

南海盆地全新世古气候与古海洋研究*

钱建兴

(国家海洋局第二海洋研究所, 杭州)

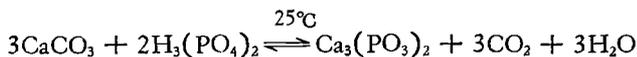
提要 本文利用南海盆地箱式岩芯浮游有孔虫壳体的氧同位素资料, 对南海全新世时气候的变化幅度进行了研究, 并以浮游有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为依据, 将南海全新世时的气候变迁划分成4个阶段。同时, 配合碳同位素资料对南海全新世的古海洋状况作了描述, 根据 $\delta^{18}\text{O}$ 值与海平面的变化关系, 首次定量估算出全新世大西洋期时南海海平面要较现代海平面高6m以上。此外, 还利用 $\delta^{18}\text{O}$ 值所反映的水温, 对不同种属浮游有孔虫的生存深度序列进行了探讨。

一、样品及样品处理

由于箱式岩芯在取样过程中基本上没有压缩和扰动, 所以本次研究采用了同一剖面上的两个箱式岩芯。8357站岩芯 ($13^{\circ}29'02''\text{N}$, $118^{\circ}01'03''\text{E}$) 和 8351站岩芯 ($13^{\circ}30'02''\text{N}$, $112^{\circ}00'00''\text{E}$) 都位于南海海盆南部东西向的同一剖面上, 8357站岩芯水深3820m, 柱样长39.5cm, 由于水深已超过 CCD 深度, 所以浮游有孔虫含量较少, 属粉砂质硅质软泥沉积, 富含生物成因的 SiO_2 (放射虫、海绵骨针、硅藻)。8351站水深2300m, 柱样长27.5cm, 有孔虫含量较高, 属典型的有孔虫软泥沉积, 生物成因的 SiO_2 壳体含量较少。

对两个箱式岩芯分别间隔2.5cm取样。选取的样品经蒸馏水浸泡, 过0.063mm的网筛, 冲洗, 低温烘干, 然后在体视显微镜下挑选出浮游有孔虫样品约7mg。8351站岩芯挑选的门氏圆幅虫 (*Globotalia menardii*) 单种, 属典型的抗溶种; 8357站岩芯因浮游有孔虫单种的数量不能满足仪器的要求, 故挑选了生活习性比较接近的袋拟抱球虫 (*Globigerinoides sacculifera*) 和门氏圆幅虫 (*G. menardii*) 的混合种。根据前人的研究成果, 在有孔虫含量较少的深海沉积岩芯中, 尽可能选取其生活习性比较接近的几个单种, 做氧同位素分析, 同样可以用来反映地质历史上的古气候相对冷暖程度^[1]。上面的两个有孔虫种均属热带-亚热带的暖水种, 生存温度大约是10—30°C。

挑选的浮游有孔虫壳体用蒸馏水清洗其壳体表面, 低温烘干, 稍加压碎后置于氮气流下真空焙烧(380°C以下)90min, 以除去有孔虫壳内的有机质。然后与100%的正磷酸在25°C时高真空恒温反应两小时, 其反应式为:



* ^{14}C 年龄测定系由岳云章同志完成, 在此致谢。

收稿日期: 1984年12月25日。

液氮收集所生成的 CO_2 气体, 质谱测定其 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值。质谱测定系由无锡地质矿产部石油地质中心实验室 MAT250 型同位素气体质谱计完成, 实验误差小于万分之一, 测试标准为北京大学 7901, 7902, 换算成 PDB 标准。共获得 13 个数据的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值(表 1)。

