

海洋生物过程在海洋吸收大气二氧化碳中的作用^{*}

徐永福 王明星

(LAPC, 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

摘 要

使用一个包括浮游生物(植物、动物和细菌)和无生命氮(有机碎片、溶解有机氮、硝酸盐和铵)的食物网来描述发生在海洋上层的生物过程。并将该生物模式分别用在佛罗里达海峡的一个固定位置和从佛罗里达海峡(24°N, 80°W)流经挪威海(68°N, 10°E)(扩展湾流体系, EGSS)的一个水块中,研究了海洋中上述的生物过程对水块吸收大气二氧化碳的影响。水块模式的结果十分明显地表明了海洋中的水华季,比包括浮游植物-浮游动物-硝酸盐体系得到的峰陡,结果更合理。扩展湾流体系中平均净初级生产力为 $43 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$,小于观测值。模拟的总碱度、总二氧化碳和二氧化碳分压落在观测值的范围内,在水块吸收大气 CO_2 的总量中生物泵的作用约占16%。

关键词: 水块混合层模式, 碳循环, 生物泵。

1 引 言

海洋是大气 CO_2 的重要的汇,估计海洋吸收人为排放 CO_2 的30%~50%。因此,采用不同的模式,包括简单的箱模式和复杂的三维环流模式,对该问题的研究颇多。但是,关于物理、化学和生物过程所起的相对作用的研究尚不多。

徐永福^[2]曾使用了一个十分简单的包括浮游植物、浮游动物和硝酸盐 PZN (Phytoplankton, Zooplankton and Nitric) 的海洋食物链体系,研究了从佛罗里达海峡(24°N, 80°W)流经挪威海(68°N, 10°W)的一个水块中的大气 CO_2 的海洋生物泵的大小。结果发现,在模式使用的死浮游生物的转化系数值下,生物泵约占水块吸收大气 CO_2 的10%,减小转化系数会增大生物作用的贡献。由于 PZN 体系没有包括细菌,因此,不能阐述有机残物如何转化成无机物和有机物的这一重要过程。本工作在上述工作的基础上,考虑 Pace 等^[3]和 Fasham 等^[4]的浮游生物模式后,将这一笼统的 PZN 体系扩展到较全面表述浮游生物和氮的体系,其中包括主要的浮游生物组(浮游植物,浮游动物和细菌)和氮的主要形式(新的和再循环的氮形式)以及溶解的有机物,进一步探讨海洋生物过程在海洋吸收大气 CO_2 中的作用。

2 模式结构

* 初稿时间: 1995年5月4日; 修改稿时间: 1997年9月11日。

2.1 物理模式

物理模型是块体混合层模式, 即垂直平均的, 主要基于热能方程和湍流动能方程, 较为详细的描述可参阅文献[5, 6]。

2.2 生物模式

生物过程主要是发生在海洋上层的食物网, 其中包括浮游植物(PP), 浮游动物(ZP), 细菌(BA), 有机碎片(DE), 硝酸盐(N_n), 铵(N_a)和溶解有机氮(DON, N_d)。溶解有机氮是指溶解有机氮的不稳定部分; 至于铵实质上是再生氮, 应理解为包括了尿素一类的含氮物质^[4]。这些变量的数学表达式可写成:

$$\frac{dPP}{dt} = (1 - f_\alpha) \left[\frac{N_n e^{-\alpha N_n}}{k_n + N_n} + \frac{N_a}{k^a + N_a} \right] V_x PP - r_p PP - d_p PP - g_p (1 - e^{-PP}) ZP - \frac{W_e PP}{H} \quad (1)$$

$$\frac{dZP}{dt} = A_p g_p (1 - e^{-PP}) ZP + A_b g_b (1 - e^{-BA}) ZP + A_d g_d (1 - e^{-DE}) ZP - d_z ZP - \mu_z ZP - r_z ZP - g_z ZP - \frac{W_e ZP}{H} \quad (2)$$

$$\frac{dBA}{dt} = \frac{V_b BA (N_d + S)}{K_b + S + N_d} - g_b (1 - e^{-BA}) ZP - \mu_b BA - d_b BA - r_b BA - \frac{W_e BA}{H} \quad (3)$$

$$\frac{dDE}{dt} = (1 - A_p) g_p (1 - e^{-PP}) ZP + (1 - A_b) g_b (1 - e^{-BA}) ZP - A_d g_d (1 - e^{-DE}) ZP - d_d DE + d_b BA + d_p PP + f_z d_z ZP + f_g g_z ZP - \frac{(V_s + W_e) DE}{H} \quad (4)$$

