

南海北部上部水体 4 Ma 以来的古海洋学演化*

黄宝琦 ** 翦知湓 汪品先

(北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 100871)

摘要 通过对大洋钻探 1146 站浮游有孔虫组合, 及其表层海水古温度转换函数, 底栖有孔虫堆积速率的研究, 恢复了南海北部表层海水 4 Ma 以来的古温度和古生产力变化. 结果表明: 表层海水温度 4 Ma 以来阶段性降低, 而冬、夏季节温差、表层海水生产力逐渐增加, 时间主要发生在 3.1, 2.7, 2.1, 1.6, 0.9 和 0.5 Ma. 浮游有孔虫混合层、温跃层属种含量除受温跃层的变化外, 还受表层海水温度和生产力变化的影响. 结合构造运动和地球轨道参数的变化, 认为南海北部上部水体晚上新世以来不同时间的变化可能是青藏高原新生代以来的阶段性隆升、太平洋海道关闭和地球轨道参数变化作用的结果.

关键词 南海北部 上部水体结构 晚上新世 有孔虫群

地球气候演化史上, 上新世后期, 地球由相对较暖、稳定的时期进入两极有冰、出现较大的冰期-间冰期旋回的不稳定气候状态. 这五、六百万年期间, 地球经历了青藏高原阶段性的快速隆升^[1]、北极冰盖的形成与扩张^[2~4]、巴拿马海道和印度尼西亚海道的关闭^[5~7]、东亚冬季风的强化^[8], 以及“中更新世革命”^[9]等一系列对全球气候产生深远影响的构造和气候事件. 中国陆地红、黄土的研究表明, 东亚冬季风的演化主要受青藏高原阶段性隆升和北极冰盖形成、扩张的影响. 中国南海不但是东亚季风控制的主要海区, 也是西太平洋最大的边缘海. 揭示晚上新世以来南海表层上部水体结构对上述一系列的构造和气候事件的反应, 是本次工作研究的重点.

本次工作通过对大洋钻探(ODP)184 航次在南海

北部 1146 站位取得的样品进行浮游、底栖有孔虫的研究, 并尝试应用浮游有孔虫转换函数估算上新世以来的南海北部表层海水古温度的变化, 结合浮游有孔虫不同水层属种组合的变化和已有的构造、气候变化结果, 讨论该地区晚上新世以来的古海洋学变化与构造运动及其他气候事件的联系.

1 研究材料与方法

ODP1146 站位于南海北部中陆坡(19°27.40'N, 116°37'E), 水深 2091 m, 位于现代巴士海槛(2600 m)和南海溶跃面(约 3000 m)之上. 该站位共有 3 个钻孔(1146A, 1146B, 1146C), 岩芯总长 1452.22 m^[10]. 本次工作着重对该站合成剖面上部 0~265 m 的连续沉积物进行研究, 样品于 1999 年 4 月在“JOIDES·决心号

2003-12-11 收稿, 2005-07-05 收修改稿

* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 40306007 和 2000078502)

** E-mail: baoqi-huang@263.net

船”上分别从 3 个孔中采得, 采样间距为 0.1~1.5 m, 时间分辨率约 1~10 ka, 共取得 460 个样品, 用于有孔虫分析的样品体积为 10 cm³.