表 1 8357 和 8351 站岩芯氧、碳稳定同位素组成

岩芯	深度 (cm)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	测量误差 (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	测量误差 (‰)	岩芯	深度 (cm)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	测量误差 (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	测量误差 (‰)
8357	0—2.5	-0.6	0.014	+1.7	0.013	8351	0—2.5	-0.1	0.013	+1.8	0.014
8357	5—7.5	-0.2	0.014	+1.8	0.010	8351	5—7.5	-0.1	0.010	+1.7	0.006
8357	10—12.5 15—17.5	-1.0	0.010	+1.6	0.014	8351	10—12.5	-0.4	0.015	+1.7	0.009
8357	20—22.5 25—27.5	-0.4	0.019	+1.7	0.025	8351	15—17.5	-0.2	0.005	+1.7	0.009
8357	30—32.5	-0.8	0.008	+1.6	0.007	8351	20—22.5	-0.3	0.003	+1.7	0.009
8357	35—37.5	-0.6	0.004	+1.6	0.006	8351	25—27.5	-0.2	0.009	+1.7	0.005
8357	37.5—39.5	-0.9	0.007	+1.5	0.006						

二、南海盆地全新世的古气候

8357 和 8351 站岩芯的年龄值系由放射性 ^{14}C 法测定的。8357 站岩芯上部 10—20cm 处 ^{14}C 年龄为 3530 ± 72 年, 据此所计算的该岩芯 15cm 以上的沉积速率是 4.2cm/千年; 岩芯下部 30—40cm 处的 ^{14}C 年龄为 11060 ± 561 年, 由此所计算的 35—15cm 间的沉积速率为 3.3cm/千年。8351 站岩芯 7.5—17.5cm 间的放射性 ^{14}C 年龄为 3115 ± 175 年, 据此所求得的该岩芯的平均沉积速率为 4.0cm/千年。以距今年代为纵坐标, 以 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值(表 1)为横坐标, 分别作出了 8357、8351 站岩芯浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值与距今年代的关系图(图 1)。通过综合对比分析这两站岩芯, 可以发现: 两站岩芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随年代的变化尽管大小不同, 但其总的变化趋势却非常一致, 岩芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围 8357 站为 -1.0 — -0.2 ‰, 8351 站为 -0.4 — -0.1 ‰, 可见这两站岩芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 绝对值变化均较小, 说明南海盆地全新世时总的气温波动不大。但是, 这两站岩芯之 $\delta^{18}\text{O}$ 值所反映的全新世时气温的相对冷暖变化还是明显的, 特别是在全新世大西洋期时(该期为全新世气候最适宜期, 曾

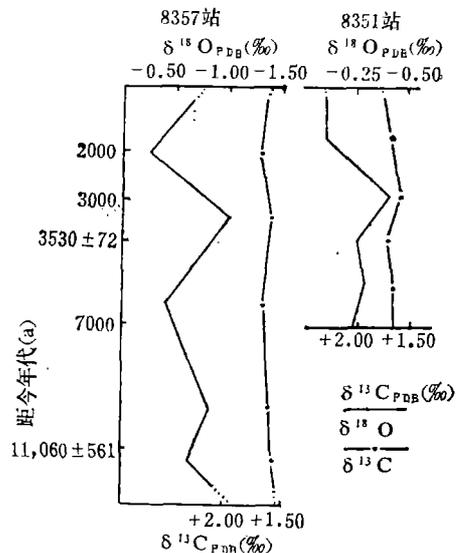


图 1 8357、8351 站岩芯浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 变化曲线

在全新世大西洋期时(该期为全新世气候最适宜期, 曾

在欧洲沿海、我国的渤海沿岸、上海地区以及黑海沿岸发生过普遍的海侵), $\delta^{18}\text{O}$ 值均明显变负。按照布列特-赛南德的分带观点^[1], 把全新世时南海盆地的气候变迁划分为 4 个阶段(表 2)。

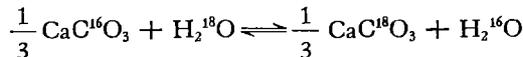
表 2 南海盆地氧同位素气候期与布列特-赛南德分带对比

布列特-赛南德分带			南海盆地	
名称	^{14}C 年龄(年)	气候	氧同位素段对应气候	^{14}C 年龄(年)
亚大西洋期	2450 年以后	暖	暖	2000 年以后
亚北方期	4450—2450	较冷	较冷	3000—2000
大西洋期	7450—4450	温暖 全新世气候最适宜期,在黑海、欧洲沿海以及中国的渤海沿岸、上海地区等曾发生过普遍的海侵	温暖	7000—3000
北方期	10250—7450	前北方期、早北方期气候较冷,进入晚北方期气候转暖	较冷	11000—7000