$$\frac{dN_n}{dt} = -V_x \left[\frac{N_n e^{-\alpha N_n}}{k_n + N_n} \right] PP + f_r (r_p PP + r_z ZP + r_b BA) - \frac{W_e}{H} (N_n - N_{nh}) \quad (5)$$

$$\frac{dN_a}{dt} = -\frac{V_x N_a PP}{k^a + N_a} - \frac{V_b BAS}{k_b + S + N_d} + \mu_b BA + f^a \mu_z ZP + (1 - f_z) d_z ZP + (1 - f_r) (r_p PP + r_z ZP + r_b BA) - \frac{W_e}{H} (N_a - N_{ah}) \quad (6)$$

$$\frac{dN_d}{dt} = f_\alpha V_x \left[\frac{N_n e^{-\alpha N_n}}{k_n + N_n} + \frac{N_a}{k^a + N_a} \right] PP + d_d DE + (1 - f_a) \mu_z ZP - \frac{V_b BAN_d}{k_b + S + N_d} - \frac{W_e}{H} (N_d - N_{dh}) \quad (7)$$

方程中一些参数的意义列在表1中。其中式(1)中 H 是混合层深度, W_e 是夹卷速度, V_x 是碳固定速率, 也即浮游植物最大生长速率, 是光合作用速率在混合层内的铅直平均^[5]。方程(1)~(4)中, 混合层以下的PP, ZP, BA和DE因它们的浓度较低, 均被假设为0, 而式(5)~(7)中的 N_{nh} , N_{ah} 和 N_{dh} 可通过以下的方程求得:

$$\frac{dN_h}{dt} = J_{ON} + W_e \frac{\partial N}{\partial z} \quad z=h \quad (8)$$

这里 N 表示了任何一种的氮形式, J_{ON} 是浮游生物残体因分解氧化而转化成营养盐的速率。在透光层以下, 浮游生物残体被分解氧化后转化成二氧化碳和营养盐, 其转化速率依深度递减, 如 Packard 等^[7] 在马尾藻海得到转化速率可表达成深度的指数函数, Xu^[5] 曾采用过如下相似的转化速率方程:

$$R_0 = 0.01 \times V_y H_0^{-1.45} H^{1.45} PP \quad (9)$$

其中 V_y 是表面光强、温度和营养盐的函数, 该方程意味着在补偿深度 (H_0) 转化速率最大。至于转化产物的氮的形式至今知道得不多。一般说来, 深水中的硝酸盐浓度要比铵浓度大, 因而这里采用以下转化产物的比例: 80% NO_3 , 15% NH_4 和 5% DON。因此, 对 NH_4 来说可将 J_{ON} 写成:

$$J_{ON} = \begin{cases} 0 & H \leq H_0 \\ 0.15R_0 & H > H_0 \end{cases}$$

表1 生物模式中参数的定义和标准值

参数符号	定 义	标 准 值
d_p	浮游植物死亡比率	$0.1d^{-1}$
r_p	浮游植物呼吸比率	$0.1d^{-1}$
d_z	浮游动物死亡比率	$0.05d^{-1}$
r_z	浮游动物呼吸比率	$0.05d^{-1}$
μ_z	浮游动物排泄比率	$0.05d^{-1}$
g_p, g_b, g_d	浮游动物摄食浮游植物、细菌、有机碎片的最大比率	$1.0, 0.5, 0.25d^{-1}$
A_p, A_b, A_d	浮游动物摄食的同化系数	0.7
g_z	高级捕食者的摄食比率	$0.01d^{-1}$
d_b	细菌死亡比率	$0.05d^{-1}$
r_b	细菌呼吸比率	$0.15d^{-1}$
μ_b	细菌排泄比率	$0.05d^{-1}$
V_b	细菌最大生长比率	$1.5d^{-1}$
k_b, k_n, k_a	半饱和常数	$0.25, 0.5, 0.5(\mu\text{molN/kg})$
d_d	有机碎片分解比率	$0.05d^{-1}$
V_s	有机碎片下沉速度	5m/d
Λ	Ivlev 常数	$1.0(\mu\text{molN/kg})^{-1}$
φ	铵抑制参数	$1.5(\mu\text{molN/kg})^{-1}$
η	NH_4/DON 吸收比	0.6
f_α	浮游植物排泄 DON 分数	0.1
f_a	浮游动物排泄铵分数	0.75
f_r	浮游生物呼吸 NO_3 分数	0.3
f_z	死亡的浮游动物转化成有机碎片分数	0.25
f_g	高级捕食者的未同化分数	0.5

