

二维的大气 CO_2 ——大西洋 碳循环模式

董调玲 王明星 刘瑞芝

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

提 要

本文描述了一个二维(纬度 $\times$ 深度)的大西洋碳循环模式,模拟了大气和海洋间 CO_2 的交换以及碳在海洋中的输送过程。模式在运行时使用了一个12层的三维动力学模拟的海洋环流的结果,大西洋被划分成397个网格箱,每个箱子中各种形式的碳的含量、总碱度、溶解的无机营养物和溶解氧的浓度以及几种 ^{14}C 同位素的值分别得到求解。模式稳定状态的计算采用解大型稀疏线性方程组的直接解法,计算结果与“地球化学的海洋研究(GEOSECS)”的实际观测数据对比,表明模式较好地再现了实际大西洋中几种化学量的分布。

关键词: 二氧化碳; 碳循环模式; 大西洋。

一、引 言

近年来,随着人为的 CO_2 排放,大气中 CO_2 的浓度正在逐年增加,由此引起的温室效应增强现象越来越使人们担忧,对将来大气 CO_2 浓度的预测成为人们感兴趣的研究课题。由于海洋对这种人为排放的 CO_2 有很强的吸收能力,所以人们提出了许多关于大气——海洋 CO_2 循环模式,试图利用模式来估计人为排放的 CO_2 在大气——海洋间的分配,以达到准确预测将来大气中 CO_2 浓度之目的。

海洋是一个非常大而强的蓄碳池, CO_2 气体能通过海洋与大气接触面进行交换,这种交换是受风、海水温度等因素控制的。传输进海洋的 CO_2 在海洋表面混合层中,由于与水作用形成几种其他形式的碳 (H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}),这些溶解的碳能通过海水的平流及扩散传输到整个海洋,同时在表面混合层中由于光合作用还不断地将 CO_2 转化成有机碳和生物碳酸盐,这些形式的碳部分会以碎片的形式下沉,在海洋的较深层由于氧、温度、压力等作用发生分解和溶解,再生 CO_2 ,从而产生表面碳向深海的转移。如何在模式中准确地描述这些过程是研究大气——海洋碳循环模式的关键。

迄今,人们对海洋碳循环模式的研究已进行了三十多年,提出的模式有几十种之多,大体上可以把它分为两类,一类为箱模式,这类模式研究最早最多,复杂程度各不相同,但有一点是共同的,即在这类模式中箱之间的水流是通过使计算的示踪物分布符合于观测到的相应的示踪物分布的方法反过来计算的,它们不适合于预测在一个可能

改变的海洋环流中 CO_2 的吸收情况。另一类是以模拟的海洋环流为基础的网格碳循环模式,这类模式是近几年出现的,正在被研究和发展,它的最大特点是模拟的海洋环流接近真实海洋,可以探讨将来海洋环流改变对海洋吸收 CO_2 的影响,例如 Bacastow 等人^[1]的海洋碳循环模式。不过这类模式很大程度上依赖于对海洋环流模拟的真实性和对生物过程参数化的合理性,因此这类模式尚需进一步的改进和发展。

要对海洋吸收 CO_2 进行准确估计,建立的模式应是接近于真实海洋的、包括一定复杂程度的海洋碳化学及生物化学过程在内的、考虑海洋地质学和海洋环流的三维碳循环模式。以往的模式大多数都只描述了海洋中无机碳的循环,其实海洋生物化学过程对海洋碳储量起相当重要的作用,所以除了要求海洋环流接近真实外,准确地描述海洋生物化学过程也是碳循环模式的关键。另外,考虑到目前的计算机条件,对模式准确快速地计算也是非常重要的。本文提出的二维大西洋碳循环模式是建立在一个新的 12 层的全球海洋环流模式模拟结果的基础上,对生物过程进行了较合理的参数化,对模式方程采用了大型稀疏线性方程组的解法,快速明了。

