

海洋碳循环模式 (II)

——对印度洋的模拟结果分析

浦一芬 王明星

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 把建好的海洋碳模式应用于印度洋区域, 模拟得到了印度洋中与碳有关各化学量的表层分布、垂直分布和沿子午线面的等值线分布。与实测的 GEOSECS (Geochemical Ocean—Section Study) 数据作对比, 模式较好地再现了印度洋上营养盐浓度、总碳浓度、总碱度和溶解氧的二维分布。通过模拟还发现, 在稳定状态下, 大气和海洋中总碳含量的分布依赖于发生在海洋中的各种物理化学过程及边界条件, 水平扩散系数 K_h 和光合作用常数 K_p 对各化学量的分布有较大影响 (以前有学者认为不太重要, 如 Baes^[1])。南印度洋中纬地区 10°S 至 30°S 是 ^{14}C 的重要向下渗透区域, 人为排放的 CO_2 可通过这片渗透区从海洋的表层输入海洋的深层。

关键词: 碳循环; 化学量; 印度洋

1 引言

对海洋碳循环模式进行研究, 一方面可以探讨海洋对正在逐渐增长的大气 CO_2 量的短期响应, 准确估计将来大气中 CO_2 的浓度, 以便进一步预测未来地球气候的可能变化; 另一方面能够深入研究海洋影响大气 CO_2 浓度的长期效应, 了解过去海洋对大气 CO_2 浓度的影响及海洋对气候的控制作用。在此, 我们把已建立的海洋碳模式应用于印度洋区域 (同样也适用于大西洋和太平洋), 模拟印度洋的稳定态条件下碳物质及其化学量的分布, 分析比较模拟结果与真实的海洋观测值, 并在此基础上, 推断出海洋对大气 CO_2 的吸收能力的大小, 弄清楚影响这种吸收能力的海洋条件, 同时可以对海洋中各化学量的控制因素有深入的了解。

2 印度洋模拟区域范围和网格划分

印度洋的平面区域范围为 ($24^{\circ}\text{N} \sim 68^{\circ}\text{S}$, $30^{\circ} \sim 155^{\circ}\text{E}$)。模式按 $\Delta\theta = 4^{\circ}$ 来对纬度方向进行网格划分, 赤道线落在 $i=6$ 的网格线上。印度洋的深度范围为 $0 \sim 4\,000\text{ m}$, 垂直方向采用 σ 坐标, 分为 4 层。

3 模式参量及灵敏度试验

在文献[2]中,对颗粒有机物质在海洋深处的再矿物化过程进行参数化时引入了再矿物化系数 L_{ok} ,它的取值在4层高度上分别为0.0、0.27、0.6和1.0。 L_{ok} 在最深处置取1,意味着有机颗粒物在此处停留时间足够长,直至几乎全部氧化分解。对颗粒无机碳的溶解过程作参数化时引进的溶解度因子 L_{ik} ,取值依次为0.0、0.0、0.3和1.0,即在补偿深度以上 L_{ik} 为0,其余深度分别取为0.3和1.0。光合作用参数化时引入的入射光因子 L_c 的取值是根据 Bacastow 和 Maier-Rermer^[3]的数据内插求得,列于表1中。

表1 入射光因子 L_c 随纬度的值

纬度	L_c	纬度	L_c	纬度	L_c	纬度	L_c
64°S	0.4791	40°S	0.7688	16°S	0.9616	8°N	0.9891
60°S	0.5230	36°S	0.8091	12°S	0.9800	12°N	0.9800
56°S	0.5696	32°S	0.8575	8°S	0.9891	16°N	0.9616
52°S	0.6336	28°S	0.8792	4°S	0.9982	20°N	0.9413
48°S	0.6652	24°S	0.9194	0°S	1.00		
44°S	0.7259	20°S	0.9413	4°N	0.9982		