三、全新世南海盆地的古环境

1. 古温度

某些海洋浮游有孔虫壳体是在和海水平衡条件下沉淀碳酸钙的,用于古温度测定,具有代表性的浮游有孔虫类是: 袋拟抱球虫 (*Globigernoides sacculifera*)、红拟抱球虫 (*G. ruber*)、圆球虫 (*G. dubia*) 和门氏圆幅虫 (*G. menardii*) 等。此类浮游有孔虫壳体都在 $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$ 体系内发生了氧同位素的交换反应:



上式 CaCO_3 和 H_2O 分子中只有一个氧原子发生了氧同位素交换,所以反应的平衡常数等于其分馏系数。即:

$$\alpha = K = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CaCO}_3}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{H}_2\text{O}}}$$

根据热力学理论,分馏系数或平衡常数是温度的函数 ($\alpha = K \propto T$)。利用这种函数关系,对地质历史上与海水达到平衡时沉淀的方解石壳体的浮游有孔虫作氧同位素测定,可以求出古温度^[12,14,15]。Shackleton (1974) 通过大量实验,得以下计算式^[17,19]:

$$t^\circ\text{C} = 16.9 - 4.38(\delta c - \delta w) + 0.10(\delta c - \delta w)^2$$

式中 δc 指有孔虫壳体与 100% 的正磷酸在真空条件下 25°C 时作用生成的 CO_2 气体之 $\delta^{18}\text{O}$ 值; δw 指与浮游有孔虫壳体达到平衡时海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。在进行古温度计算时,上式古海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值难以确定,但碳同位素比值可为我们提供追溯古海水性质的信息。根据同位素的分馏理论,碳同位素的分馏与温度的依赖性不大^[13,18],所以, $\delta^{13}\text{C}$ 值的较大变化一般指示海水的性质发生了变化。从图 1 的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化曲线可以看出,两个岩芯的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化都很小,这说明全新世时南海盆地海水性质基本没发生大的变化,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值应基本接近现代海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,这与前人的研究成果一致的^[11]。因而,在古温度计算时,取古

海水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 为零。据此对两个岩芯不同地质时期的古温度按式(1)作了计算(表 3)。两站岩芯所反映的最大温度都在大西洋期时,其最大温度 8357 站为 21.4°C , 8351 站为 19°C , 其最小温度 8357 站为 18°C , 8351 站为 17°C 。显然,这两站岩芯在同一地质时期的古温度各异,究其原因,这是由于不同种属浮游有孔虫的生存深度各异所引起的。

表 3 根据 $\delta^{18}\text{O}$ 值所计算的古温度

岩芯	深度(cm)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	温度 ($^\circ\text{C}$)	岩芯	深度(cm)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	温度 ($^\circ\text{C}$)
8357	0—2.5	-0.6	20	8351	0—2.5	-0.1	17
8357	5—7.5	-0.2	18	8351	5—7.5	-0.1	17
8357	10—12.5 15—17.5	-0.1	21.4	8351	10—12.5	-0.4	19
8357	20—22.5 25—27.5	-0.4	19	8351	15—17.5	-0.2	18
8357	30—32.5	-0.8	21	8351	20—22.5	-0.3	18
8357	35—37.5	-0.6	20	8351	25—27.5	-0.2	18
8357	37.5—39.5	-0.9	21				

2. 古生态

根据所求得的古温度作图(图 2),可以发现: 8357 站岩芯 $\delta^{18}\text{O}$ 值所求得温度均大于 8351 站岩芯所求得温度,尽管两站岩芯绝对温度不一致,但其相对变化趋势一致。我们知道,浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 值所反映的温度应代表当时介质水(海水)的温度^[12,16],海洋上部的表层水温较下部的要大,据此反推,说明门氏圆幅虫 (*G. menardii*) 的生存深度(相对较冷的环境)大于袋拟抱球虫 (*G. sacculifera*) 的生存深度(相对较暖的环境)。

