

河口低氧区形成机理的水质模型研究进展

苏 伟¹, 王业耀², 马小凡¹

(1. 吉林大学环境与资源学院, 吉林 长春 130051;

2. 中国环境科学研究院, 北京 100012)

摘要 介绍了近年来研究河口低氧区形成机理的水质模型, 包括生化机理模型、物理机理模型以及生化机理和物理机理耦合模型。通过对这些模型应用实例结果的分析, 揭示了河口低氧区产生的生化机理和物理机理。河口地区的人类活动所产生的大量污染物排放到水体当中以及夏季水体本身的物理特点, 包括层化作用和适宜温度等, 造成某些河口水体底层产生低氧区。

关键词 河口, 溶解氧, 低氧区, 水质模型, 生化机理, 物理机理, 生态系统

中图分类号: X351.3, X824

文献标识码: A

文章编号: 1004-693X(2004)05-0001-04

河口是河流与海洋相互作用的区域, 它对环境因子变化的反应与河流和海洋均有差异, 具有其特殊性。河口不仅受到海陆多种自然力的作用, 而且往往是人口密集、经济发达的地区。作为一个过渡带, 河口被用做许多城市和工业中心的海港和排水沟, 接受超额的营养物质, 因其特殊的物理和化学性质, 那里存在完整的盐度跃层以及许多污染问题。

河口中水体的溶解氧水平与大陆径流、水中的氧化还原反应(包括 BOD 反应、硝化反应和污泥氧化)、生物的光合作用和呼吸作用以及水动力等有密切关系^[1]。河口地区人类活动所产生的大量营养盐排入水体中, 同时, 人类向大气中排放的污染物也能通过干湿沉降进入水体成为营养源, 这些进入河口地区的大分子及小分子营养物质极大地促进了这一水域的初级生产, 再加上大量污染物的排入, 造成某些河口水体底层的缺氧现象。这种水体底层氧亏损不仅是水体层化作用限制与大气氧交换所形成的, 而且也是有机物的生物氧化过程中在此水体中大量耗氧所形成的^[2]。上述两者的共同作用使得河口某些水域形成了底层低氧区($C_{DO} < 2 \text{ mg/L}$)^[3]。近些年, 国内外很多学者在围绕河口底部水体缺氧的问题上建立了很多模型来分析其形成的主要原因, 这些模型主要包括两个方面, 一方面是低氧形成的生化机理, 另一方面是低氧形成的物理机理。

1 模型的研究进展情况

1.1 导致低氧的生化机理模型研究

很多学者^[4~6]对低氧形成的生化机理进行过研

究, 其中将各种生化因素考虑得最全面的是 Sehroeder^[7]。他的研究是针对欧洲易北河口进行的, 那里每年都要接受大量来自外界的营养物质。在汉堡城的下游, 夏季底部水体中的 DO 质量浓度曾经出现过低于 2 mg/L 的情况。众所周知, 控制氧平衡的不同过程包括大气复氧、光合作用产氧以及各种生化过程耗氧, 为了准确评估这些生化过程对耗氧过程的贡献率, Sehroeder 针对易北河河口情况进行了模拟。模拟采用了固定体积的水体, 水体是静态的, 没有输入和输出, 只与大气和底泥之间发生作用, 他利用了下面的数学模型来计算总的耗氧率和各个过程的耗氧率。

$$R = \frac{dC_{OX}}{dt} = R_1 - R_2 - R_3 - R_4 - R_5 - R_6 + R_7 \quad (1)$$

$$R_1 = f_1 R'_1 \quad R_2 = f_2 R'_2$$

$$R_3 = f_3 R'_3 \quad R_4 = f_4 R'_4$$

$$R_5 = f_5 R'_5 \quad R_6 = R_S/H$$

$$R_7 = K_L(C_{OX} - C_S)$$

式中: R 为氧的变化率; R'_1 为藻类的生长率; R'_2 为藻类的呼吸率; R'_3 为碳降解率; R'_4 为铵氧化率; R'_5 为亚硝酸盐氧化率; R_S 为底泥的耗氧率; H 为水深; K_L 为交换系数; C_{OX} 为氧的实际浓度; C_S 为氧的饱和浓度; $f_1 \sim f_5$ 为转换系数。