在海洋中描述能量传递的最基本的术语是初级生产力。毛初级生产力 (P_g) 等于光能转化为化学键能的速率, 即不扣除浮游植物排泄的初级生产力, 它是由新生产力 (P_w) 和再生力 (P_r) 两部分组成, 这里定义为铅直方向的积分量, 以 $\text{mmolN m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 为单位。碳的净吸收速率 (净初级生产力, P_n) 被定义为毛初级生产和浮游植物的呼吸速率之差。 f 表示由透光层以下提供的新硝酸盐对总生产的贡献^[8], 这里定义为: $f = P_w / P_g$ 。

由于生物过程的复杂性, 在方程 (1) 至 (7) 中有许多参数, 在不同地方测得的值各不相同, 往往有较大的变化范围。本工作使用的标准运行的参数值列在表 1 中。

2.3 化学模式

因海气表面交换, 海水内部源和汇以及海洋上混合层底的湍流混合引起的总二氧化碳 (TC) 和总碱度 (TA) 的变化速率用以下的方程表示:

$$\frac{dTC}{dt} = J_{gc} + J_{bc} - \frac{W_e}{H} (TC - TC_h) \quad (10)$$

$$\frac{dT A}{dt} = J_{ba} - \frac{W_e}{H} (TA - TA_h) \quad (11)$$

式 (10) 中的二氧化碳海气交换速率 J_{gc} 可从以下的方程求得:

$$J_{gc} = - \frac{\alpha k_w}{H} [p_{CO_2(o)} - p_{CO_2(a)}] \quad (12)$$

其中 $p_{CO_2(a)}$ 是大气中二氧化碳的分压, 随纬度有较小的变化, 这里采用观测数据^[9]; α 是二氧化碳在海水中的溶解度; k_w 是 CO_2 在海水中的转移速度, 是温度和风速的函数^[10]。 $p_{CO_2(o)}$ 可通过 CO_2 在海水中热力学平衡关系及已知的温度、盐度、总碱度和总二氧化碳用叠代法求得^[11]。

方程 (10) 和 (11) 中的混合层底的 TC_h 和 TA_h 可分别从以下的方程求得:

$$\frac{dTC_h}{dt} = J_{oc} + W_e \frac{\partial TC}{\partial Z} \Big|_{z=H} \quad (13)$$

$$\frac{dT A_h}{dt} = J_{oa} + W_e \frac{\partial TA}{\partial Z} \Big|_{z=H} \quad (14)$$

式中 J_{oc} 和 J_{oa} 是因生物残体分解转化成二氧化碳和营养盐而引起的 TC_h 和 TA_h 变化的速率, 可从以下二式分别得到:

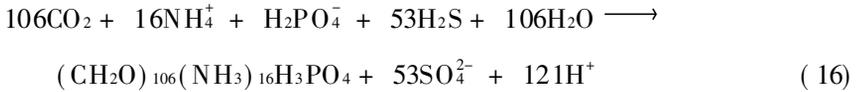
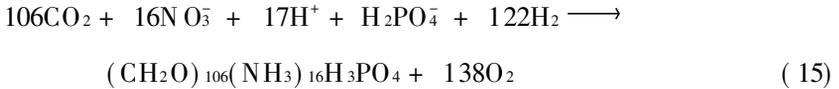
$$J_{oc} = \begin{cases} 0 & (H = H_0) \\ R_0 \times \frac{106}{16} & (H > H_0) \end{cases}$$

$$J_{oa} = \begin{cases} 0 \\ - \frac{17}{16} \times 0.8 \times R_0 + \frac{121}{16} \times 0.15 \times R_0 \end{cases}$$

这里假定, 当混合层深度小于补偿深度时, 生物过程在混合层底部给出零的净碳通

量,对混合层底的总二氧化碳和总碱度不产生影响。

生物过程不仅能使溶解的总无机碳,即总二氧化碳发生改变,而且能使总碱度发生改变。由 NO_3^- 和 NH_4^+ 参加的生化过程常可用如下的反应式表示:



