

全球二氧化碳循环的一维模式研究^{*}

石广玉 郭建东

(国家气候中心, 北京 100081)

摘 要 本文用一个全球碳循环的一维模式重建了1860年以来的大气二氧化碳浓度。结果表明: (1) 模拟结果与冒纳罗亚(Mauna Loa)的观测结果之间存在极好的一致性; (2) 海洋虽然是人类活动释放的CO₂的最重要的汇, 但其作为碳汇的能力受到海洋缓冲效应的限制。海洋吸收CO₂的速率还与某些响应过程密切相关; (3) 在全球碳循环中, 生态系统的作用是双重的: 人类活动对它的破坏使它成为CO₂的源, 而其对过量CO₂的响应又使其成为CO₂的一个汇。工业革命以来, 人类对生态系统的破坏与其自身的恢复大致是同量级的; (4) 陆地生物圈缩短了整个碳循环系统对人为扰动的响应时间。

关键词 全球碳循环 箱室-扩散模式 洋底新水生成 陆地生态系统

1 引言

1990年IPCC对全球碳平衡所作的评估^[1]表明, 在1980~1989年的10年间, 由化石燃料燃烧向大气中释放的CO₂为 $(5.4 \pm 0.5) \text{ Gt/a}$ (如未特别说明, 此处及以下均指CO₂中碳的含量, 在IPCC报告中用Gt C/a表示), 由森林破坏和土地利用状况变化释放的为 $(1.6 \pm 1.0) \text{ Gt/a}$ 。这种过量CO₂在大气中的累积为 $(3.4 \pm 0.2) \text{ Gt/a}$, 海洋吸收为 $(2.0 \pm 0.8) \text{ Gt/a}$, 源汇相抵, 存在 $(1.6 \pm 1.4) \text{ Gt/a}$ 的净不平衡, 它曾被称之为“失汇”。自那之后, 对这一问题进行了大量研究。1992年IPCC的补充报告^[2]对上述估计没有作出实质性的改变。1994年IPCC报告的估计^[3]表明, 在对CO₂化石燃料释放和热带土地利用变化的释放以及海洋吸收的估计方面, 与1990年的估计并无多大不同, 对CO₂源汇和大气累积的最佳估计之和导致一个表观上未归属的 $(1.4 \pm 1.5) \text{ Gt/a}$ 的陆生汇。

事实上, 目前在对陆生汇和海洋汇的了解方面仍然存在明显的不确定性。我们甚至并不确切地了解陆地生物圈究竟在全球碳循环中起何种作用, 是源还是汇? 1980年以前的大部分模式研究都表明它应当是一个汇, 因为按照这些模式的结果, 海洋无法吸收人为CO₂释放减去大气累积后所剩余的部分(见文献[4])。其后, 碳循环的研究主要沿着两个方向进行。某些研究试图进一步地完善海洋模式, 以便尽可能地提高海洋的碳吸收能力; 另外一些研究则致力于对人类活动引起的生态碳释放作出精确估计。目前, 在大部分模式模拟中, 海洋的碳吸收能力可能已经无法再提高; 对生态CO₂释放的估计也已有所改善, 与1990年相比, 1994年IPCC报告对生态系统净CO₂释放的估计减少了大约0.5 Gt/a。但是, 我们仍然须要一个附加的陆生汇以平衡上述表观上的不平衡。

1995-10-23收到, 1996-02-15收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金49175233项目资助

因此,充分认识陆地生物圈在全球碳循环中的作用,特别是在大气中的 CO_2 含量已经比一百多年以前高 25% 的现在,可能是解决问题的关键。尽管完整的全球碳循环的模拟最终需要用包括大气、海洋和生物圈的三维模式,但在我们目前对全球碳循环的细节尚不十分了解的情况下,用简明的机制模式进行研究具有重要意义。事实上,到目前为止,大部分碳循环的研究工作,仍然是用一维模式进行的。

2 模式描述

本文所用的模式包括大气、海洋和陆地生物圈(陆地生物群落和土壤腐殖层),它们是全球碳循环的 3 个最重要的组成部分。为了反映海洋的不同部分在全球碳循环过程

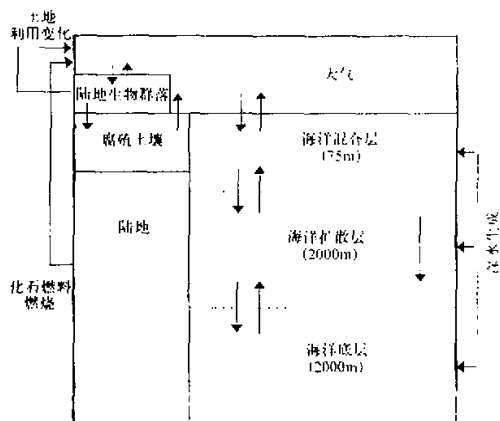


图 1 模式结构示意图

中的作用,海洋又分为海表混合层、海洋扩散层和海洋底层。除了海洋扩散层之外,模式的其余部分均看作是均匀混合的碳库(箱室)。模式的基本结构如图 1 所示。

模式中,大气作为一个均匀的碳库加入碳循环过程。用一个等效相当厚度表示定态(工业革命前)大气中的碳总量,即在定态时,大气中的碳总量等于厚度为 h_a 的海洋混合层海水中的含碳量。令 N_i 和 n_i 分别为库 i 的定态总碳量和增量, F_{ij} 为库 $i \rightarrow$ 库 j 的交换量,那么,大气中 CO_2 的平衡方程可用下式表示:

$$\frac{dn_a}{dt} = p_{\text{fos}} + p_{\text{bio}} + k_{ma}(N_m + \xi n_m) - k_{am}(N_a + n_a) + F_{bi,a} + F_{a,bi} + F_{h,a}, \quad (1)$$