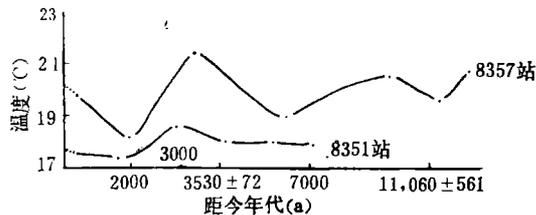


图 2 8357、8351 站岩芯氧同位素古温度曲线

近年来通过对活的浮游有孔虫的海洋生态环境调查,发现袋拟抱球虫 (*G. sacculifera*) 的生存深度主要分布在 100m 以上的表层, 门氏圆幅虫 (*G. menardii*) 大约在 150m 左右, 个别大于 200m。南海 0—200m 的实测温度(表 4^[8])与根据 $\delta^{18}\text{O}$ 值所计算的现代表层水温对比,既说明了利用浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 值所计算的温度基本反映了海水的真实温度,又可判明浮游有孔虫的生存深度序列。例如: 门氏圆幅虫 (*G. menardii*) 表层 (0—2.5cm) $\delta^{18}\text{O}$ 值所求得温度约为 18°C , 南海 100—200m 处的实测水温为 $20.8—16.1^\circ\text{C}$, 平均 18.5°C , 显然,由 $\delta^{18}\text{O}$ 值所求得的水温,与实测水温非常接近,两者仅相差 0.5°C 。南海 100m 以上的水温为 $20.8—25.5^\circ\text{C}$, 平均 23.8°C , 比袋拟抱球虫 (*G. sacculifera*) 和门氏圆幅虫 (*G. menardii*) 所反映的表层水温 (20°C) 要高 3.8°C , 这主要是由于混入了生存

深度(100—200m处水温较表层要低)较大的圆幅虫所致。综上所述,可以看出对不同种属的浮游有孔虫类作氧同位素分析,不但可以求得其生存温度,而且对于判明不同有孔虫种属的生存深度序列及其在地质历史上的变异也是可行的。

表4 南海0—200m表层平均水温(2, 5, 8, 11月份之平均温度)

深度 (cm)	最小平均温度 (°C)	最大平均温度 (°C)	层平均温度 (°C)	平均温度 (°C)
0	21.5	29.5	25.5	} 23.8
25	20.8	28.3	24.5	
50	21.5	27.5	24.5	
100	18.8	22.8	20.8	} 18.5
200	14.2	18.0	16.1	

3. 古海洋

按照上述古气候变化的4个阶段,利用浮游有孔虫壳体的氧、碳稳定同位素组成数据,对南海全新世的古海洋描述如下。

11000—7000 年间 相当于北方期。开始气候较冷,后期逐渐转暖,海水表层(200m以上)的温度为20°C左右,碳同位素组成变化很小。

7000—3000 年间 相当于大西洋期。该期是全新世气候最适宜期,也是南海盆地全新世时的气候最适宜期,海洋表面(200m以上)的水温大于21°C。1973年以前,大多数研究者认为,与海水达到平衡的某些浮游有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随年代的变化,主要是由表层水温的变化而造成的。然而,近年来的研究成果表明, $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化2/3取决于冰融水注入海洋,1/3取决于海洋本身的温度变化。研究表明,通过极地形成的环流模式所测定的现代海洋底层水温相当均匀,基本上保持恒温。但是,通过对同一沉积岩芯不同层位的底栖有孔虫和浮游有孔虫壳体的氧同位素测定发现,底栖有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化比预测的洋底水温要大得多。并且,底栖有孔虫、浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 值随层位的变化尽管其绝对值不同,但总的变化趋势却非常一致。由于蒸发-降水循环的氧同位素分馏,极地冰雪中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值仅为-30—-50‰,而热带地区雨水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近0‰(接近标准海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值),据此,认为有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化,主要取决于:冰期时, ^{16}O 以各种不同的方式运移到极地冰雪中,而较重的 ^{18}O 则留在海洋中;间冰期时,极地冰原融化,大量富含 ^{16}O 的冰融水又注入海洋,导致洋水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变负。由于某些有孔虫壳体是在与海水达到平衡时发生氧同位素交换的,所以,只要知道某些有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,就能计算出在任何地质历史时期时,大洋进入冰盖(或冰融水注入海洋)的数量。通过对最末次冰期鼎盛时(最低海平面时)有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 值与现代有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的对比,发现有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与海平面存在着相关关系,即 $\delta^{18}\text{O}$ 值每变化0.1‰,相当于海平面变化10m^[13,17,19]。据此,可以求得因极地冰盖体积消长所造成的全球性海平面变化幅度,一般来说,这种方法利用底栖有孔虫最有效,但用浮游有孔虫也同样可以获得可靠的信息。为了求得南海盆地在大西洋期时有关海平面变化的信息,分别以两站岩芯表层0—2.5cm段浮游有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为基准。由两站岩芯大西洋期时浮游有孔虫壳体的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值,对当时的海平面作一定量估算。计算时引入了1/3温度校正,由此所计算的南海盆地大