二、模式描述

1. 模式海洋的范围及网格划分

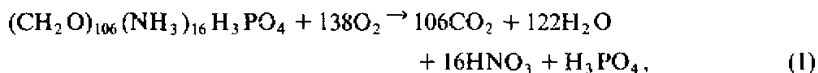
模式大西洋是从北纬 66°N 到南纬 78°S , 经度方向按 12 层的三维全球海洋环流模式模拟的大西洋边界计算,海洋深度为 4000 m。网格划分纬度方向按 $\Delta\theta=4^\circ$, 深度方向按不等间距分成 12 层,深度水平分别为 80, 209, 384, 607, 876, 1191, 1552, 1956, 2406, 2895, 3428, 4000 m, 不考虑经度方向的变化。这样,模式大西洋被分成 397 个(考虑了海底地形)沿纬度方向排列的矩形网格箱。箱与箱之间以平流和扩散的形式进行着化学量的传递,平流速度场来自于 12 层的三维全球海洋环流模式模拟的大西洋年平均环流速度场在二维方向的平均值。二维的年平均温度、盐度场由同一模式以类似的方法给出。

2. 模式海洋中与碳循环有关的物理、生物化学过程

模式主要模拟了以下几个与碳循环有关的化学量:总溶解的 CO_2 (以 $C_{\text{tot},\text{CO}_2}$ 表示, $C_{\text{tot},\text{CO}_2} = C_{\text{H}_2\text{CO}_3} + C_{\text{H}_2\text{CO}_3^-} + C_{\text{CO}_3^{2-}}$ 、悬浮的有机碳(浮游动植物残骸,以 $C_{\text{org},\text{C}}$ 表示)、悬浮的无机碳(CaCO_3 、 MgCO_3 等,以 $C_{\text{in},\text{C}}$ 表示)、溶解的无机营养物(磷酸盐、硝酸盐、硅酸盐,以 $C_{\text{en},\text{C}}$ 表示)、溶解氧(以 C_{O_2} 表示)及总碱度(以 $C_{\text{tot},\text{alk}}$ 表示, $C_{\text{tot},\text{alk}} = C_{\text{HCO}_3^-} + 2C_{\text{CO}_3^{2-}} + C_{\text{B}(\text{OH})_4^-} + C_{\text{OH}^-} - C_{\text{H}^+}$)。这些化学量除了受海水的平流和扩散作用传递外还受海洋生物化学过程的控制。

海洋表面层的光合作用也称之为初始生产,根据 Eppey 等人^[2]的观点,初始生产包括新生产和再生性生产,新生产是指与营养物 NO_3^- (或 PO_4^{3-}) 直接有关的那一部分初始生产,这些营养物主要来源于深水中的营养物随水流向光合作用区的上涌和扩散,其次来源于陆地、大气。再生性生产是指新生产之外的那部分初始生产,它是由表面再循环氮导致的表面光合作用。再循环氮主要包括胺、尿素氮和氨基酸的氮,再生性生产

占初始生产的大部分 (85%), 再生产物只在它被形成的表面水附近进行再循环, 只有称之为新生产的初始生产物部分被传输到较深的水中, 在那里进行再矿物化, 悬浮的有机物按公式(1)^[3]氧化分解产生 CO₂ 和营养物, 即



悬浮的无机碳溶解给出 CO₃²⁻ 离子, 从而使表面吸收的 CO₂ 通过生物的作用传输到深海。因此模式海洋中能引起海洋碳分布改变的物理、生物化学过程有以下几种:

1) 大气与海洋表面的 CO₂ 交换过程

$$\frac{dn_{\text{CO}_2}}{dt} = K_p \cdot A \cdot (P_a - P), \quad (2)$$

其中 K_p 为大气与海洋表面 CO₂ 交换系数。A 为大气与海洋接触面积。P_a 为大气中 CO₂ 分压, P 为海洋表层 CO₂ 平衡分压。

从大气中输送来的 CO₂ 根据文献[4]可以写成总碳和碱度的线性形式:

$$\frac{dn_{\text{CO}_2}}{dt} = A_p + B_p \cdot C_{\text{tot,C}} + C_p \cdot C_{\text{tot,alk}}, \quad (3)$$

其中

$$A_p = K_p \cdot A \cdot 4P_a [\ln P_a - (\ln P_a)^{3/4} \cdot a],$$

$$B_p = -K_p \cdot A \cdot 4P_a (\ln P_a)^{3/4} \cdot b,$$

$$C_p = -K_p \cdot A \cdot 4P_a (\ln P_a)^{3/4} \cdot c.$$

a、b、c 是与温度有关的常数, 详见文献[4]。

2) 表面混合层中的光合作用 (新生产部分)