模型的参数确定以及解法见文献[4]。这个模型显示: 前期藻类的呼吸作用在耗氧过程中占有绝对优势, 而后逐渐降低。产生这种结果的原因是由

于水体中含有大量的营养物质,促使前期藻类生长旺盛,其呼吸作用较强,之后发生了富营养化作用,藻类开始死亡,死亡的有机体被微生物降解耗氧,从而呼吸作用耗氧降低,而碳降解和硝化作用一直保持着较高的耗氧率。与前三者相比,底泥耗氧作用要相对较小,但其作用也不可忽视。

这个模型在静态上较好地说明了各个生化过程对于氧的变化率的贡献,那就是碳降解和硝化作用是导致耗氧的主要原因,但是却没有考虑到各种物理因素的改变对耗氧过程产生的影响,在自然水体中各种物理因素是必须考虑的。

1.2 导致低氧的物理机理模型研究

低氧区的形成不仅和生化作用有关,各个河口其独特的物理状况对低氧的形成也有着其特殊的贡献。在美国西部的长岛海峡, Jay 和 Bowmar^[8]认为夏季层化作用形成的密度跃层阻止了上层和下层水体的交换,从而导致了底部水体的缺氧。为了能准确说明导致缺氧的物理机理, Wilson 和 Swanson^[9]用了 1 个二维混合模型,这个模型包括温度、盐度和氧的方程,变量有 U 、盐度 S 、温度 T 、密度 ρ 和溶解氧 C_{DO} 。平衡机制是在一个旋转体中模拟的,里面的湍流系数随时间和深度改变^[10]。

$$\frac{\partial U}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0} \int_{-H}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + 2\Omega \times U = \frac{\partial}{\partial z} \left[A_v \frac{\partial U}{\partial z} \right] \quad (2)$$

$$A_v \frac{\partial U}{\partial z} = (\rho_a / \rho) C_D w |w| \quad (3)$$

$$A_v \frac{\partial U}{\partial z} = C_B U |U| \quad (4)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = u \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left[A_{vc} \frac{\partial C}{\partial z} \right] \quad (5)$$

$$\frac{\partial C_{DO}}{\partial t} = u \frac{\partial C_{DO}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left[A_{vo} \frac{\partial C_{DO}}{\partial z} \right] + R \quad (6)$$

式中: U 是速度矢量(沿着河道方向和与河道交叉的方向); Ω 是地球的角速度; η 是表面仰角; g 为重力加速度; ρ_0 是密度的平均值; A_v 是动量的湍流扩散率; C_D 是水体表面的切应力系数; ρ_a 是空气密度; w 是风的速度矢量; C_B 是底部水体阻力系数,瞬时的 T 和 S 通过方程(5)算出来; C 是传输量的浓度,如 S ; A_{vc} 是传输量的垂直扩散率,氧的瞬时变化通过方程(6)反映出来,其中 R 代表氧的产生量和消耗量的差值。

模拟结果揭示了不同的物理过程对低氧形成的作用,夏季末的热量输入增强了层化作用,产生了密度跃层,密度跃层减弱了重力环流,重力环流的减弱又进一步增强了层化作用,从而通过分离底部水体

和上部富氧水体增加了低氧状况产生的可能性。在层化作用很弱、底部水体潮汐作用很强、重力环流较强的垂直混合作用良好的水体中,底部产生低氧区的可能性很小。因此,夏季水体中垂直混合作用较弱,大大减少了水体复氧,而水体中的污染物和有机质会降解,溶解氧的质量浓度随时间减少,这样在水体没有达到垂直混合之前,在只有耗氧而几乎没有复氧的状况下,水体会产生低氧状况,甚至被耗尽,即生化反应、层化作用和被削弱的重力环流以及垂直混合作用的减弱导致了水体底部的低氧。