西洋期时的海平面要较现代海平面高 6m 以上。因而,南海沿岸地区及盆地内的岛屿应该存在着当时海侵的证据。由于海滩岩形成于特殊的地貌部位(潮间带与波浪飞溅带),所以海滩岩应代表古平均高潮面附近和古平均高潮面以上的位置,这是恢复古海面位置和重建海平面变化历史的重要标志之一。前人的研究成果为此提供了很好的佐证^[5,6](表 5)。总之,通过对大量全新世海滩岩的¹⁴C 年龄测定及研究,许多学者^[2-7]认为在全新世 6000—2000 年间我国沿岸存在着至少 4 次高海面,其最高海面的幅度约为 2—5m 或稍多,这在我国的渤海沿岸、东海我国沿岸的上海地区也都有普遍的反映。但必须指出,所有由海滩岩所反映的高海面都是相对的,因为未考虑海岸本身的升降运动,特别是华南地区大部分基岩海岸为上升岸,在台湾东、南岸更是近期强烈上升地区,所以对此还存在争议。本文利用 8357、8351 站岩芯浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 值,得出南海盆地全新世存在着高海面的证据,本质上反映了大西洋期时气候转暖,冰融水大量注入,引起海平面上升。而由此所估算的海平面高度不存在“上升”或“下沉”的问题。此外,对比 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线,两条曲线都在大西洋期时存在着较小的正相关关系,表明此时的南海盆地受冰融水增加的影响,海洋状况也不同程度地发生了变化。从气候变迁的全球性来看,大西洋期时,在整个欧洲沿海的绝大部分地区都存在着海侵的证据(Flandrian 海侵),黑海也发生了著名的黑海海侵(New Black Sea),估算的当时黑海海平面要较现代高 3m 左右^[10]。

表 5 南海盆地岛屿及沿岸全新世海滩岩样品的¹⁴C 年代与高度

地 点	部 位	岩 性	胶结物	距今年代(年)	高度 (m)
广东饶平黄梦岛黄隆	贝壳堤(上部)	贝壳砂岩	方解石	5980±100	~4—6
	贝壳堤(下部)	贝壳砂岩	方解石	3650±90	~2.5—4.5
海南岛乐东莺歌海盐场	埋藏海滩	含贝壳砾岩	镁方解石	4365±81	1
广东、东山宫前	上升海滩	含贝壳砂岩	方解石	4110±85	4
西沙群岛东岛	上升海滩	珊瑚砾岩	方解石	3630±150	4
	上升海滩	珊瑚砾岩	方解石	3250±120	4
海南岛崖县瑁岛东岸	上升海滩	珊瑚砾岩	方解石	3865±85	2.3
海南岛崖县瑁岛西岸	上升海滩	珊瑚砾岩	方解石	3810±85	2

3000—2000 年 相当于亚北方期。气候较冷,海洋表面(200m 以上)水温 18℃左右,从碳同位素组成基本恒定判断,海平面缓慢降低后,当时的海洋状况基本上是稳定的。

