

南海北部末次冰消期及快速气候回返事件*

王律江 卞云华 汪品先

(同济大学海洋地质开放实验室)

内容提要 对南海北部陆坡 V36-06-3 柱状样上部进行高分辨率地层学研究、浮游有孔虫和稳定同位素分析,并运用转换函数法和加权平均法求取约 15 000—7 000a.B.P. 的末次冰消期中古环境参数的变化。结果发现约 10 500—7 900a.B.P. 期间有一次强烈的古气候回返事件,与新仙女木期相对应,但持续时间较长。在此期间,冬季平均表层水温下降 2.7℃,溶解氧与磷酸盐磷含量增高,古盐度与碳酸盐溶解度略有上升,黑潮水的影响大为降低,推测系海面上升过程中爪哇海海水进入南海所致。

主题词 冰消期 古气候 新仙女木期 过去全球变化 南海

一、前言

末次冰消期指末次冰期(晚更新世)向冰后期(全新世)转化的过渡时期,又称末次终止期(last termination,即终止期 I₁ termination I)。与冰期发展的缓慢过程不同,冰消期表现为快速变化,从而形成冰期-间冰期气候旋回中的不对称形式。根据 AMS-¹⁴C 法测年,末次冰消期始自 14 900—14 800a.B.P.,结束于 7 000a.B.P.^[1,2],延续约七八千年,经历三个阶段,即终止期 I_a、I_b 和 I_c;其间为两个快速气候回返事件所分隔,其中尤以 I_a 与 I_b 之间的快速回返最为显著,与新仙女木(Younger Dryas,简称 Y.D.)事件相对应。

新仙女木事件为末次冰消期第一次变暖(Bolling-Allerød 期)后发生于 11 000—10 000a.B.P. 的短暂气候变冷,以丹麦 Allerød 冰缘沉积物中发现的北极开花植物仙女木(*Dryas octopetala*)命名^[3]。在此期间,不仅冰川停止消融,北美地区冰川还有增长扩张趋势。欧洲大陆各地的孢粉研究^[4-6]都发现有这次回返的记录,表现为:Allerød 时,森林植被取代冰期特征的草原和灌木,但很快又为新仙女木期具冰期面貌的喜冷植物群所替代,约 800—1 000 年之后才出现全新世的森林植被类型。同时 Dansgaard 等^[7,8]根据格陵兰冰孔的 δ¹⁸O 研究也发现了这一快速短暂的气候变化,并发现大气 CO₂ 浓度在此期有 50ppm 的降低。

早期认为新仙女木事件发生于北欧和北大西洋高纬度区^[9],以后在南极^[10]和南半球高纬度区(智利、秘鲁等)^[11,12]也相继发现新仙女木事件的记录。进一步的古海洋学研究表明,不仅在高纬度区,低纬大西洋(加勒比海、墨西哥湾)和红海^[13]也有 10 800—10 000 a.B.P. 的气候突变记录,相当于新仙女木期。模拟表明,这一气候湿润的时期也伴有温度的下降^[14]。在低纬太平洋区,虽然在新几内亚发现有新仙女木期的冰川推进记录^[15],

第一作者简介:王律江 男 30岁 副教授 古海洋学专业

* 国家自然科学基金与国家海洋局海洋科技发展基金联合资助项目。

Broecker 等^[16]研究南海西南部沉积柱状样 V35-5 的结果却认为没有新仙女木事件的反映。但是最近 Kudrass 等^[17]对苏禄海的氧同位素和 AMS-¹⁴C 测年工作表明,苏禄海的古海洋环境在末次冰消期中也反映出新仙女木期的气候回返,表明新仙女木事件具有全球性。

南海位于低纬西太平洋区,介于太平洋与亚洲大陆之间;既受到热带西太平洋的影响,同时也受到大陆气候的影响。如果新仙女木是一全球事件,而且在相邻的苏禄海已发现其记录,那么在南海亦应有所反映,其反映的形式不仅涉及我们对该快速气候回返的成因及全球气候变化机制的理解,同时也可以从该边缘海的记录中了解海-陆系统在快速气候变化中的反应和相互作用。故此,本文选取南海北部陆坡上的柱状样 V36-06-3,对末次冰期以来的地层加密取样,以探讨末次冰消期及新仙女木事件在南海北部的反映。

二、材料与方 法

柱状样 V36-06-3 为 1979 年中-美合作南海考察期间,由美国拉蒙特-多尔蒂地质研究所(Lamont-Doherty Geological Observatory)的考察船 Vema 号所取,位于 19°00.5'N、116°05.6'E,水深 2 809m 的陆坡上,该柱状样总长 12.15m,对全孔所进行的古海洋学研究成果已经发表^[18-20]。本项研究仅对该孔 161cm 以上增补加密取样 36 个,样品间距为 4—5cm。样品经自来水浸泡,不加分散剂,在 280 目铜网上冲筛,烘干后取大于 0.15mm 的粗组分,对其中的浮游有孔虫壳体系统鉴定至种,区分出生态类型(如 *Neoglobouadrina pachyderma*、*Globorotalia truncatulinoides* 的左、右旋类型, *Globigerinoides sacculifer* 的有袋和无袋类型),并定量统计,平均每样统计 457 枚,除顶部第 1、2 样品外,各样品统计量均不少于 200 个/样。样品中浮游有孔虫壳体过多时采用对角线法人工分样,至每样 200—400 枚个体。根据浮游有孔虫转换函数方法^[21],采用根据西太平洋表层样标定的浮游有孔虫古温度转换函数 FP-12E^[22]推算各样品反映的表层海水冬、夏温度。此外,挑出 *G. sacculifer* 个体每样 8—10 枚,大小在 250—450 μ m 之间,送剑桥大学哥德温实验室进行氧、碳同位素分析,样品测定数据由乐建宁提供。此外,亦根据浮游有孔虫的最适环境指标^[23]和溶解指数^[24],用加权平均法推测水体的溶解氧、古盐度和磷酸盐磷含量及碳酸盐保存条件的变化,并利用转换函数 FP-12E 的浮游有孔虫因子组合模型计算各因子的贡献,借以探讨古水团影响的变化历史。