样品采集后, 不加任何化学分散剂, 在自来水中浸泡 1~2 天至完全散开, 用 250 目的铜筛(孔径为 0.063 mm)冲洗干净、烘干、称重, 再用 100 目(0.154 mm)的铜筛干筛粗组分, 从大于 0.154 mm 的样品中挑尽底栖有孔虫, 将剩余样品分样至所得样品中浮游有孔虫的数量不少于 250 枚. 参照 Bé^[11], Saito 等^[12], Thompson^[13], Hemleben 等^[14]和 Kennett 等^[15]的分类标准对浮游有孔虫进行分类、鉴定. 计算了浮游有孔虫暖水和高生产力属种的百分含量, 以及底栖有孔虫的堆积速率(n/cm²/ka×100). 根据 Huang 等^[16]对上新世以来的浮游有孔虫与现代浮游有孔虫进行对比归类的标准, 我们将 1146 站 4 Ma 以来的浮游有孔虫分为 *Globigerinoides ruber* 组合(包括 *G. ruber*, *G. obliquus*, *G. extremus*), *Globorotalia menardii* 组合(包括 *G. menardii*, *G. multicamerata*, *G. miocenica*, *G. limbata*), *Globigerinoides sacculifer* 组合(包括 *G. sacculifer*, *Nentoglobigerina altispira*), *Neoglobobiquadrina* 组合(包括 *N. dutertrei*, *N. humerosa*, *N. acostaensis*), 以及 *Globorotalia inflata* 组合(包括 *G. inflata*, *G. crassaformis*), 同时依据 Bé^[11]按照浮游有孔虫的生活习性将其分为混合层、温跃层及深层组合, 并在此基础上利用 Thompson^[17]的浮游有孔虫转换函数(FP-12 E)估算表层海水古温度(冬季误差, 夏

季标准误差估计分别为 ±2.5 和 ±1.5).

2 结果

2.1 年代地层

本次工作在 ODP184 航次初始报告的基础上, 对浮游有孔虫生物演化事件进行了详细分析, 确定了粉红色 *G. ruber*, *N. altispira* 和 *Globigerina nepenthes* 的未现面, 以及 *Pullenitina* 旋向变化的具体位置, 结合 ODP184 航次的研究结果^[10,18], 确定了 13 个年代地层划分的控制点(表 1).

ODP184 航次磁性地层的研究发现, 布容、松山界线位于在 A, B, C 三个钻孔中均有发现, 分别位于 116.7, 114.9 和 114.8 mcd, 平均深度为 115.5 mcd; 哈拉米洛事件(Jaramillo)的上界在 1146B, 1146C 中位于 132.5, 132.5 mcd; 下界在 1146B, 1146C 中分别位于 137.7 和 138.1 mcd. 奥都威事件(Olduvai)的上界分别位于 1146A, 1146C 的 160.5 和 162.3 mcd^[10].

此外, Clemens 等^[19]和 Huang 等^[16]在生物地层和磁性地层研究的基础上, 分别对 0 m 和 196~231 m 的有孔虫氧同位素值进行详尽的期次划分, 并得到相应的年龄值.

综合生物地层、磁性地层氧同位素地层的研究结果, 本次工作建立了 ODP1146 站 4 Ma 以来的年代地层框架(图 1), 并在此基础上讨论南海北部 4 Ma 以来的古海洋学演变.

表 1 1146 站有孔虫生物地层演化事件

有孔虫演化事件 ^{a)}	深度/m	资料来源	年龄/Ma	定年依据
FO <i>E. huxleyi</i> acme	22.36	184 航次	0.09	Berggren 等, 1995
LO pink <i>G. ruber</i>	25.95	本次工作	0.12	Thompson, 1979
LO <i>R. asanoi</i>	121.46	184 航次	0.83	I. Raffi (未发表数据)
LO <i>C. macintyreii</i>	167.41	184 航次	1.59	Berggren 等, 1995
LO <i>D. broweri</i>	190.94	184 航次	1.95	Berggren 等, 1995
LO <i>D. surculus</i>	217.41	184 航次	2.53	I. Raffi (未发表数据)
LO <i>D. tamales</i>	225.91	184 航次	2.83	I. Raffi (未发表数据)
LO <i>N. altispira</i>	239.2	本次工作	3.09	Berggren 等, 1995
LO <i>S. seminulina</i>	241.47	184 航次	3.12	Berggren 等, 1995
FO <i>G. tosaensis</i>	250.47	184 航次	3.35	Berggren 等, 1995
LO <i>S. abies/neoabies</i>	253.64	184 航次	3.66	I. Raffi; and Shackleton 等, 1995
<i>Pullenitina</i> 旋向变化	266.8	本次工作	3.95	Berggren 等, 1995
LO <i>G. nepenthes</i>	273.08	本次工作	4.2	Berggren 等, 1995