在我们的海洋碳模式中,共涉及到了9个可变参量,它们分别是涡流扩散系数 K_d 、水平扩散系数 K_h 、海洋与大气 CO_2 交换系数 K_p 、颗粒有机物下沉速度 v_o 、颗粒无机物下沉速度 v_i 、生物无机碳与有机碳生产速率之比 R_I 、有机物氧化速率 S_o 、 $CaCO_3$ 溶解速率常数 S_i 和光合作用速率 K_g 。这些参数归纳起来可分为扩散系数和与海洋生物活动有关的速率系数二类。在模式运行时,对初始参量的选取是参考有关文献及全球海洋资料,同时考虑变量的合理性以及印度洋的特点是来进行的。在确定参数的过程中,我们主要参照了“地球化学的海洋研究项目”(Geochemical Ocean—Section Study, GEOSECS)印度洋观测的平均值。

我们的灵敏度试验围绕设定参数使模式结果与观测值在4个方面相统一来进行:(1)海洋中下层的溶解氧极小值;(2)磷酸盐在表层和深海的值;(3)总碳TC表层的值和梯度分布;(4)总碱度TA表层值。表2集中了模式标准运行时用到的所有调节参

表2 标准运行时可调参数的参考值(可变的参数)

参 数	意 义	参 考 值	单 位
K_p	CO_2 海气交换率	1.8×10^{-6}	$mmol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1} \cdot \mu atm^{-1}$
K_h	水平扩散系数	3.0	m^2 / s
K_d	垂直扩散系数	2.6×10^{-4}	m^2 / s
K_{dl}	北半球扩散调整系数	2.2×10^{-4}	m^2 / s
K_{dl}	南极扩散调整系数	3.6×10^{-4}	m^2 / s
K_g	光合作用常数率	6.5×10^{-7}	s^{-1}
S_o	有机碳氧化速率	0.65×10^{-6}	s^{-1}
S_i	$CaCO_3$ 溶解速率	4×10^{-8}	$m^{-1} \cdot s^{-1}$
v_o	有机碎片下沉速率	5.0×10^{-5}	m / s
v_i	无机碎片下沉速率	5.0×10^{-5}	m / s
R_I	无机碳与有机碳生产速率之比	0.1	

数, 其中的大气 CO_2 分压值选择了与印度洋 GEOSECS 项目观测年代相同的参考值 330×10^{-6} (70 年代后期)。

在参量调试过程中, 我们发现在 9 个参量中只有扩散系数 K_d 、 K_h 和海水气交换系数 K_p 对 $\Delta^{14}\text{C}$ 的分布有大的影响, 其余参量的改变对 $\Delta^{14}\text{C}$ 的分布几乎没有影响。这与 Baes^[1] 的结论不同, 他认为 K_h (他文中使用的是水平水流参量) 对 CN、TC、TA 和 O_2 廓线有大的影响, 而对 $\Delta^{14}\text{C}$ 没有大的影响。可是, 我们的灵敏度试验表明 K_h 不仅对 CN、TC、TA 和 O_2 有影响, 对 $\Delta^{14}\text{C}$ 也有相当大的影响。造成此不同结果的主要原因是 Baes 的 CO_2 海洋模式不是建立在以海洋动力学循环为基础的碳模式, 而是以描述海洋水流为基础的箱模式。

