

红海与西北印度洋之人为 CO_2

陈镇东 吴朝荣

(中山大学海洋地质研究所, 高雄)

摘要 使用 MEROU, GEOSECS 及 TIRAN-02 三组资料, 计算人为 CO_2 在红海的穿透深度及其分布状况, 结果显示整个红海都已经接触了过量 CO_2 , 而且其分布状况和 ^3H , ^{14}C 等追踪剂的分布状况相符合。另外使用 INDIGO II 的资料, 研究人为 CO_2 在西北印度洋的分布和穿透深度, 结果指出其分布状况和 ^3H , ^{14}C 及多氟氯烷类等人造产物的分布类似, 都受水团运动所影响。

自从十九世纪中期的产业革命以来, 由于人类大量燃烧化石燃料与砍伐森林所放出的 CO_2 , 强烈地扰乱了全球的 CO_2 系统, 大气中 CO_2 的浓度已经由产业革命以前的 268 ± 13 微大气压^[1]增加到 1984 年的 345 微大气压, 增加了几乎 30%。据估计 60 年后地表的温度可能会提高 1—3℃, 南北极的气温可能增加幅度更大, 使得极区冰层崩解, 海平面大幅上升, 进而对国际社会、经济、政治造成深远的影响。因此全球之 CO_2 问题也成了许多国家的科学家迫切研究的课题^[4]。

本文利用直接的碳酸盐资料, 计算人为 CO_2 在红海与西北印度洋的穿透深度及其水平分布状况, 并将其结果与 ^3H 及 ^{14}C 等追踪剂的分布状况做比较。

一、计算人为 CO_2 讯号的方法

直接使用碳酸盐的资料来求得人为 CO_2 分布与数量的方法, 虽存在较大的不准确性与若干限制, 但仍能够大致描绘出人为 CO_2 的分布情形。其概念为, 设一原在表层之海水与大气相接触时, 所含的总 CO_2 浓度已达某一程度的平衡状态, 设此初浓度值为 TCO_2^0 。该初浓度值会因大气中 CO_2 分压的变化以及海水盐度、温度的不同而改变。在这团海水经由对流而移转至深海的过程中, 由于 CaCO_3 的溶解以及有机质的分解, 使得该团海水的总 CO_2 浓度增加。如果此时分析这海水的 Ca^{2+} 浓度, 或是滴定碱度 (titration alkalinity, TA), 便可以估量溶解掉的 CaCO_3 有多少, 而有机质的分解, 也可以由消耗的溶解氧求得。如此, 便可以估算海水离开表层移转到深海时总 CO_2 浓度的变化, 扣除这层影响之后, 即可得到该样品的总 CO_2 浓度初值 (TCO_2^0), 进而算出人为 CO_2 的含量。

式(1)最初为 Chen and Millero 所提出^[11], 主要是利用测得的总 CO_2 、滴定总碱度及溶解氧等数据, 求取海水最初与大气平衡的总 CO_2 量。

$$\text{NTCO}_2^0 = \text{NTCO}_2 - 0.5 \times [\text{NTA} - \text{NTA}^0] - 0.78\text{AOU} \quad (1)$$

式中, AOU (表观耗氧量)指水团离开海水表面后, 由有机质所消耗的溶氧量, 可以从同

一位温和盐度状态的饱和溶氧量和所测得的溶氧量相减算出。由于 TA 及 TCO_2 皆会受到盐度改变的影响^[11], 故需将值校正至某一参考盐度上(在此是以 35×10^{-3} 的盐度为基准)。

$$\text{NTA} = \text{TA} (\text{测量值}) \times 35.00 \div S (\text{测量值}) \quad (2)$$

式中 S (测量值) 为所测得样品之盐度, 35.00 的数值是作为校正基准的盐度, NTA 即为经校正后之滴定碱度。对于总 CO_2 之盐度校正, 方法也是一样。

目前海水表面的总 CO_2 初值 [TCO_2° (现今)] 高于产业革命以前之初值 [TCO_2° (过去)]。设 $\Delta \text{NTCO}_2^\circ$ 为 NTCO_2° (现今) 与 NTCO_2° (过去) 之差, 其关系式为:

$$\begin{aligned} \Delta \text{NTCO}_2^\circ &= \text{NTCO}_2^\circ (\text{过去}) - \text{NTCO}_2^\circ (\text{现今}) \\ &= \text{NTCO}_2 - 0.5 [\text{NTA} - \text{NTA}^\circ] - \text{RKR} \cdot \text{AOU} - \text{NTCO}_2^\circ (\text{现今}) \quad (3) \end{aligned}$$

