浦一芬. 2009. 印度洋二维碳循环模式中表层 CO₂分压分布对物理和生化过程的敏感性试验 [J]. 气候与环境研究, 14 (3): 301-308. Pu Yifen. 2009. Sensitivity test of the distribution of Indian ocean surface CO₂ partial pressure on the physical and biochemical processes by a two-dimensional ocean carbon cycle model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 14 (3): 301-308.

印度洋二维碳循环模式中表层 CO₂分压分布对 物理和生化过程的敏感性试验

浦一芬

中国科学院大气物理研究所,北京 100029

摘 要利用二维印度洋碳循环模式的模拟结果,集中对表层海洋中的 CO₂分压分布及其控制因子、海洋生物对海气 CO₂交换的影响、海洋营养物含量的改变和海洋环流的改变对大气 CO₂浓度的影响等进行了深入的分析和讨论,并与实际的 GEOSECS 观测数据的分析结果做比较;研究了与表层海洋 CO₂分压相关的海洋条件,较详细讨论了形成海洋表层 CO₂源与汇系统的决定因素及其相对重要性,得到了海洋热力因子和海洋环流对海洋表层的 CO₂化学过程起着决定性作用而生物过程仅处于次要地位的重要结论。此外,还利用建立的海洋碳模式进行了一些有意义的数值试验,详细讨论了海洋的物理化学因子改变对大气 CO₂浓度的可能影响。 关键词 海洋碳循环 印度洋 生化过程 物理化学因子 **文章编号** 1006-9585 (2009) 03-0301-08 **中图分类号** P732.6 **文献标识码** A

Sensitivity Test of the Distribution of Indian Ocean Surface CO₂ Partial Pressure on the Physical and Biochemical Processes by a Two-Dimensional Ocean Carbon Cycle Model

PU Yifen

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Simulated results from a two-dimensional carbon cycle model of the Indian Ocean is used to analyze and discuss distributions of partial pressure of carbon dioxide at surface water and its control factors, influences of marine biology on the CO_2 air-sea exchange, and impacts of changes in nutrients and ocean circulation, which is also compared with GEOSECS observations. Ocean conditions related to partial pressure of carbon dioxide at surface water are studied. Some key factors and their influences for determining sources and sinks of surface carbon dioxide are further discussed. A few important conclusions are thus made that marine thermodynamics and ocean circulations have key impact on the chemical processes of carbon dioxide at surface water and the influence of marine biology on the CO_2 air-sea exchange is less important. In addition, several numerical experiments are carried out to study the potential influences for changes in marine physical and chemical processes on atmospheric CO_2 by using the carbon cycle model.

Key words ocean carbon cycle, Indian Ocean, biochemical process, physical and chemical factors

资助项目 中国科学院知识创新工程重要方向项目群 KZCX2 - YW - 218

作者简介 浦一芬,女,1965年出生,研究员,主要从事大气化学研究。E-mail: pyf@mail.iap.ac.cn

收稿日期 2007-12-08 收到, 2009-03-25 收到修定稿

1 引言

在碳循环模式的研究中,确定海洋表层的 CO2分压 pco。是研究全球尺度的大气和海洋 CO2 交换关系的必要步骤。令我们真正感兴趣的有两 个方面:1) 在初始生产时海洋表层碳化学的扰动 引起的碳光合固定形式。2)海洋的增温和冷却对 气体分压有很大的影响,如局部海洋与大气 CO₂ 交换的相对减慢会带来大尺度的纬度梯度。由于 矿物燃料的燃烧和土地使用的不合理,大气中的 CO₂含量增加,这就可能引起大尺度的气候扰动, 而海洋吸收这种人为排放 CO₂的能力,为气候变 化提供了重要的地球化学强迫力。假设矿物燃料 燃烧的 CO_2 排放量已知,则大气中 CO_2 含量的最终 变化取决于它与海洋和陆地生物圈的通量交换。在 对未来变化的估测中,全球陆地生物圈的 CO2 通量 绝对值很难获得,但是,利用一些大尺度的观测结 果可以制定出某些原则。对海潮、海洋风速和温度 的遥感测量会使我们对海洋的季节性 CO2 通量和年 际CO2通量得到进一步的认识。