另外, K_p 对各化学量的影响主要反映在对 $\Delta^{14}\text{C}$ 和表层 TC 的影响上。光合作用率 K_g 对 TC、TA、 PO_4^{3-} 、 O_2 及悬浮有机碳 CON 和悬浮无机碳 CIN 的分布皆有明显影响。在此需要强调的是, Baes^[1] 认为参量 K_g 的影响不大, 而我们的试验结果是 K_g 对营养物浓度 CN、TC 和 O_2 廓线的影响都很大, 它能够调节加大 CN 和 TC 的浓度梯度。造成此差异的主要原因是我们的碳循环模型更详尽地考虑了海洋中的光合作用过程, 即随着 K_g 值增大 (取值范围 $0.1 \times 10^{-7} \sim 1.0 \times 10^{-6}$), 光合作用增强, 海洋表层的无机营养物浓度减小, TC 也减小, CON、CIN 增大。在下层海洋, 由于下沉有机物增多, 氧化的有机碳也增大, 使 O_2 的消耗加大, 同时释放出 CO_2 和营养物分子, 使该层的 TC 和 CN 浓度增大。在这整个过程中总碱度 TA 变化不明显, 深层 TA 值有所减小, 表层 TA 值就更不明显。对氧化速率 S_o 与有机碎片下沉速率 V_o 的调试有一定的困难, 由于它们直接影响着模拟海洋中不同深度处有机碳的分解量, 而深海各层处有机碳的分解量又直接决定着总溶解无机碳和营养物浓度, 而海洋环流作用继而影响表层营养物浓度, 也即这 2 个可调参量还与表层光合作用有关, 因此它们的调试比较困难。需着重指出的是, 在标准运行时引进的 K_d 的 2 个调整参数 K_{d1} 和 K_{d2} 非常重要, 它们分别弥补了北印度洋对流过强和南极深水形成不足的现象。在模式没有进行 K_d 参量调整时, 北半球深海几乎接近缺氧状态, 说明北半球选用 $K_d = 2.6 \times 10^{-4}$ 这个垂直扩散系数偏大。加入了 K_{d1} 和 K_{d2} 对南极和北半球的垂直扩散进行局部调整后, 它们不仅使北半球和南极处的 O_2 分布变合理了, 对深海的 $\Delta^{14}\text{C}$ 也有明显影响, 它们使二处的 $\Delta^{14}\text{C}$ 更接近观测值了。

4 印度洋的模拟结果分析

对印度洋进行稳定态计算, 可产生出各种化学物质的分布情况。它们包括悬浮有机碳 (CON)、悬浮无机碳 (CIN)、营养物 (CN)、总溶解无机碳 (TC)、碱度 (TA) 和溶解氧 (O_2) 以及 $\Delta^{14}\text{C}$ 的垂直分布、表层分布和等值线分布。把它们与观测的 GEOSECS 数据作比较。GEOSECS 项目的研究目的是为了获取海洋中化学组成成份的完整清单, 它共在全球海洋区域设立了 124 个观测点, 印度洋有 41 个 (图 1)。这些观测点覆盖了印度洋海底的 3 个主要的盆地。

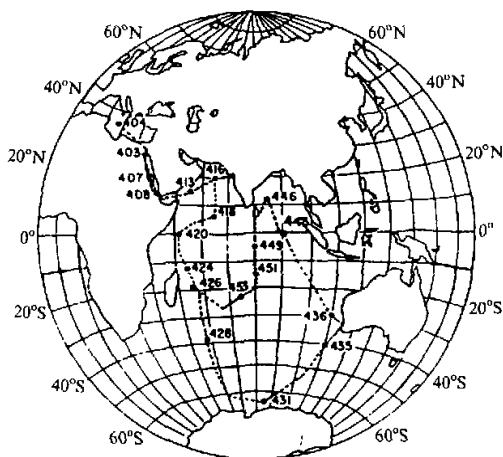


图1 印度洋观测点分布示意图

4.1 各化学量的垂直分布

模式模拟所得的各化学量随深度的分布分别在印度洋的3个纬度区域(20°~10°N、10°N~10°S和10°~50°S)范围内与观测数据比较,结果示于图2~6。这里的实测数据随深度的值指的是由Takahashi等^[4]、Stuiver和Ostland^[5]提供的GEOSECS数据的平均值,它们是经过盐度标准化后的TC、TA、 PO_4^{3-} 、 O_2 和 $\Delta^{14}\text{C}$,采用的盐度是世界海洋平均盐度值34.78‰。我们模拟的各化学量也采用了同一个值进行了盐度标准化。

从图2~6中可以看到,我们模拟的结果(曲线A)和实测数据(曲线B)是接近的,能够模拟出印

度洋中各化学量的垂直分布情形。存在的主要差异为在赤道地区和北印度洋的中间水域(500 m处)模拟得到的溶解氧偏大,赤道区中间水域磷酸盐浓度偏小及南半球深水溶解氧浓度模拟不足等。造成此误差的原因有:(1)与选定的调节参数、二维流场有关;(2)GEOSECS数据受系统的大西洋流入印度洋和太平洋的深水环流的影响,它能够使CN、TC、TA和 O_2 的值发生变化,包括使深海CN、TC和TA浓度增加及深海 O_2 浓度减小等。图2中 $\Delta^{14}\text{C}$ 上层值和观测值的不一致是由于观测数据包含了人为原子弹爆炸,增加了 ^{14}C 成分造成的。图6c中模拟的溶解氧在深海的低值归因于所采用的二维定常流场在南极地区的深水形成不足,对此地区的垂直扩散系数作了适当调整以后,