式中, RKR 为有机质分解时, 所产生的碳与消耗掉氧的比值(即 Redfield 比值)。

不同深度水体的起始总 CO_2 量, 可以代表过去某一时间的表层水起始总 CO_2 量, 如果与现在表层水的起始总 CO_2 量相比较, 即可反应过量 CO_2 量进入海洋的信号, 同时也可估算出过量 CO_2 穿透海洋的深度。而 $\Delta \text{NTCO}_2^\circ$ 越接近零处, 代表越年轻的水, 而越老的水则有越大的负值。

式(3)中系数 0.5 为一般所接受, 而 RKR 值则随不同地区的 C/N/P/O 比值不同而有变化^[12,18,26]。在式(3)内 $\text{RKR} \cdot \text{AOU}$ 项和其它项相比是属于次要项, 故可以使用一个合理特定的 RKR 值来做计算, 使用特定的 RKR 值并不会对所计算出的过量 CO_2 信号造成重大的影响, 也不会使结论有重大改变。

计算人为 CO_2 的信号时, 起始方程式的选择应尽量采用接近深水生成的水源区之表层水 NTA 和 NTCO_2 ^[12,15]。红海的深水发源于北边的苏伊士湾、埃拉特湾及红海的极北端^[9]。本文以 MEROU 资料计算红海中人为 CO_2 的信号, 所用的起始方程式是利用修正后之 TIRAN-02 及 MEROU 表层水的滴定碱度, 和总 CO_2 资料同位温做回归求得, 所得之直线回归式为:

$$\text{NTA} (\mu\text{eq/kg}) \begin{cases} = 214.8 & (\pm 7) \theta \leq 27^\circ\text{C} \\ = 182.1 + 12.1 \cdot \theta & (\pm 14) \theta > 27^\circ\text{C} \end{cases} \quad (4)$$

$$\text{NTCO}_2 (\mu\text{mol/kg}) \begin{cases} = 179.4 & (\pm 7) \theta \leq 27^\circ\text{C} \\ = 143.2 + 13.4 \cdot \theta & (\pm 10) \theta > 27^\circ\text{C} \end{cases} \quad (5)$$

式中 θ 代表位温, 括号中的数值代表标准偏差值。

对于西北印度洋而言, 深层水和底层水皆是由环南极深水而来, 并非是在印度洋区域生成的^[16]。而那些由北大西洋来的深水水和由太平洋来的水团, 对于区域已不具影响力。故于本区域深水计算人为 CO_2 信号, 所使用的起始方程式, 是利用靠近南边深水水源区的表层 NTA 与 NTCO_2 和位温做回归所得。Chen 等^[15]以 GEOSECS 在三大洋 50°S 以南之测站, 再加上一些南极复合区以北测站表层水的 NTA 和 NTCO_2 与位温做回归, 其所求得的直线回归式为:

$$\text{NTA}^\circ (\mu\text{eq/kg}) = 238.4 - 4.2 \times \theta (\pm 9) \quad (6)$$

$$\text{NTCO}_2^\circ (\mu\text{mol/kg}) = 221.9 - 11 \times \theta (\pm 16) \quad (7)$$

本文中在计算西北印度洋过量 CO_2 时, 即是使用(6)和(7)式求现今表层水在不同位

温时的 NTA 与 NTCO_2 初值。

二、结果与讨论

1. 红海部分

利用 MEROU 测站的碳酸盐资料,以前述的方法及使用起始方程式(4)和(5)。其中 RKR 值使用 0.78 代入计算,所求得之 ΔNTCO_2 的垂直分布大致上是随深度增加而减少,在 $550 \pm 150\text{m}$ 深处有极小值出现(和 AOU 及 NTCO_2 的极大值深度一致^[1])。550m 以下则又随深度的增加而增加。由于 $\Delta\text{NTCO}_2 = \text{NTCO}_2(\text{过去}) - \text{NTCO}_2(\text{现今})$,故 ΔNTCO_2 愈接近零处代表愈年轻的水,而负值越大代表越老的水团。 ΔNTCO_2 的分布情形,和前述 AOU, NTCO_2 及 NTA 等剖面图所显示的结果一样,都告诉我们在红海绕了一圈后回流的中层水(核心约在 550m 深左右)年龄最老,而被上、下两层新生成的水团像三明治一样包夹着。