在这个模型当中,对低氧的物理机理给予了详尽的分析,然而对于生化耗氧只是个简单的数值估计,对于其中进行的复杂过程并没有阐述。在前面的模型中本文提到了生化作用耗氧的原因,既然是物理过程和生化作用的耦合导致了水体底部的缺氧,笔者推断生化作用和物理因素之间应该会有某些联系,所以希望能够找到一个模型,它可以把生化作用和物理作用联系起来反映水体低氧的产生机理,下面的新海洋生态系统模型就满足了这样的要求。

2 新海洋生态系统模型

新海洋生态系统模型是为了评价河口营养生态系统中的物理和化学过程而发展起来的,最初是 Kremer 和 Nixon^[11]针对纳拉干海湾的研究建立的,这个模型重点是通过水生系统中碳流量的变化反映水质的变化,在以后的十几年里,中田、商少凌和田口浩一等^[12~14]都对模型进行过修正,并且应用到具体实践中来描述水生系统中水质的变化。然而这些模型总体上来说只包括水生系统,而底泥部分只是作为边界条件,除此之外,这些模型还没有考虑到生态系统中潮汐的作用,原因可能有下面两点:①这些生态系统的机制非常复杂,还有一些不确定的因素和信息;②流域的数据还不全面。其实把潮汐作用也反映在数学模型中的探索早就开始了,如 Baretta 和 Ruardij^[15]建立了一个应用于荷兰 Ema 河口的数学模型,在那里考虑到了潮汐系统,但他们都没能把水体中各个过程有机地结合到一起,由 Sohma^[16]修正的新海洋生态系统模型就做到了这一点。

为了准确地模拟河口的水质动力学,在 Sohma 的模型中应用了 3 个模型:①新海洋生态系统模型;②水力模型;③潮汐平面水质模型。

水力模型^[17]模拟了河口的三维物理状况,包括潮汐动力、表面风力和当地的密度梯度以及河口地形和海洋地形,模型的方程是以流体动力学、流体的连续性、热量和盐度的守恒为基础的,说明了流域、

盐度和热量传输的周年变化。潮汐水质模型^[18]模拟了碳、氮和磷的通量以及氧的产生和消耗机制,考虑到了水生和底泥两个部分。

利用新海洋生态系统模型进行计算的时候,要应用其他两个模型的输出量(流速、温度以及各个变量通过潮汐作用或者和外界的交换量等)通过把新海洋生态系统模型和水力模型以及潮汐平面生态系统模型的输出值联系起来,模拟系统能够估计出在各种物理过程和潮汐作用影响下河口的水质变化。模型的主要部分如下:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{\alpha(uC)}{\partial x} - \frac{\alpha(vC)}{\partial y} - \frac{\alpha(wC)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial C}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial C}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial C}{\partial z}\right) + \Sigma R \quad (7)$$

$$\Sigma R = \lambda_p B_1 + k_a(DO_s - C_{DO}) - \lambda_p B_2 - \lambda_z B_3 - \lambda_{POC} B_4 - \lambda_{DOC} B_5 - 0.048 B_6 - 0.016 B_7 \quad (8)$$

式(7)中, C 为氧的质量浓度; K 是湍流扩散系数; u 、 v 、 w 为对流速度。这个方程考虑到以下几个因素:①水力传输的对流过程;②湍流扩散;③生化反应。 ΣR 是由于生化反应和来自于外界系统中的流量而引起的氧浓度的变化,其中: $\lambda_p B_1$ 为光合作用产氧量; $k_a(DO_s - C_{DO})$ 为水体与大气交换量; $\lambda_p B_2$ 为浮游植物呼吸损失; $\lambda_z B_3$ 为浮游动物呼吸损失; $\lambda_{POC} B_4$ 为细菌降解碎屑耗氧量; $\lambda_{DOC} B_5$ 为溶解有机碳降解耗氧量; $0.048 B_6$ 为铵氧化耗氧量; $0.016 B_7$ 为亚硝酸盐氧化耗氧量; λ_p 、 λ_z 、 λ_{POC} 和 λ_{DOC} 分别为浮游植物、浮游动物、碎屑和溶解有机物中的氧和碳的比率,分别表示为总需氧量($\text{mgO}_2/\text{L}^{-1}$)和有机碳含量的比(mgC/m^3);同样地,系数0.048和0.016代表氧化1 μmol 铵和亚硝酸盐需要的氧量(mgO_2); k_a 表示的是通风率,和表面风力有关; DO_s 是氧的饱和浓度,与当地的表面水温和盐度有关,这些模型见表1。