三、分析结果

1. 同位素

根据以前研究结果^[18-20],V36-06-3 柱状样的氧同位素地层学表明,161cm 深度已达氧同位素 3 期,与氧同位素事件 3.1 相对应,绝对年龄 25 420aB.P.^[25]。本文提供的氧同位素记录表明,末次冰期最盛时($\delta^{18}\text{O}$ 事件 2.2)位于 129cm 处,绝对年龄 17 850aB.P.;氧同位素 1 期中的事件 1.1 位于 25cm(2 320aB.P.)。159—101cm 为末次冰期, $\delta^{18}\text{O}$ 处于冰期水平,平均为 -0.65‰ ;51cm 以上, $\delta^{18}\text{O}$ 基本保持全新世水平,平均 -1.94‰ 。冰期/冰

后期 $\delta^{18}\text{O}$ 平均变化幅度为 1.29‰ (最大峰值变化达 1.94‰)。其间 101—51cm 段即为末次冰消期, 根据上述氧同位素事件绝对年代并以沉积表层为现代沉积, 按沉积速率内插法, 可求出此段相当于 13 670—6 200a.B.P., 与全球末次冰消期平均年限 14 800—7 010 a.B.P. 基本相当。冰消期 $\delta^{18}\text{O}$ 减轻 1.23‰, 与全球氧同位素变化幅度 1.1—1.3‰^[26,27] 相当。

从图 1 的氧同位素曲线上看, 冰消期 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐降低过程中有 2—3 次 $\delta^{18}\text{O}$ 增大的回返, 分别在 90、74 和 60cm 处。其中 90cm 和 60cm 的回返仅 0.12—0.25‰, 且后者仅为单点值。相较之下, 74cm 的回返最为显著, 变化幅度达 0.36‰, 且延续时间较长。观察此回返前后的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 可以发现回返前 $\delta^{18}\text{O}$ 的变轻已达到冰期/全新世总变化幅度的 1/2—1/3, 而回返结束时, $\delta^{18}\text{O}$ 已接近全新世水平 (−1.5‰), 再经 60cm 的回返后的快速变轻, 到 51cm 处即已达到全新世水平 (−1.87‰)。从绝对年代看, 包括此回返期的 80—62cm 段对应于 10 530—7 850a.B.P., 其开始时间与新仙女木事件的开始 11 000a.B.P. 基本等时, 所不同的是, 新仙女木事件在高纬地区表现为短暂气候回返事件, 结于 1 000a.B.P. 前^[1,31], 但近年来的 AMS-¹⁴C 测年研究表明, 北大西洋新仙女木事件在氧同位素曲线上的反映持续到 8 600a.B.P.^[1]。尽管精确的对比有待于测年结果, 目前已可以认为, V36-06-3 柱状样 80—62cm $\delta^{18}\text{O}$ 揭示的气候变化相当于新仙女木事件在南海北部的反映。

观察碳同位素在 80—62cm 间的变化, 不难发现 $\delta^{13}\text{C}$ 表现为一低谷。冰芯研究表明, 新仙女木期大气 CO_2 浓度降低约 50ppm^[7,8]。如果这一 CO_2 浓度降低是由于全球环流状况改变而导致生物固定 CO_2 速率增大, 则 $\delta^{13}\text{C}$ 应略有增大。但表层水体中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 成分不仅受到全球 CO_2 浓度变化的影响, 更重要的是受水体中初级生产力状况的控制。在大陆边缘, 由于陆源营养元素的输入, 会引起初级生产力增大, 生物摄取过多的 ¹²C, 从而使水体的 $\delta^{13}\text{C}$ 增大, 非上升流区尤为显著^[28]; 而在上升流区, 由于次表层富轻碳元素的水体升至表层, 会使水体的 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻^[29]。因此, 现代海洋表层的 $\delta^{13}\text{C}$ 因地制宜, 由有机碳生产造成的碳同位素分馏状况较氧同位素更具地方色彩^[30]。

南海北部受大陆径流影响, 冰消期时, 尤其受到融冰水的影响。如果亚洲陆上冰川在新仙女木期融冰作用减缓, 随径流带来的营养成分应当减少。因此, $\delta^{13}\text{C}$ 低值很可能是由于受季风作用在埃克曼效应下产生的上升流所致。上升流带来较多的营养元素, 一方面会使生产力增加, 同时也带来属于次表层水特征的轻碳元素, 导致 $\delta^{13}\text{C}$ 降低。有关初级生产力和上升流将在后面深入讨论。

2. 古温度

根据转换函数 FP-12E^[22] 推算的 V36-06-3 柱状样孔冬、夏古温度 (图 1), 自 161—3cm 表现为一完整的冰期向全新世变暖的过程。根据前节所建立的同位素年代地层学, 冰期平均冬、夏水温分别为 18.1℃ 和 26.9℃, 而全新世则为 23.8—29.1℃, 冰期/全新世冬、夏水温度变化幅度分别为 5.7℃ 和 2.1℃ (最大幅度为 9.9℃ 和 3.4℃)。在冰消期过程 (101—51cm) 中, 冬、夏水温升高了 4.0℃ 和 1.9℃。但古水温变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化不

1) Sarinthein, M., Hahn, M., Vogelsang, E., Erlenkeuser, H., Duplessy, J.C. and Arnold, M., 1992, Meltwater Spreading from the Barents Shelf Ice Sheet Records an Estuarine North Atlantic 13.6ka Ago. (MS)