由过量 CO_2 的南北向断面图(图 1),可以更清楚地看出这个现象。此图所显示的过量 CO_2 分布情形大致也和深水循环的流动型式相符^[3],底层深水在北边有较小的负值,表示其较为年轻。流到南边的底层水较老,故呈现出较大的负值。在极南端有最大的负值,另外回流的中层水往北流动,因为和上、下两层相对较年轻的水团混合,结果使得愈往北,负值愈小。

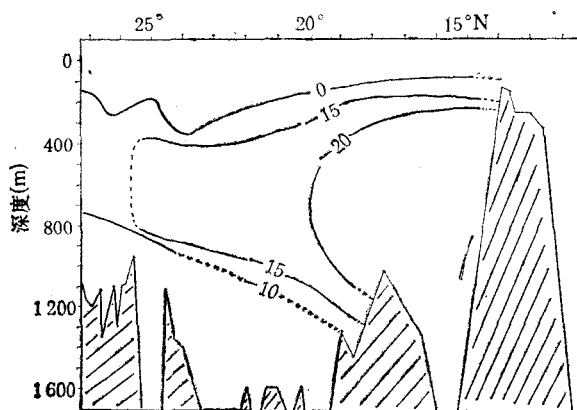


图 1 MEROU B 测站 ΔNTCO_2 南北向之断面图
(单位: $\mu\text{mol/kg}$)

Fig. 1 ΔNTCO_2 profiles from south to north at station MEROU B

观察图 1 可以发现,全部区域最大的负值都不超过 $-25 \mu\text{mol/kg}$,这个值大约要比各海洋中未受人为 CO_2 污染的深水大 $15 \mu\text{mol/kg}$ 左右。三大洋深水的过量 CO_2 信号大约等于 $-40 \mu\text{mol/kg}$,例如整个太平洋地区为 $-41 \mu\text{mol/kg}$ ^[12];大西洋地区为 $-40 \mu\text{mol/kg}$ ^[7,8,11,19];太平洋东北地区为 $-43 \mu\text{mol/kg}$ ^[6];北太平洋地区为 $-40 \mu\text{mol/kg}$ ^[15];印度洋地区为 $-34 \mu\text{mol/kg}$ ^[2,3] 等。这个偏低的价值显示整个红海都已经被过量 CO_2 侵入,同时也表示红海的水相当年轻。Cember^[3] 利用珊瑚中 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 记录,推导出红海北边表层水在

核爆前的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值大约为 -75‰ 。再对照 GEOSECS 红海测站 $\Delta^{14}\text{C}$ 的断面图, 依据这些资料 Cember 指出红海整个深水皆已被核爆 ^{14}C 所污染 (深水中 $\Delta^{14}\text{C}$ 的最小值约为 -40‰ , 也比核爆前的起始值 -75‰ 高, 显示全水域都已受到核爆 ^{14}C 的影响)。而其滞留时间应大约为几十年, 而非 Siedler 所算的约 200 年 (因为 Siedler 假设核爆前表层水和大气同位素 ^{14}C 成平衡状态, 所以把 $\Delta^{14}\text{C}$ 的起始值假设为 0‰ , 结果就导致高估了滞留时间)。核爆 ^{14}C 的大量进入海洋, 不过是近 30 年的事。而自工业革命以来, 人类大量使用化石燃料和砍伐森林已经有一百多年的时间, 故由核爆 ^{14}C 侵入整个红海水域的事实, 可以间接印证前述的结果——整个红海水域都已被人为 CO_2 污染。另外使用 GEOSECS 红海测站资料所计算之结果, 大致上也和以 MEROU 资料计算之结果一致^[3]。