式中下角标 a、m、bi 和 h 分别表示大气、海洋混合层、陆地生物群落和土壤腐殖层; p_{fos} 是由化石燃料燃烧产生的 CO_2 释放速率; p_{bio} 是土地利用的变化(主要是森林破坏)导致的 CO_2 生态释放速率; 方程右边第三和第四项表示大气和海洋混合层之间的 CO_2 交换通量, k_{ma} 和 k_{am} 是交换系数; 第五、第六和第七项代表大气和陆地生物圈(包括陆地生物群落和腐殖土壤层)之间的 CO_2 交换通量。其他未说明的符号意义,见表 1。

在方程(1)中, ξ 即为表征海洋缓冲作用的缓冲因子,定义为

$$\xi = \left(\frac{p - p_0}{p} \right) / \left(\frac{n_m}{N_m} \right),$$

其中 p 为海洋混合层中的 CO_2 分压, p_0 为其平衡态时的相应值。 ξ 的物理意义是: 当大气中的 CO_2 浓度增加一份时,海洋混合层中的 CO_2 浓度只需增加 $1/\xi$ 份即可使大气-海洋之间达到平衡。本文取 ξ 为一个常数。事实上,随着海洋吸收更多的 CO_2 , ξ

值将慢慢增大, 海洋对 CO_2 的吸收能力将逐渐变小。但在目前的条件下, 由于偏离工业革命前的平衡态尚不太大, 设为定值的近似是合理的^[5]。

海洋吸收 CO_2 的能力主要决定于: (1) 海洋无机碳化学过程; (2) 海洋环流; (3) 海洋生物过程。目前尚无证据表明海洋生物的初级生产力在近百年来有明显增加, 也无证据表明海洋环流有明显改变, 因此在研究人为 CO_2 增加的模式中, 可以视海洋生物 (其中包括生物泵) 和海洋环流处于平衡态而不予考虑^[6]。

大气和整个海洋之间的碳交换要达成平衡需要非常长的时间。这主要是由于海洋混合层和深水之间存在着温跃层,致使表层海水和深水之间的混合受到阻碍。当然,北大西洋洋底新水的生成是一个例外^[7]。后面可以看到,对这一机制的模拟也正是本文模式较其他类似模式具有更大的海洋碳吸收能力的关键。

本模式沿用石广玉等^[8]先前开发的改进的一维箱室-扩散模式 (IBDM) 的框架来处理海洋部分。与传统的箱室-扩散模式 (BDM) 相比, IBDM 作了两点主要的改进: (1) 假定海平面以下 2075~4075 m 之间 (即底层) 为一个均匀混合的碳库; (2) 加入从混合层到扩散层和底层的直接交换项, 前者是根据海洋中 ^{14}C 廓线做出的, 在本文的模式校正一节中还要进一步说明, 而后的依据则来自观测到的北大西洋洋底新水的生成。于是, 海洋混合层、扩散层及底层的碳平衡方程可分别写为

$$\begin{aligned} \frac{dn_m}{dt} = & k_{am}(N_a + n_a) - k_{ma}(N_m + \xi n_m) + K \frac{\partial c_d}{\partial z} \bigg|_{z=0} + [k_{dm}(\bar{C}_d + \bar{c}_d) \\ & - k_{md}(C_m + c_m)] + [k_{bm}(C_b + c_b) - k_{mb}(C_m + c_m)], \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial c_d}{\partial t} = K \frac{\partial^2 c_d}{\partial z^2} + \left[\frac{k_{md}}{h_d} (C_m + c_m) - \frac{k_{dm}}{h_d} (C_d + c_d) \right], \quad (3)$$

$$\frac{dn_b}{dt} = -K \left. \frac{\partial c_d}{\partial z} \right|_{z=h_d} + [k_{mb}(C_m + c_m) - k_{bm}(C_b + c_b)]. \quad (4)$$

式中下标 d 和 b 分别代表海洋扩散层和底层; K 为湍动扩散系数; k_{dm} , k_{md} , k_{bm} , k_{mb} 分别为混合层与扩散层和底层之间的直接交换系数。

(3)式(海洋扩散层中的碳平衡方程)是一个偏微分方程,式中 c_d 同时为时间 t 和海水深度 z 的函数。取 z 向下的方向为正,在扩散层的上界 z 等于0,在下界 z 等于 h_d 。于是,可以给出扩散层的上下边界条件:

$$C_m + c_m = C_d + c_d, \quad z = 0, \quad (5)$$

$$C_d + c_d = C_b + c_b, \quad z = h_d. \quad (6)$$

与传统的 BDM 相比较, 本文模式不但把深海的范围缩小为现在的扩散层, 而且用很不相同的机制把扩散层 (主要指温跃层) 的碳与底层中的碳加入全球碳循环过程。众多的观测事实表明, 海洋深处的碳主要来源于与高纬地区表层水的交换, 虽然这个过程可能很缓慢。另外, 在处理海洋混合层与深海 (扩散层和底层) 的直接交换项时, 本文模式没有象 Siegenthaler^[9] 的露头-扩散模式那样加入露头面积因子, 而是将它隐含在相应的交换系数中。