有机碳的生成由反应式(1)的逆过程产生, 其生成的悬浮有机物速率表示为

$$\frac{dn_{\text{on,C}}}{dt} = L_c \cdot G_K \cdot V_{\text{OL}} \cdot C_N, \quad (4)$$

生物控制下的无机碳生成成为

$$\frac{dn_{\text{C}_{\text{in,C}}}}{dt} = R_1 \frac{dn_{\text{on,C}}}{dt}, \quad (5)$$

其中 L_c 为入射光因子; G_K 为光合作用速度常数; V_{OL} 为网格箱体积; C_N 为营养物浓度 (以 PO₄³⁻ 计算); R_1 为新生产物中无机碳与有机碳的比。

3) 再矿物化过程

有机碎片按反应式(1)在下层网格箱中发生氧化分解,

$$\frac{dn_{\text{C}_{\text{en,C}}}}{dt} = L_{\text{ok}} \cdot S_{\text{O}} \cdot V_{\text{OL}} \cdot C_{\text{on,C}}, \quad (6)$$

无机碎片的溶解有

$$\frac{dn_{\text{CO}_3^{2-}}}{dt} = L_{ik} \cdot S_1 \cdot V_{OL} \cdot C_{m,C}, \quad (7)$$

其中 L_{ok} 为再矿物化系数; S_0 为氧化分解速度常数; $C_{on,C}$ 为悬浮的有机物浓度; L_{ik} 为溶解系数; S_1 为溶解速度常数; $C_{in,C}$ 为悬浮的无机物浓度。

4) 碎片的下沉过程

$$\text{有机(无机)碎片下沉量} = V_0(V_1) \cdot A \cdot C_{on,C}(C_{in,C}), \quad (8)$$

其中 V_0 、 V_1 为碎片下沉速度。

3. 模式方程

对于二维模式海洋中某一个网格箱 k 内的化学量 m 有下列分布方程成立:

$$\frac{dn_m}{dt} = \sum_{kj} Q_i \left(\frac{C - C_i}{2} \right) + \sum_{kj} F_i (C_i - C) + R_m, \quad (9)$$

其中 Q_i 为 k 箱到邻接的 i 箱的平流量。 F_i 为邻接的 i 箱到 k 箱的扩散流量。 R_m 为净的内在源和汇的作用 (即影响化学量 m 的物理、生物化学过程的作用)。

因此对于模式海洋可以写出 6×397 个速度方程。其中, 对于同一网格箱内的几个化学量, 方程(9)式右边的前两项 (平流作用项、扩散作用项) 系数完全相同, 所不同的是第三项内在源和汇的作用项。根据上述对海洋内影响这些化学量的物理、生物化学过程的讨论, 可以得到每一化学量由于内在源和汇作用的净变化 (表 1)。

表 1 内在源和汇对几个化学量的净作用

	表 面 箱	下 层 箱
$R_{on,C}$	$G_{PL} \cdot C_N - V_0 \cdot A \cdot C_{on}$	$V_0 \cdot A_1 \cdot C_{on1} - V_0 \cdot A \cdot C_{on} - S_{OD} \cdot C_{on}$
$R_{in,C}$	$R_1 \cdot G_{PL} \cdot C_N - V_1 \cdot A \cdot C_{in}$	$V_1 \cdot A_1 \cdot C_{in1} - V_1 \cdot A \cdot C_{in} - S_{ID} \cdot C_{in}$
$R_{en,C}$	$-R_p \cdot G_{PL} \cdot C_N$	$R_p \cdot S_{OD} \cdot C_{on}$
$R_{tot,C}$	$A_p + B_p \cdot C_{tot,C} + C_p \cdot C_{tot,alk}$ $-(A + R_1) \cdot G_{PL} \cdot C_N$	$S_{OD} \cdot C_{on} + S_{ID} \cdot C_{in}$
$R_{tot,alk}$	$R_H \cdot G_{PL} \cdot C_N - 2R_1 \cdot G_{PL} \cdot C_N$	$2S_{ID} \cdot C_{in} - R_H \cdot S_{OD} \cdot C_{on}$
R_{O_2}	按饱和值计算 ^[5]	$-R_0 \cdot S_{OD} \cdot C_{on}$