Keeling (1968) 最早发现了全球海洋部分地区 是 CO₂的汇 (海水的 CO₂分压 p_{CO_2} 小于大气中 CO₂ 分压 p'_{CO_2} ,即 $p_{CO_2} < p'_{CO_2}$)而另一些地区则是 CO₂ 的源 ($p_{CO_2} > p'_{CO_2}$)。这种观测到的海洋表层 CO₂分 布特性非常重要,它是我们研究全球尺度的大气和 海洋 CO₂ 交换关系的基础。多年来,许多学者 (Base, 1982; Brewer, 1986; Volk et al., 1988)运 用一些简单的方法对造成这种源和汇的原因进行了 讨论,得到了一些初步结论。这些结论也有待进一 步探讨和验证,并且针对印度洋所做的此类讨论 极少。

我们的目的是选取印度洋的碳循环数值模拟 结果(浦一芬等,2001),集中讨论分析稳态印度 洋的表层 CO₂ 分压 *p*co₂ 的分布,并与实际的观测 结果作比较,分析与 *p*co₂ 的分布有关系的海洋条 件,研究讨论形成海洋 CO₂ 源和汇系统的决定因 素及其相对的重要性。

2 印度洋表层海水的 CO₂分压分布 及其控制因子的研究

浦一芬等(2000)利用全球海洋动力学环流

模式所模拟的海洋环流场,充分考虑大气海洋间 的碳交换、光合作用和氧化分解、碳酸钙的产生 和溶解、悬浮颗粒物的下沉等过程,建立了一个 全面的二维海洋碳循环模式。模式中耦合了海洋 生物过程对碳循环的影响,引入了详尽合理的参 数化方案,该模式可以模拟得到表层海洋的总无 机碳浓度(TC)和碱度(TA)。海水表层的 *p*co₂ 主要依赖于 TC、TA 以及温度和盐度,这里取盐 度为世界海洋平均盐度值 34.78‰,采用的 TC、 TA 也进行了盐度标准化。根据海洋表层碳酸盐 系统的化学反应方程及运用一定的计算方法(浦 一芬等,2000)可以求解 *p*co₂,得出印度洋表层 *p*co₂随纬度的变化曲线(图 1)。

图 2 给出的是 Takahashi et al. (2002)分析 GEOSECS 观测数据整理得到的全球海洋 p_{CO_2} 和 p'_{CO_2} 的差值 Δp_{CO_2} 的实际分布。可以看出,我们 的模拟结果(图 1)与实测分布较一致,表现在赤 道区的 $p_{CO_2} 与 p'_{CO_2}$ (33.44 Pa)相平衡($\Delta p_{CO_2} =$ 0);北印度洋 20°N 处的 p_{CO_2} 高于 p'_{CO_2} (源);南 印度洋 5°S~35°S 表现为 CO₂的汇;40°S 以南的 高纬地区海洋是 CO₂的源,只是该处的模拟结果 与观测结果相比较在数量上存在有一定的差别, 究其原因,与二维的印度洋环流场在高纬地区有 较大的上涌流有关。其次,对结合平衡常数算取 的 Δp_{CO_2} 的分布与用经验公式求取的 Δp_{CO_2} 的分布 进行比较。可以看到它们在变化趋势上很相近, 但二者的幅值差异较大。比如在赤道地区,平衡



图 1 印度洋海洋表层 p_{CO_2} 与大气分压 p'_{CO_2} 的差值分布 Fig. 1 The difference distribution of p_{CO_2} of the Indian Ocean surface and the atmosphere partial pressure p'_{CO_2}



图 2 全球海洋 Δp_{CO_2} 的观测分布 (Takahashi et al. , 2002) Fig. 2 Global distribution of Δp_{CO_2}

法求得 $\Delta p_{CO_2} = 0$, 而经验公式所得 Δp_{CO_2} 为 1.63 Pa; 在南极 60°S, 前者为 $\Delta p_{CO_2} = 3.35$ Pa, 后者 $\Delta p_{CO_2} = -0.70$ Pa; 在赤道附近的 12°S 处, 前者 为 $\Delta p_{CO_2} = -2.74$ Pa, 后者 $\Delta p_{CO_2} = 1.01$ Pa。所 有这些都说明用经验公式求取海洋表层的 CO₂ 分 压还存在一定的误差。与实测结果相比, 模拟得 到的结果是正确的。