由于 DON 的复杂性,至今尚未有类似于上述反应的报道。在上述反应中用碳和氮元素构成的有机物来代表浮游植物。浮游动物摄食浮游植物,因而也可用上述碳氮组成来代表。同样,浮游植物和浮游动物生理上产物亦用上述碳氮比表示。细菌的生长有别于浮游植物,其吸取 DON 不仅能获得部分氮亦能获得碳,因溶解有机物本身就含有碳,至于是否要从溶液中吸取无机碳至今知道得不多,因此,溶液中 DON 的变化并不意味着溶液中无机碳的相应变化。但是,细菌生理上的产物,如呼吸和排泄产物,在其产生硝酸盐和铵的同时,无疑会伴有无机或有机碳的产生,这里认为其最终碳产物为无机的。由此可知,因生物过程引起的 TC 变化,即式(10)中的 J_{bc} ,可从硝酸盐浓度和铵浓度的变化推得:

$$J_{bc} = \frac{106}{16} \left\{ - \left[\frac{N_n e^{-qN_a}}{k_n + N_n} + \frac{N_a}{k_a + N_a} \right] V_x \text{PP} + r_p \text{PP} + r_z \text{ZP} + r_b \text{BA} + f_a \mu_z \text{ZP} + \mu_b \text{BA} + (1 - f_z) d_z \text{ZP} \right\} \quad (17)$$

同样,因生物过程引起的 TA 变化亦可从硝酸盐浓度和铵浓度的变化获得,但其转化系数有所不同,因此,式(11)中的 J_{ba} 可写成:

$$J_{ba} = \frac{121}{16} \left[\frac{V_x N_a \text{PP}}{k_a + N_a} + f_a \mu_z \text{ZP} + \mu_b \text{BA} + (1 - f_z) d_z \text{ZP} + (1 - f_r)(r_p \text{PP} + r_z \text{ZP} + r_b \text{BA}) \right] - \frac{17}{16} \left[f_r (r_p \text{PP} + r_z \text{ZP} + r_b \text{BA}) - \frac{V_x N_n e^{-qN_a} \text{PP}}{k_n + N_n} \right] \quad (18)$$

将生物过程和化学过程与物理过程耦合起来的主要变量是夹卷速度和混合层深度,当然,温度和盐度影响 CO_2 海气交换速率;生物过程通过 J_{bc} 和 J_{ba} 与化学过程作用。使用标准龙格-库塔法求解以上方程组,所用的时间步长为 0.1d。

混合层底的一些铅直梯度值,一般是在混合层以下的 0~50 m 获得,假定这些梯度值不随季节变化,如 $\partial C/\partial z$ ($z = H$) 取自沿水块路径中有限的观测数据^[12]。模式使用温度、盐度和混合层深度的观测值作为初值。早期的工作^[5]表明,从运行站模式获得的 TA 和 TC 的模拟结果与观测值有较大差别,这可能是由于站模式没有包括水平平流及侧混合的缘故。由于缺少 TA 和 TC 的时空分布的观测资料,难以准确估计误差的大小。因此,

TA 的初值从其与盐度的回归方程确定, TC 的初值从其与温度和盐度的回归方程求得^[5]; 浮游生物以及营养盐的初值是通过在起始点运行站模式得到。

3 结果与讨论

这里选一个从佛罗里达海峡(24 N, 80 W) 流经挪威海(68 N, 10 E)(EGSS)的水块作为研究对象, 海流速度取自地图册。物理过程的模拟结果(包括温度、盐度、混合层深度和