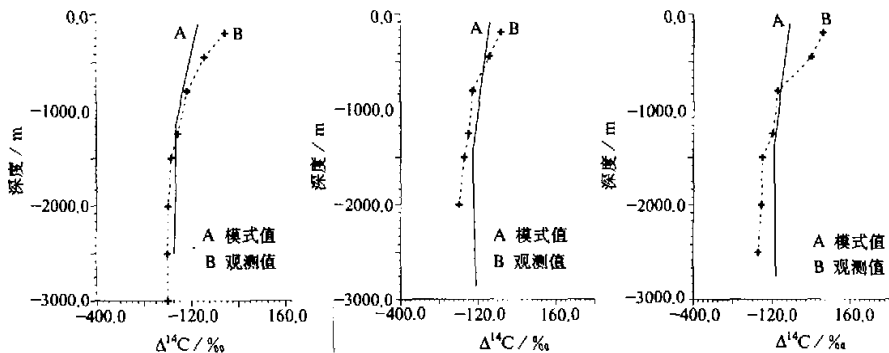


图2 印度洋3个纬度区域的 $\Delta^{14}\text{C}$ 分布
(a) 20°~10°N; (b) 10°N~10°S; (c) 10°~50°S

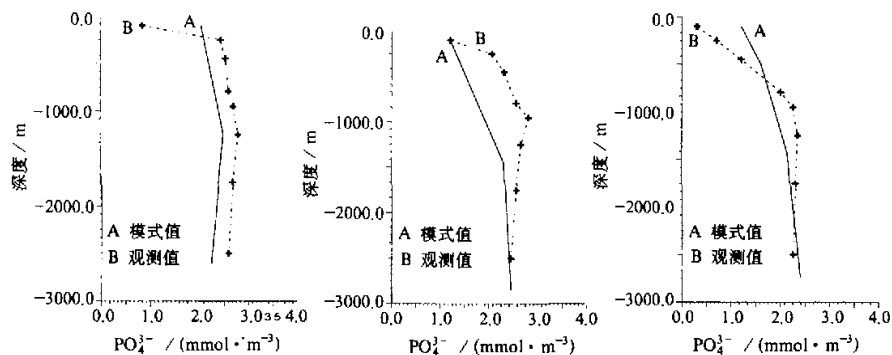


图3 印度洋3个纬度区域的磷酸盐分布
(a) 20~10°N; (b) 10°N~10°S; (c) 10~50°S

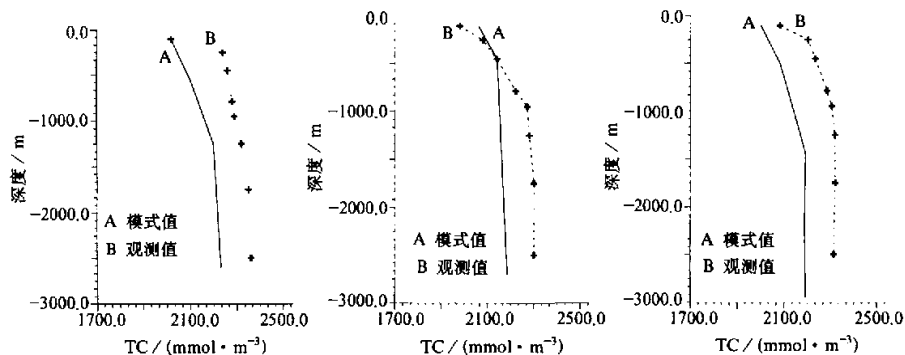


图4 印度洋3个纬度区域总溶解无机碳 TC 分布
(a) 20~10°N; (b) 10°N~10°S; (c) 10~50°S

能在一定程度上提高 O_2 浓度, 但是低值现象仍然存在。而印度洋北部和赤道地区中间水域的 O_2 偏大, 还与印度洋北半球特殊的地理结构有关, 由于这一地区没有中纬度涡流区, 使得氧气的向下输送受到了限制。颗粒有机物和颗粒无机物的浓度随深度是递减变化的, 由于无观测数据比较, 此处略去。