如果没有任何扰动,全球海气交换的 CO₂ 通 量应为零。引起海洋表层的 p_{CO₂} 扰动的原因很多, 诸如气体交换、热力学因子、生物活动等。Baes (1982)和 Simpson et al. (1980)的工作曾经较详 细地讨论了生物过程对海洋表层 CO₂化学过程的 控制作用,但他们的工作由于一些特定的假设或 缺乏一些重要因子的考虑,使得结论不够充分, 或者说他们的工作仅仅做了一般性的描述,还没 有较完整的定量结论。

我们将用一个典型实验来检查温度和盐度对 海水表层 CO₂的影响力。假设海水的化学性质保 持不变,即在同等化学条件下,计算 p_{CO_2} 与温度和 盐度的关系。典型的全球表层平均温度值 T 参照 Levitus (1982) 取为 18 ℃,盐度 S、总溶解无机碳 和总碱度选用 Takahashi (1981) 的平均值,分别 取为 35‰,2 016 μ mol·kg⁻¹和 2 324 μ eq·kg⁻¹, 在这种情形下,海水表层 p_{CO_2} 为 29.65 Pa。第一 步让温度在 0~30 ℃间变化,第二步使盐度在 34‰~36‰间变化,S和T的取值皆在近似的全 球变化范围内,计算得到的 p_{CO_2} 随 T 和 S 的变化 结果如图 3。

可以发现 p_{CO_2} 随温度的增加而大幅度地增加, 因为温度增加后, CO₂ 在海水中的溶解度减小, 使 p_{CO_2} 增加。由此还可以根据极地到赤道的大气 CO₂浓度变化差值小于 20×10^{-9} 这个事实,推出 如下结论:在地球的高纬地区, CO₂的输送是从 大气到海洋,特别是在冬天;而在赤道地区 CO₂ 的输送是从海洋到大气。当然由于海洋环流和生 物过程影响表层 CO₂的浓度,使得实际情形会有





较大的偏离。图 3 显示 *p*_{CO₂} 随盐度的增加,其增加的幅值很小,从全球尺度看,*p*_{CO₂} 随盐度的变化幅度大约是随温度变化幅值的 10%。

生物过程和热力过程皆对 pco. 有影响,下面 进一步分析不同影响因子对 pco. 分布是如何起作 用的。从图1中两条曲线的对比可以发现,其变 化趋势基本一致,即共同表现为南极区的极大值, 涡流区的极小值,这个差异基本上并未影响印度 洋表层 pco, 的源汇分布, 只有在北印度洋 20°N 处 不含生物泵时表现为 CO₂ 的汇,与包含生物过程 的结果不同。这种对比结果在一定程度上说明了 对海洋表层中 pco,的分布特征(源汇分布)起决 定控制作用的并不是生物过程。根据以往的讨论 和现在的对比分析,可以初步得出这样的结论: 对海洋表层的 CO2 化学过程起主导控制作用的因 子,是由包括海洋热力因子(温度)和海洋环流 物理过程来决定的,生物泵效应仅处于次要地位。 为了证明这一点,还可用物理因子来解释一下模 拟得到的印度洋表层 pco。的分布情况。对于赤道 附近的印度洋地区,表层温度较之印度洋赤道处 低, CO_2 的溶解度大, 海水的 p_{CO_2} 小, 表现为 CO_2 从大气传入海洋;而对于赤道地区,海面温度高, CO₂溶解度较小,加上海洋底层有较冷的富含 CO₂的海水上涌,到达表层后使得 CO₂呈饱和状 态,海洋表层的 p_{CO_s} 与 p'_{CO_s} 相平衡,并在此处表 现为分压差 Δpco, 的极大值。而北印度洋 20°N 的 p_{CO_a} 源和南印度洋极区的 CO₂源的表现, 分别与印 度洋的特殊的地理结构和环流分布有关。所以印 度洋表面的 p_{CO_2} 与 p'_{CO_2} 的分压差 Δp_{CO_2} 随纬度的 变化表现为: 南极的 Δpco, 呈正值, 赤道地区 Δp_{CO_s} 为零,赤道两侧区域 Δp_{CO_s} 呈负值。生物过 程的存在对这种分压差有一定的影响,在赤道两 侧地区的影响最明显,它使 Δp_{CO_s} 加大,这是因为 有生物过程存在时,海洋表层总碳浓度比无生物 过程时低(由于生物泵作用把表层 CO2 带入海洋 深处造成),使得海水的 pco,变大,从而导致 Δpco,绝对值的加大。