2000 年—现代 相当于亚大西洋期。气候与现代相似,海洋表面(200m 以上)的温度大于 18℃,海洋环境与现代相同。

四、结 论

1. 南海盆地全新世以来总的气候变化幅度较小,根据浮游有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值,把南海盆地全新世时古气候的相对冷暖程度划分了 4 个阶段,可与布列特-赛南德分带(北方期、大西洋期、亚北方期、亚大西洋期)相对比。

2. 浮游有孔虫的氧、碳稳定同位素组成,可用于研究浮游有孔虫的生存深度序列、与其平衡的海水温度和古海洋状况。8351, 8357 站岩芯的初步研究表明:同一海水体系内,门氏圆幅虫 (*G. menardii*) 的生存深度要大于袋拟抱球虫 (*G. sacculifera*) 的生存深度,前者的 $\delta^{18}\text{O}$ 值所反映的古水温要小于后者。

3. 古海洋学的初步研究表明,南海盆地全新世大西洋期(距今 7000—3000 左右),由于全球性气候转暖,海洋体系的冰融水增加,同时也影响了南海盆地。根据 8357、8351 站岩芯浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 值所计算的当时海平面要较现代海平面高 6m 以上,盆地内岛屿和沿岸地区曾普遍受海侵的影响。

参 考 文 献

- [1] A. 高迪,1981. 环境变迁(邢嘉明、宋力夫、黄云麟等译)。海洋出版社,124—131。
- [2] 王强,1983. 渤海湾西岸第四纪海陆变迁。海洋地质与第四纪地质 3(4): 83—89。
- [3] 汪品先,1981. 我国东部第四纪海侵地层的初步研究。地质学报 55(1): 20—31。
- [4] 吴忱,1982. 全新世中期渤海湾西岸的研究。海洋通报 1(1): 26—31。
- [5] 杨怀仁,1984. 气候变化与海平面升降的过程和趋向。地质学报 39(1): 20—31。
- [6] 赵希涛、张景文、李桂英,1982. 中国全新世海滩岩的分期及其对海平面变化的反应。地质科研成果选集。文物出版社,第1集,173—177页。
- [7] 赵松龄、夏东兴,1978. 关于渤海湾海相地层及海岸线问题。海洋与湖沼 9(1): 14—25。
- [8] 郭琨,1984. 海洋手册。海洋出版社,90—91页。
- [9] 钱建兴,1984. 氧同位素古海水温度计与古气候。海洋通报 3(5): 86—90。
- [10] 曹家欣,1983. 第四纪地质。商务印书馆,195—205页。
- [11] Craig, H., 1965. The measurement of oxygen paleotemperatures. *Proc. Spoleto Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. 3: 161—182.
- [12] Curry, W. B. and R. K. Matthews, 1981. Paleo-oceanographic utility of oxygen isotopic measurements on planktonic foraminifera: Indian ocean core-top evidence. *PALEO*. 33(1—3): 157—172.
- [13] Durazzi, J. T., 1981. Stable-isotope studies of planktonic foraminifera in North Atlantic core tops. *PALEO*. 33(1—3): 129—156.
- [14] Erez, J. Z. and S. Honjo, 1981. Comparison of isotopic composition of planktonic foraminifera in plankton tows sediment traps and sediments. *PALEO*. 33(1—3): 104—128.
- [15] Kahn, M. I. and D. F. Williams, 1981. Oxygen and carbon isotopic composition of living planktonic foraminifera from the northeast Pacific Ocean. *PALEO*. 33(1—3): 10—46.
- [16] Robert, J. and J. Stanton, 1981. *Paleoecology, Concepts and Applications*. A Wiley-interscience publication, New York, pp. 154—188.
- [17] Shackleton, N. J., 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique*. 219: 203—209.
- [18] Shackleton, N. J. and E. Vincent, 1978. Oxygen and carbon isotope studies in Recent foraminifera from the southwest Indian Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 3: 1—13.
- [19] Schopf, Thomas J. M., 1980. *Paleoceanography*. Harvard University Press, Massachusetts Cambridge. pp. 112—197.