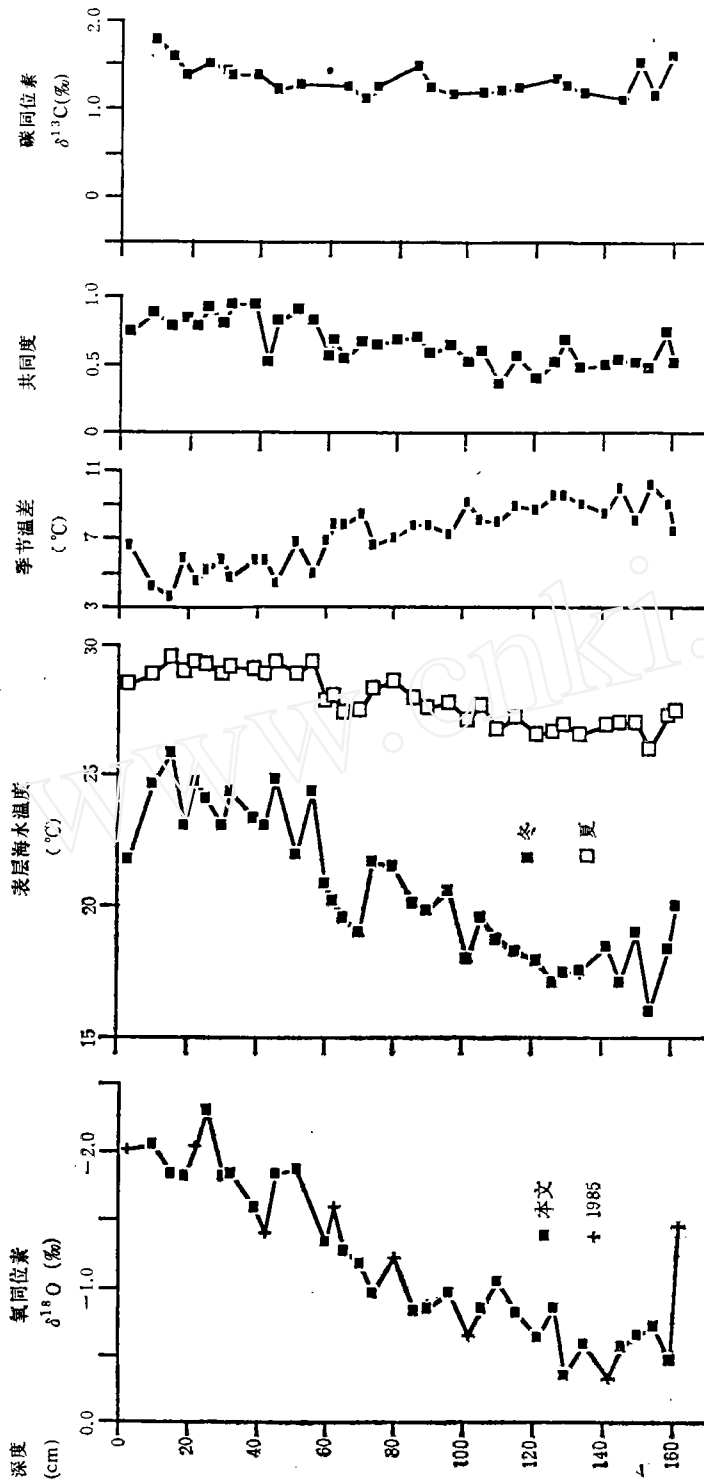


图1 南海北部 V36-06-3 柱状样稳定同位素与古温度曲线图
 氧、碳稳定同位素均用 *Globigerinoides sacculifer* 测得, 包括 1985 年分析结果^[10]及本次加密采样分析新结果; 表层海水温度系根据浮游有孔虫数据用转换函数 [2]-[22] 算得

尽相同,自冰期向全新世过渡的升温过程开始较早,从 126—56cm,冬、夏温度自 17.1°C 和 26.7°C 增大至 24.4°C 和 29.4°C,即升温过程发生在 17 400—6 950aB.P. 之间。

V36-06-3 柱状样记录的南海北部表层海水在冰期全新世变暖过程中,也经历过数次变冷。从古温度曲线中可以发现变冷时期发生在 101、90 和 70cm 处,前两次变冷均与 $\delta^{18}\text{O}$ 降低相对应。101cm 为冰消期开始,而 90cm 的变冷则与冰消期第一次 $\delta^{18}\text{O}$ 回返增大同时发生。70cm 处的变冷是古温度增大过程中规模最大的一次变冷,其冬、夏温度分别下降 2.7°C 和 0.9°C(前两次变冷则较小,冬、夏降温仅为 0.7—1.6°C 和 0.2—0.5°C)。此次温度回返在 V36-06-3 柱状样中为 74—56cm,在时间上大致可与氧同位素在 10 500—7 900aB.P. 段表明的气候回返相当。世界许多地区的古温度研究表明,在新仙女木事件延续的 11 000—10 000aB.P. 期间内,气温和水温下降,草原植被代替森林,冰川停止消融或略有推进。但南海北部在这一时期内的水温降低较晚,且延续时间较长,9 600—7 000 aB.P.,即降温发生于新仙女木事件晚期,并持续至末次冰期终止期结束,古水温降低始于氧同位素回返增大之后。

观察古水温在此变冷期前后的变化,可以发现:变冷之前南海北部冬季水温较冰期水平已增大 3.7°C,占全新世较冰期温度增大幅度的 2/3,而此期内温度降低则将近该幅度的 1/2,即此冷期内表层水温已接近冰期水平。从冬、夏季节温差变化上也可发现,变冷前季节温差为 6—7°C 而变冷期内增大至近 8°C。变冷期后表层水温增大至全新世水平,此期的水温增大幅度几乎与冰期/全新世升温幅度相当。此后,表层水温以高频低幅度变化为特征,并保持在全新世温度水平上。