4.2 模拟的各化学量的表层分布

印度洋表层各化学量随纬度分布的模拟结果见图7。图7a总碳的变化曲线分布是由于海洋环流在两极和赤道地区海水上涌, 在赤道两侧海水下沉造成的, 北半球由于印度洋特殊的地形, 表现为赤道以北的极小值不太明显。另外, 造成这种分布情形的原因还与海洋表层的 CO_2 溶解特征有关。

图7b的磷酸盐随纬度的表层分布是由环流特征和海洋表层的光合作用共同决定的。而模拟结果表现出的印度洋北端磷酸盐浓度的极高, 是因为孟加拉湾是印度洋重要的无机营养物质来源^[6]。由于缺少深海对流, 北印度洋区域成为一池静水, 这导致在孟加

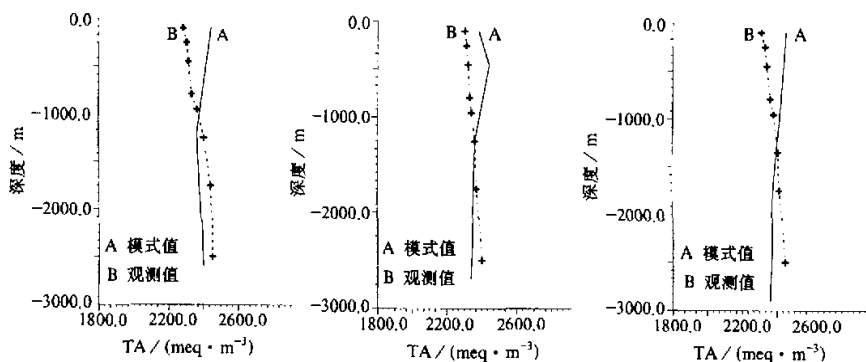


图5 印度洋3个纬度区域的总碱度TA分布
(a) 20~10°N; (b) 10°N~10°S; (c) 10~50°S

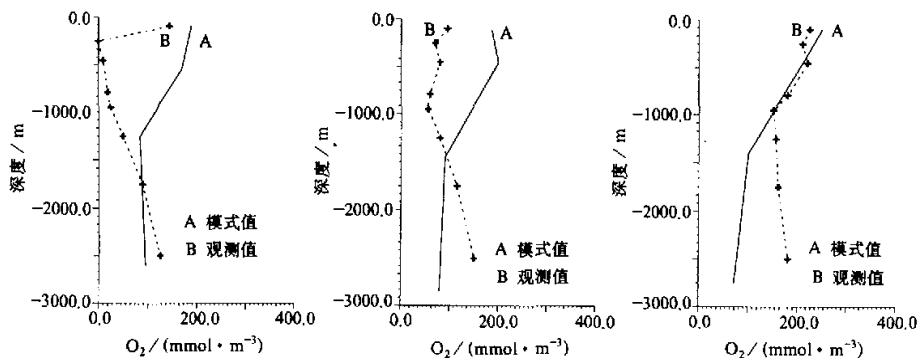


图6 印度洋3个纬度区域的溶解氧分布
(a) 20~10°N; (b) 10°N~10°S; (c) 10~50°S

拉湾(图2中的测站445和446处)出现 $\Delta^{14}\text{C}$ 的最小值,我们的模拟所呈现的北印度洋地区放射性碳相对标准亏空近-150‰是合理的。其余的几个化学量表层分布中,TA(图7d)的表层特性是由环流决定的,而对于悬浮有机碳和悬浮无机碳的表层分布,光合作用在起了重要作用。