关于陆地生物圈，考虑到不同的碳原子在有机物中的寿命有很大差异，而且有机物

中的碳转化为 CO_2 释放于大气, 不仅仅决定于有机碳的总量, 还取决于它在生命体与无生命体中的分布情况, 因此, 象 Oeschger 等^[4]那样在模式中只把生物圈作为一个均匀混合的箱室来处理似乎不甚合理。Bjorkstrom 根据 Craig 的建议将模式中的生物圈分为陆生生物群落和腐植土壤两个均匀混合的箱室^[10]。其中, 前者主要包括平均寿命在几年至几十年之间的陆地生物, 后者包括生物枯死体以及土壤中的有机物等, 相应的时间尺度可达百年以上。当然, 更细致的研究甚至应该将不同的陆地生态系统分开, 因为它们彼此之间的差异仍相当大^[11]。由于本文模式更注重陆地生物圈在全球碳循环中的总体作用, 所以基本上采用 Bjorkstrom 的方案。所不同的是, Bjorkstrom 在他的模式中把生物圈分成受人类扰动和不受人类扰动两大部分; 前者只占很小一部分, 每年从中减去一定的量直接送入大气, 直至到零。这样做主要是由于当时缺乏人为影响的 CO_2 生态释放的确切资料。本文模式首先重建了这方面的资料, 因此可以更简明地表述碳在陆地生物圈中的交换过程。以下是陆生生物群落和腐植土壤中的碳平衡方程:

$$\frac{dn_{bi}}{dt} = F_{a,bi} - F_{bi,a} - F_{bi,h} - p_{bio}, \quad (7)$$

$$\frac{dn_h}{dt} = F_{bi,h} - F_{h,a}. \quad (8)$$

式中 F_{ij} ($i, j = a, bi, h$) 为各碳库之间的碳交换通量, 分别由下面几式给出:

$$F_{a,bi} = k_{bi} \left[1 + \varepsilon \ln \left(1 + \frac{n_a}{N_a} \right) \right] (N_{bi} + n_{bi}), \quad (9)$$

$$F_{bi,a} = k_{bi,a} (N_{bi} + n_{bi}), \quad (10)$$

$$F_{h,a} = k_{ha} (N_h + n_h), \quad (11)$$

$$F_{bi,h} = k_{bi,h} (N_{bi} + n_{bi}), \quad (12)$$

从(9)式可以看出, 陆地生物群落与大气的交换通量 $F_{a,bi}$ 与陆地生物中的碳总量成正比 (这里已假定陆生动物及其他进行异氧呼吸的生命体不重要), 并随大气 CO_2 浓度的变化而变化。 ε 为生长因子, 大小一般在 0~0.4 之间, 它表征陆地生物群落对大气 CO_2 浓度变化的响应^[4,10]。由(10)~(12)各式给出的碳交换量分别与各碳库自身的大小成正比, 交换系数为相应碳库中碳的平均寿命的倒数。

现在, 让我们给出 ^{14}C 的平衡方程。自然界中碳同位素 ^{14}C 虽然只占很小的比例, 但却是碳循环过程中一个很好的“示踪物”, 有关的观测资料也比较多。本文将利用这些数据校正模式的参数 (详见下节)。

模式中 ^{14}C 的平衡方程及边界条件与上述有关碳的平衡方程和边界条件基本类似, 只是加入了衰变项:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} [(N_a + n_a)(R_a + r_a)] = & P^* + p^* + p_{bio}(R_{bi} + r_{bi}) + k_{ma}(N_m + \xi n_m)(R_m + r_m) \\ & - k_{am}(N_a + \xi n_a)(R_a + r_a) + \alpha_{bi,a} k_{bi,a} (N_{bi} + n_{bi})(R_{bi} + r_{bi}) \\ & - \alpha_{a,bi} k_{bi} \left[1 + \varepsilon \ln \left(1 + \frac{n_a}{N_a} \right) \right] (N_{bi} + \xi n_{bi})(R_a + r_a) \end{aligned}$$

$$+ \alpha_{ha} k_{ha} (N_h + n_h)(R_h + r_h) - \lambda(N_a + n_a)(R_a + r_a), \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} [(N_{bi} + n_{bi})(R_{bi} + r_{bi})] &= \alpha_{a,bi} k_{bi} [1 + \epsilon \ln(1 + \frac{n_a}{N_a})] (N_{bi} + n_{bi})(R_a + r_a) \\ &- \alpha_{bi,a} k_{bi,a} (N_{bi} + n_{bi})(R_{bi} + r_{bi}) - k_{bi,h} (N_{bi} + n_{bi})(R_{bi} + r_{bi}) \\ &- p_{bio} (R_{bi} + r_{bi}) - \lambda(N_{bi} + n_{bi})(R_{bi} + r_{bi}), \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} [(N_h + n_h)(R_h + r_h)] &= k_{bi,h} (N_{bi} + n_{bi})(R_{bi} + r_{bi}) - \alpha_{ha} k_{ha} (N_h + n_h)(R_h + r_h) \\ &- \lambda(N_h + n_h)(R_h + r_h), \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} [(N_m + n_m)(R_m + r_m)] &= k_{am} (N_a + n_a)(R_a + r_a) - k_{ma} (N_m + n_m)(R_m + r_m) \\ &+ K \frac{\partial}{\partial z} [(C_d + c_d)(R_d + r_d)]_{z=0} + [k_{dm} (\bar{C}_d + \bar{c}_d)(\bar{R}_d + \bar{r}_d) \\ &- k_{md} (C_m + c_m)(R_m + r_m)] + [k_{bm} (C_b + c_b)(R_b + r_b) \\ &- k_{mb} (C_m + c_m)(R_m + r_m)] - \lambda(N_m + n_m)(R_m + r_m), \end{aligned} \quad (16)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} [(C_d + c_d)(R_d + r_d)] &= K \frac{\partial^2}{\partial z^2} [(C_d + c_d)(R_d + r_d)] \\ &+ \left[\frac{k_{md}}{h_d} (C_m + c_m)(R_m + r_m) - \frac{k_{dm}}{h_d} (C_d + c_d)(R_d + r_d) \right] \\ &- \lambda(C_d + c_d)(R_d + r_d), \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} [(N_b + n_b)(R_b + r_b)] &= -K \frac{\partial}{\partial z} [(C_d + c_d)(R_d + r_d)]_{z=h_d} + [k_{mb} (C_m + c_m) \\ &(R_m + r_m)] - k_{bm} (C_b + c_b)(R_b + r_b) - \lambda(N_b + n_b)(R_b + r_b). \end{aligned} \quad (18)$$