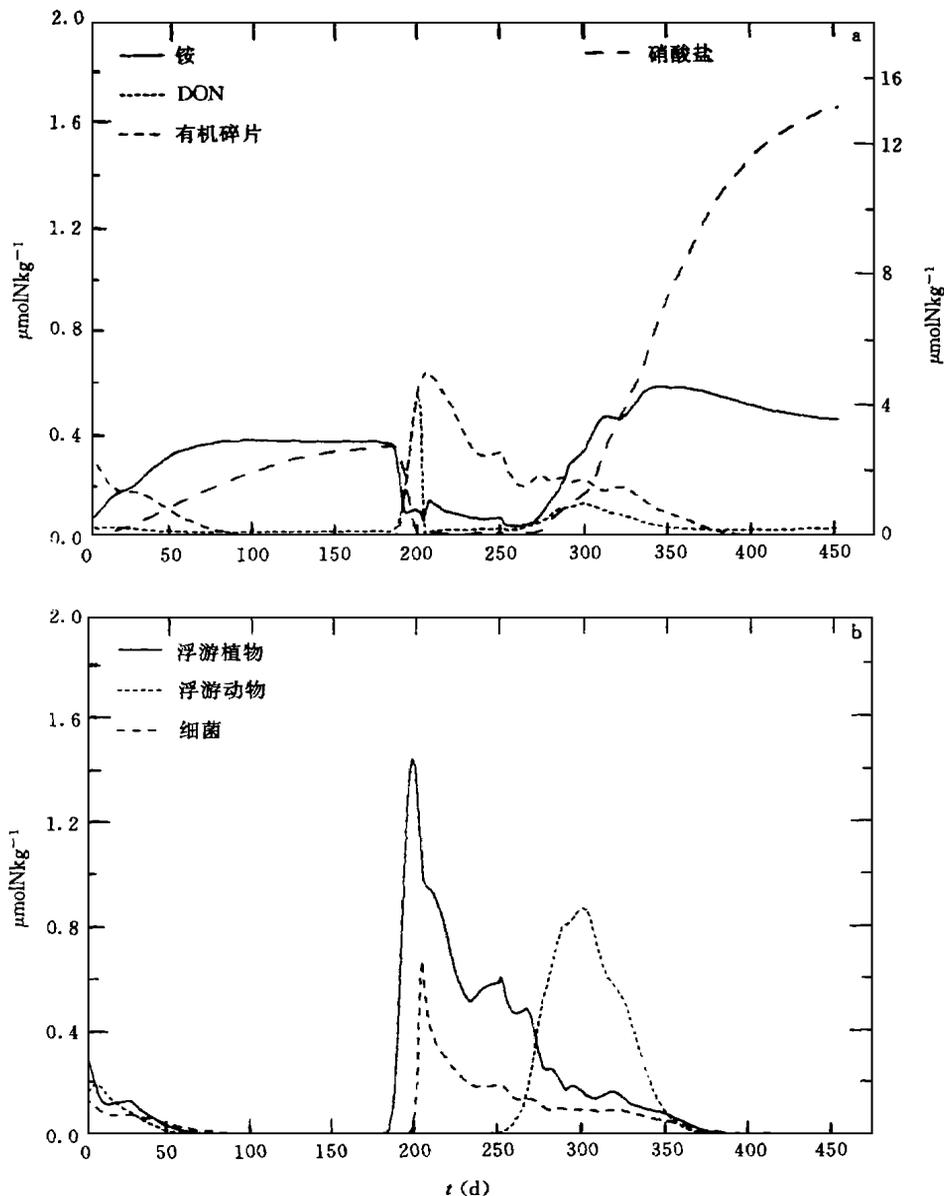


图 1 水块通过 EGSS 时其无生命氮(a)和浮游生物(b) 随时间的变化
(起始时间为 11 月 1 日($t = 0$))

夹卷速度)并没有发生实质性的变化,这里主要讨论生物过程和化学过程的模拟结果。选择水块的起始时间为11月1日。

图1表示了水块中浮游生物和营养盐随时间的演变。模式较好地得到了水华季(5月下旬至6月初)(图1b),这主要是由夹卷过程带来的硝酸盐驱动的。细菌的峰与浮游植物的峰几乎同时出现。浮游动物的高峰比水华季晚了100 d,出现在夏末和初秋之时。浮游植物和浮游动物的变化特征与PZN体系得到的结果相似,但新体系的峰显得较陡,且浮游生物浓度的值减小了一半以上。这似乎更合理一些,如有一组从浮游动物的湿质量转化来的数据表明,其浓度为0到大于 $0.3 \mu\text{mol N kg}^{-1}$ ^[13]。当然,这种数据(单位)的转化本身就包含着较大的误差。硝酸盐浓度一般随纬度增加而增加,模拟结果比PZN体系得到的略小,更接近观测资料。观测数据表示,在北大西洋38~54 N区域,冬天,混合层中硝酸盐浓度几乎线性地依纬度增加从2增加到 $14 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ^[14]。目前,铵和有机氮的观测数据甚少,因此,迄今为止,要将模拟结果与观测值比较是相当困难的。

