  曲线明显可以划分为 24.0~14.5, 13.6~3.0 和 2.4~0 Ma 3 个时段的平台, 之间为 14.4~13.6 和 3.0~2.4 Ma 两个  $\delta^{18}\text{O}$  变重的斜坡连结(图 2). 3 个平台的  $\delta^{18}\text{O}$  平均值分别为 0.968‰, 2.045‰ 和 3.237‰. 若以 0.26‰ 代表海水温度 1℃ 的变化<sup>[32]</sup>, 13.6~3.0 和 2.4~0 Ma 两个时段的平均温度分别要比前一个平台分别低约 4.1 和 4.6℃. 前、后两个平台以高幅度的波动为特征. 而中段则相对较稳定, 振荡幅度小, 尤其在 13.6~10.2 和 6.0~3.0 Ma 两个时期最为稳定,  $\delta^{18}\text{O}$  值变化幅度多数不超出 0.5‰. 类似的现象也见于翁通爪哇海台 586 站<sup>[26]</sup>, 赤道东太平洋 849 站<sup>[33]</sup> 和北大西洋 659 站<sup>[27]</sup>. Flower 和 Kennett 已注意到中新世早期底栖  $\delta^{18}\text{O}$  值具有较大的振荡幅度, 认为是南极冰盖不稳定的反映, 并指出  $\delta^{18}\text{O}$  值约在 15 Ma 发生重大增值之后, 振荡幅度降低, 南极冰盖趋于稳定发育<sup>[19]</sup>. 1148 站在 13.6~10.2 和 6.0~3.0 Ma 时的  $\delta^{18}\text{O}$  值相对稳定, 反映了南海在这两个时期的底层水的温、盐变化最小.

### 3.4 晚新生代以来氧同位素地层学对比

近十几年来, 在生物与磁性地层学框架的基础上, 根据同位素事件对中新世地层进行了划分. Vincent 和 Killingley 根据东赤道太平洋 DSDP 85 航次钻孔同位素和  $\text{CaCO}_3$  资料, 在早-中中新世划定出 8 个时间面<sup>[8]</sup>. Miller 等依据  $\delta^{18}\text{O}$  增值事件在中新世建立了 9 个同位素带<sup>[11]</sup>, 后又增加至 10 个<sup>[16]</sup>. Woodruff 和 Savin 通过全球 9 个深海钻孔同位素对比, 为早-中中新世指

出了 6 个  $\delta^{18}\text{O}$  事件和 7 个  $\delta^{13}\text{C}$  事件<sup>[18]</sup>。这些分辨率在 1 Ma 的同位素事件的确切年龄及其相互之间的对比尚存在问题,但在近 10 年来深海地层学研究中得到应用并不断改进<sup>[13, 19, 20, 22, 23, 31]</sup>。尽管 1148 站地层学尚在深入研究之中,但已经可以识别出 1148 站在 22.2~21.6, 16.2~15.9, 14.5~13.6 和 10.2~9.4 Ma 处的重值很可能分别相当于 Miller 等人的  $\delta^{18}\text{O}$  变重事件 Mi 1a, Mi 2, Mi 3a 和 Mi 7, 其中 13.6 Ma 的重值峰与 Flower 和 Kennett 的 E 事件可以对比。1148 站在早/中中新世 17.2, 16.4, 15.8 和 14.5 Ma 等处的轻值峰大致分别相当于 Flower 和 Kennett  $\delta^{18}\text{O}$  的 A, B, C, D 等变轻事件。但是,正如 Miller 等人所指出,随着更高分辨率的工作,将会有更多的  $\delta^{18}\text{O}$  事件发现。Flower 和 Kennett 基于底栖和浮游有孔虫高分辨率同位素记录,曾将西南太平洋 588A 站中新世  $\delta^{18}\text{O}$  的 E 事件细分出 E1, E2 和 E3 三个亚事件<sup>[19]</sup>。1148 站 6 Ma 之前底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  样品的平均分辨率 27 到 50 ka 之间,因而会有更多的分辨率为 100 ka 的  $\delta^{18}\text{O}$  加重或减轻的事件发现,但这些事件需要在生物和磁性两者地层学框架之下校正年龄,这正是我们进一步要做的工作。