以碳酸盐资料直接计算过量 CO_2 信号的方式, 因为简化了若干条件, 故使得计算的结果产生若干不确定性。引起不确定性的主要因素, 前人提了很多^[2,3,6,7,11,12,19]。至于红海中的情况, 可以参见文献[1]。以定性的观点来看, 已经足够显示出人为 CO_2 进入红海后所造成的影响了。由图 2 可见, ΔNTCO_2^0 , ^3H , $\Delta^{14}\text{C}$ 皆是由表层水随深度的增加而递减, 大约于 550m 深处出现极小值; 于 550m 之深度以下, 则又随深度增加而增加。这样的分布情形和前面所述的同测站之 AOU, NTA, NTCO_2 等的讯号一样, 都是表示最老的回流中层水被上、下层较年轻的深水所包夹。

由以上的比较可以知道, 以定性的观点来看, 直接用碳酸盐资料计算所得的过量 CO_2 信号来当水团的追踪工具, 所得的结果并不会比使用核爆追踪剂的结果差。

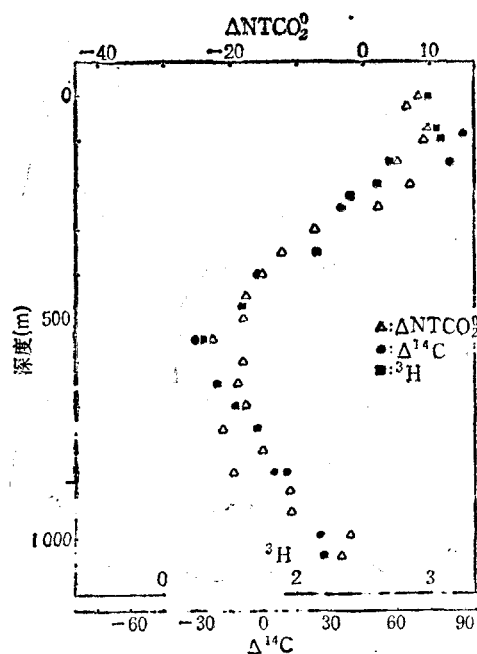


图 2 GEOSECS 测站 405 ΔNTCO_2^0 , $\Delta^{14}\text{C}$, ^3H 三者随深度之变化

Fig. 2 Variations of ΔNTCO_2^0 , $\Delta^{14}\text{C}$, ^3H along with depth at station GEOSECS 405

2. 西北印度洋部分

关于印度洋的人为 CO_2 的问题, 陈达伟^[2]与陈镇东等^[3]使用 INDIGO I (INDIEN GAZ OCEAN I)^[13,14,20] 和 GEOSECS 航次的碳酸盐资料, 对印度洋之人为 CO_2 穿透海水中的量及其水平和垂直分布的状况, 做了相当完整的研究。由于印度洋西北部的测站数目不多, 故对西北部的研究较为粗略。为了使此区域的研究更完整, 并为了研究由红海而来的水团对此区域的影响情形, 本文使用 1986 年 INDIGO II 航次 (测站分布由 20°S — 10°N 左右)^[22] 和部分 GEOSECS 的资料, 尝试对本区域做较进一步的研究。

将方程式(3)重新整理可得下式:

$$\begin{aligned} &[(\text{NTCO}_2 - \text{NTCO}_2^0) - 0.5 \times (\text{NTA} - \text{NTA}^0)] \\ &= \text{RKR} \times \text{AOU} + \Delta\text{NTCO}_2^0 \end{aligned} \quad (8)$$

印度洋西北部在 AOU 极大值深度以下的海水, 基本上尚未遭受人为 CO_2 的污染, 也就是说在这个深度以下海水的 ΔNTCO_2^0 大致为定值。在方程式(8)中如果我们拿 AOU 极大值以下, 各个测点的 $[(\text{NTCO}_2 - \text{NTCO}_2^0) - 0.5 \times (\text{NTA} - \text{NTA}^0)]$ 对 AOU 作图, 所得回归线的斜率即是表示有机质分解时, 有机碳对氧的 RKR 值。而所得的截距即是表示过去海水和现今海水之间的总 CO_2 差距 (ΔNTCO_2^0)。这差距的出现也可代表大气中 CO_2 长时间增加的证据。