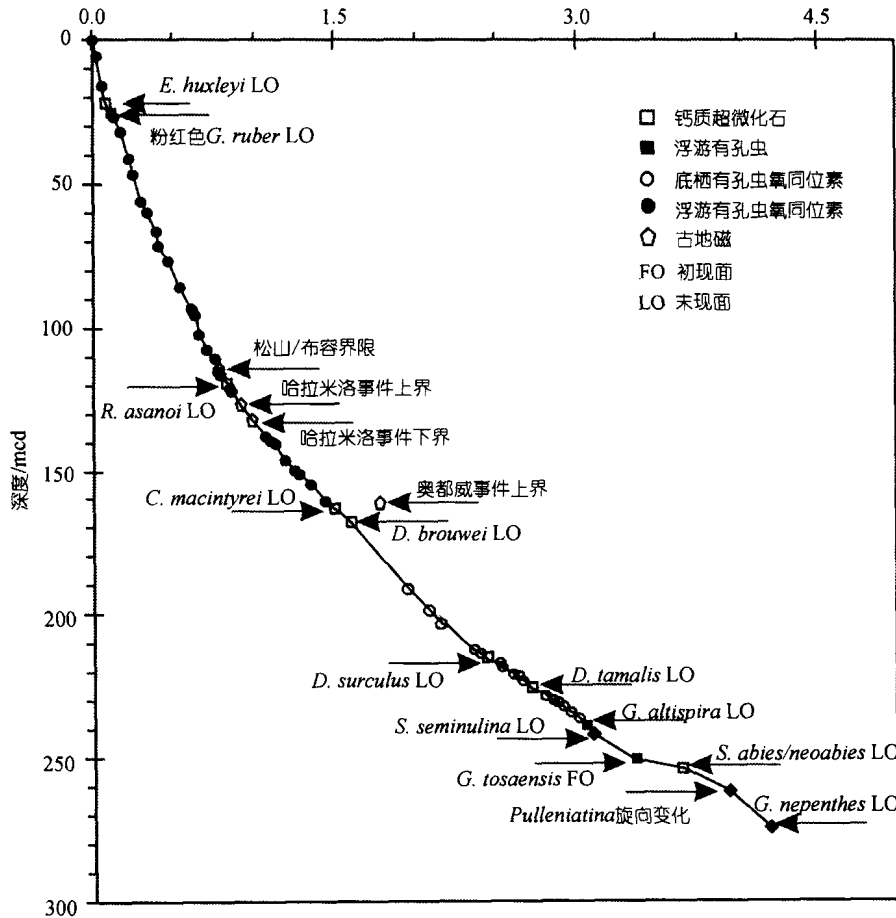


图 1 ODP1146 站 4 Ma 以来综合年代地层框架

2.2 浮游有孔虫属种及表层海水温度和生产力变化

南海北部 ODP1146 站 4 Ma 以来, 浮游有孔虫混合层与温跃层属种的含量变化相互消长。混合层属种的相对百分含量在波动中逐渐减少: 由 4 Ma 前后的近 75%, 降到 0.5 Ma 万年以来的 30% 左右, 主要变化分别发生在 3.1, 2.7, 2.1, 1.6, 0.9 和 0.5 Ma; 温跃层属种的相对百分含量由 4~2.1 Ma 逐渐增加, 并在 2.1~0.9 Ma 保持一段较高含量, 0.9~0.5 Ma 温跃层属种相对百分含量降低, 而 0.4 Ma 以来又恢复到 0.9 Ma 前的水平; 深层属种的含量从 2.7 Ma 前不到 5%, 增加到 2.7~1.6 Ma 的近 10%, 1.6 Ma 以来再次增加到近 15%, 并在 0.9 和 0.7 Ma 时分别达到近 40% 和 35%(图 2)。