#### 4 结论

1148 站 24 Ma 以来底栖有孔虫氧同位素阶梯状递增曲线,反映了南海与全球一致的在晚新生代气候逐步变冷过程中的变化,清楚地记录了  $\delta^{18}\text{O}$  5 次变重事件、3 次轻值事件和 2 个平稳时期。发生在 17.2~14.5 Ma 的变轻事件, 14.5~13.6 和 3.0~2.4 Ma 的变重事件最为显著和最具全球性,分别反映了中新世气候最佳期、南极冰盖扩张和北极冰盖的形成。晚中新世 (10.2~9.4 Ma)  $\delta^{18}\text{O}$  加重达中新世的最重值,指示了中新世最冷的底层水温。24.0~14.0 Ma 的  $\delta^{18}\text{O}$  轻值和高幅度的波动为特征,指示了早中新世较高的底层水温度和南极冰盖的不稳定性; 12.6~10.6 和 6.0~3.2 Ma 代表了南海水相对稳定时期。

在中中新世一系列底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  的变重和变轻事件中,发生在 22.2~21.6, 16.2~15.9, 14.5~13.6 和 10.2~9.4 Ma 的  $\delta^{18}\text{O}$  值加重分别相当于 Miller 等人的 Mi1a, Mi2, Mi3 和 Mi6 等变重事件,及发生在 17.2, 16.4, 15.8 和 14.5 Ma 的轻值峰分别与 Woodruff 和 Savin 的 A, B, C, D 等变轻事件相对比。

#### 参 考 文 献

- 1 Miller K G, Fairbank R G, Mountain G S. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanogr*, 1987, 2(1): 1~19
- 2 Savin S M, Keller G, Douglas R G, et al. Miocene benthic foraminiferal isotopic records: a synthesis. *Mar Micropaleont*, 1981, 6: 423~450
- 3 葛知潜, 陈民本, 林慧玲, 等. 从稳定同位素与微体化石看南海南部末次冰消期古海洋变化之阶段性. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(2): 118~124
- 4 葛知潜. 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
- 5 赵泉鸿, 汪品先. 南海第四纪古海洋学研究进展. *第四纪研究*, 1999, 6: 481~501
- 6 Woodruff F, Douglas R G. Response of deep-sea benthic Foraminifera to Miocene paleoclimatic events, DSDP Site 289. *Mar Micropaleont*, 1981, 6: 617~632
- 7 Kennett J P. Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Southwest Pacific, DSDP Leg 90. In: Kennett J P, et al. *Init Rep DSDP, V90(pt.2)*, 1986, 1383~1411