以上结论与 Volk et al. (1988) 用一系列简单 箱模式检验造成 CO₂ 源和汇的结论一致, Volk 等 强调造成海洋源/汇分布特征的最主要的原因是海 洋表层的温度分布。本文指出的是:海洋表层的 CO₂化学过程,受到热力学、流体力学和生物过 程中诸多因子的影响, Δ*p*_{CO₂} 的数据也可以作为一 个参量数据在我们的碳循环模式中检验或判别其 他物理和化学过程的重要性。

3 其他敏感性试验分析

一个完整的碳循环模式,无论是用于分析大 气 CO₂的浓度变化还是研究由 CO₂增加诱发的温 暖气候对海洋吸收 CO₂的反馈作用都将很有意义。 下面进行几个敏感性数值试验,并把结果与标准 运行的数值试验结果(浦一芬,2001)进行比较 分析。

3.1 光合作用对大气 CO2浓度影响的数值试验

Maier-Reimer et al. (1990)曾指出,假如突 然关闭现有海洋中的生物泵,它将使大气中的 CO₂含量增加 20.27 Pa。并且提出海洋中总溶解 无机碳结构分布以及海洋和大气之间的 CO₂分压 差都强烈地依赖于生物过程 (Maier-Reimer, 1987)。我们的数值试验就是去掉碳循环模式中的 光合作用项和沉积项并运行模式,除光合作用常 数率指定为零外,其他的可调参数与标准运行给 定的参考值相同 (浦一芬等,2001);并且要求使 最终两者具有相同的海洋营养盐浓度和碱度值, 并且保持海洋总无机碳含量与大气 CO₂含量之和 不变。

分析模拟结果发现,在海洋表层的光合作用 过程被忽略以后,得到此时 p'_{CO_2} 增加为48.64 Pa,大约比原来的 p'_{CO_2} (33.44 Pa)增加了 50%,这个估计值比Baes (1982)预计的死亡海 洋对大气 CO₂的影响率小(其预测大气 CO₂浓度 会增加80%)。但是无论是哪一种结果,对于真 实海洋中光合作用过程停止后的影响,它们可能 都是较为保守的估计。原因是对于没有光合作用 的海洋,在上层海洋中会发生无机碳结晶而引起 CaCO₃的沉降,而这个过程会向大气中释放出附 加的 CO₂。在我们的模式中,没有考虑这个过 程,而这一过程是相当重要的,但不易模拟得 正确。

再进一步分析不包括生物过程的情况下,稳 定态计算的其他示踪量的分布。由于不包含生物 过程时模式只考虑总溶解的无机碳 TC 及放射性 碳校对量 Δ¹⁴C 两个分量,所以就这两个化学量的

等值线分布与模式标准运行结果作对比。关闭生 物泵模式运行后得到的 Δ^{14} C 和 TC 等值线分布如 图 4a 和 4b 所示。与浦一芬等(2001)的 Δ^{14} C 分 布(图4c)相比,图4a在中纬度深水中放射性碳 相对标准亏空较小,从南到北等值线的分布分别 为-70‰、-80‰、-90‰和-100‰ (图 4c 模 拟结果为-120‰~-160‰),除此,有无生物过 程时的 Δ^{14} C 分布形态基本一致, 说明 Δ^{14} C 受生物 影响不大, 这与 Maier-Reimer et al. (1990) 的结 论相一致。其原因主要是当分布系数固定为1,¹⁴C 对总碳的比率与颗粒物的流量是完全独立的, Δ^{14} C 的分布主要受环流和 CO2 在海洋表层的传递速度 控制。关闭生物过程计算得到的 TC 等值线(图 4b) 与包括生物过程的模式 TC 等值线 (图 4d) 的结构很不相同,不含生物过程的等值线结构表 现为深海 TC 浓度降低,并且在表层南极到赤道 TC逐渐减少。这集中反映了表层温度及环流对 TC分布的控制作用,即CO2溶解度起了主导作