例如, 使用 INDIGO II 的碳酸盐资料, 并采用以 GEOSECS 表层水资料回归而得的起始方程式, 即(6)及(7)式^[19], 求出 AOU 极大值之深度以下, 各个测点的 $[\Delta\text{NTCO}_2 - 0.5 \times \Delta\text{NTA}]$ 对 AOU 之关系。所得的截距 (ΔNTCO_2^0) 为 $-36 \pm 7 \mu\text{mol/kg}$, 斜率 (RKR 值) 为 0.840 ± 0.015 。AOU 极大值深度以下之海水早在工业革命以前即已形成, 且和大气之间不再有接触, 故应该未受到人为 CO_2 的影响。过去海水和现今海水之间的 CO_2 差距 ($36 \mu\text{mol/kg}$), 即代表现今海水中含有 $36 \mu\text{mol/kg}$ 的人为 CO_2 。

图 3 是以式(6)及(7)为起始方程式, 所求出位于 INDIGO II 测站 $44(0^\circ00'\text{S}, 56^\circ29'\text{E})$ 之人为 CO_2 垂直变化图, 并同时将此测站所测得的 ^{14}C 及二种多氟氯烷类, F11 及 F12^[21], 绘于图上以供比较。由图 3 看来, 大约在 500m 深度以下, 海水的人为 CO_2 信号大致呈现定值, 约为 $-34 \pm 8 \mu\text{mol/kg}$ 。至于 500m 深度以上, ΔNTCO_2^0 则随深度的增加而减少, 反应出大气中之 CO_2 逐年增加的事实。而在较深海水 (500m 深度以下), 其形成可能是在工业革命前, 故其 ΔNTCO_2^0 不随深度而有变化。人为产生的核爆 ^{14}C 及性质稳定之多氟氯烷类, 也具有同样的变化趋势。

根据 Emery and Meincke^[16] 的说法, 由红海及波斯湾而来的红海-波斯湾中层水, 其影响的范围包括了 10°S 以北的地区。图 3 中的测站 44, 应该受红海与波斯湾水团的影响相当大。对于核爆之前的 $\Delta^{14}\text{C}$ 起始值, Cember^[19] 认为大约为 -75‰ 左右。对测站 44 而言, 其深度在 500m 深以上的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值皆较 -75‰ 高, 由此说明 500m 深度大约是核爆 ^{14}C 的侵入深度。这个深度大致和过量 CO_2 的侵入深度相同。

两种多氟氯烷类随深度的增加而浓度减小, 大约在 500m 深以下, F11 已小于 0.5 pmol/kg , F12 小于 0.06 pmol/kg 。而 800m 深以下大致上已经测不到 F11 及 F12 了。这个垂直分布的情形, 同人为 CO_2 信号及核爆 ^{14}C 一样, 都告诉我们这些人为产物在这个测站的侵入深度, 大约为 500m 深左右。

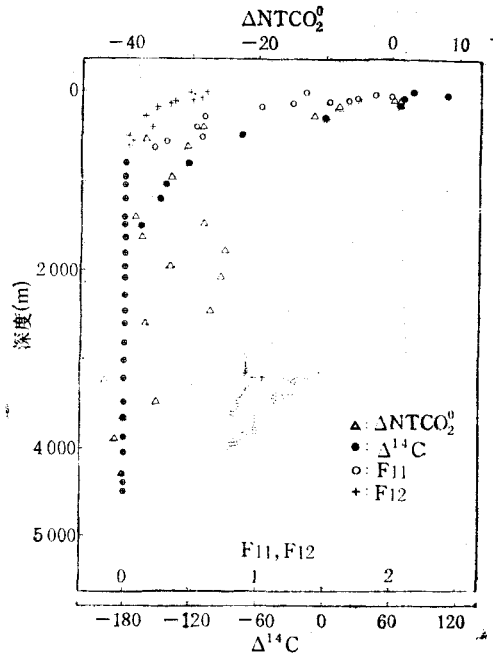


图3 INDIGO II 测站 44 ΔNTCO_2 , $\Delta^{14}\text{C}$, 及 F11, F12 随深度之变化

Fig. 3 Variations of ΔNTCO_2 , $\Delta^{14}\text{C}$, and F11, F12 along with depth at station INDIGO II 44