注: $G_{PL} = L_0 \cdot G_K \cdot V_{OL}$; $S_{OD} = L_{ok} \cdot S_0 \cdot V_{OL}$; $S_{ID} = L_{ik} \cdot S_1 \cdot V_{OL}$; R_p 悬浮的有机物中磷与碳的摩尔比; R_0 表示使 1 mol 有机物氧化需要的 O_2 摩尔数; R_H 表示 1 mol 有机物氧化时产生的 H^+ 摩尔数; 下标 1 表示上层箱。

如果以 ^{14}C 作为对模式的校对量, 其分布同样满足方程(9), 在模式海洋中共有 3 种形式的 ^{14}C , 即 C_{on}^* , C_{in}^* , C_{tot}^* , 由于每一种碳中 ^{14}C 的分配系数是固定的, 所以可以

用 C_{on}^* , C_{in}^* , C_{tot}^* 直接代换分布方程(9)中的浓度项, 考虑到海洋中的 ^{14}C 只有来自于大气, 结合(2)式, 有

$$\frac{dn_{C_{tot}}}{dt} = K_p \cdot A \cdot P_a \cdot (CO_2^* / CO_2) - (A_p + B_p \cdot C_{tot,CO_2} + C_p \cdot C_{tot,alk}) \cdot A \cdot K_p \cdot (C_{tot,CO_2} / C_{tot,CO_2}) \quad (10)$$

另外光合作用速度项中应乘以 $(C_{tot,CO_2} / C_{tot,CO_2})$, 因为假定了溶解的无机碳是这一过程的源。这样, 对于 ^{14}C , 由内在源和汇引起各化学量的净变化见表 2。

表 2 内在源和汇对 ^{14}C 的净作用

表 层 箱	
$R_{C_{on,C}}$	$G_{PL} \cdot \frac{C_{cn,C}}{C_{tot,CO_2}} \cdot C_{tot,CO_2} - D_{OI} \cdot C_{on,C}^* - \lambda \cdot V_{OI} \cdot C_{on,C}^*$
$R_{C_{in,C}}$	$R_I \cdot G_{PL} \cdot \frac{C_{cn,C}}{C_{tot,CO_2}} \cdot C_{tot,CO_2} - D_{II} \cdot C_{in,C}^* - \lambda \cdot V_{OI} \cdot C_{in,C}^*$
$R_{C_{tot,CO_2}}$	$K_p \cdot A \cdot P_a \cdot \left(\frac{CO_2^*}{CO_2} \right) + \left(\frac{A_p + B_p \cdot C_{tot,CO_2} + C_p \cdot C_{tot,alk} - K_p \cdot A \cdot P_a}{C_{tot,CO_2}} \right) \cdot C_{tot,CO_2} - (I + R_I) \cdot G_{PL} \cdot \frac{C_{cn,C}}{C_{tot,CO_2}} \cdot C_{tot,CO_2} - \lambda \cdot V_{OI} \cdot C_{tot,CO_2}^*$
下 层 箱	
$R_{C_{on,C}^*}$	$D_{OI} \cdot C_{on,C}^* - D_{OI} \cdot C_{on,C}^* - S_{OD} \cdot C_{on,C}^* - \lambda \cdot V_{OI} \cdot C_{on,C}^*$
$R_{C_{in,C}^*}$	$D_{II} \cdot C_{in,C}^* - D_{II} \cdot C_{in,C}^* - S_{ID} \cdot C_{in,C}^* - \lambda \cdot V_{OI} \cdot C_{in,C}^*$
R_{C_{tot,CO_2}^*}	$S_{OD} \cdot C_{on,C}^* + S_{ID} \cdot C_{in,C}^* - \lambda \cdot V_{OI} \cdot C_{tot,CO_2}^*$

注: λ 为 ^{14}C 同位素的半衰期, $\lambda = 1 / 1869 \text{ a}^{-1}$; 其余符号注释同表 1。

通常使用 $\Delta^{14}\text{C}$ 来表示海洋中 ^{14}C 同位素的量: ^[4]

$$\Delta^{14}\text{C} = (C_{tot,CO_2} / C_{tot,CO_2} - CO_2^* / CO_2) / (CO_2^* / CO_2) \quad (11)$$