上述各式中带 λ 的项即为衰变项, 而海洋混合层-扩散层之间与扩散层-底层之间的边界条件为

$$R_m + r_m = R_d + r_d, \quad (z=0) \quad (19)$$

$$R_d + r_d = R_b + r_b, \quad (z=h_d) \quad (20)$$

在大气和陆地生物圈之间的碳交换过程中, 由 ^{14}C 原子组成的有机物表现出选择性, 故有(13)~(15)式中的优先因子 $\alpha_{bi,a}$, $\alpha_{a,bi}$ 和 α_{ha} [10]。

表 1 综合给出了模式中所用的各个参数的详细说明。

3 模式参数的校正

为了避开大气-海洋碳交换以及碳在海洋中输送过程的复杂性, 目前的碳循环模式一般都将有关的物理机制概括为几个输送方程, 并利用一些可观测的示踪物, 例如 ^{222}Rn 、 ^{14}C 、 ^3H 、 O_2 等的分布, 来校正模式的参数。当然, 所有的示踪物的行为都不会与 CO_2 完全相同, 以至于以往的许多模式都遇到这样一个困难, 即用一种时间尺度过程校正过的模式参数, 并不能保证对其他时间尺度过程的正确模拟^[4]。要想克服这

表 1 模式参数说明

符 号	意 义	单 位
$N_i + n_i^{**}$	各个碳库 CO_2 柱含量($i = \text{a, bi, h, m, d, b}$)	mol / m^3
$C_i + c_i^{**}$	各个碳库 CO_2 浓度($i = \text{a, bi, h, m, d, b}$)	mol / m^3
$R_i + r_i^{**}$	各个碳库中 $^{14}\text{C} / \text{C}$ ($i = \text{a, bi, h, m, d, b}$)	%modern*
$P_{\text{fos}}, P_{\text{bio}}$	化石燃料和生态 CO_2 释放率	$\text{mol} / (\text{m}^2 \cdot \text{a})$
$P^* + p^{**}$	大气中 ^{14}C 生产率	$\text{mol}\% \text{modern} / (\text{m}^2 \cdot \text{a})$
h_a	大气的等效厚度	m
h_m, h_d, h_b	海洋混合层、扩散层和底层的厚度	m
k_{ij}	各碳库之间的交换系数($i, j = \text{a, m, bi, h}$)	$1 / \text{a}$
K	海洋扩散层中的涡动扩散系数	m^2 / a
k_{md}, k_{dm}	海洋混合层与扩散层之间的直接交换系数	m / a
k_{mb}, k_{bm}	海洋混合层与底层之间的直接交换系数	m / a
ξ	海洋缓冲因子	
F_{ij}	与陆地生物圈有关的碳交换通量	$\text{mol} / (\text{m}^2 \cdot \text{a})$
k_{bi}	与陆地生物圈总生产量有关的系数	$1 / \text{a}$
ε	生长因子	
$1 / \lambda$	^{14}C 的半衰期	a
$z_{i,j}$	优先因子($i, j = \text{a, bi, h}$)	
$q_{i,j}$	平衡态时各碳库含碳量的比值($i, j = \text{a, bi, h}$)	

注: ** 大写字母表示工业革命前的值, 小写字母表示扰动量 (增量);

*: 单位中的 %modern 是 ^{14}C 的一种计量方法, 定义为

$$\% \text{modern} \equiv \frac{A_{\text{SN}}}{A_{\text{abn}}} \times 100\%, \quad A_{\text{SN}} = A_{\text{S}} \left(1 - \frac{2(25 + \delta^{13}\text{C})}{1000} \right).$$

其中, A_{S} 是被测样品的放射强度, A_{abn} 是国际标准放射强度。

个困难, 必须合理地设计海洋模式的结构。后面的模拟结果表明, 本文模式很好地解决了这个问题。

假定工业革命前海洋中 ^{14}C 处于自然平衡状态 (定态), 此时既没有化石燃料释放所引起的 Suess 效应^[4], 也不存在核试验向海洋中排放的放射性 ^{14}C 。取方程(16)~(18)的定态情形得

$$k_{ma}(R_a - R_m) + \left. \frac{K}{h_m} \frac{\partial R_d}{\partial z} \right|_{z=0} + \frac{k_{md}}{h_m}(\bar{R}_d - R_m) + \frac{k_{mb}}{h_m}(R_b - R_m) - \lambda R_m = 0, \quad (21)$$

$$K \frac{\partial^2 R_d}{\partial z^2} + \frac{k_{md}}{h_d}(R_m - R_d) - \lambda R_d = 0, \quad (22)$$

$$-\left. \frac{K}{h_b} \frac{\partial R_d}{\partial z} \right|_{z=h_d} + \frac{k_{mb}}{h_b}(R_m - R_b) - \lambda R_b = 0. \quad (23)$$

我们不能直接得到定态海洋 ^{14}C 的数据资料。但在误差许可的范围内, 可以认为 50 年代中期, 大气和海洋混合层中的 Suess 效应恰好被刚开始的核试验抵消, 依据当时的观测资料分别取 R_a 和 R_m 为 1.0 和 0.95^[4]。

进行于 70 年代、历时近 10 年的海洋断面地球化学研究计划 (Geochemical Ocean

Section Study, 简称 GEOSECS) 取得了相当完备的海洋¹⁴C 数据资料^[12]。但由于这些观测系在核试验之后, 所以海水中放射性¹⁴C 已占有很大比重, 特别是从海面到 1000 m 深的区域。三大洋分别经过平均后的 GEOSECS ¹⁴C 数据列于表 2 中。

表 2 GEOSECS ¹⁴C 数据 (引自文献[12], 单位: Δ¹⁴C)