用。然而包括生物过程的 TC 等值线表现为表层 TC 浓度小,深海 TC 浓度升高。这是由于有生物 过程时,在中低纬地区,生物泵的作用降低了海 洋表面 TC 的浓度,并使表层颗粒物以颗粒流的 形式向下传输,在深水再矿物化产生代谢的 CO₂, 使得深水的 TC 浓度增大造成的。

3.2 海洋营养盐加倍对大气 CO₂浓度影响的数值 试验

第二个敏感性试验是把模拟海洋的营养盐浓 度加倍。图 5 为营养盐加倍后稳定态的计算结果。 首先看到,海洋营养盐浓度加倍以后,对大气 CO₂浓度的影响很大,大气 CO₂浓度从 33.44 Pa 降为 22.30 Pa,下降了近 40%,这个结论与 Broecker (1982)提出的提高海洋营养物浓度将会降 低大气中 CO₂分压值是一致的。图 5a、5b 和 5c 分别显示了试验结果的 Δ¹⁴ C、TC 和磷酸盐等值 线分布。与图 4c 的比较可以看出,营养盐加倍以 后,海洋表层和深海放射性碳的相对亏空都增大



图 4 印度洋 Δ^{14} C 和 TC 分布(单位: mmol·m⁻³): (a) Δ^{14} C,不包括生物过程; (b) TC,不包括生物过程; (c) Δ^{14} C (浦一芬等, 2001),包括生物过程; (d) TC (浦一芬等, 2001),包括生物过程

Fig. 4 Two-dimensional distribution of the Indian Ocean Δ^{14} C and TC (Unit: mmol • m⁻³): (a) Δ^{14} C, without ocean biota; (b) TC, without ocean biota; (c) Δ^{14} C (Pu et al., 2001), with ocean biota, (d) TC (Pu et al., 2001), with ocean biota

许多,中纬度地区从南到北的等值线分布依次为 -192%, -204%和-240% (标准状况下为-120%~-160%)。这种情况可能是由于营养盐加 倍后,引起了大气 CO2分压降低,相应的海气交 换速率 $K_{\rm P}$ 发生改变造成的。除此以外, Δ^{14} C 的分 布基本上与图 4c 的分布趋势一致,也说明 Δ^{14} C 的分布还是主要由环流及海气交换系数 K_P决定 的。营养盐加倍以后 TC 的等值线分布 (图 5b) 与图 4d 相比较,前者表层 TC 值减小,深海 TC 值却增大许多,这是由于表层营养盐 CN 磷酸盐 浓度加倍后,相应的浮游生物摄取的营养盐也增 加。使得光合作用过程加强,生物泵作用一方面 使表层 TC 值减小,另一方面以表层颗粒流形式 向下输送悬浮碳,在深水再矿物化分解出更多的 CO₂和释放出营养盐, 使深海 TC 值增加。图 5c 中 Δ^{14} C、TC和PO₄³⁻的基本分布与图 5d相同, 但前者磷酸盐浓度加倍了。另外模拟结果深海的 O2值更小,在中纬度深海呈现厌氧状态。这是由

于在一定的氧气浓度条件下,深海的有机悬浮碳 浓度增大造成的。

3.3 海洋环流改变对大气 CO₂浓度影响的数值 试验

海洋对矿物燃料燃烧排放的 CO₂起着很重要的储存作用,那么海洋究竟能吸取多少大气中的超量碳?海洋环流对大气中 CO₂浓度分布有怎样的影响? Maier-Reimer (1990) 指出如果仅仅从海洋化学过程考虑,海洋应该能从大气中吸收近85%的排放 CO₂,但在以往的实际过程中海洋的这种吸收并未超过 50%,这种差异是由于缓慢的海洋环流造成的。20 世纪,CO₂的排放率是时间常数为 25 年的指数增长,而 25 年这个周期却远远小于全球洋流循环所需要的时间。因而海洋环流对海洋碳的分布和大气 CO₂浓度都起着决定性的作用。