模型中的变量及参数说明见表2。

Sohma将这个模型应用到Mikawa海湾中,参数的确定及求解过程见文献[18],模型的模拟结果和观测结果取得了较好的一致,揭示了夏季的水体动力学以及水体中的碳、氮、磷和氧的生态系统动力学,准确地反映了Mikawa海湾的水质变化情况,在理论上说明了水质之所以会产生这种变化的物理原因和生化原因:在夏季,层化作用使水体的垂直混合减弱,这样表层水体中的氧很难到达水体底部,在营养物质丰富的水体中浮游植物快速增长,大量的污染物及有机碎屑沉淀到水体底部,底泥中许多还原

表1 生化过程的主要模型

生化过程	模型
光合作用生长	$B_1 = v_1(T)\mu_1(P, SQN, SQP)\mu_2(P, I, t)P$
最大生长率	$v_1(T) = G_{\max} \exp(\beta_{G_{\max}} T)$
浮游植物 B_1	营养物限制 $\mu_1 = \min\left\{\frac{SQN}{SQN + [N : C]P}, \frac{SQP}{SQP + [P : C]P}\right\}$
可利用光	$\mu_2 = \frac{1}{H} \int_H^{+\infty} \frac{I_0}{I_{\text{opt}}} e^{-kz} \left(1 - \frac{I_0}{I_{\text{opt}}}\right) dz$
光衰减率	$k = k_0 + \lambda_p[\text{Chl-a} : C]P + \gamma_p[\text{Chl-a} : C]P^{\gamma^3}$
表面光强	$I_0 = \max\left\{0, I_{\max} \sin^3\left(\frac{\pi}{DL} t\right)\right\}$
碎屑摄取	$B_2 = \frac{C_{POC}}{P + C_{POC}} v_2(P, C_{POC})Z$
浮游动物 B_2	总量 $v_2 = R_{\max} \exp(\beta_{G_{\max}} T)\mu_3(P, C_{POC})$
食物限制	$\mu_3 = 1 - \exp\{-\lambda[\Pi - (P + C_{POC})]\}$
呼吸作用	$B_3 = v_3(T, P, C_{POC})Z$
浮游动物 B_3	呼吸率 $v_3 = Z_{\text{resp}} \exp(\beta_{Z_{\text{resp}}} T) + \eta v_2(T, P, C_{POC})$
碎屑矿化	$B_4 = (1 - \kappa) v_4(T, C_{DO})C_{POC}$
浮游动物 B_4	矿化率 $v_4 = V_{POC} \exp(\beta_{POC} T) \frac{C_{DO}}{C_{DO_{POC}} + C_{DO}}$
溶解有机物矿化	$B_5 = v_5(T, C_{DO})C_{DOC}$
其他 B_5	矿化率 $v_5 = V_{DOC} \exp(\beta_{DOC} T) \frac{C_{DO}}{C_{DO_{DOC}} + C_{DO}}$
铵氧化	$B_6 = v_6(T, C_{DO})C_{\text{NH}_4}$
其他 B_6	硝化率 $v_6 = k_{\text{NH}_4} \exp(\beta_{\text{NH}_4} T) \frac{C_{DO}}{C_{DO_{\text{NH}_4}} + C_{DO}}$
亚硝酸盐氧化	$B_7 = v_7(T, C_{DO})C_{\text{NO}_2}$
其他 B_7	硝化率 $v_7 = k_{\text{NO}_2} \exp(\beta_{\text{NO}_2} T) \frac{C_{DO}}{C_{DO_{\text{NO}_2}} + C_{DO}}$