深度 / m	大西洋	太平洋	印度洋	全球平均
925	-90.00	-145.52	-140.86	-130.69
1425	-108.42	-189.59	-159.12	-163.06
1925	-103.99	-219.22	-164.31	-179.16
2425	-100.68	-231.17	-172.11	-186.45
2925	-102.19	-224.52	-174.22	-183.63
3425	-110.49	-216.36	-174.46	-181.31
3925	-129.26	-209.34	-175.61	-182.41
4425	-132.66	-200.48	-170.97	-177.48
4925	-136.88	-196.85	-170.97	-176.55

研究发现, 若把海洋混合层的¹⁴C 年龄定为零点, 则大西洋底层的¹⁴C 年龄为 800 年左右, 而太平洋的可达 1500 年^[10]。从表 2 中可以看出, 大西洋的¹⁴C 浓度要高于太平洋和印度洋, 换句话说, 前者的海水寿命要短一些。另外, 根据水深 1000 m 处的 CO₂ 浓度对应于产业革命前的大气 CO₂ 浓度, 所以可以设定水深 1000 m 处的海水年龄约为 100~500 年^[13]。据此可以认为, 从核试验开始到 70 年代的时间跨度, 要远小于洋底海水的寿命; 水深超过 1000 m 的地方在 GEOSECS 进行时尚未受到放射性¹⁴C 的影响, 仍可作为自然平衡状态来校正模式参数。

至于大西洋与太平洋、印度洋海水年龄上的差异, Crane^[14]曾尝试把前者单独区分出来, 所得结论是: 区分与不区分没有重大差异。本文用一条经各大洋表面积加权的¹⁴C 平均廓线 (见表 2) 参与校正。海洋的有关参数取自文献[10]和[15]。

由方程(22)及边界条件, 得

$$R_m = R_d, \quad (z = 0) \tag{24}$$

$$R_d = R_b, \quad (z = h_d) \tag{25}$$

解得

$$R_d = C + \frac{(R_b - C)\sinh\left(\frac{z}{H}\right) + (R_m - C)\sinh\left(\frac{h_d - z}{H}\right)}{\sinh\left(\frac{h_d}{H}\right)}, \tag{26}$$

其中

$$C = \left(\frac{k_{md}}{h_d} R_m\right) / \left(\frac{k_{md}}{h_d} + \lambda\right), \quad H = \sqrt{K / \left(\lambda + \frac{k_{md}}{h_d}\right)}.$$

调节参数K和k_{md}, 直至使方程(23)左右相等且R_d曲线很好地拟合表 2 中给出的全球平均的 GEOSECS ¹⁴C 数据。k_{ma}从方程(21)中得到。

模式的校正结果示于图 2。从中还可以看到, 2000 m 以下海洋的¹⁴C 浓度近似均匀, 这符合模式中关于底层的假定。

这里的涡动系数K隐含了多种混合及输送的物理过程, 故不可与局地扰动扩散等同

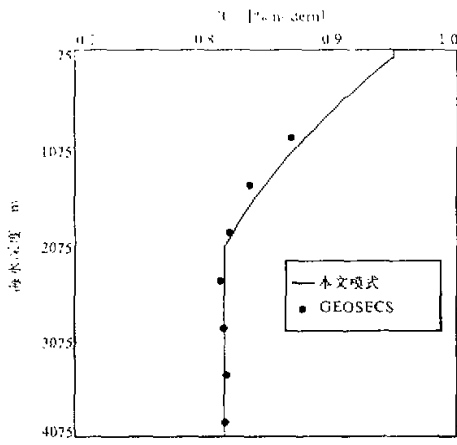


图2 模式的校正结果

表3 本文模式参数的最终取值 (单位见表1)

模式参数	取值	模式参数	取值
N_s	6.13×10^{-9}	R_d	1.0
N_{bi}	5.60×10^{17}	R_{bi}	0.964
N_h	1.52×10^{18}	R_h	0.964
h_s	68.69	R_m	0.95
h_m	75	R_b	0.817
h_d, h_b	2000	λ	$1/8267$
k_{am}	0.1102	$\alpha_{bi,a}, \alpha_{b,a}$	1.0
k_{ma}	0.1009	$\alpha_{a,bi}$	0.964
$k_{bi,a}, k_{bi,h}$	0.0893	$q_{bi,a}$	0.914
k_{ba}	0.0330	$q_{bi,h}$	0.370
K	3411	$q_{h,bi}$	2.705
k_{md}, k_{dm}	0.3977	k_{bi}	0.179
k_{mb}, k_{bm}	0.3977	ε	0.143
ξ	9.64	P^*	0.

起来。实际观测到的局地垂直混合(特征值为 $0.1 \text{ cm}^2/\text{s}$ 左右)^[9]要小得多。

本文模式参数的最终取值,如表3所示^[4~6,10,12,16]。

为了提高计算效率,在本文模式的实际数值计算中,均将上述方程改写为相应的扰动方程,然后将扰动方程离散化,最后采用迭代方法求解方程。考虑到方程中各变量的特征时间尺度,迭代的时间步长取为0.05年。另外,由于对海洋扩散层求解的是偏微分方程,所以将整个扩散层分成20个小层分别求解,每个小层的厚度为100m。

4 模拟结果与讨论

4.1 非化石燃料CO₂释放速率的估计

CO₂化石燃料释放速率的估算,目前已相当准确,如图3中实线所示(数据取自

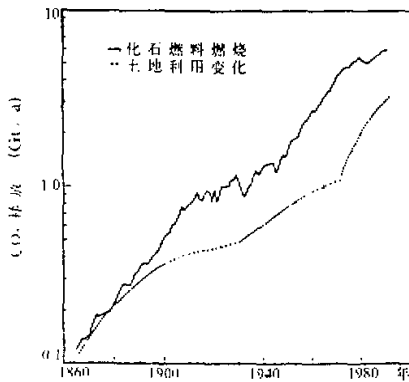


图3 化石燃料(实线)与非化石燃料(虚线)的CO₂释放速率

文献[17]和[18]);而对非化石燃料CO₂释放速率的估计,却还存在相当大的不确定性。本文根据①文献[19]和②文献[1~3]的有关研究结果,对产业革命以来的非化石燃料释放速率进行了估计,结果示于图3(虚线)。1860~1990年间的累积释放为97Gt,处于Houghton所估计的1850~1990年间由土地利用状况变化产生的累积释放82~162Gt的低端。但是,正如1994年IPCC报告所指出的,最近的卫星图像分析结果已经减小了对巴西亚马孙河地区森林破坏速率的估计;对其他热带地区,由于缺乏卫星资料的分析,所以总体来说,热带地区的释放通量被估计过高。