STUDY ON PALEOCLIMATE AND PALEOOCEAN DURING HOLOCENE IN THE SOUTH CHINA SEA BASIN

Qian Jianxing

(The Second Institute of Oceanography, SOA, Hangzhou)

ABSTRACT

This paper, using oxygen isotope data of the planktonic foraminifera shells of the two box-cores in the South China Sea basin, is a study about paleoclimatic range of the South China Sea. The comparison between the two box-cores indicates that the climatic range of the South China Sea as a whole does not vary much during Holocene, but the relative climatic change obtained from $\delta^{18}\text{O}$ values is obvious, and especially $\delta^{18}\text{O}$ values obviously become a small in Atlantic period. Therefore, according to the view of Blytt-Sernader and the relative extent of cold and warm indicated from $\delta^{18}\text{O}$ values, the climate change can be divided into four stages: (1) The cooler North period, 11,000—7000 year B. P.; (2) The warm Atlantic period, 7000—3000 year B. P.; (3) The cooler Sub-North period, 3000—2000 year B. P.; (4) The present Sub-Atlantic period, 2000—modern time.

In recent years paleotemperature techniques have been very successful when applied in the study of climatic history of the pleistocene and the Tertiary. It is feasible that oxygen isotope composition of the planktonic foraminifera shells in isotope equilibrium with ocean water measure paleotemperatures. The seawater temperatures got by $\delta^{18}\text{O}$ values of the planktonic foraminifera of the two cores are so approximately same as that of present South China Sea. Using the different species of the planktonic foraminifera shells in isotope equilibrium with seawater, analysis for oxygen isotope not only give seawater temperature, but also give subsistence depth sequence of the foraminifera. The preliminary study shows that the existent depth of *Globorotalia menardii* is deeper than that of *Globigerinoides sacculifera*, the seawater temperature from $\delta^{18}\text{O}$ values of the *G. menardii* is lower than that of *G. sacculifera*.

Based on the four stages of the paleoclimatic change, oxygen and carbon isotope composition data of the planktonic foraminifera, the Holocene paleoceanic environment of the South China Sea is described as follows:

11,000—7000 year B. P. (commensurates with North period) The climate was cooler at the beginning, and gradually turned warm. The temperature of the surface seawater (above 200 m) was nearly 20°C. The composition of the carbonic isotope was finitely small in fluctuation.

7000—3000 year B. P. (commensurates with Atlantic period) This period was the warmest in Holocene, the surface seawater computed from $\delta^{18}\text{O}$ values was more than 21°C. In accordance with relationship between $\delta^{18}\text{O}$ values and sea-level variation (is $\delta^{18}\text{O}$ values increased by 0.1‰, the sea-level decreased by 10 m), the sea-level change of the period was obtained. In order to gain reliable information concerning the

sea-level oscillation then, the sea-level was quantitatively computed with average $\delta^{18}\text{O}$ values of the planktonic foraminifera shells from two box-cores in Atlantic period by means of $\delta^{18}\text{O}$ values of the planktonic foraminifera at the segment of 0—2.5 cm as standard. In addition, the author introduced a one-third rectification of temperature to calculate the sea-level oscillation. The result shows that the sea-level of the Atlantic period was over 6 m higher than that of present time. The result of the sea-level from $\delta^{16}\text{O}$ values is as unaimous as that from beachrock samples. Other authors deem that the sea-level from the beachrock samples of radiocarbon dating was unbelievable as result of the beachrocks are located at ascendant area. But the ascend or decend has no influence on the altitude got from $\delta^{18}\text{O}$ values, it only indicate much or less of the melted water. On the other hand, when $\delta^{18}\text{O}$ curve was compared with $\delta^{13}\text{C}$, they exhibits a positive relation during Atlantic period. This result proves that the South China Sea environment was influenced by the melted water and the sea environment changed in different degrees. Thus, the island in the South China Sea and the seacoast was influenced by transgression.

3000—2000 year B. P. (commensurates with Sub-North period) The climate was cooler and the temperature of the surface water (above 200 m) approximately was 18°C . Assessing from carbonic isotope composition, the paleoceanic environment was generally stable after the sea-level lowered gently.

2000 year B. P.—present time (it is commensurates with Sub-Atlantic period) The climate was similar to todays. The temperature of surface water (above 200 m) was higher than 18°C and the oceanic environment was the same as that of modern time.