3. 古水团

根据浮游有孔虫古温度转换函数的因子组合模型可以计算出各因子组合在每一样品中的贡献。Thompson^[22] 导出的转换函数 FP-12E 包含六个因子组合,分别为热带易溶组合、过渡组合、热带抗溶组合、亚热带组合、北极/亚北极组合和环流边缘组合。根据因子作图(图 2)可见,这六个组合分别代表着热带、温带、黑潮、亚热带、北极和北太平洋中部环流边缘等表层水团。观察 V36-06-3 柱状样 161—3cm 段的六个因子组合的载荷,可以看出冰期时热带、黑潮和亚热带水团影响较小,向全新世逐渐增大,而温带水团的影响则表现出相反的趋势。这与 Wang 和 Wang^[20] 根据南海北部近 20 万年来的水温、水团变化记录所得出的结论相同,即冰期低海面使南海成为袋状半封闭海,与开放大洋仅以海区东北角 20°N 处的巴士海峡相联,且冰期西太平洋纬向气候带南移,较凉的温带水团得以进入南海;而热带-亚热带水团影响相对减弱。相反,间冰期海平面升高,南海与大洋连通性较好,温带水团位于较高纬度(30—40°N),从而热带-亚热带水团在南海占绝对优势。

冰消期 V36-06-3 柱状样的因子载荷曲线表明,冰期向全新世过渡过程中最显著的气候回返(即 74—56cm 段),虽然其热带组合的载荷降低,温带组合增大,与冰期/冰后期变化趋势相同,但最显著的变化并不体现在造成冰期低温的温带水增强,而是表现为黑潮水影响的大幅度降低,南海末次冰消期间最显著的水温下降期主要由黑潮水的影响减弱所致。

黑潮水在 9 600—7 000aB.P. 的减弱可能由以下原因引起。黑潮是现代太平洋西部

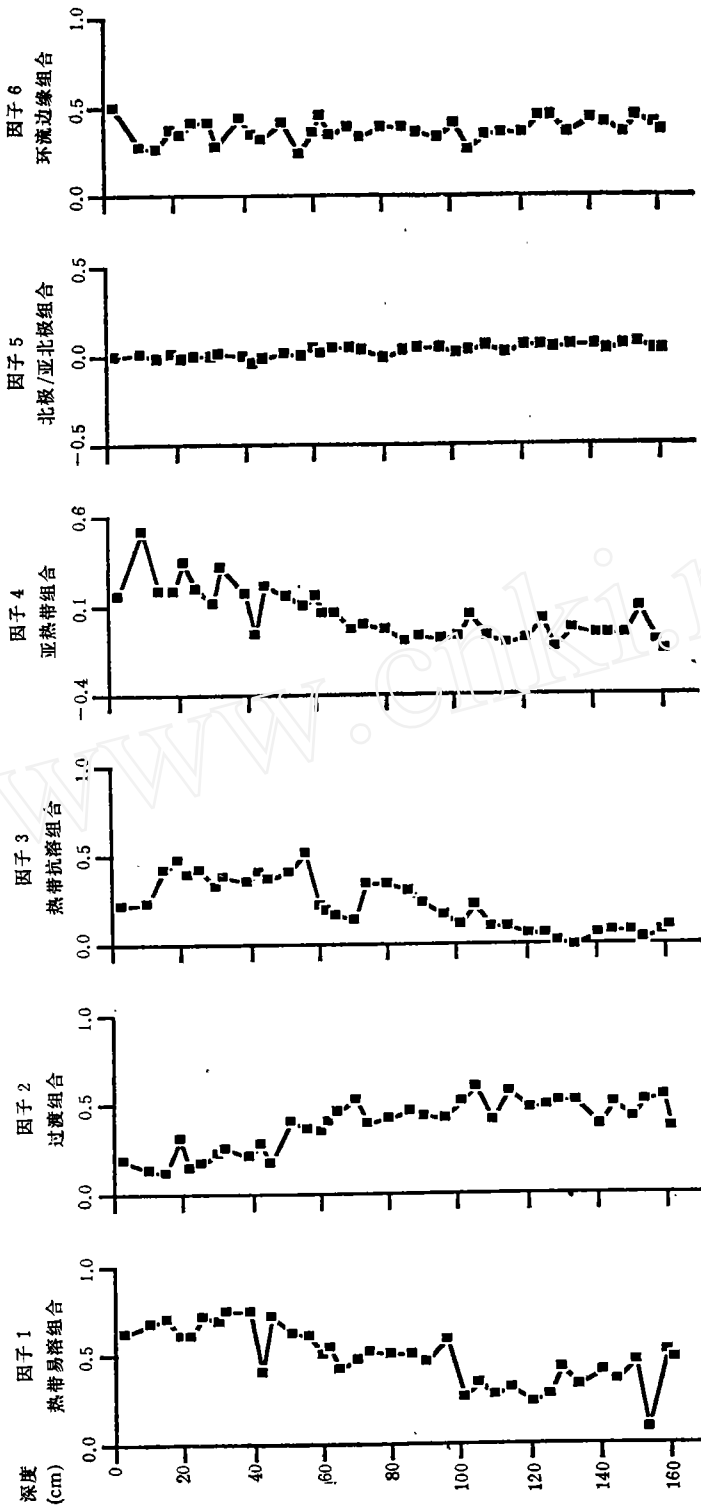


图2 南海北部 V36-06-3 柱状样浮游有孔虫群六个因子载荷反映的古水团变化

边界暖流,为北太平洋热带-亚热带区巨环流的西支。它在冬季随东北季风经巴士海峡进入南海,根据第四纪冰期/间冰期南海水团变迁的研究^[20],黑潮对南海影响变化应从西太平洋水团分布、南海盆地连通性、季风强度以及受全球变化控制的大洋表层环流强度等方面寻找原因。首先考虑海平面变化的影响,如果末次冰期以来的海平面升降幅度与 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变动相对应,而且以冰期最盛时海平面在现代海面以下114m计算^[27],就可以根据V36-06-3柱状样 $\delta^{18}\text{O}$ 值从冰期最盛时的 -0.35‰ 降到上述回返期初的 -1.32‰ ,然后降到代表现代的表层样(3cm) -2.02‰ ,计算出此次回返期开始时(10500aB.P.)海平面低于现代的差距(S)为约48m,即:

$$S = \frac{[(-0.35\text{‰}) - (-2.02\text{‰})] - [(-0.35\text{‰}) - (-1.32\text{‰})]}{[(-0.35\text{‰}) - (-2.02\text{‰})]} \times 114\text{m}$$

$$= \frac{1.67\text{‰} - 0.97\text{‰}}{1.67\text{‰}} \times 114\text{m} = 47.8\text{m}$$