4.2 近二百年来大气 CO₂ 浓度变化曲线的模式重建

目前, 人们已从南极和格陵兰冰芯气泡分析中获得了过去历史时期的大气 CO₂ 浓度 (指体积分数, 下同), 而大气 CO₂ 浓度的直接测量始于 1958 年。Wigley^[20]仔细地分析了这些数据, 并总结出一组相当好的表示近 200 年来大气 CO₂ 浓度变化的拟合公式:

$$\begin{aligned} 1765 \sim 1790: & \quad C(\text{CO}_2) = [279.0 + 0.0336(t - 1765)] \times 10^{-6}, \\ 1790 \sim 1870: & \quad C(\text{CO}_2) = [279.8 + 0.1260(t - 1790)] \times 10^{-6}, \\ 1870 \sim 1925: & \quad C(\text{CO}_2) = [288.5 + 0.00276(t - 1847.2)^2] \times 10^{-6}, \\ 1925 \sim 1958: & \quad C(\text{CO}_2) = [300.0 + 0.00232(t - 1877.7)^2] \times 10^{-6}, \\ 1958 \sim 1985: & \quad C(\text{CO}_2) = [311.0 + 0.0208(t - 1944)^2] \times 10^{-6}, \end{aligned}$$

式中的 t 表示年份。

按照这组公式, 1860 年的大气中 CO₂ 的浓度为 288.9×10^{-6} , 本文将此作为模拟的初始条件, 并将上述公式得到的大气 CO₂ 浓度作为比较的标准。图 4 表示出了从产业革命到现在的二百多年间, 本文模式所得到的大气 CO₂ 浓度与 Wigley 拟合公式的比较, 两者之间的最大差别不超过 10^{-6} ; 而重建曲线与冒纳罗亚的观测数据符合得还要好, 偏差基本保持在 0.3×10^{-6} 以内 (见图 5)。这样的精度, 实际上要比 Oeschger^[4] 的箱室-扩散模式高 5 倍以上。本文以后几节将把这一模拟作为比对试验, 在此基础上进行海洋缓冲作用和陆地生物圈作用强弱的敏感性试验。

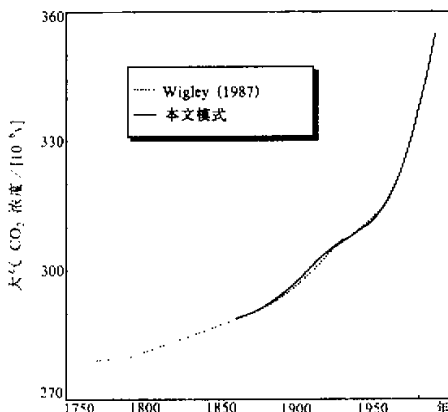


图 4 模拟结果与文献[20]计算公式的比较

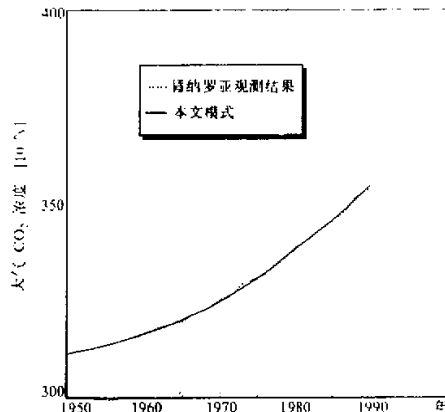


图 5 模拟结果与冒纳罗亚观测结果的比较

4.3 人为释放的 CO₂ 在大气、海洋和生物圈中的分配

从 50 年代末至今化石燃料释放的 CO₂ 在大气中的残留率估计为 55%~60%。Siegenthaler 和 Oeschger^[21]曾根据冒纳罗亚的观测资料, 计算出从 1958~1983 年间的大气平均残留率为 58.8%。为了同这一结果进行比较, 本文也计算了比对试验中同一时段平均残留率, 结果为 55.1%。

为了了解人为释放的 CO_2 在大气、海洋和生物圈中的分配, 人们对本世纪 80 年代的过量 CO_2 收支问题进行了最多的研究 (见文献[1~3]的有关引文)。由本文模式, 很容易得到陆地生物圈中的总碳量变化, 然后从化石燃料的释放总量中减去这一部分, 即可得到海洋-大气之间的交换通量。本文的模拟结果发现, 全球海洋在 80 年代的年平均碳吸收能力为 1.91 Gt, 恰好处在 1994 年 IPCC 报告所给出的合理取值范围 1.2~2.8 Gt 之内; 而且非常接近最近由各种海洋碳循环模式, 包括箱室-扩散模式、三维海洋环流模式和二维海洋环流模式所得结果的平均值 2.0 Gt。