- 8 Vincent E, Killingley J S. Oxygen and carbon isotope record for the Early and Middle Miocene in the central equatorial Pacific (Leg 85) and paleoceanographic implications. In: Mayer L, et al. *Init Rep DSDP*, V85, 1985, 749~769
- 9 Woodruff F, Savin S M, Abel L. Miocene benthic foraminifer oxygen and carbon isotopes, Site 709, Indian Ocean. In: Duncan R A, et al. *Proc ODP Sci Rep*, V115, 1990, 519~528
- 10 Vincent E, Berger W H. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. In: Sundquist E T, Broecker W S, eds. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*. AGU, Washington D C. *Geophys Monogr*, 1985, 32: 455~468
- 11 Miller K G, Wright J D, Fairbanks R G. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene isotope, eustasy, and margin erosion. *J Geophys Res*, 1991, 96(B4): 6829~6848
- 12 Wright J D, Miller N G. Miocene stable isotope stratigraphy, Site 747, Kerguelen Plateau. In: Wise S W, et al. *Proc ODP Sci Res*, V120, 1992, 855~866
- 13 Mutti M. Bulk  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  records from Site 999, Colombian Basin, and Site 1000, Nicaraguan Rise (latest Oligocene to middle Miocene): Diagenesis, link to sediment parameters, and paleoceanography. In: Leckie R M, et al. *Proc ODP Sci Res*, V165, 2000, 275~283
- 14 Wang P, Prell W L, Blum P, et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, V184 (CD-ROM)*, Nat Sci Found & Joint Oceanogr. Inst Inc, 2000
- 15 Shackleton N J, Hall M A, Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. In: Pisias N G, May L A, Jeneck T R, et al. *Proc ODP Sci Res*, V138, 1995, 337~355
- 16 Miller N G, Mountain G S, et al. Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequence: Ice volume, global sea level, and Exxon records. *Science*, 1996, 271: 1092~1095
- 17 Shackleton N J, Kennett J P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. In: Kennett J P, et al. *Init Rep DSDP*, V29, 1975, 743~755
- 18 Woodruff F, Savin S M. Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: High-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanogr*, 1991, 6(6): 755~806
- 19 Flower B P, Kennett J P. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 1994, 108: 537~555
- 20 Flower B P, Kennett J P. Middle Miocene deepwater paleoceanography in the southwest Pacific: Relating with East Antarctic ice sheet development. *Paleoceanogr*, 1995, 10(6): 1095~1112
- 21 Pagani M, Arthus M A, Freeman K H. Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide. *Paleoceanogr*, 1999, 14(3): 273~292
- 22 Hodell D A, Woodruff F. Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: Stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceanogr*, 1994, 9(3): 405~426
- 23 Kennett J P. *Marine Geology*. Englewood: Prentice-Hall Inc, 1982. 813
- 24 Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^6$  year scale. *Quat Res*, 1973, 3: 39~55
- 25 Elmstrom K M, Kennett P. Late Neogene paleoceanographic evolution of Site 590: Southwest Pacific. In: Kennett J P, et al. *Init Rep DSDP*, V90(Part 2), 1983, 1361~1381
- 26 Whitman J M, Berger W H. Pliocene-Pleistocene carbon isotope record, Site 586, Ontong Java Plateau. In: Berger W H, Kroenke L W, Janecek T R, et al. *Proc ODP Sci Res*, V130, 1993, 333~348
- 27 Tiedemann 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. *Paleoceanogr*, 1994, 9(4): 619~638
- 28 Mix A C, Pisias N G, Rugh W, et al. Benthic Foraminifera stable isotope record from Site 849 (0~5 Ma): Local and global climate changes. In: Pisias N G, et al. *Proc ODP Sci Res*, V138, 1995, 371~412
- 29 Tsuchi R. Neogene events in Japan and the Pacific. In: Tsuchi R, ed. *Pacific Neogene Event Studies*. Shizuoka: Kurofune Printing Co Ltd, 1987. 102~104

- 30 Tsuchi R. Neogene Events in Japan and Southeast Asia. Annual Technical Meeting 1989 and IGCP-246, Thailand Proceedings, Chiang Mai Univ, 1991, 169~177
- 31 Barron J A, Baldauf J G. Development of siliceous sedimentation in the north Pacific during the Miocene and Early Pliocene. In: Tsuchi R, ed. Pacific Neogene Events. Japan: Univ Tokyo Press, 1990. 43~63
- 32 Moore T C Jr, Pisias N G, Keigwin L D. Cenozoic variability of oxygen isotopes in benthic foraminifera. Climatic in Earth History. National Academy Press, 1982. 172~182
- 33 Cannariato K G, Ravelo A C. Pliocene-Pleistocene evolution of eastern tropical Pacific surface water circulation and thermocline depth. *Paleoceanogr*, 1997, 12(6): 805~820

www.cnki.net