但南海地区为边缘海, $\delta^{18}\text{O}$ 易受到水体氧同位素成分在融冰期时的影响,因此,应采用全球海平面曲线在10000aB.P.时的变化;同时V36-06-3柱状样中温度变化较 $\delta^{18}\text{O}$ 晚,温度降低前为9600aB.P.,根据Chappell和Shackleton^[27]以及Shackleton^[24]的研究可以计算出11000—10000aB.P.时的海平面变化为现今海平面以下42.6—35.4m。这一深度恰与南海南部与爪哇海的通道卡里马塔海峽的海槛深度(36m)相当。也即在10000aB.P.时南海南部与西太平洋赤道地区开始联通,爪哇海表层水得以进入南海。正因为如此,导致南海北部地区黑潮水的影响相对减弱。考虑到季风气候的影响,夏季爪哇海和印度洋表层海水进入南海,而冬季由于西北太平洋温带水团影响依然较强(图2因子2),且海槛深度为50m的连结东海与南海的海水通道台湾海峽也已开通(约12000aB.P.)^[27],因此冬季南下冷水影响较强。同时,西太平洋表层水流通状况改善,导致现代黑潮在菲律宾东岸外向南的分支增强,故此进入南海的黑潮水量大幅度减少,导致V36-06-3柱状样在古温度降低时期黑潮水的影响出现显著的降低。

此外,黑潮的强度和水量也与全球变化有关,在全球气候回返期,全球环流状况改变^[32]也会影响到黑潮的活动,但是,目前尚缺乏太平洋古环流在冰消期变化的研究,有待进一步工作探明。

4. 水体性质

根据Berger^[24]有关浮游有孔虫差异溶解的研究结果计算V36-06-3柱状样的溶解指数FDX,可以发现冰期溶解较强,全新世较弱,冰期至全新世过渡时溶解程度逐渐减弱的总体规律。V36-06-3柱状样在冰消期过程中最显著的气候回返事件(74—56cm)期间溶解程度略有增强,说明当时该站上方的水体碳酸盐饱和度有所下降;同时浮游有孔虫因子组合中抗溶组合显著增强,这一变化既可能反映了如上所述环流变化的影响,同时也有可能是由于溶解作用减少了易溶种壳体数量造成的假象。但观察图2的因子载荷曲线发现,新仙女木期热带易溶组合确有所降低,但抗溶组合非但不增大反而有大幅度的降低,说明抗溶组合的变化主要反映了黑潮水影响的降低。

根据Be^[23]和汪品先等^[18]所载现生浮游有孔虫生态资料,得出各个种的最适水体温度、盐度、溶解氧含量和磷酸盐磷含量值,采用加权平均方法^[18]可以推算V36-06-3柱状