4.3 各化学量沿子午线面的等值线分布

图8a是模拟得到的印度洋中沿子午线面的 $\Delta^{14}\text{C}$ 等值线分布,图9b来源于Stuiver等^[6]的实测 $\Delta^{14}\text{C}$ 等值线(GEOSECS)分布。可以看出,无论是模拟结果还是实测结果,放射性碳相对于标准亏空从南到北等值线强烈向下倾斜,而模拟得到的等值线倾斜率较小与我们在模式中对南极垂直扩散系数进行了调整有关。另外,尽管GEOSECS观测数据的等值线分布在纬度方向的坐标与模拟的坐标相同,都是线性的,但它们的观测点并不在相同的经度上(参考图2),这也是造成一定误差的原因。

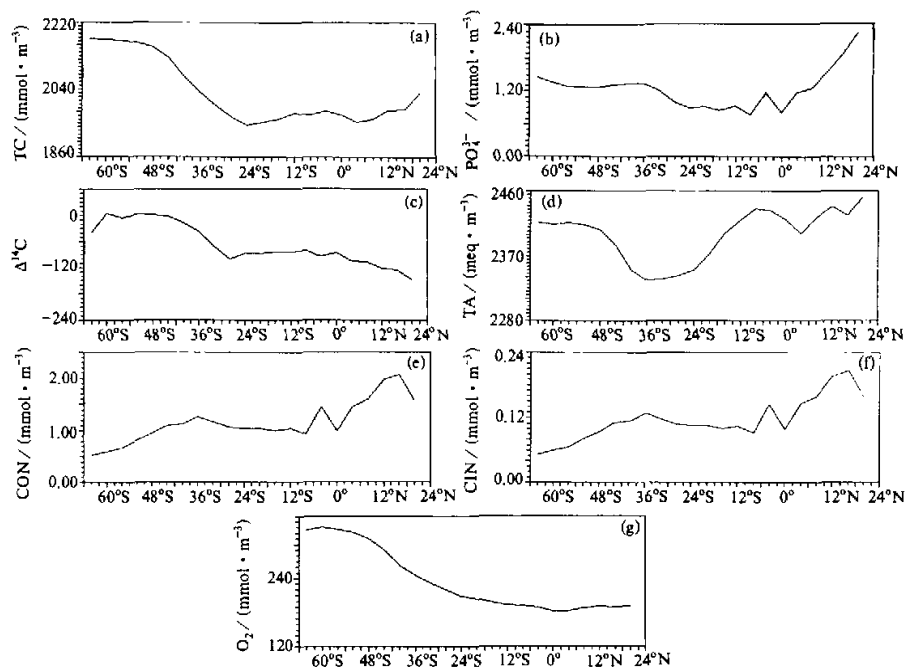
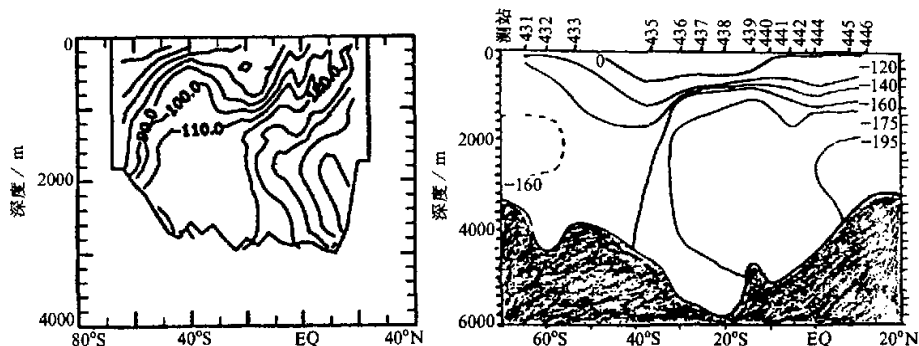


图 7 印度洋中各化学量随纬度的表层分布

(a) TC; (b) PO_4^{3-} ; (c) $\Delta^{14}\text{C}$; (d) TA; (e) CON; (f) CIN; (g) O_2 图 8 印度洋二维 $\Delta^{14}\text{C}$ 等值线分布