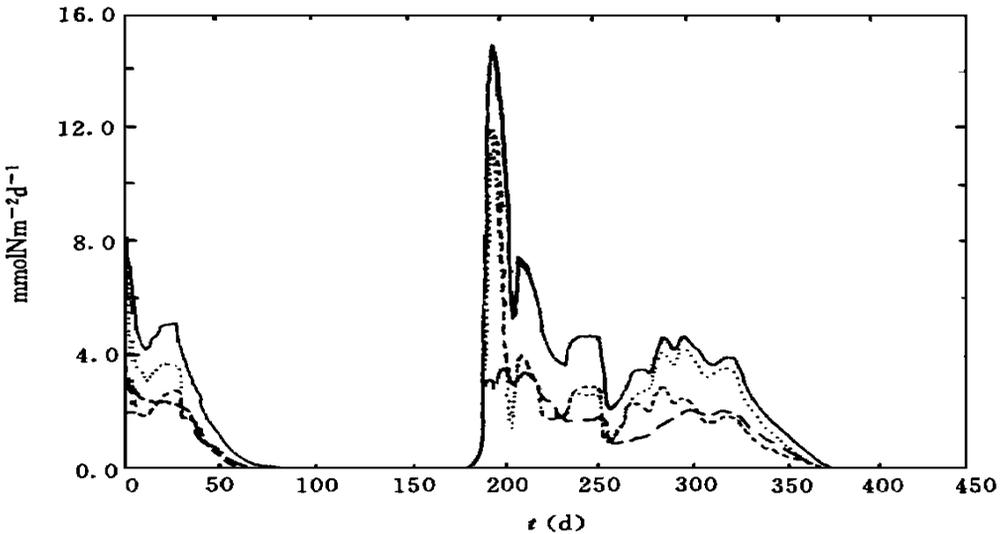


图2 水块通过EGSS时其各生产力随时间的变化

(实线为 gross PP, 点线为 net PP, 短虚线为 new PP, 长虚线为 reg PP; 起始时间为11月1日($t=0$))

图2表明了各种生产力的大小。在模拟时间为200 d时(水华季盛期),在中纬度的扩展湾流体系中生产力要远远大于在佛罗里达海峡的值(图2)。如将单位转化成以C表示,可得到年平均的净初级生产力为 $43 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$,小于观测值(约75)^[11]。图3是 f 比随时间的变化。该图进一步说明,除了在水华季,新生产力的贡献起主要作用外,其它季节再生氮的贡献

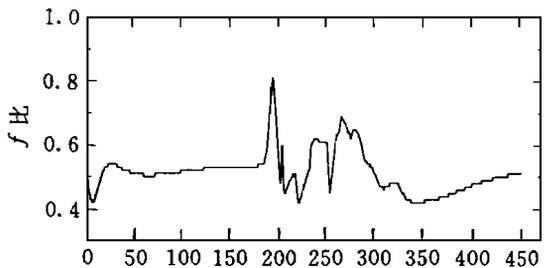


图3 水块通过EGSS时其 f 比随时间的变化

(起始时间为11月1日($t=0$))

与新生氮持平。该结果表明,不能忽视了铵的重要性,特别是在秋天,由浮游生物转化来的再生氮的贡献可超过新生氮的贡献。

在混合层底发生的混合过程不仅能改变水块的物理特性,而且改变了其化学特性,而生物过程的并入更使该水块接近真实的情况。图4表示了水块通过EGSS时,其总碱度、总二氧化碳和 p_{CO_2} 随时间的变化。从图4a可知,当水块通过EGSS后,其总碱度减少了20至40 μeqkg^{-1} ,这与季节有关。TTO的观测数据表示,TA沿着湾流路径从2370减少到2310 μeqkg^{-1} [5]。该观测数据反映的主要是春夏初秋季节(4~10月)的情况。由于海流速度存在着一定的季节变化,因此,对于始于8月1日和11月1日的两个水块,在相等的运动时间里水块到达的位置不同,但错位不会太大。在 $t = 150 \sim 400$ d这段时间内,不同的TA值表明,海洋中某些地方的总碱度存在着一定的季节变化,波动值约为1%。图4b表示,随着水块向高纬度方向运动,其总二氧化碳逐渐增加,增加的值可达60至100 μmolkg^{-1} ,这与季节有关。TTO的观测资料表示,在湾流源地,TC约为2000;在挪威海为2080。与TA不同的是,TC并不一定随着纬度的增加而增加。同样,TC也存在着季节变化,其波动可达2.5%。复杂的 p_{CO_2} 的变化主要是由温度、总碱度和总二氧化碳的变化所致。当水块通过EGSS后,其 p_{CO_2} 可减少100 μatm 之多。在整个扩展湾流体系中,TTO观测值为340~240 μatm 。模拟的结果落在观测值的变化范围内。通常, p_{CO_2} 在开始的100d时间内,减少特别明显,其值可抵达240 μatm ,这未反映在TTO的观测数据中, p_{CO_2} 受温度影响较大。

需特别指出的是,采用新的生物过程体系所得的结果与PZN体系所得到的结果总的特征相似^[2]。但TA比PZN体系得到的值大,而TC要小,导致 p_{CO_2} 的结果要比PZN体系得到的小。在 $t = 100 \sim 300$ d时,对始于8月1日的水块, p_{CO_2} 小5~10 μatm 。对始于11月1日的水块,其主要差别在于高纬区。在 $t = 300$ d时,新体系的 p_{CO_2} 达到最大值(285 μatm)后,随时间逐渐减小到263 μatm ;而在PZN体系中, $t = 300$ d时, p_{CO_2} 正处在增大