性物质又重新回到水体中,底部水体长期滞留后,矿化作用大大增强,这样就导致了水体的低氧。这个模型还揭示了潮汐作用在这个过程中的作用:潮汐能够加强水体复氧,限制有机碎屑的沉淀,从而降低了底部水体氧的消耗,可以起到抑制底部水体低氧的作用,在潮汐作用很强的水体中,底部水体低氧情况发生的可能性较小。

3 结 语

综上所述,现有的河口水质模型已经可以准确地说明河口低氧区产生的生化机理和物理机理,以后模型的研究应该做到可以将外界输入到水体中的污染物动态的体现到生化机理和物理机理耦合模型当中,通过模型的计算就可以得到导致河口低氧区

产生的外界输入到水体中的污染物浓度的临界值，
以此来指导有关管理部门控制河口低氧区的产生。

表 2 模型变量及参数说明

变量/参数名称	变量/参数说明	单位
P	浮游植物碳生物量	mg/m^3
Z	浮游动物碳生物量	mg/m^3
C_{POC}	颗粒碳浓度	mg/m^3
C_{DOC}	溶解有机碳浓度	mg/m^3
SQP	浮游植物的细胞磷比率	$\mu\text{M}/\text{L}$
SQN	浮游植物的细胞氮比率	$\mu\text{M}/\text{L}$
C_{PO_4}	磷酸盐浓度	$\mu\text{M}/\text{L}$
C_{NH_4}	铵浓度	$\mu\text{M}/\text{L}$
C_{NO_2}	亚硝酸浓度	$\mu\text{M}/\text{L}$
C_{NO_3}	硝酸盐浓度	$\mu\text{M}/\text{L}$
C_{DO}	溶解氧浓度	mg/L
C_{COD}	化学需氧量	mg/L
$G_{\text{max}} \beta_{G_{\text{max}}}$	最大生长率	$1/\text{d} \text{ } ^\circ\text{C}$
I_{max}	最大表面辐射	$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}/\text{d}$
DL	白天长度	D
I_{OPT}	光合作用适宜光强	$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}/\text{d}$
k	光衰减系数	$1/\text{m}$
[Chl-a : C]	C/Chl-a 比率	重量比
[C : P] [C : N]	C/P C/N 比率	重量比
λ_P	O/C 比率	无量纲
γ_P	COD/C 比率	无量纲
$R_{\text{max}} \beta_{R_{\text{max}}}$	最大量	$1/\text{d} \text{ } ^\circ\text{C}$
Π	摄取临界值	mg/m^3
$Z_{\text{resp}} \beta_{Z_{\text{resp}}}$	基本代谢率	$1/\text{d} \text{ } ^\circ\text{C}$
η	捕食的能量消耗	无量纲
e	同化率	%
$Z_{\text{mort}} \beta_{Z_{\text{mort}}}$	自然死亡率	$\text{m}^3(\text{mg} \cdot \text{d}) \text{ } ^\circ\text{C}$
λ_Z	O/C 比率	无量纲
γ_Z	COD/C 比率	无量纲
$V_{\text{POC}} \beta_{\text{POC}}$	矿化率	$1/\text{d} \text{ } ^\circ\text{C}$
$C_{\text{DO}_{\text{POC}}}$	氧限制	mg/L
λ_{POC}	O/C 比率	无量纲
γ_{POC}	COD/C 比率	无量纲
$V_{\text{DOC}} \beta_{\text{DOC}}$	矿化率	$1/\text{d} \text{ } ^\circ\text{C}$
$C_{\text{DO}_{\text{DOC}}}$	氧限制	mg/L
λ_{DOC}	O/C 比率	无量纲
$k_{\text{NH}_4} \beta_{\text{NH}_4}$	铵的硝化率	$1/\text{d} \text{ } ^\circ\text{C}$
$C_{\text{DO}_{\text{NH}_4}}$	氧限制	mg/L
$k_{\text{NO}_2} \beta_{\text{NO}_2}$	亚硝酸盐的硝化率	$1/\text{d} \text{ } ^\circ\text{C}$
$C_{\text{DO}_{\text{NO}_2}}$	氧限制	mg/L
k_a	通风率	$1/\text{d}$