由于上新世浮游有孔虫属种出现演化, 所以我们几乎不可能根据浮游有孔虫转换函数(FP-12E)确切地估算当时的表层海水古温度, 但是尽管如此, 该方法至少可以大致的勾画出表层海水古温度的变化趋势。由浮游有孔虫转换函数估算的 1146 站 4 Ma 以来表层海水温度变化表明, 冬、夏古温度的变化趋势几乎一致, 但变化幅度不同。夏季温度 4 Ma 以来变化很小, 约 3^o, 在误差范围内; 而冬季表层海水温度变化较大, 从晚上新世的近 28^o 下降到末次冰期约 18^o 左右。冬季温度变化的主要时间发生在 3.1, 2.7, 2.1, 1.6 和 0.9 Ma。冬、夏季节温差表明, 在 3.1 Ma 之前, 南海北部表层海水的冬、夏季温差不大, 但 3.1 Ma 以来季节温差逐渐增大, 其他主要变化时间为与表层海水冬季温度的变化一致(图 2)。

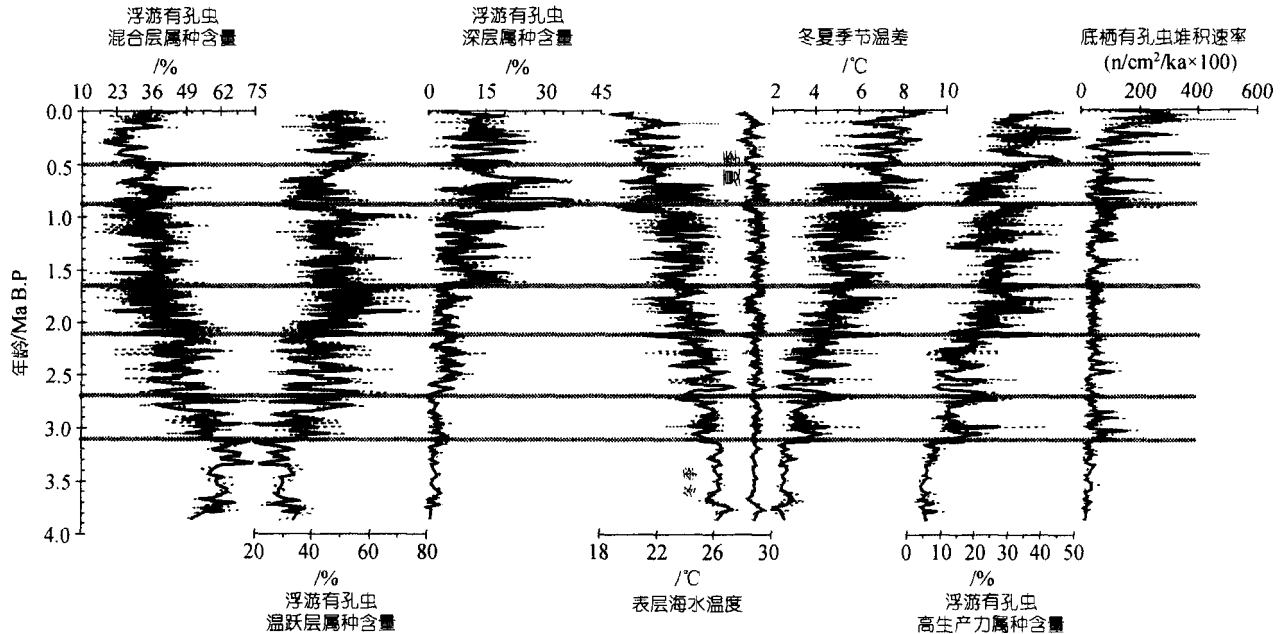


图 2 1146 站晚上新世以来有孔虫群组合演化及表层海水古温度和古生产力变化

现代浮游有孔虫研究发现除表层海水温度, 生产力和温跃层深度也是影响浮游有孔虫生产的主要因素. 其中 *Neogloboquadrina dutertrei*, *Neogloboquadrina humerosa* 和 *Globigerina bulloides* 的含量与表层海水生产力正相关, 被作为高生产力属种^[20,21]. 4 Ma 以来, 1146 站中浮游有孔虫高生产力属种的相对百分含量逐渐增加, 并分别在 3.1, 2.1 和 0.5 Ma 时出现三次明显增加, 分别由 3.1 Ma 前的不到 10% 增加到 3.1 Ma 后的近 15%, 再在 2.1 和 0.5 Ma 增加到近 25% 和 40%, 其中在 1.2 和 0.9~0.7 Ma 附近出现回返.