4. 稳定状态的计算

当海洋达到稳定状态时, 其中各化学量的浓度不再改变, 因此方程(9)左边速度项应等于零, 这样, 模式方程变为一大型稀疏线性方程组, 对于碳(^{12}C)循环, 共有 6×397 个线性方程和同样数量的未知数。由于有一个只受水流作用不受生物化学过程影响的守恒量, 设定为 C_{no} :

$$C_{no} = C_{cn,C} + (R_p / R_O) \cdot C_{O_2} \quad (12)$$

同时由于必须在 $C_{on,C}$, $C_{in,C}$, $C_{cn,C}$, C_{tot,CO_2} , $C_{tot,alk}$ 量中固定两个浓度项, 所以模式方程变为 $(5 \times 397 - 2)$ 个线性方程。对于 ^{14}C 有 3×397 个线性方程。表层溶解氧浓度

按饱和值^[5]计算。调整模式可调参数解这些线性方程组，可以求得稳定状态时模式海洋中各种化学量的浓度分布。

三、结果与讨论

1. 模式可调参数的调整

一组标准运行模式的可调参数参考值见表 3。

表 3 中左边第 2 列参数是在模式运行前先设定的， P_a 取工业化前大气中 CO_2 的分压值 28.4 Pa，这是把工业化前海洋当成处于稳定状态的海洋。 $C_{\text{tot,alk}}(10, 12)$ 、 $\text{PO}_4^{3-}(10, 12)$ 作为边界值分别取为 $2240.0 \text{ meq} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $2.2 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-3}$ ，这是根据大西洋深水中这些量的平均值确定的^[6]。 C_D 选为 500 m。 L_{ok} 、 L_{ik} 暂时没考虑它们的变化，这将在以后细致的模式参数的调整中讨论。

表 3 标准运行时可调参数的参考值

参 数	参考值	单 位	参 数	参考值	单 位
P_a	28.4	Pa	K_p	1.2×10^{-5}	$\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$
$C_{\text{tot,alk}}(10,12)$	2240.0	$\text{meq} \cdot \text{m}^{-3}$	K_h	30	$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
$\text{PO}_4^{3-}(10,12)$	2.2	$\text{mmol} \cdot \text{m}^{-3}$	K_d	0.8×10^{-4}	$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
C_D	500	m	K_{dl}	1.2×10^{-4}	$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
L_c			G_K	8.0×10^{-7}	s^{-1}
L_{ok}			S_O	0.6×10^{-7}	s^{-1}
L_{ik}			S_I	4.0×10^{-9}	$\text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$
			V_O	0.5×10^{-4}	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
			V_I	0.5×10^{-4}	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
			R_t	0.1	

注： L_c ，根据文献[1]中的值内插。 L_{ok} ，第一层为零，其余层为1。 L_{ik} ， C_D 深度以上为零，以下层为1。 K_h 、 K_d 分别为水平、垂直方向扩散系数。 K_{dl} 为对流调整系数。

几个可调参数对碳循环模式模拟结果的影响为：扩散系数 K_h 、 K_d 及大气与海洋 CO_2 交换速度常数 K_p 明显影响 $C_{\text{tot,CO}_2}$ 及 $\Delta^{14}\text{C}$ 的值及分布。 G_K 对海洋总碳储量及 $C_{\text{tot,CO}_2}$ 、 $C_{\text{PO}_4^{3-}}$ 、 $C_{\text{on,C}}$ 、 $C_{\text{in,C}}$ 、 C_{O_2} 随深度的变化有明显的影 响，这一点与 Baes 等人^[4]的模式有点不同，他们认为 GK 的作用不大。 V_O 、 S_O 及 V_O/S_O 对以上几个化学量的分布有着较大较复杂的影响。对流调整参数 K_{dl} 在模式中是非常重要的，它直接影响着深海溶解氧的浓度及南极 $\Delta^{14}\text{C}$ 的值及分布。

2. 模式计算结果与观测值的对比*

1) 垂直分布

将标准运行模式计算的各化学量在大西洋中 4 个海洋区域 ($>50^\circ\text{S}$ ， $50-10^\circ\text{S}$ ，

* 标准盐度 $S = 35 \text{ g/kg}$ ；海水平均密度为 $1.03 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 。