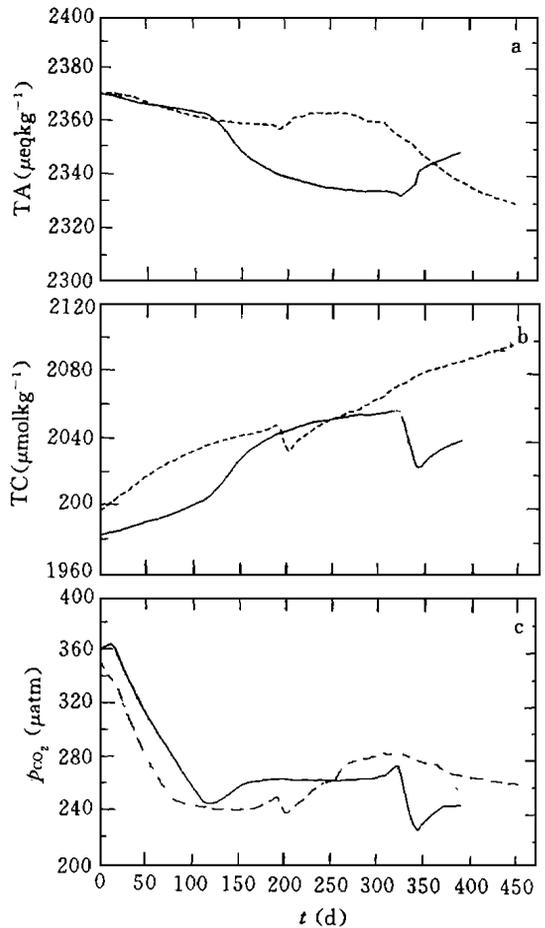


图4 水块通过EGSS时其TA(a)、TC(b)和 p_{CO_2} (c)随时间的变化
(实线表示起始时间为8月1日($t = 0$),虚线为11月1日($t = 0$))

期,在 $t = 370$ d 时, p_{CO_2} 达到最大值 ($340 \mu\text{atm}$), 其后随时间减小到 $320 \mu\text{atm}$ 。TTO 观测资料表示,在高于 50°N 的地区, p_{CO_2} 随纬度增加从 320 减小到 $240 \mu\text{atm}$ ^[5]。因此可以说,新体系所得的结果更为合理。

图 5 表示了始于 11 月 1 日的水块,因各种过程(包括海气交换,生物过程和夹卷过程)所引起的总二氧化碳的变化速率随时间的变化。图中出现的谷正是表明了强烈的夹卷混合和水华季的出现。总的说来,海气交换引起的速率变化显得较为平稳。一般说来,夹卷过程使水块中的 TC 增加,结果导致 p_{CO_2} 增加,降低了水块吸收大气 CO_2 的能力。

水块中发生的生物过程对水块吸收大气 CO_2 的贡献,即大气 CO_2 的生物泵,可通过假定生物过程不影响水块中 TC 变化,即令式(17)和(18)中 $J_{\text{bc}} = J_{\text{ba}} = 0$ 估计,结果得到始于 8 月 1 日和 11 月 1 日的水块,其生物泵的大小分别为 15% 和 17%,这与 PZN 体系中所取得的结果(10%—20%)相近。假设水块具有 60 km 的宽度,结果得到水块流过整个 EGSS 时每年可吸取 10^7t 的大气 CO_2 。

显然,在估计大气 CO_2 生物泵大小时,存在着较大的不确定性,这是由生物过程模式中参数的估计不确定性所决定的。因此,要更为精确地评价海洋生物过程在海洋吸收大气 CO_2 中的作用,应该充分重视用以估计模式参数的观测资料的代表性。

4 小 结

使用水块混合层模式,把简单的 PZN 体系扩展为较全面表述浮游生物和氮的体系,探讨了海洋生态系统中物理、化学和生物过程对碳循环的影响,对于从佛罗里达海峡流经挪威海的一个水块得出如下研究结果:每年可吸收大气二氧化碳 10^7t (假定水块的宽度为 60 km),生物泵的贡献为 16%。