4.4 海洋的缓冲作用

如前所述, 随着海洋进一步地吸收 CO_2 , 表层海洋的缓冲因子 ξ 将有所增加。但是, 若只考虑从产业革命至今的这段时间, ξ 的改变最大不超过 7%^[5]。为了了解大气 CO_2 浓度对海洋缓冲作用的敏感程度, 我们将比对试验中的 ξ 值分别增加和减少 20%。当然, 这一变化范围已大大超过实际可能的 ξ 值的变化范围。模拟结果表明, 1990 年的大气 CO_2 浓度将分别上升 0.7×10^{-6} 和下降 0.9×10^{-6} 。这说明, 小范围内的 ξ 值的扰动对海洋的碳吸收能力影响不大。所以, 在象本文这样的线性模式中, 把它作为常数处理是完全合理的。但是, 如果取 $\xi=1$, 即在模式中完全不考虑海洋缓冲作用, 则 1990 年的大气 CO_2 浓度将从 354.8×10^{-6} 下降到 341.0×10^{-6} 。因此, 在碳循环模式中必须包括海洋的缓冲作用。

4.5 关于陆地生物圈的试验

现在, 让我们来看一下陆地生物圈在全球碳循环中的作用。首先, 在模式中将生长因子取作零, 即不考虑陆地生物圈对大气 CO_2 浓度增加的响应 (试验 1)。结果, 1990 年的大气 CO_2 浓度高达 521×10^{-6} , 几乎高出比对试验结果的 50% (图 6a)。第二步, 将人为导致的 CO_2 生态释放也去掉, 即完全将陆地生物圈排除在全球碳循环过程之外 (试验 2)。结果, 1990 年的大气 CO_2 浓度为 363×10^{-6} , 在数值上接近于比对试验 (图 6b)。

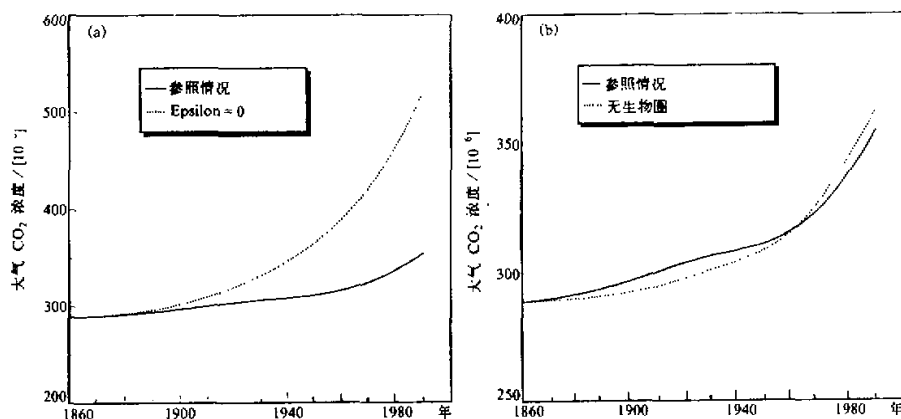


图 6 关于陆地生物圈的试验

(a) 试验 1; (b) 试验 2

既然海洋已无力吸收更多的 CO_2 , 所以即使在本文采用的 CO_2 生态释放数据还只是处在 IPCC 报告给出的合理估计范围的低限的情况下, 试验 1 的结果表明, 只考虑陆地生物圈作为源的一面也一定会得出荒谬的结果; 另一方面, 试验 2 告诉我们, 化石燃料释放的 CO_2 已足以使大气中的 CO_2 浓度增加到目前的水平。因此, 完全有理由认为, 陆地生物圈在全球碳循环过程中起着双重作用: 既是源, 又是汇; 其综合效果将取决于大气中的 CO_2 浓度水平以及人为造成的 CO_2 生态释放规模。从试验 2 得出比较接近比对试验的结果这一点来看, 历史上人类对生态系统的破坏与生态系统自身的恢复是大体相当的。如果更细致一点地进行区分, 可以以 1960 年为分界线, 在此之前生态系统的净效果是源, 之后是汇。

当模式中包括陆地生物圈和只有大气、海洋而没有陆地生物圈时, 模式对大气 CO_2 浓度突然加倍的响应有很大差异, 见图 7。很明显, 陆地生物圈缩短了整个碳循环系统对局部扰动和外界注入的响应时间。所以, 在处理全球碳循环系统的人为扰动问题时, 不仅要注意陆地生物圈在数量上可能会最终释放或吸收多少 CO_2 , 还要注意它可能会在大气和海洋之间起一种“缓冲地带”的作用。

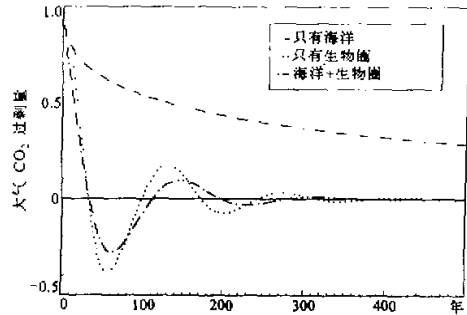


图 7 模式对大气 CO_2 浓度突然加倍的响应曲线

5 结语

本文研制的一维大气-海洋-生态碳循环模式, 相当好地模拟出了产业革命之后二百多年来大气 CO_2 浓度的变化, 这表明它已基本上包括了全球碳循环问题中各种重要的混合和输送的物理过程, 并给予了较合理的表述。另外, 有关陆地生物圈的结论与 1994 年 IPCC 报告中列举的一些新的研究成果也是一致的。

当然, 由于我们目前对碳循环过程的了解还很不全面, 这就给模式带来了许多不确定性。例如, 关于海洋从大气中吸收 CO_2 的能力, 1994 年 IPCC 报告给出的范围仍有 50% 以上的不确定性; 对生态释放的 CO_2 估计的不确定性则更大。最大的问题还在于目前尚不能将模式中的生长因子 δ 与观测数据很好地联系起来。实际上, 最近二十几年来在这方面几乎没有什么进展。这一系列问题都有待进一步研究。