此外, 底栖有孔虫堆积速率除受陆源沉积速率影响外, 也与表层生产力的大小相关, 本次研究将该指标与浮游有孔虫的高生产力替代性指标结合, 讨论表层海水生产力变化情况. 在 ODP 1146 站中, 底栖有孔虫作为表层海水生产力变化的另一个指标, 其变化主要发生在 3.1, 1.6 和 0.5 Ma (图 2). 3.1 Ma 前, 底栖有孔虫堆积速率小于 $100 \text{ n/cm}^2/\text{ka} \times 100$, 3.1~2.9 Ma 该值达到近 $200 \text{ n/cm}^2/\text{ka} \times 100$, 1.6 Ma 底栖有孔虫堆积速率明显增加, 0.5 Ma 以来该值增加到 1146 站 4 Ma 以来的最大值.

3 讨论

以前对浮游有孔虫混合层与温跃层属种变化的研究多用来解释海水温跃层的变化, 即混合层属种增加, 温跃层属种减少, 表明海水温跃层变浅; 反之, 则海水温跃层加深^[22]. 1146 站浮游有孔虫的变化表明, 4 Ma 以来南海北部浮游有孔虫混合层属种逐渐减少, 温跃层属种逐渐增加, 表明温跃层逐渐变浅. 此外, 由于暖水种多为混合层属种, 而冷水种和高生产力属种多为温跃层属种, 所以本次研究认为, 南海北部浮游有孔虫属种的这种变化除受温跃层深度的影响外, 表层海水温度 and 生产力影响也是主要控制因素. 综合 1146 站有孔虫群反映的表层海水温度、生产力的变化, 南海北部上部水体结构的变化主要发生在 3.1, 2.7, 2.1, 1.6, 0.9 和 0.5 Ma. 大气和海洋环流是影响海水上部水体结构的主要因素. 南海, 尤其是南海北部的上部水体结构主要受东亚季风的影响, 所以浮游有孔虫的变化可以作为东亚季风变化的指标^[23,24]; 同时现代南海的表层海水主要是通过其北部的巴士海峡进入南海的西太平洋上部水体, 于是西太平洋上部水体性质的变化也会直接影响南