参考文献：

[1] 顾夏声. 废水生物处理模式 [M]. 北京:清华大学出版社, 1993. 220 ~ 232.

[2] Michael J, Kennish. Estuary restoration and maintenance :The National Estuary Program [M]. New Brunswick :Institute of Marine and Coastal Sciences Rutgers University, 1999. 99.

[3] Kevin J, Stephen S, Weisberg B, etc. Characterizing dissolved oxygen conditions in estuarine environment [J]. Environmental Monitoring and Assessment, 1997, 45 :319 ~ 328.

[4] Lunardini F, Cola G. Oxygen dynamics in coastal and lagoon ecosystem [J]. Mathematical and Computer Modelling, 2000, 31 :135 ~ 141.

[5] Mark E, Higdon D. A bayesian hierarchical model to predict benthic oxygen demand from organic matter loading in estuaries and coastal zones [J]. Ecological Modelling, 2001, 143 :165 ~ 181.

[6] 俞光耀, 吴增茂, 张志南, 等. 胶州湾北部水层生态动力学模型与模拟 [J]. 青岛海洋大学学报, 1999, 29(3) :421 ~ 428.

[7] Schroeder F. Water quality in the Elbe estuary : Significance of different processes for the oxygen deficit at Hamburg [J]. Environmental Modeling and Assessment, 1997, 2 :73 ~ 82.

[8] Jay D, Bowman M. The physical oceanography and water quality of New York Harbor and western Long Island Sound [J]. Marine Sciences Research, 1975, 23 :75 ~ 77.

[9] Wilson R, Swanson R. Physical mechanisms leading to hypoxia and anoxia in Western Long Island Sound [J]. Environment International, 1995, 21(5) :657 ~ 666.

[10] Mellor G, Durbin P. The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer [J]. J Phys Oceanogr, 1975, 5 :718 ~ 728.

[11] Kremer J, Nixon S. Ecological Studies [M]. Berlin :Springer, 1975. 227.

[12] Nakata K, Taguchi K. Numerical simulation of eutrophication process in coastal bay by eco-hydrodynamic model [J]. Bulletin of the National Research Institute of Pollution and Researches, 1982, 12(3) :17 ~ 36.

[13] Nakata K, Kishi M, Taguchi K. Eutrophication model in coastal bay estuary [J]. Development of Ecology and Environmental Quality, 1983, 2 :356 ~ 357.

[14] 商少凌, 洪华生. A vertical distribution model of nutrients and dissolved oxygen in the southern Taiwan Strait [J]. China J Oceanol Limnol, 1995, 13(1) :51 ~ 61.

[15] Baretta J, Ruardij P. Simulation and analysis of the Ems Estuary [J]. Ecological Studies, 1988, 71 :1 ~ 353.

[16] Sohna A, Sekiguchi Y. A new coastal marine ecosystem model study coupled with hydrodynamics and tidal flat ecosystem effect [J]. Marine Pollution Bulletin, 2001, 43(7) :187 ~ 208.

[17] Natata K, Horiguchi F, Taguchi K, et al. Three-dimensional tidal current simulation in Oppa Bay [J]. Bulletin of the National Research Institute of Pollution and Resources, 1983, 12(3) :17 ~ 36.

[18] Sohna A, Sato T, Natata K. New numerical model study on a tidal flat system seasonal, daily and tidal variations [J]. Spill Science and Technology Bulletin, 2000, 4(2) :173 ~ 185.

(收稿日期: 2004-01-08 编辑: 高渭文)