参考文献

- Berger W H. Appendix: Global maps of ocean productivity. In: Berger W H, et al, eds. Productivity in the Ocean, Present and Past. New York: John Wiley, 1989. 429 ~ 455
- 徐永福. 大气二氧化碳的海洋生物泵的研究. 南京大学学报(庆祝朱炳海教授从事气象教育工作六十年专刊), 1994, 381 ~ 387
- Pace M L, Glasser J E and Pomeroy L R. A simulation analysis of continental shelf food webs. Mar Bio, 1984, 82: 47 ~ 63
- Fasham M J R, Ducklow H W and McKelvie S M. A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic

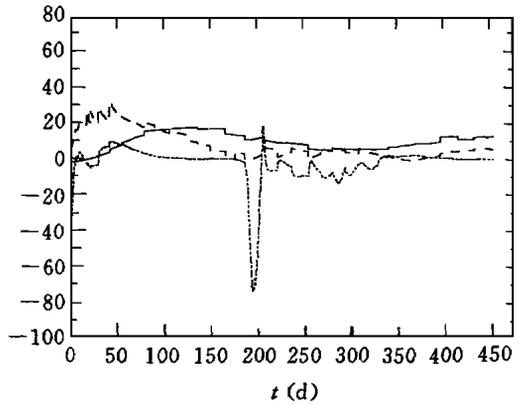


图 5 水块通过 EGSS 时,各种过程引起 TC 的变化速率随时间变化(实线为夹卷过程,点线为生物过程,虚线为海气过程;起始时间为 11 月 1 日($t = 0$))

- mixed layer. *J Mar Res*, 1990, 48: 1 ~ 49
- 5 Xu Y. A study of the biogeochemical cycle of CO₂ in the ocean using a parcel model: [dissertation]. Norwich: Univ of East Anglia, 1990. 160pp
- 6 徐永福, Green J S A. 使用水块混合层模式模拟上层海洋的季节变化. *热带海洋*, 1994, 13(4): 1 ~ 8
- 7 Packard T T, Denis M, Rodier M, et al. Deep-ocean metabolic CO₂ production: calculations from ETS activity. *Deep-Sea Res.*, 1988, 35: 371 ~ 382
- 8 Eppley R W and Peterson B J. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, 1979, 282: 677 ~ 680
- 9 Komhyr W G, Gammon R H, Harris T B, et al. Global atmospheric CO₂ distribution and variations from 1968-1982 NOAA/GMCC CO₂ flask samples data. *J Geophys Res*, 1985, 90: 5567 ~ 5596
- 10 Liss P S and Merlivat L. Air-sea gas exchange rates, introduction and synthesis. In: Bunat-Menard P and Liss P S, eds. *The role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, Dordrecht: Reidel, 1986, 113 ~ 127
- 11 Xu Yongfu. The buffer capability of the ocean to increasing CO₂. *Adv Atmos Sci*, 1992, 9: 501 ~ 510
- 12 TTO. TTO North Atlantic Study, 1981. Shipboard Physical and Chemical Data Report. Physical & Chemical Oceanographic Data Facility, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego. 1986.
- 13 Wroblewski J S, Sarmiento J L and Flierl G R. An ocean basin scale model of plankton dynamics in the North Atlantic, 1: solution for the climatological oceanographic conditions in May. *Global Biogeochem Cycles*, 1988, 2: 199 ~ 218
- 14 Glover D M and Brewer P G. Estimates of winter time mixed layer nutrient concentrations in the North Atlantic. *Deep-Sea Res*, 1988, 35: 1535 ~ 1546

THE ROLE OF MARINE BIOLOGICAL PROCESSES IN THE OCEANIC UPTAKE OF ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE

Xu Yongfu Wang Mingxing

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

Abstract

A simple food web, including plankton (phytoplankton, zooplankton and bacteria) and non-living nitrogen (detritus, dissolved organic nitrogen, nitrate and ammonium), is used to describe the biological processes taking place in the upper layer of the ocean. This biological model is respectively applied in a fixed position and a parcel of water moving from the Strait of Florida (24°N, 80°W) to the Norwegian Sea (68°N, 10°E) in the Extended Gulf Stream System (EGSS) to investigate the influence of the biological processes on the uptake of atmospheric carbon dioxide by the parcel. The results from the parcel model apparently give the spring bloom, in which the peak is sharper than that from the model including phytoplankton-zooplankton and nitrate. The results are more reasonable. A mean net primary production of $43 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ is obtained, which is smaller than the observed one. The simulated total alkalinity, total carbon dioxide and $p\text{CO}_2$ are in the range of observations. The contribution of biological pump is about 16% of the amount of carbon dioxide taken up by the parcel.

Key words: Parcel-mixed layer model, Carbon cycle, Biological pump.