10°S — 10°N , 10° — 36°N) 的浓度平均值随深度的变化与 GEOSECS 数据对比 (这里 GEOSECS 数据采用 Takahashi 等人^[6]和 Stuiver 等人^[7]提供的总溶解的 CO_2 、总碱度、磷酸盐、溶解氧和 $\Delta^{14}\text{C}$ 分别在大西洋四个海洋区域的平均值) 表明模拟结果与观测结果有较好的一致性。图 1 给出了几个化学量在大西洋中的浓度平均值随深度变化与 GEOSECS 数据对比的结果, 曲线 A 为模拟结果, 曲线 B 为观测数据。 $C_{\text{tot},\text{CO}_2}$ 、 $C_{\text{tot},\text{alk}}$ 数值偏低可能是由于模拟的稳定状态 (碳循环模拟的稳定状态及海洋环流模拟的稳定状态) 与观测时的海洋状态有差异。 $\Delta^{14}\text{C}$ 除在南极 ($>50^\circ\text{S}$) 深水中的符合程度较差外, 在其他海域符合较好, 所以总平均结果符合较好 (见图 1e)。 $\Delta^{14}\text{C}$ 的观测值在上层海洋高可能是大气中 ^{14}C 增加 (如核爆炸) 的结果。南极 $\Delta^{14}\text{C}$ 深度分布可能与南极环流模拟有关, 因为在不进行对流调整时模拟结果出现南极上层海洋 $\Delta^{14}\text{C}$ 比深水中值更负的分佈倒置现象, 进行对流调整后尽管没使分布曲线与观测值很好地一致, 但使那种不合理的现象消失。 PO_4^{3-} 模拟结果与观测值符合程度较好, 只是在 50°S 以北表层浓度有点偏高。溶解氧模拟结果表明除南极 ($>50^\circ\text{S}$) 外, 其他区域深水氧偏低 (图 1d 给出是整个大西洋平均结果, 由于溶解氧在大部分区域深水中浓度偏低, 所以表现为总平均结果在深水中符合性较差), 这可能与 $\Delta^{14}\text{C}$ 在南极分布不理想有相同的原因, 因为通过对流调整可使深水氧浓度增加, 而不进行对流调整深水总出现缺氧状态。

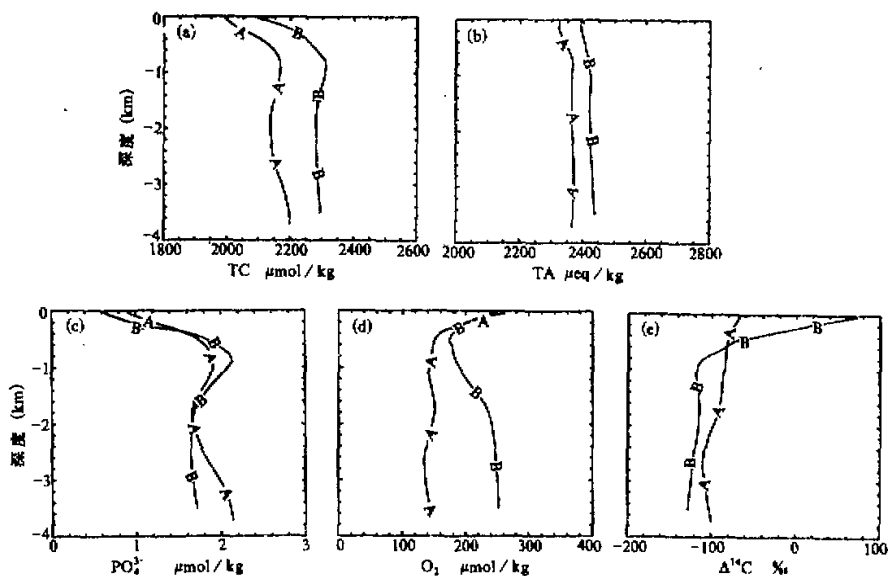


图 1 模拟的大西洋中 (a) 总溶解的 CO_2 (TC), (b) 总碱度 (TA), (c) 磷酸盐 (PO_4^{3-}), (d) 溶解氧 (O_2), (e) $\Delta^{14}\text{C}$ 的深度分布与 GEOSECS 观测数据对比