过量 CO_2 在西北印度洋侵入下限的分布情形, 在此是以所含的人为 CO_2 信号少于 $7\mu\text{mol/kg}$ 的深度为下限。图 4 是过量 CO_2 的侵入下限分布图, 西边部分使用 INDIGO II 资料所计算的结果, 东边部分摘自陈达伟^[2]与陈镇东等^[3]的图形。由图 4 看来, 侵入最深的地方是在亚丁湾口处及南边接近 20°S 处(因为 INDIGO II 航次最南的测站只到 20°S 左右, 故没有见到 40°S 处更深的侵入深度^[1-3]), 而赤道的东侧和西侧的侵入下限最浅。这种分布情形同水圈的运动有相当密切的关系, 亚丁湾口的侵入深度较深, 是因为高盐度的红海水圈下沉, 将较多的人为 CO_2 带入较深处。至于赤道区域因为有涌升作用, 使得侵入深度较浅。而南边因为比较靠近 40°S 处的副热带复合区, 40°S 处因受强烈的垂直混合作用影响, 故其侵入深度也较深^[1-3, 9, 15]。

图 5 是 ^3H 在西北印度洋侵入下限的分布情形^[10], 与过量 CO_2 信号的侵入下限(图 4)分布相似。陈达伟与陈镇东等已有详尽的描述^[2, 3]。然而, 由于其在印度洋西北方的资料较不足, 故对于此区域的描述较不完整。由图 4 可以看出, 高盐度的红海水团加深了亚丁湾口的侵入下限, 西侧也看出因涌升作用而使赤道附近的侵入下限较浅, 以及红海水团进入阿拉伯海后往东流动, 因和周围水团相混合, 降低了海水密度, 加上受涌升作用的影响^[22, 23, 25], 而使人为 CO_2 的侵入下限较刚出亚丁湾时的侵入下限浅, 这些特征同样出现在 ^3H 的图形中(图 5)。但陈达伟^[2]与陈镇东^[3]的图形中, 因为资料限制而没有看出这些现象。

图 6 是 $\Delta^{14}\text{C}$ 为 -75‰ 等值线之深度变化^[24], 因为在 10°S 以北的地区受红海-波斯湾

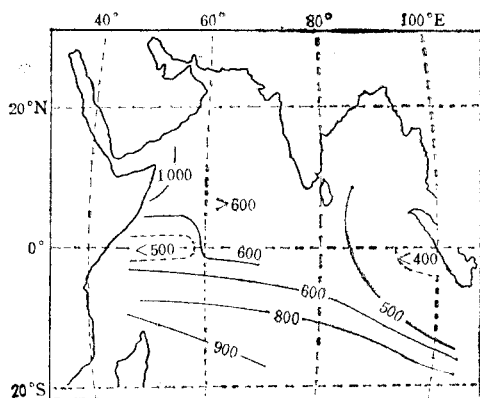


图4 北印度洋过量 CO_2 信号侵入下限之分布

Fig. 4 The lower limit distribution of excess CO_2 signal in North

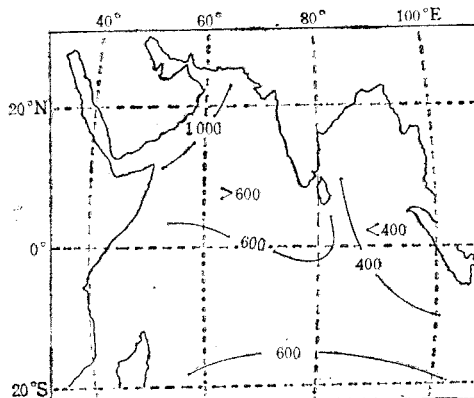


图5 北印度洋 ^3H 之 0.1TU 等值线深度变化

Fig. 5 The depth variation of ^3H at 0.1 TU isopleth in North Indian Ocean

水团的影响很大^[16],故选择红海未受核爆污染以前的初值, -75‰ ^[17],为核爆 ^{14}C 的侵入下限(陈达伟^[2]与陈镇东等^[3]曾发现在 10°S 以北的区域中,若选择 -50‰ 为核爆 ^{14}C 侵入深度的基准值时,便会低估侵入深度。而若使用 -110‰ 为核爆 ^{14}C 的侵入下限时,则又会高估其侵入深度)。由图6可见,其分布情形同 ^3H 和过量 CO_2 信号的侵入下限分布类似。同样因为赤道区的涌升作用,使赤道附近的侵入下限较浅。亚丁湾口受红海水团的影响,故侵入深度较深。阿拉伯海东部因红海水团向东流动后与周围水相混合,降低了海水密度,于是红海水团的影响减低,再加上有涌升作用,故本区的侵入下限较刚出亚丁湾时浅。而较接近副热带复合区的南边,其侵入下限也较深。虽然大致的分布同 ^3H 以及人为 CO_2 信号相类似,但侵入下限的深度三者不尽相同。进入海洋历史最久的人为 CO_2 信号侵入