海洋环流的改变能引起大气中 CO₂浓度改变。 未来气候随着人为排放的 CO₂在大气中不断积累



图 5 印度洋 Δ¹⁴C、TC 和 PO²⁻ 分布(单位: mmol·m⁻³): (a) Δ¹⁴C, 营养盐加倍; (b) TC, 营养盐加倍; (c) PO²⁻, 营养盐加 倍; (d) PO²⁻ (浦一芬等, 2001)

Fig. 5 Two-dimensional distribution of the Indian Ocean Δ^{14} C, TC and PO₄³⁻ (units: mmol • m⁻³): (a) Δ^{14} C, double nutrients; (b) TC, double nutrients; (c) PO₄³⁻, double nutrients; (d) PO₄³⁻ (Pu et al., 2001)

而逐渐变暖,因此未来在海洋南北两极深水中 CO₂的形成就不会象现在这么强烈,结果会使海 洋环流减弱,所以有必要做这样一个数值试验: 海洋环流减弱 50%以后,大气中 p'co,将作如何应 变。与前面类似,假设大气和海洋总碳含量保持 不变,分析海洋环流变化后大气和海洋之间碳的 重新分配。数值运算得到的各化学量分布如图 6。 可以看到,环流减弱 50%以后 Δ^{14} C 分布与图 4c 相比有很大的不同,不仅是深海的放射性碳亏空 值减小许多,而且整个分布形式也不相同,无论 是海洋表层还是深海 Δ¹⁴C 的分布与标准运行时 得到的 Δ^{14} C 分布都相差很多,这说明环流的改 变对 Δ¹⁴C 的分布影响很大。另外一个重要的影 响是上层海洋 TC 值有所减小,由于环流的减弱 能引起生物 CaCO₃ 下沉减弱,因而由光合作用 和 CaCO₃沉降决定的无机碳到有机碳的转化率也 相应减小。磷酸盐的分布也略有不同,海洋深层 的浓度变小,这是由于悬浮无机碳生产的减少,

使再矿物释放的无机营养盐分子也减少了。溶解 氧受环流的影响改变也很大,不仅极小值位置南 移,深海溶解氧浓度也提高了,它与再矿物过程 有联系。

由于海洋环流减弱是由世界气候变暖和相应 的经向温度梯度减小引起的,因此继续做一个海 洋温度发生变化的数值模拟。由于温度梯度和环 流的关系在模式中并不明显,我们只能粗略模拟 一下海洋温度增加以后可能会对大气 CO₂含量有 什么影响。具体做法是,从目前标准运行时选用 的4层环流模式模拟的温度分布出发,分别让平 均温度提高4.5℃和8℃。结果表明,每一阶段 的温度增加都使大气 CO₂含量增加了,前者增加 了9%,后者增加了21%。很明显,环流的减弱 和海洋温度的升高具有相反的作用,只是从现在 的模式中还不能定量地确定在真实海洋中二者作 用的强弱程度。几个敏感性试验的结果集中列在 表1中。



图 6 印度洋 (a) Δ¹⁴C、(b) TC、(c) PO²⁻和 (d) O₂分布 (环流减弱 50%,单位: mmol·m⁻³) Fig. 6 Two-dimensional distribution of the Indian Ocean (a) Δ¹⁴C, (b) TC, (c) PO²⁻ and (d) O₂ (circulation decreased 50%, units: mmol·m⁻³)

			•			
稳定态条件	边界条件			T Hont BE /	亚均海洋全世县/	十年 わ 200 /
	营养物 CN ₀ / mmol・m ⁻³	碱度 TA ₀ / meq•m ⁻³	平均磷酸盐浓度/ mmol•m ⁻³	平均碱度/ $meq \cdot m^{-3}$	平均海洋召恢重/ mmol·m ⁻³	$\mathcal{R} \subset \mathcal{P} \subset \mathcal{O}_2^{\times}$ Pa
标准运行	2.40	2400.0	1.89	2382.30	2144.61	33
死亡海洋 (GK=0)	1.89	2386.0	1.89	2382.24	2101.75	49
营养盐加倍	4.80	2414.0	3.77	2382.34	2176.19	22
环流减半	2.80	2406.0	1.92	2380.44	2145.90	32
海温增加 4.5 ℃	2.40	2400.0	1.89	2382.30	2131.06	36
海温增加 8.0 ℃	2.40	2400.0	1.89	2382.30	2132.91	41