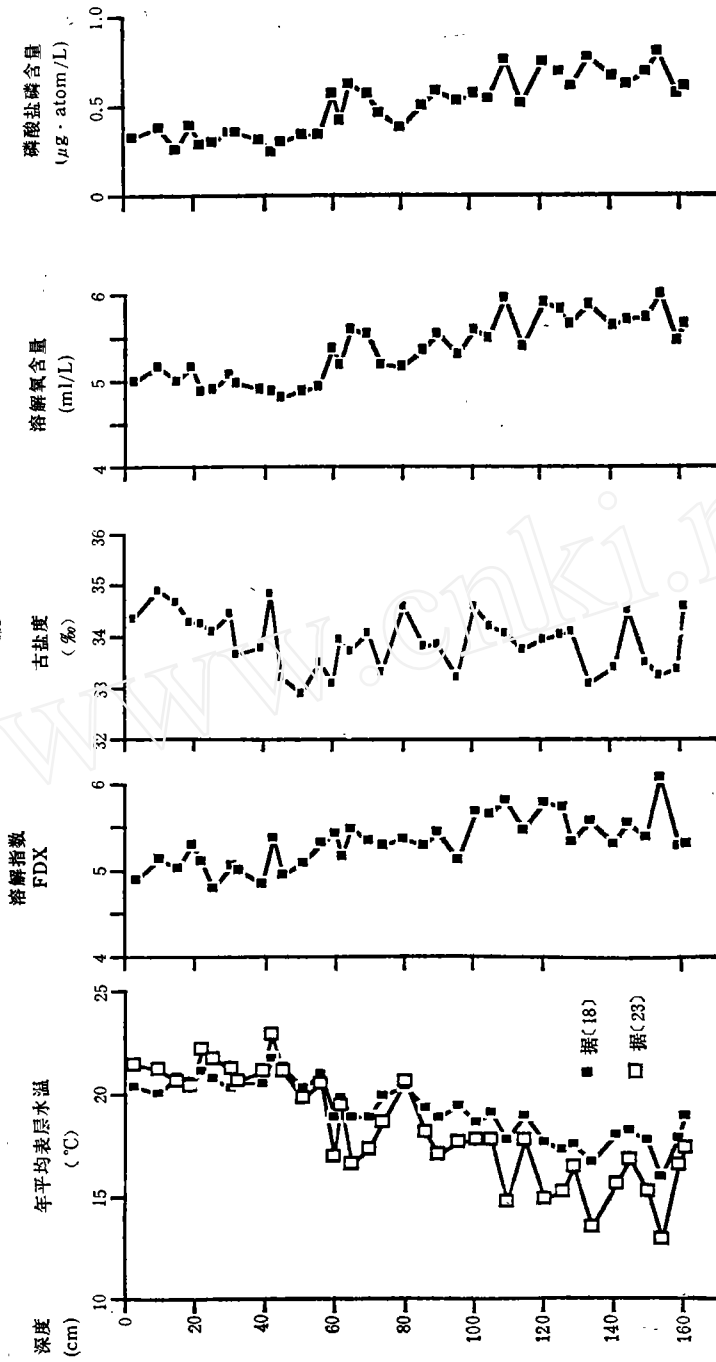


图3 南海北部 V36-06-3 柱状样浮游有孔虫群反映的平均表层水温、溶解指数及古盐度、溶解氧含量、磷酸盐磷含量变化

年平均表层水温、古盐度、溶解氧含量、磷酸盐磷含量均根据加权平均法求得,有孔虫溶解指数为 FDX 值

样浮游有孔虫化石群落所反映的古环境参数变化。图 3 所示系按照加权平均方法根据 Bé^[23] 和汪品先等^[16]提出的最适合温度做出的古温度曲线。由于该温度推算值为年平均温度,故在绝对值上不能与用转换函数 FP-12E 算出的冬、夏古温度直接相比,但两种方法所得古温度变化显示出同样的冰消期增大趋势,并且同样在 74—56cm 段显示出冰消期内最重要的温度降低事件。Hutson^[33] 根据对各种古温度转换函数方法的比较研究结果,指出当不同方法得出的温度变化趋势相同时,表明古温度推断可以排除非类比情况。因此,加权平均方法的古温度推算,从另一侧面证实了本文冬、夏古水温推断的可靠性。

表层古盐度曲线表现出冰期向全新世及现代盐度升高的总体趋势,但波动变化幅度较大。值得注意的是,在冰消期的气候回返事件前后,表层盐度有大幅度的波动。如古温度在 74—56cm 有显著下降,在此之前 101—80cm 和在此后期 65—45cm 的古温度升高过程中,相应的 $\delta^{18}\text{O}$ 也是两次由重变轻的时期,而古盐度表现为两次低值区间。这说明,随着冰消期发展,温度升高,融冰水进入南海,造成表层盐度下降;而当气候回返后期,温度又继续升高,伴随 $\delta^{18}\text{O}$ 的减轻,达到全新世水平,这期间由于融冰作用加强,较多的冰水注入使南海北部盐度又表现为低值期。气候回返期前后的古盐度变化幅度为 1—2‰ (见图 3)。

表层溶解氧和磷酸盐磷含量曲线都有自冰期向全新世逐渐递减的趋势,溶解氧和磷酸盐磷含量在冰期的平均值分别为 5.76ml/L 和 0.69 $\mu\text{g}\cdot\text{atom}/\text{L}$,全新世平均值分别降为 4.93ml/L 和 6.32 $\mu\text{g}\cdot\text{atom}/\text{L}$ 。在 76—56cm 古温度和同位素短暂回返期层段,两条曲线均为显著的增大峰值区,溶解氧和磷酸盐磷含量分别增大了 0.40ml/L 和 0.24 $\mu\text{g}\cdot\text{atom}/\text{L}$ 占冰消期总变化量的 48% 和 65%。溶解氧和磷酸盐磷含量增大,前节所讨论的 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻,以及表层温度下降,均表明此期在 V36-06-3 柱状样站所处的南海北部陆坡地区可能有上升流活动,并带来表层初级生产力的增大。上升流水团为低温、 ^{12}C 富集,且富含营养元素的次表层水,故导致水体磷酸盐磷含量增高。随着表层初级生产力的升高,光合作用固定 CO_2 及放出氧气的数量增加,也会导致如图 3 中所见的溶解氧含量增高。

四、讨论与结语

如上通过南海 V36-06-3 柱状样讨论的冰消期及其气候回返事件^[3],是目前国际古海洋学研究的热点。这不仅因为它是第四纪冰期/间冰期变化中最末一次全球古环境的巨变,更重要的是末次冰消期中反映出来的变化不能为米兰科维奇理论(即由地球轨道参数引起日照周期性变化,从而导致冰期旋回)所解释。地球的大气-水-生物-岩石圈是一个结构复杂的系统,冰消期七八千年间短暂气候波动变化的原因既为地球天文因素引起的总趋势的控制,又受到地球这一结构复杂的反馈系统所影响:气候与环境的演化并不是简单的线性递变模式^[34]。因此,研究冰消期气候变化的模式以及大洋、大气和生物活动在反馈系统中的运作机制将有利于人们认识地球的环境系统,并对未来的全球变化做出正确的估计和预测。

在对末次冰消期的研究中,最显著的非线性变化便是新仙女木事件,在冰消期总体环

境转暖过程中代表了一次突然的变冷。我们对 V36-06-3 柱状样的研究,表明南海也有此类事件发生。虽然 V36-06-3 柱状样的 AMS- ^{14}C 测年工作尚在进行中,目前仅能根据氧同位素年代学和沉积速率内插求其年代值,但根据这一初步研究就可以看出南海北部末次冰消期内与新仙女木相对应的气候事件在起始时间上与北大西洋及邻区大陆等时(或稍晚),但延续时间较长。这一事件既有全球变化的影响,同时也受到南海及西太平洋古地理、古海洋变化的控制。前者反映在 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线上,后者则反映在古水团变迁、海水温度、盐度、溶解氧和磷酸盐磷含量,以及碳酸盐保存状况上。

总结 V36-06-3 柱状样上部 161cm 加密取样分析,可以得出以下结论:

(1) 末次冰消期在南海北部表现为 $\delta^{18}\text{O}$ 减轻 1.23‰,冬、夏古温度分别上升 5.7°C 和 2.1°C,表层水体盐度增大 1—2‰,溶解氧和磷酸盐磷含量分别减少 0.83ml/L 和 0.37 $\mu\text{g} \cdot \text{atom/L}$, CaCO_3 溶解作用为由强变弱等现象。