与气候问题类似, 完整细致地描述全球碳循环过程最终需要三维海洋环流模式。但三维模式结果的正确性, 仍然取决于我们对全球碳循环中各种物理和化学过程的了解程度。在这方面, 简单模式依然具有相当的价值; 同时也存在着改进的余地。比如, 可以进一步把北半球陆地生物群落分离出来, 以模拟大气 CO_2 浓度的季节变化。另外, 本文有关陆地生物圈的讨论还限于定性和半定量状态, 尚需要一定的数学处理。再有, 最近南极冰芯同位素和气泡的分析结果表明, 过去 22 万年间的气温与大气 CO_2 浓度之间

存在着惊人的相关性。这可能意味着,两者之间存在某种反馈过程,需要将其包括到模式中去。特别是,将来对陆地生物圈加快碳循环系统响应的进一步了解,或许可以最终向我们揭示为什么大气 CO_2 浓度与化石燃料 CO_2 释放的增加趋势是如此地一致,而海洋对这些过量 CO_2 的吸收又是如此缓慢。

最后,模拟自然界中的碳循环过程,其意义并不局限于碳循环问题本身。碳可以看作是自然界中物质和能量循环转化过程中的一种“示踪物”。我们把本文模式运用到气候研究中去尝试获得了令人满意的结果^[22]。

参 考 文 献

- 1 IPCC, 1990, *Climate Change, The IPCC Scientific Assessment*, J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 365pp.
- 2 IPCC, 1992, *Climate Change 1992, The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*, J.T. Houghton, B.A. Callander and S.K. Varney (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 200pp.
- 3 IPCC 1994, *Climate Change 1994, Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC 1S92 Emission Scenarios*, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris and K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 339pp.
- 4 Oeschger, H.U. et al., 1975, A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature, *Tellus*, 27(2), 168~192.
- 5 Bacastow, R. and A. Bjorkstrom, 1981, Comparison of ocean models for carbon cycle, in: *Carbon Cycle Modeling (SCOPE)*, 16, 29~79.
- 6 Falkowski, P.G. and C. Wilson, 1992, Phytoplankton productivity in the north Pacific Ocean since 1900 and implications for absorption of anthropogenic CO_2 , *Nature*, 358, 741~743.
- 7 Watson, R.T. et al., 1990, Greenhouse gases and aerosols, in: *Climate Change: the IPCC Scientific Assessment*, J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1~40.
- 8 石广玉等, 1990, 一个简单的大气海洋碳交换模式, 全国气候变化和环境问题学术讨论会论文集论文之四九, 中国科学技术协会编.
- 9 Siegenthaler, U., 1983, Uptake of excess CO_2 by an outcrop-diffusion model of the ocean, *J. Geophys. Res.*, 88(C6), 3599~3608.
- 10 Bjorkstrom, A., 1979, A model of CO_2 interaction between atmosphere, oceans and land biota, in: *The Global Carbon Cycle (SCOPE13)*, B. Bolin et al. (eds.), 403~457.
- 11 Hobbie, J. et al., 1984, Role of biota in global CO_2 balance, *The Controversy. BioScience*, 34(8), 492~498.
- 12 Ostlund, H.G. and M. Stuiver, 1988, GEOSECS Atlantic, Pacific, Indian and Mediterranean Radiocarbon Data, in: *CDIAC Numeric Data Collection (NDP-027)*.
- 13 后藤真太郎、村井俊治、本多嘉明, 1992, 用卫星资料推算全球 CO_2 固定量, 日本写真测量学会 (石) 玉译).
- 14 Crane, A.J., 1982, The partitioning of excess CO_2 in a five-reservoir atmosphere-ocean model, *Tellus*, 34, 398~405.
- 15 Gierloff-Emden, H.G., 1986, Topography of the ocean floor, in: *Landolt-Bornstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology (New Series)*, K.-H. Hellwege et al., (eds.), Group V, Vol.3a, 1~113.
- 16 Melillo, J.M. et al., 1990, Effects on ecosystem, in: *Climate Change: the IPCC Scientific Assessment*, J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 283~310.
- 17 Rotty, R.M., 1981, Data for global CO_2 production from fossil fuels and cement, in: *Carbon Cycle Modeling (SCOPE 16)*, 121~125.
- 18 Boden, T. A. et al., 1992, in: *TRENDS'91: A compendium of data on global change*, ORNL/CDIAC-49, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- 19 Moore, B. et al., 1981, A simple model for analysis of the role of terrestrial ecosystem in the global carbon bud-

- get, in: *Carbon Cycle Modeling* (SCOPE 16), 364~385.
- 20 Wigley, T.M.L., 1987, Relative contributions of different trace gases to the greenhouse effect, *Climate Monitor*, 16(1), 14~28.
- 21 Siegenthaler, U. and H.Oeschger, 1987, Biospheric CO₂ emission during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data, *Tellus*, 39B, 140~154.
- 22 石广玉等: 近百年全球平均气温变化的物理模式研究, 科学通报, 41(18), 1681~1684.

One-Dimensional Analysis of Global Carbon Cycle

Shi Guangyu and Guo Jiandong

(National Climate Center, Beijing 100081)

Abstract The time-dependent atmospheric CO₂ concentrations since 1860 are rebuilt with a one dimensional model of global carbon cycle. The results show that: (1) an excellent agreement exists between the observations in Mauna Loa and the model simulations; (2) the ocean is the most important sink of anthropogenic CO₂, but its ability as a carbon sink is limited by the buffer effect. The uptake rate of CO₂ by the ocean also relates closely to certain courses of the response; (3) the ecosystem acts as a dual role in the global carbon cycle. It is a source because of human being impacts and, at the same time, a sink due to its response to the excess atmospheric CO₂. Since the industrial era, destruction of the ecosystem by human activities and recovery by itself has been of same order of magnitude; and (4) the terrestrial biosphere shortens the response time of the whole carbon cycle system to the anthropogenic perturbations.

Key words global carbon cycle one-dimensional model analysis fresh water formation at ocean bottom land ecosystem