表 1 印度洋一大气系统的稳定态数值试验 Table 1 Stable state numerical experiment of the Indian Ocean-the atmosphere system

注: GK 为光合作用常数率

4 结论

利用二维碳循环模式对印度洋表层 p_{CO_2} 分布 及其控制因子进行了研究,较详细讨论了影响海 洋表层 p_{CO_2} 的各因子,包括温度、盐度和海洋生 物作用等,并从印度洋表层分压 p_{CO_2} 与大气 p'_{CO_2} 的平衡差分布的讨论出发,得出结论:对于海洋 表层的 CO₂ 化学起主导控制作用的因子,是由海 洋热力因子(温度)和海洋环流的物理过程最终 决定的,生物过程仅处于次要地位。这个结论与 Brewer (1986)以及 Volk et al. (1988)的研究结 论一致。

数值试验结果发现,如果海洋的生物化学过 程改变,或者洋流大小改变,或海洋温度改变, 都将对大气中的 CO₂浓度有反馈作用。研究发现, 在稳定态时,大气和海洋中的总碳含量分布依赖 于各种物理化学过程和边界条件。碳的重新分配 与光合作用过程和营养盐浓度大小密切有关,其 次是环流和海洋增温的影响。

参考文献 (References)

- Base C F. 1982. Ocean chemistry and biology [M]. In: Carbon Dioxide Review, Clark W C, Ed. Oxford: Clarendon Press, 1982, 187 - 211.
- Brewer P G. 1986. What controls the variability of carbon dioxide in the surface ocean? In: Dynamic Process in the Chemistry of the Upper Ocean [M], Burton J D, et al., Ed. New York: Plenum Publishing Corp, 1986, 215 – 231.
- Broecker W S. 1982. Ocean chemistry during glacial times [J], Geochemica et Cosmochimica Acta, 46, 1689-1705.

Keeling C D. 1968. Carbon dioxide in surface ocean waters, 4 global distribution [J]. J. Geophys. Res., 73: 4543-4553.

- Levitus S. 1982. Climatological Atlas of the World Ocean [M]. NOAA Professional Paper 13, Washington D.C.: Government Printing Office, 177.
- Maier-Reimer E, Hasselmann K. 1987. Transport and storage of CO₂ in the ocean-an inorganic ocean-circulation carbon cycle model, Climate Dyn., 2: 63 – 90.
- Maier-Reimer E, Bacastow R. 1990. Modelling of geochemical tracers in the oceans. In: Climate-ocean Interaction [M], Schlesinger M E Ed. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 233 - 267.
- Simpson J, Zirino A. 1980. Biological control of ph in the Perurian coastal upwelling areas [J]. Deep-Sea Res. 27: 733.
- Takahashi T, Broecker W, Bainbridge A. 1981. The alkalinity and total carbon dioxide concentration in the world oceans. In: Carbon Cycle Modelling [M], Bolin B Ed. New York: John Wiley & Sons Inc, 271-286.
- Takahashi T, Sutherland S, Sweeney C, et al. 2002. Global sea air CO_2 flux based on climatological surface ocean p_{CO_2} , and seasonal biological and temperature effects [J]. Deep-Sea Res. II, 1601–1622.
- Volk T, Liu Z. 1988. Controls of CO_2 sources and sinks in the earth-scale surface ocean: Temperature and nutrients [J]. Global Biogeochemical Cycles, 2: 73–89.
- 浦一芬,王明星. 2000. 海洋碳循环模式 (I): 一个包括海洋动力学 环流、化学过程和生物过程的二维碳模式的建立 [J]. 气候与环 境研究,5 (2): 129 - 140. Pu Yifen, Wang Mingxing. 2000. An ocean carbon cycle model part I: establishing of carbon model including an oceanic dynamic general circulation field, chemical, physical and biological processes occurred in the ocean. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 5 (2): 129 - 140.
- 浦一芬,王明星. 2001. 海洋碳循环模式 (II): 对印度洋的模拟结
 果分析 [J]. 气候与环境研究, 6 (1): 67 76. Pu Yifen, Wang Mingxing. 2001. An ocean carbon cycle model. Part II: Simulation analysis on the Indian Ocean. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 6 (1): 67 76.