(2) V36-06-3 柱状样记录的末次冰消期间各古海洋学指标的变化趋势中均有 2—3 次短暂的回返,其中以 80—56cm 段的变化最为显著。表现为相对于冰期至全新世的变化幅度, $\delta^{18}\text{O}$ 增大 30%, 温度降低 42—47%, 溶解氧和磷酸盐磷含量分别增大 48% 和 65%, 盐度和 CaCO_3 溶解程度略有升高,水团变迁中以黑潮水影响大幅度降低为特征。

(3) V36-06-3 柱状样 80—56cm 段的氧同位素年代为 16 500—7 000a.B.P. 之间,其开始时间与新仙女木事件相对应,结束年代与冰期终止期末相当。初步研究结果认为,此期南海北部的古海洋学记录相当于新仙女木事件引起的全球气候变化在南海北部的反映。确切年代值有待进一步工作证实。

(4) 在 V36-06-3 柱状样 80—56cm 段的气候回返事件中,黑潮水影响减少,推测是由于海平面上升改变了南海和西太平洋的海陆轮廓,南海南部与爪哇海连通使得北部黑潮进入南海的水量相对减少所致。同时,南海北部由于上升流影响而使初级生产力增高,并导致表层水体 $\delta^{13}\text{C}$ 和古温度降低,溶解氧和磷酸盐磷含量增大。

致谢 本文分析样品由美国拉蒙特-多尔蒂地质研究所和地质矿产部第二海洋地质调查大队提供,同位素分析在英国剑桥大学哥德温实验室完成,作者在此对本次研究协助采集样品和进行同位素分析的 Rusty Lotti 女士、章纪军、冯文科和乐建宁先生表示衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] Broecker, W. S., Andree, M., Wolfli, W., Oeschger, H., Bonani, G., Kennett, J. P. and Peteet, D., 1988, The Chronology of the Last Deglaciation: Implications to the Cause of the Younger Dryas Event. *Paleoceanography*, 3, 1—19.
- [2] Winn, K., Sarnthein, M. and Erlenkeuser, H., 1991, $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphy and Chronology of Kiel Sediment Cores from the East Atlantic. Reports, GPI Univ. Kiel, 45, 1—99.
- [3] Berger, W. H. and Labeyrie, L. D., 1987, Abrupt Climatic Change—An Introduction. in: Berger, W. H. and Labeyrie, L. D. (eds.), Abrupt Climatic Change—Evidence and Implications, Reidel, 3—22.
- [4] Woillard, G. M., 1975, Recherches Palynologiques sur le Pleistocene dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. *Acta Geogr. Lovaniensia*, 14, 1—168.
- [5] Birks, H. J. B. and Birks, H. H., 1981, Quaternary Paleocology. Edward Alnord, London.
- [6] Eicher, U., Siegenthaler, U. and Wegmueller, S., 1981, Pollen and Oxygen Isotope Analyses on Late and Post-Glacial Sediments of the Toubiere de Chirens (Dauphine, France). *Quaternary Research*, 15, 160—

- 170.
- [7] Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Moller, J. and Langway, C. C. Jr., 1969, One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. *Science*, **166**, 377—381.
- [8] Dansgaard, W., Clausen, H. B., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Johnsen, S. J., Eristinsdottir, P. M. and Reeh, N., 1982, A New Greenland Deep Ice Core. *ibid.*, **218**, 1 273—1 277.
- [9] Mercer, J. H., 1969, The Allerod Oscillation: A European Climatic Anomaly? *Arctic & Alpine Research*, **1**, 227—234.
- [10] Johnson, S. J., Dansgaard, W., Calusen, H. B. and Langway, C. C. Jr., 1972, Oxygen Isotope Profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets. *Nature*, **235**, 429—434.
- [11] Heusser, C. J., 1984, Late-glacial Holocene Climate of the Lake District of Chile. *Quaternary Research*, **22**, 77—90.
- [12] Wright, H. E., 1984, Late Glacial and Late Holocene Moraines in the Cerros Cuchango, Central Peru. *ibid.*, **21**, 275—285.
- [13] Almogie-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D. and Erlenkeuser, H., 1991, Paleoenvironmental Events during the Last 130 000 Years in the Central Red Sea as Recorded by Pteropoda. *Paleoceanography*, **6**, 83—98.
- [14] Overpeck, J. T., Peterson, L. C., Kipp, N., Imbrie, J. and Rind, D., 1989, Climate Change in the Circum-North Atlantic Region during the Last Deglaciation. *Nature*, **338**, 553—557.
- [15] Hope, G. S. and Peterson, J. A., 1978, Glaciation and Vegetation in the High New Guinea Mountains. in: Suggate, R. P. and Cresswell, M. M. (eds.), *Quaternary Studies*, Royal Society of New Zealand, Wellington, 155—162.
- [16] Broecker, W. S., Andree, M., Kläs, M., Bonani, G., Wolfl, W. and Oeschger, H., 1988, New Evidence from the South China Sea for an Abrupt Termination of the Last Glacial Period. *Nature*, **333**, 156—158.
- [17] Kudrass, H. R., Erlenkeuser, H., Vollbrecht, R. and Weiss, W., 1991, Global Nature of the Younger Dryas Cooling Event Inferred from Oxygen Isotope Data from Sulu Sea Cores. *ibid.*, **349**, 406—408.
- [18] 汪品先, 闵秋宝, 卞云华, 冯文科, 1986, 十三万年来南海北部陆坡的浮游有孔虫及其古海洋学意义. 地质学报, 第 60 卷, 第 3 期, 215—225 页。
- [19] 王律江, 汪品先, 1988, 用转换函数法推算南海古温度的尝试. 科学通报, 第 5 期, 371—373 页。
- [20] Wang Luejiang and Wang Pinxian, 1990, Late Quaternary Paleocceanography of the South China Sea: Glacial-Interglacial Contrasts in an Enclosed Basin. *Paleoceanography*, **5**, 77—90.
- [21] Imbrie, J. and Kipp, N. G., 1971, A New Micropaleontological Method for Quantitative Paleoclimatology: Application to Late Pleistocene Caribbean Core. in: Turekian, K. K. (ed.), *The Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale Univ., 71—81.
- [22] Thompson, P., 1981, Planktonic Foraminifera in the Western North Pacific during the Past 150,000 Years: Comparison of Modern and Fossil Assemblages. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*: **35**, 241—279.
- [23] Bé, A. W. H., 1977, An Ecological, Zoogeographic and Taxonomic Review of Recent Planktonic Foraminifera. in: Ramsay, A. T. S. (ed.), *Oceanic Micropaleontology*, **1**. Academic Press, London, 1—100.
- [24] Berger, W. H., 1979, Preservation of Foraminifera. *Foraminiferal Ecology and Paleocology*, SEPM Short Course, **6**, Houston, 105—155.
- [25] Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. Jr. and Shackleton, N. J., 1987, Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Age Development of a High-Resolution 0 to 300 000 Year Chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27**, 1—29.
- [26] Labeyrie, L. D., Duplessy, J. C. and Blanc, P. L., 1987, Variations in Mode of Formation and Temperature of Oceanic Deep Waters over the Past 125 000 Years. *Nature*, **327**, 477—483.
- [27] Chappell, J. and Shackleton, N. J., 1986, Oxygen Isotopes and Sea Level. *ibid.*, **324**, 137—140.
- [28] Ganssen, G. and Sarnthein, M., 1983, Stable-isotope Composition of Foraminifera: The Surface and Bottom Water Record of Coastal Upwelling. in: Thiede, J. and Suess, E. (eds.), *Coastal Upwelling: Its Sediment Record*, Pt. B, Plenum Press, 99—121.
- [29] Sarnthein, M. and Winn, K., 1990, Reconstruction of Low and Middle Latitude Export Productivity, 30 000 Years to Present: Implication for Global Carbon Reservoirs. in: Schlesinger, M. (ed.), *Climate-Ocean Interaction*, Kluwer Academic 319—342.
- [30] Shackleton, N. J., 1977, Carbon-13 in *Unigerina*: Tropical Rainforest History and the Equatorial Pacific Carbonate Cycles. in: Anderson, N. R. and Malahoff, A. (eds.), *The Fate of Fossil CO₂ in the Ocean*, Plenum Press, 401—427.