(a) 模拟结果; (b) GEOSECS 东印度洋数据。虚线表示略大于 -160‰

从图 8a 看出, 1000 m 以内的人射性碳相对标准亏空的分布有其特点, 即模拟得到在南印度洋中纬度地区 ($10\sim 30^\circ\text{S}$) $\Delta^{14}\text{C}$ 有向下延伸的趋势, 观测发现的核爆炸引起的 ^{14}C 的向下渗透区域发生在较南端的 $20\sim 40^\circ\text{S}$, 并且实际的向下输送可以达到更深, 原因是我们模拟的放射性碳中并没有包括人为核爆炸引入的 ^{14}C 成分。而模拟结果中渗

透区的北移是由于南极加入了较强的垂直扩散系数调整引起的,因为在调试过程中发现如果没有加强扩散系数,模拟出的渗透区甚至出现在更南端的情形(50°S附近)。我们在南印度洋模拟得到的这片渗透区是非常重要的区域,一部分的人为排放的 CO_2 正是通过南印度洋的这片渗透区,从海洋表层输送进了世界海洋的深水区域。

图9是模拟得到的总溶解无机碳 TC、无机营养盐 PO_4^{3-} 、总碱度 TA 和溶解氧的子午面等值线分布,在国内没有找到印度洋相关的实测资料与之比较。从图9a上可以看到,赤道偏北地区 2000 m 深处,有一封闭等值线,它显示的是 TC 最大值,是由海洋表层 CO_2 溶解度、环流特征和下沉有机物释放 CO_2 的再矿物化过程等诸因子造成的。与 TC 类似,图9b显示的磷酸盐等值线在赤道偏北位置上存在一浓度最大值,并且北印度洋在表层和深层的浓度值很大,它验证了此处为无机营养盐源的观测事实。此外,我们知道,溶解氧的消耗可以用于检验有机物的再矿物化过程。图9d模拟得到的溶解氧分布表现出在赤道稍北地区 2000 m 深处,存在一浓度最小值,它是由海洋表层的氧气溶解度、海洋环流和颗粒有机物下沉消耗溶解氧的再矿物化过程决定的。在赤道地区,海洋表层氧气的溶解度小,而在高纬地区,海洋表层氧气溶解度大,如在南极地区,表层高浓度的氧气由于深水形成而下沉,使深水具有较高的溶解氧浓度。而海洋环流的作用却又使极地深水在赤道地区上涌,因而赤道地区表层水以下海洋处具有较大的溶解氧浓度,而在深处海洋,氧化分解要消耗氧气。所以造成在赤道地区下层水中溶解氧浓度出现极小值。可以看出这个极小值位置在赤道稍北,与 PO_4^{3-} 、TC 的极大值位置