A: 模拟结果; B: 观测数据

2) 在子午线面上的等值线分布

标准运行模式计算的几种化学量在子午线面上的等值线分布 (图 2) 与观测结果 (GEOSECS 数据等值线^[1]) 对比表明: 模拟的 $C_{\text{tot}, \text{CO}_2}$ 等值线 (图 2a) 很好地再现了观测到 $C_{\text{tot}, \text{CO}_2}$ 等值线的特征, 象赤道和两极较浅的等值线结构及赤道中间水 (1000 m 深处) 封闭的等值线这些特征都很好地模拟结果中得到体现。模拟的 $\Delta^{14}\text{C}$ 等值线 (图 2b) 基本上再现了观测到的 $\Delta^{14}\text{C}$ 的分布, 只是南极深水中 ^{14}C 偏高与观测结果符合性较差。 PO_4^{3-} 的模拟结果 (图 2c) 与观测数据的等值线类似, 在深水中从北向南呈增加的趋势, 在赤道地区 500—1000 m 深度区间存在一磷酸盐浓度的最大值。模拟的溶解氧的等值线 (图 2d) 也很好反映了观测到的溶解氧的等值线特征, 例如在赤道地区中间水中溶解氧浓度存在一极小值, 以此为中心依次向外, 溶解氧浓度逐渐增大, 溶解氧的这种特殊的等值线结构是由海洋表面层氧的溶解度、海洋环流及下沉有机物耗氧的再矿物化过程所决定的。模拟的总碱度等值线与观测数据有着较好的一致性。

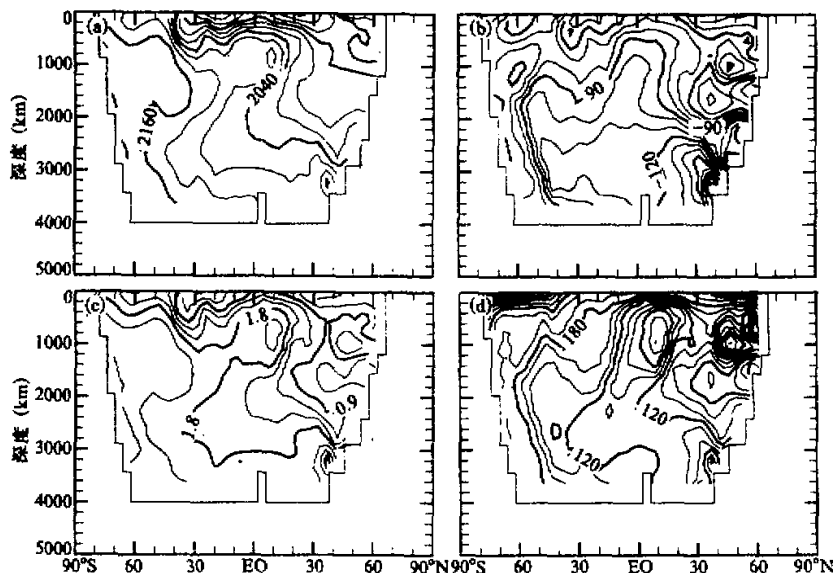


图 2 模拟的大西洋中 (a) 总溶解的 CO_2 ($\mu\text{mol}/\text{kg}$); (b) $\Delta^{14}\text{C}$ (‰); (c) 磷酸盐 (PO_4^{3-} , $\mu\text{mol}/\text{kg}$); (d) 溶解氧 (O_2 , $\mu\text{mol}/\text{kg}$) 在子午线面上的等值线分布

3. 碳循环中生物过程的作用

碳循环中生物过程的作用可以通过对比无机碳循环模拟结果与包含生物过程的碳循环模拟结果来说明。图 3 为无机碳循环模拟的 $C_{\text{tot}, \text{CO}_2}$ 、 $\Delta^{14}\text{C}$ 等值线 (与包含生物过程的碳循环模式选用相同的 P_a 、 K_p 、 K_h 、 K_d 和 K_{d1})。