- [31] Shackleton, N. J., 1987, Oxygen Isotope, Ice Volume and Sea Level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183—190.
- [32] Broecker, W. S., 1990, Salinity History of the Northern Atlantic during the Last Deglaciation. *Paleoceanography*, 5, 459—467.
- [33] Huston, W. H., 1977, Transfer Functions under No-analog Conditions: Experiments with Indian Ocean Planktonic Foraminifera. *Quaternary Research*, 8, 355—367.
- [34] 汪品先, 1991, 气候与环境演变中的非线性关系——以末次冰期为例。第四纪研究, 1991年, 第2期, 97—103页。

THE LAST DEGLACIATION IN THE SOUTH CHINA SEA AND THE RAPID CLIMATE RETURN EVENT

Wang Luejiang Bian Yunhua Wang Pinxian

(Laboratory of Marine Geology, Tongji University)

Abstract

Core V36-06-3 (19° 00.5' N, 116° 05.6' E, water depth 2 809 m, length 12.15 m) from the northern continental slope of the South China Sea (SCS) has been systematically studied for paleoceanography. For a high resolution study of the last deglaciation history of the SCS, its uppermost part (0—161 cm) was resampled at 4—5 cm intervals and reanalysed. The down-core census data of planktonic foraminifera were interpreted for the winter and summer sea surface temperature (SST) using Transfer Function FP—12E, and also for salinity, oxygen and phosphate content, Foraminiferal Dissolution Index and the variations in water masses.

According to the oxygen isotope stratigraphy, the core interval between 101 cm and 51 cm corresponds to the last deglaciation (approximately 14 800—7 000 a B. P.) with a 1.23‰ decrease in $\delta^{18}\text{O}$. Over the last deglaciation the SST of SCS has increased by 5.70°C for winter and 2.14°C for summer (Fig. 1) and its surface water salinity increased by 1—2‰, but its dissolved oxygen content decreased by 0.83 ml/L and its phosphate concentration by 0.37 μg .atom/L (Fig. 3).

Judging from the Core V36-06-3, the last deglaciation in the SCS has witnessed 2—3 short term climate return events, and the most significant one recorded in the core interval of 80—56 cm has been dated by the oxygen isotope stratigraphy to 10 500—7 900 a B. P., roughly corresponding to the Younger Dryas event in age but lasting until the end of the termination. This abrupt event is characterized by a SST decrease of 2.7°C for winter and 0.9°C for summer (Fig. 1), an increase in oxygen content, phosphate concentration, salinity, carbonate dissolution (Fig. 3) and a remarkable reduction of the Kuroshio influence (Fig. 2). It is speculated that the gateway between the Java Sea and the SCS (sill depth 36 m) was opened about 10 500 a B. P. as a consequence of sea level rising, and the nflow of the Java Sea water has diminished the Kuroshio influence in the SCS.

Although the above described event is still waiting for the result of its AMS- ^{14}C dating and similar analyses are needed for more cores in the area, its discovery in the northern SCS is undoubtedly of prominent significance. Despite of the opinion about the absence of the Younger Dryas in the SCS, the climate return event recorded in Core V36-06-3 together with the oxygen isotope record of the Younger Dryas in the neighbouring Sulu Sea has provided evidence for its occurrence in the low-latitudinal West Pacific and, hence, for its global nature.