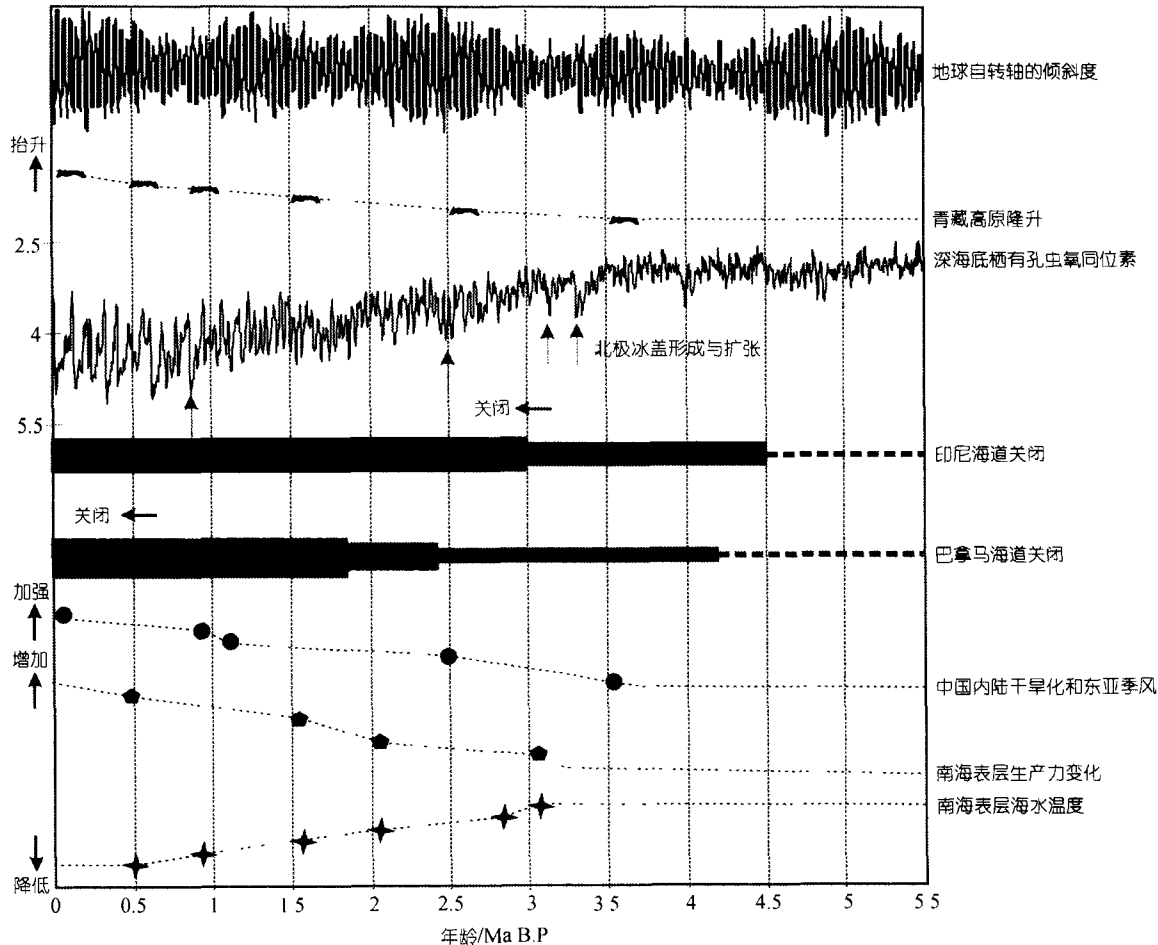


图 3 上新世以来东亚及太平洋地区主要的构造-气候事件

海表层水体。晚上新世以来, 巴拿马海道和印度尼西亚海道的逐渐关闭不但改变了太平洋表层环流, 同时也影响了全球气候的变化。

按照现有的地球气候系统理论^[25], 地球气候变化的主要驱动力为构造运动、地球轨道和太阳强度的变化。这些驱动力通过气候系统内部各因子的相互作用后, 主要反映在大气、冰量、植被、海洋以及陆地表面的变化上。晚上新世以来, 地球经历的一系列构造和气候事件, 影响了全球的气候变化, 并反映在陆地、海洋中各气候指标的变化上。中国陆地红土和黄土的研究发现, 3.6, 3.2, 2.5, 1.2, 0.9 和 0.1 Ma 是中国内陆干旱化加剧、东亚冬季风加强的几个重要时期^[8,26-29], 与北极冰盖的形成具有一定的偶合性^[8], 同时与青藏高原 3.6 Ma 以来的几次阶段性隆升(3.6,

2.6, 1.7, 1.1~0.6 和 0.15Ma)^[1]在时间上也相当吻合, 所以红土和黄土反应的东亚冬季风演化主要是青藏高原晚上新世的快速隆升和北极冰盖形成和扩大的结果(图 3)。本次研究的结果发现, 1146 站晚上新世以来的主要变化时间为 3.1, 2.7, 2.1, 1.6, 0.9 和 0.5 Ma。与红土和黄土记录的对比说明, 南海北部上部水体结构的变化与东亚冬季风演化, 也即青藏高原的隆升和北极冰盖的形成等构造、气候事件在时间上具有一定的一致性, 如 2.7, 1.6, 0.9 和 0.5 Ma; 但也存在其他两个时间段的明显不同, 如 3.1 和 2.1 Ma。

除青藏高原的快速隆升, 在太平洋中, 印度尼西亚海道的最后关闭(3.5~3 Ma)^[30]和巴拿马地峡上新世以来的阶段性抬升(6.2, 4.2, 2.4 和 1.8 Ma)^[5]改变了原有的大洋表层和深部环流, 影响了热量和水汽的重