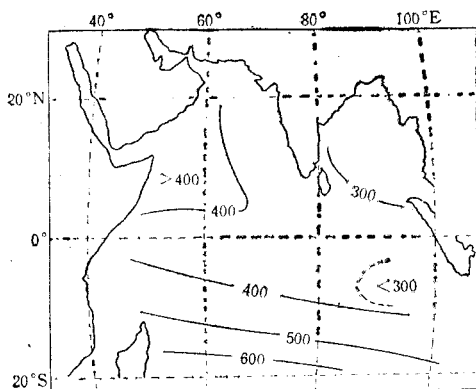


图6 北印度洋 $\Delta^{14}\text{C}$ 之 -75‰ 等值线深度变化(单位: m)

Fig. 6 The depth variation of $\Delta^{14}\text{C}$ at -75‰ isopleth in North Indian Ocean

下限最深, 而进入海洋时间相当的核爆 ^{14}C 及 ^3H 的侵入下限则大约相等。不过在赤道以北, 80°E 以西, 这个区域的 $\Delta^{14}\text{C}$ 侵入下限较 ^3H 浅。造成这种差异的可能原因有: (1) 资料本身的误差。(2) $\Delta^{14}\text{C}$ 的侵入下限选择并非十分恰当, 因为这块区域有很多水团存在, 有红海来的, 波斯湾来的, 孟加拉湾来的及南印度洋来的等等, 在我们只使用红海未受核爆污染以前的初值 (-75‰) 为 $\Delta^{14}\text{C}$ 的侵入下限, 而没有考虑其它水团的影响时, 会产生某种程度的误差。(3) 此区域的生产量高, 多量的有机质分解, 使 $\Delta^{14}\text{C}$ 值受到影响, 但不影响 ^3H , 故造成 $\Delta^{14}\text{C}$ 同 ^3H 之间的侵入下限分布有些差异等。

三、结 论

1. 整个红海都已经被人为 CO_2 污染, 而且其分布情形大致同深水循环的流动型式相符。
2. 比较过量 CO_2 信号, $\Delta^{14}\text{C}$ 与 ^3H 的分布情形, 可以发现三种追踪剂的分布相当类似, 皆与水团运动有密切的关系。
3. 使用 INDIGO II 测站的碳酸盐资料, 所计算之西北印度洋人为 CO_2 值为 $36 \pm 7 \mu\text{mol/kg}$ 。
4. 过量 CO_2 , $\Delta^{14}\text{C}$ 及 ^3H 三种追踪剂在西北印度洋的侵入下限分布, 都是在赤道附近最浅, 亚丁湾口最深, 而南边越接近 40°S 处(大致上是副热带复合区所在的位置)越深, 说明了过量 CO_2 , $\Delta^{14}\text{C}$ 及 ^3H 三者受水团运动的影响相当大。