图 2a 与图 3a 对比会发现包含生物过程时, $C_{\text{tot}, \text{CO}_2}$ 等值线的表层结构与观测到的

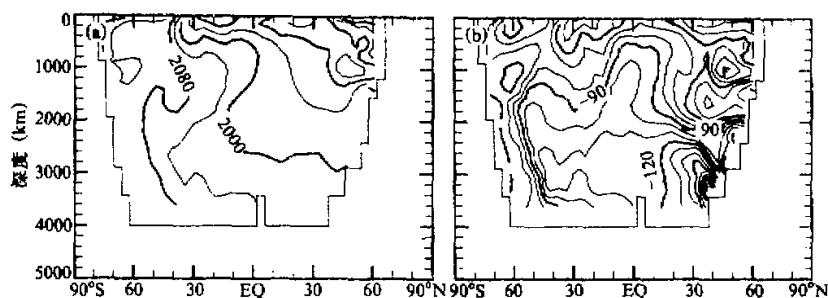


图3 无机碳循环模式模拟的大西洋中 (a) 总溶解的 CO_2 ($\mu\text{mol}/\text{kg}$);
(b) $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) 在子午线面上的等值线分布

表层结构更相符, 深海 $C_{\text{tot}, \text{CO}_2}$ 浓度明显增高, 这是由于生物过程加强了表面碳向下传输, 而 $\Delta^{14}\text{C}$ 的分布在两种情况下没有明显的区别 (图 3b 与图 2b 对比), 这与文献[1]中的结论相一致, 主要是由于同位素分配系数固定时, ^{14}C 对总溶解的 CO_2 的比率与颗粒流的量是完全独立的, 所以 $\Delta^{14}\text{C}$ 的分布主要是受环流和 CO_2 在海洋表层的传递速度控制的。另外, 大气与海洋表面的 CO_2 的分压差也强烈地依赖于生物过程。

从模式对海洋总碳的计算看出包含生物过程时海洋中总碳储存明显高于不包含生物过程时的碳储量, 关闭生物过程和增大海洋营养物浓度都会引起大气中 CO_2 分压的变化。

致 谢: 南京大学林武银同志、大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室的张学洪研究员、金向译同志为模式提供了海洋环境模拟数据, 浦一芬博士参与了本文部分修改工作。

参 考 文 献

- [1] Bacastow, R. and E. Maier-Reimer, 1990, Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Climate Dynamics*, 4, 95-125.
- [2] Eppley, R. W. and R. J. Peterson, 1979, Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature*, 282, 13, 677-680.
- [3] Bolin, B., 1977, Modeling the oceans and ocean sediments and their response to fossil fuel carbon dioxide emissions. In Anderson, N. R. and Macaht, A(Eds). *The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans*, 81-95.
- [4] Baes, C. F. and G. G. Killough, 1985, A two dimensional CO_2 -Ocean model including the biological processes, DOE / NBB-0070, 38.
- [5] Weiss, R. F., 1970, The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep-sea Res.*, 17, 721-735.
- [6] Takahashi, T., W. S. Broecker and A. E. Bainbridge, 1981, Supplement to the alkalinity and total carbon dioxide concentration in the world oceans, In Scope 16: Carbon Cycle Modelling, (B. Bolin Ed), John Wiley & Sons, 159-199.
- [7] Stuiver, M., H. G. Ostlund and T. A. McConnaughey, 1981, GEOSECS Atlantic and Pacific ^{14}C distribution, In Scope 16: Carbon Cycle Modelling, (B. Bolin Ed), John Wiley & Sons, 201-221.

Two-Dimensional Atmospheric CO₂ — Atlantic Carbon Cycle Model

Dong Tiaoling, Wang Mingxing and Liu Ruizhi

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract

A two-dimensional Atlantic carbon cycle model including the marine biological and chemical processes is described, which simulates the exchange of CO₂ between the atmosphere and ocean as well as the carbon transportation in the ocean. The model is constructed on the basis of a two-dimensional advective current field which is produced from a 12-layer general dynamic circulation model of world ocean. The Atlantic is divided into 397 boxes, in which the quantities of several kinds of carbon, total alkalinity, dissolved inorganic nutrient, dissolved oxygen are calculated, respectively. The calculation in a steady state is carried out by solving a set of sparse simultaneous linear equations. Compared with the Geochemical Ocean Section Study (GEOSECS) data, the modelled results indicate that the model satisfactorily reproduces the distribution of several chemical quantities in the real Atlantic.

Key words: carbon dioxide; carbon cycle model; Atlantic.