新分配,从而影响了全球气候的改变^[6,7](图 3). 东部非洲 3.0 Ma 前后陆地气候变化引起的动、植物群落的演化,以及 3.2 和 2.1 Ma 非洲西南岸外表层海水温度的降低均被认为是印度尼西亚海道关闭的结果^[7,31]. 同时深海底栖有孔虫氧同位素的变化指示,3.2 Ma 也是北极冰盖的形成时期^[32,33]. 此外,在地球轨道各参数中,地球自转轴倾斜度的变化(obliquity)直接影响了地球表面季节温差的变化,这也是冰盖形成并扩大的必要条件^[34]. 4.5~3.0 Ma 是该参数较小的阶段^[35],这可能也是上新世全球气候较暖的原因之一,而 3.0 Ma 开始此参数变大,导致季节差加大,北极冰盖有机会形成、扩大(图 3). 北极冰盖的扩大使太平洋低纬地区表层海水温度在晚上新世降低^[36],变冷的西太平洋表层水由巴士海峡进入南海,导致南海的表层水温随之降低. 对于 2.1 Ma 的变化,除被解释为是印度尼西亚海道关闭的结果外^[31],西太平洋表层海水古温度和南海 ODP1148 站浮游、底栖有孔虫氧同位素的结果认为,此次变化是对北半球冰盖形成与增长的响应^[36].

尽管目前还无法精确的确定构造与气候事件的先、后次序,但我们认为南海北部晚上新世以来上部水体的变化,在不同的时间可能主要受不同的构造、气候事件和轨道参数的影响,即 3.1 Ma 的变化可能是受印度尼西亚海道关闭、北极冰盖形成以及地球轨道参数变化的影响;2.1 Ma 的变化主要受印度尼西亚海道关闭和北极冰盖扩张的响应;而 2.7, 1.6, 0.9 和 0.5 Ma 的变化可能是青藏高原新生代以来阶段性隆升和北极冰盖形成和扩张的共同结果.

4 结论

南海北部 4 Ma 以来浮游有孔虫混合层、温跃层和深层属种含量除受温跃层深度变化外,还受表层海水温度和生产力变化的影响. 表层海水古温度 4 Ma 以来逐渐下降,温跃层变浅,而表层生产力逐渐增加,主要的变化时间为 3.1, 2.7, 2.1, 1.6, 0.9 和 0.5 Ma. 对比中国陆地红、黄土的记录和其他海区的研究结果,以及地球轨道参数、北极冰盖形成与扩张和构造运动等各种驱动力的变化,南海北部上部水体结构的这种变化,在不同的时间上,可能是对某些驱动

力变化的响应.

致谢 感谢 ODP184 航次的全体科学家和工作人员近 2 个月的海上工作,并提供了本次工作的研究材料.

参 考 文 献

- 1 李吉均,方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 1998, 43(15): 1569~1574
- 2 Maslin M A, Haug G H, Sarnthein M, et al. The progressive intensification of North Hemisphere Glaciation as seen from the North Pacific. *Geologische Rundschau*, 1996, 85: 452~465
- 3 Maslin M A, Li X S, Loutre M F, et al. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of northern hemisphere glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 1998, 17: 411~426
- 4 Shackleton N J, Hall M A, Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. In: Pisias N G, Mayer L A, Janecek T R, et al. eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1995, 138: 337~355
- 5 Keller G, Zenker C E, Stone S M. Late Neogene history of the Pacific-Caribbean gateway. *Journal of South American Earth Sciences*, 1989, 2: 73~108
- 6 Haug G H, Tiedemann R. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Science*, 1998, 393: 673~676
- 7 Cane M A, Molnar P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago. *Nature*, 2001, 411: 157~162
- 8 Liu T, Ding Z, Rutter N. Comparison of Milankovith periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quaternary Science Reviews*, 1999, 18: 1205~1212
- 9 Berger W H, Bichert T, Jansen E. The central mystery of the Quaternary Ice Age. *Oceanous*, 1993, 36 (4): 53~56
- 10 Wang P, Prell W L, Blum P, et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Volume 184*, http://www.odp.tamu.edu/publications/184_IR/chap_07/chap_07.htm
- 11 Bé A W H. An ecological, zoogeographical and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay A T S. ed. *Oceanic Micropaleontology*. London: Academic Press, 1977. 1~100
- 12 Saito T, Thompson P, Berger D. *System Index of Recent and Pleistocene Planktonic Foraminifera*. Tokyo: University of Tokyo Press, 1981. 190
- 13 Thompson P R. Planktonic foraminifera in the West North Pacific during the last 150000 years: Comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1981, 35: 241~279
- 14 Hemleben C, Spindler M, Anderson O R. *Modern Planktonic Foraminifera*. New York: Springer, 1988. 363
- 15 Kennett J P, Srinivasan M S. *Neogene planktonic foraminifera*. Hutchinson Ross Public Company, 1983. 244