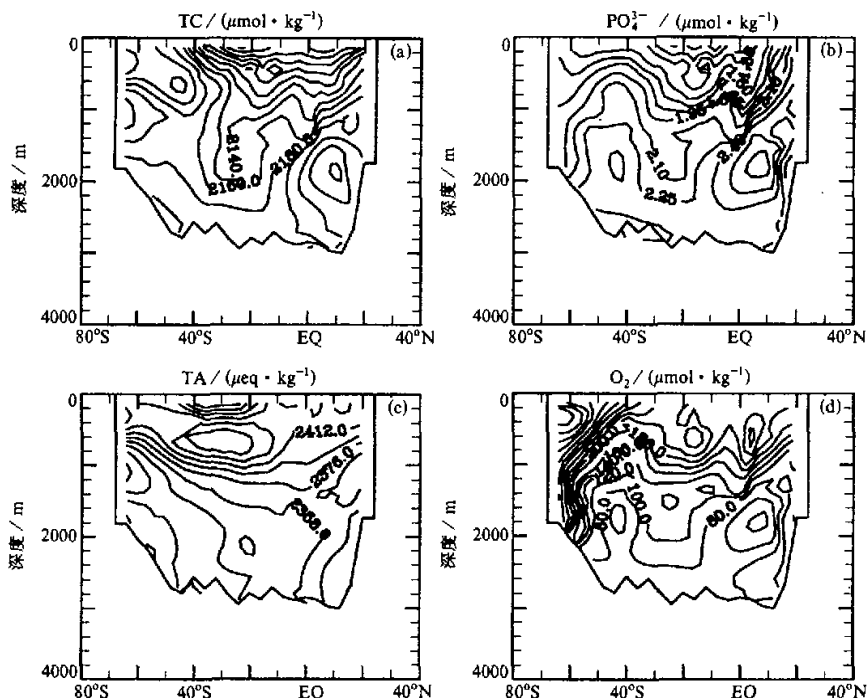


图9 无机碳 TC、无机营养盐 PO_4^{3-} 、总碱度 TA 和溶解氧的子午面等值线分布

偏北是相对应的。

5 结论

利用已建立的模式, 对印度洋区域作了具体的数值模拟, 模拟得到了印度洋中各化学量的表层分布、垂直分布和沿子午面的等值线分布, 并与印度洋实测的 GEOSECS 数据作了对比, 证明了本模式的有效性和合理性。对模式参量的影响作了较详细的讨论, 发现水平扩散系数 K_h 不仅对 CN、TC、TA 和氧的廓线分布有大的影响, 对 $\Delta^{14}\text{C}$ 值的灵敏度反应也非常大; 光合作用常数 K_g 对 CN、TC 和 O_2 的廓线影响也非常大, 它能加大 CN 和 TC 的浓度梯度。这与 Baes 等^[1]认为的 K_h 和 K_g 的影响不太重要有区别。对印度洋南极地区加强了垂直涡流扩散和北半球减弱的垂直涡流扩散调整, 解决了深海缺氧状态, 弥补了南极深水形成不足的现象。模拟还发现印度洋中纬地区 $10\sim 30^\circ\text{S}$ 是 ^{14}C 的向下渗透区域, 这片渗透区非常重要, 人为排放的 CO_2 通过南印度洋这片渗透区从海洋的表层输入到全球海洋的深水区域。

参 考 文 献

- 1 Baes, C. F., G. G. Killough, Chemical and biological processes in CO_2 -ocean models, Oak Ridge Natl. Lab. Life Sci. Symp., Global Carbon Cycle, 6th., 1985, 329~347.
- 2 浦一芬、王明星, 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循环模式的建立, 气候与环境研究, 2000, 5(2), 129~140.
- 3 Bacastow, R. B., E. Maier-Reimer, Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Climate Dynamics*, 1990, 4, 95~125.
- 4 Takahashi, T., W. S. Broecker, A. E. Bainbridge, The alkalinity and total carbon dioxide concentration in the world oceans, *Carbon Cycle Modeling*, Bolin, B. ed., 1981, 271~286.
- 5 Stuiver, M., H. G. Ostland, GEOSECS Indian Ocean and mediterranean radiocarbon, *Radiocarbon*, 1983, 25, 1~29.
- 6 Broecker, W. S., J. R. Toggweiler, T. Takahashi, The Bay of Bengal—a major nutrient source for the deep Indian Ocean, *Ear. Plan. Sci. Letters*, 1980, 49, 506~512.

An Ocean Carbon Cycle Model Part II: Simulation Analysis on the Indian Ocean

Pu Yifen and Wang Mingxing

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The built carbon cycle model had been used to simulate the surface distributions, vertical distributions and the isogram distributions along the meridian of various chemical species in the Indian Ocean. It showed that the model could yield a reasonable simulation results of ocean traces such as total

dissolved inorganic carbon, total alkalinity, nutrient, dissolved oxygen and isotopes ^{14}C by comparing with observed distributions of GEOSECS. It also found that the steady state distribution of total carbon between the ocean and atmosphere are dependent on the various chemical, physical processes and boundary conditions of the model; the ocean tracer distribution are also sensitive to horizon diffusion coefficient K_h and photochemical action constant rate K_g which is different from the work of Baes (1985); the middle-latitude region of the Indian Ocean ($10\sim 30^\circ\text{S}$) is a very important downward penetrating zone which is let the excess CO_2 emission from human being to transport from the ocean surface to the deep ocean.

Key words: oceanic carbon cycle; chemical tracer; Indian Ocean