参 考 文 献

- [1] 吴朝荣, 1990. 红海及邻近水域的碳化学研究. 中山大学海洋地质研究所硕士论文, 128pp.
- [2] 陈达伟, 1988. 印度洋之 CO_2 问题及深水氧消耗速率. 中山大学海洋地质研究所硕士论文, 173pp.
- [3] 陈达伟, 陈镇东, 1989. 印度洋之化石燃料 CO_2 信号. 中国环境保护学会会志 12(2): 45—65.
- [4] 陈镇东, 黄文枢, 谭爱兰, 1986. 论当前全球性之 CO_2 污染问题. 国立中山大学学报 3: 133—171.
- [5] Cember, R., 1988. On the sources, formation and circulation of Red Sea deep water. *J. Geophys. Res.* 93: 8175—8191.
- [6] Chen, C. T., 1982a. Oceanic penetration of excess CO_2 in a cross section between Alaska and Hawaii. *Geophys. Res. Letters* 9: 117—119.
- [7] Chen, C. T., 1982b. On the distribution of anthropogenic CO_2 in the Atlantic and Southern Oceans. *Deep-Sea Res.* 29: 563—580.
- [8] Chen, C. T., 1984. Carbonate Chemistry of the Weddell Sea. DOE technical report, DOE/EV/10 611-4, 118 pp.
- [9] Chen, C. T., 1987. On the depth of anthropogenic CO_2 penetration in the Atlantic and Pacific Oceans. *Oceanologica Acta* 10: 97—102.
- [10] Chen, C. T., 1989. Excess CO_2 in the world oceans. Workshop on Long-term Air Quality Changes and Their Climatic Impact, Nov. 14—15, Taipei, Taiwan, 7pp.
- [11] Chen, C. T. and F. J. Millero, 1979. Gradual increase of oceanic CO_2 . *Nature* 277: 205—206.
- [12] Chen, C. T. and R. M. Pytkowicz, 1979. On the total CO_2 -titration alkalinity-oxygen system in the Pacific Ocean. *Nature* 281: 362—365.
- [13] Chen, C. T. and A. Poisson, 1986. Indian Ocean gas study. EOS Oceanography Report, 4.
- [14] Chen, C. T., A. Poisson and C. Goyet, 1986a. Preliminary data report for the INDIVAT 1 AND INDIGO 1/INDIVAT 3 cruises in the Indian Ocean. DOE technical report DOE/NBB-0 074, 106 pp.
- [15] Chen, C. T., M. R. Rodman, C. L. Wei, et al., 1986b. Carbonate chemistry of the North Pacific Ocean. DOE technical report DOE/NBB-0 079, 176 pp.
- [16] Emery, W. J. and J. Meincke, 1986. Global water masses: summary and review. *Oceanologica Acta* 9: 383—391.
- [17] Naqvi, S. W. A., H. P. Hansen and T. W. Kureishy, 1986. Nutrient uptake and regeneration ratios in the Red Sea with reference to the nutrient budgets. *Oceanol. Acta* 9: 271—275.
- [18] Papaud, A. and A. Poisson, 1986. Distribution of dissolved CO_2 in the Red Sea and correlations with other geochemical tracers. *J. Mar. Res.* 44: 385—402.
- [19] Poisson, A. and C. T. Chen, 1987. Why is there little anthropogenic CO_2 in the Antarctic Bottom Water. *Deep-Sea Res.* 34: 1255—1275.
- [20] Poisson, A., B. Schauer and C. Brunet, 1985. Les rapports des campagnes a la mer, MD 43/INDIGO 1, Les Publ. Mission Rech., 85, 06, Terres Australes et Antarctiques Fr., Paris, 267pp.
- [21] Poisson, A., B. Schauer and C. Brunet, 1986. Les rapports des campagnes a la mer, MD 49/INDIGO 2, Les Publ. Mission Rech., 86, 02, Terres Australes et Antarctiques Fr., Paris, 234pp.

- [22] Schott, F., 1983. Monsoon response of the Somali Current and associated upwelling. *Progress in Oceanography* 12: 357—381.
- [23] Smith R. L. and J. S. Bottero, 1977. On upwelling in the Arabian Sea. In *A Voyage of Discovery, George Deacon 70th Anniversary volume*. Pergamon Press, pp. 291—304.
- [24] Stuiver, M. and H. G. Ostlund, 1983. GEOSECS Indian Ocean and Mediterranean radiocarbon. *Radio-carbon* 25: 1—29.
- [25] Swallow, J. C., 1984. Some aspects of the physical oceanography of the Indian Ocean. *Deep-Sea Res.* 31: 639—650.
- [26] Takahashi, T., W. S. Broecker and S. Langer, 1985. Redfield ratio on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.* 90: 6 907—6 924.

THE ANTHROPOGENIC CO₂ SIGNALS IN THE RED SEA AND NORTHWEST INDIAN OCEAN

C. T. Chen and C. J. Wu

(Institute of Marine Geology, National Sun Yat-Sen University, Kaohsiung)

ABSTRACT

The penetration of anthropogenic CO₂ has been calculated for the Red Sea based on the MEROU, GEOSECS and TIRAN-02 data. The results demonstrate that the Red Sea has been contaminated by excess CO₂ from surface to bottom. The excess CO₂ signals are similar to the tritium and ¹⁴C distributions.

We have also used the INDIGO II data to study the penetration depth and the distribution of anthropogenic CO₂ signal in the northwest Indian Ocean. The results indicate that the vertical distribution of the anthropogenic CO₂ is similar to that of tritium, ¹⁴C and freons, which are all influenced by the movement of water masses.