- 16 Huang B, Cheng X, Jian Z, et al. Response of upper ocean structure to initiation of the North Hemisphere glaciation in the South China Sea. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2003, 196 (3~4): 305~318
- 17 Thompson P R. Planktonic foraminifera in the West North Pacific during the last 150000 years: Comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1981, 35: 241~279
- 18 Su X, Xu Y L, Tu Q. Early Oligocene-Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy of the northern South China Sea (Leg 184, Site 1146-1148). In: Wang P, Prell W L, Blum P, et al. eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 184*, 2004. http://www.odp.tamu.edu/publications/184_SR/184TOC.HTM
- 19 Clemens S C, Prell W L. Data report: Oxygen and Carbon isotopes from Site 1146, Northern South China Sea. 2003, http://www.odp.tamu.edu/publications/184_SR/214/214.htm
- 20 Dowsett H J. Diachrony of late Neogene microfossils in the southwest Pacific Ocean: application of the Graphic Correlation method. *Paleoceanography*, 1988, 3: 209~222
- 21 Chaisson W P, Ravelo A C. Changes in upper water-column structure at Site 925, late Miocene-Pleistocene: planktonic foraminifer assemblage and isotopic evidence. In: Shackleton N J, Curry W B, Richter C, et al. eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 154, 1997. 255~268
- 22 黄宝琦, 翦知湑, 成鑫荣, 等. 南海晚第四纪上升流区海水上层水体结构的变化. *科学通报*, 2001, 46(11): 948~952
- 23 Huang B, Jian Z, Cheng X, et al. Foraminiferal responses to upwelling variations in the South China Sea over the last 220,000 years. *Marine Micropaleontology*, 2003, 47: 1~15
- 24 Ravelo A C, Fairbanks R G. Oxygen isotopic composition of multiple species of planktonic foraminifera: Recorders of the modern photic temperature gradient. *Paleoceanography*, 1992, 7: 815~831
- 25 Ruddiman W. *Earth's Climate Past and Future*. New York: W H Freeman, 2001. 8~9
- 26 An Z, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 2001, 411: 62~66
- 27 Guo Z, Ruddiman W, Hao Q, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159~163
- 28 Guo Z, Peng S, Hao Q, et al. Origin of the a-Pliocene Red-Earth Formation at Xifeng in Northern China and implications for paleoenvironments. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2001, 170: 11~26
- 29 Sun D, Shaw J, An Z, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophys J Int*, 1998, 134: 207~212
- 30 Tsuchi R. Marine climatic responses to Neogene tectonics of the Pacific Ocean seaways. *Tectonophysics*, 1997, 281: 113~124
- 31 Marlow J R, Lange C B, Wefer G, et al. Upwelling Intensification As Part of the Pliocene-Pleistocene Climate Transition. *Science*, 2000, 290: 2288~2291
- 32 Ruddiman W F, Raymo M, McIntyre A. Matuyama 41000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 80: 117~129
- 33 Tiedemann R, Sarnthein M., Shackleton N J. Astronomic time-scale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}O$ and flux records of ODP site 659. *Paleoceanography*, 1994, 9: 619~638
- 34 Hays J D, Imbrie J, Shackleton N. Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 1976, 194: 1121~1132
- 35 Laskar J. The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus*, 1990, 88: 266~291
- 36 Wang L. Sea surface temperature history of the low latitude western Pacific during the last 5.3 million years. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1994, 108: 379~436