

河口潮平均准稳态盐度解析模型*

诸裕良¹ 陈伟伦^{1①} 储 麇^{1,2}

(1. 河海大学港口海岸与近海工程学院 南京 210098; 2. 江苏省海岸海洋资源开发与环境安全重点实验室 南京 210098)

摘要 为了建立涵盖更多物理机制的河口潮平均盐度解析模型,更好地探究风对盐度纵向分布的影响,本文在 MacCready 河口潮平均准稳态盐度模型基础上进行了以下改进:在风作用的基础上,通过加入经过盐度分层作用修正的垂向紊动黏性系数垂向结构进行盐度分布的解析。以现有的改进模型计算不同风速风向 Delaware 河口的盐水上溯距离、Ri 值、紊流边界层厚度和断面盐通量分布的结果可以发现:对于离岸风,当风速增强,上溯距离、Ri 值和断面盐通量都是先增大后减小,边界层厚度不断增加;对于向岸风,当风速增强,上溯距离、Ri 值和断面盐通量都是不断减小,边界层厚度不断增加。风对河口垂向平均盐度纵向分布的影响主要体现在张力效应和垂向紊动混合两个方面改变离散盐通量大小,从而直接影响盐度纵向分布。

关键词 河口; 盐度解析模型; 风速风向; 垂向紊动黏性系数

中图分类号 P731 doi: 10.11693/hyhz20171000252

河口是河流与海洋衔接过渡的区域,河流的和海洋的动力条件相互作用,形成复杂的水动力环境。海洋中的高盐水受潮汐和风等作用向河流上溯,形成河口独有的盐淡水交汇混合现象。系统化研究盐水入侵主要依靠现场资料分析、解析模型和数值模型。对于河口水流盐度数值模型,国内研究和应用有丰富的成果,其中像匡翠萍(1997)、诸裕良等(1998)、包芸等(2001)对以往的三维斜压模型在离散方法等方面进行改进,在解决特定河口盐水入侵问题上取得了良好效果,使得原有模型的适用性大大提高。数值模型可以较全面的反映出河口水流盐度的时空变化,但建立和验证的工作量巨大,且对内在机制的揭示上比较欠缺。解析模型是对表征水流运动和盐度运输的控制方程进行必要的简化和变形,从而以解析式呈现河口水流盐度的分布和变化,是深入分析河口水动力和盐度运输机理的重要方法。

关于河口水流盐度解析模型的研究,学界存在两种思路,一种是注重适用性和简便性,以 Savenije (1986, 1993, 2005)为代表,其基于一维 Saint-venant

方程建立了一维的盐度预测模型,得出了涨憩(HWS)、落憩(LWS)和潮平均(TA)三个时刻的断面平均盐度纵向分布,Nguyen 等(2006, 2008)在此基础上将 Savenije 模型由单一河口拓展到分叉河口,Zhang 等(2011)将 Nguyen 的分叉河口模型运用到了长江口。这一思路的优点在于待率定的参数较少,适用的河口较广泛,便于工程实际中的快速预测。不足在于垂向的动力变化完全被忽略,无法阐述各种盐淡水混合机制与河口盐度分布的内在关系。另一种思路是注重对物理机制的阐述,以 Pritchard(1954, 1956)、Hansen 等(1965)为代表,为了揭示重力环流对垂向水流盐度动力的作用,基于 N-S 方程组建立了垂向二维的潮平均稳态模型。Hansen 模型不足在于:(1)对河口地形的限定过于狭窄,宽深皆不可变;(2)垂向混合系数依赖率定,适用性较低;(3)模型假定垂向平均盐度线性降低的区域重力环流和盐度分层大小不变,不符合实际。为了探究潮汐对流作用对潮平均盐度分布的影响,Jay 等(1990)认为对于强混合河口潮致余流对潮平均盐度分布的影响会超过重力环流占据主导,

*国家重点研发计划项目,2016YFC0401505号;江苏省海岸海洋资源开发重点实验室开放基金项目,JSCE201510号。诸裕良,博士,教授, E-mail: zhuyul@hhu.edu.cn

通讯作者: 陈伟伦, 硕士研究生, E-mail: 18251828815@163.com

收稿日期: 2017-10-09, 收修改稿日期: 2018-01-10

于是在 Ianniello(1977)潮致余流摄动模型的基础上建立了涵盖潮汐正压作用和斜压作用的垂向二维的潮平均水流盐度模型, McCarthy(1993)在此基础上考虑了潮致余流对密度场的影响, 将潮汐正压作用与斜压作用耦合。Jay 与 McCarthy 的摄动模型考虑了潮汐的非线性对流作用以及对盐度梯度和重力环流的影响, 较 Hansen 模型而言, 后者涵盖了更多的物理机制, 但适用范围缩小, 此外摄动模型成立的前提是垂向混合系数垂向恒定, 与实际不符。MacCready(2004)认为对于存在垂向分层的部分混合河口, 由于垂向紊动应力无法到达分层处水体, 潮汐的非线性作用微乎其微, 潮致余流的影响可以忽略, 可以略去动量方程中的非线性项, 建立了变深变宽情况下潮平均准稳态的河口水流盐度解析模型。MacCready 模型是对 Hansen 重力环流经典模型的改进和发展, 消除了 Hansen 模型的诸多限定。不足在于: (1)Hansen 模型考虑了风的影响, MacCready 没有在此基础上改进; (2)垂向混合系数依然依赖率定。虽然 MacCready(2007)在 Geyer 等(2000)的双层双向流速模型基础上推导出垂向紊动黏性系数 A_V 的表达式, 但还存在两个问题: (1)该表达式没有垂向结构, 无法较好反映出 Geyer 等(2000)中 A_V 的垂向分布; (2)Geyer 的双层双向流速模型较为符合底层为向岸盐水上层为向海淡水的盐水楔型混合情况, 但无法反映盐淡水掺混更强的情况, 所以算出的 A_V 量值很小, 用该表达式来研究部分混合和强混合的河口时就会产生较大偏差, 适用性较差。Ralston 等(2008)在 MacCready 模型的基础上加入了风的影响, 但没有考虑垂向混合系数的垂向分布, 也没有考虑表面风应力产生的张力效应(wind straining)以及对垂向紊动混合的影响。

本文的目的是进行与风相关的物理机制的探究, 所以选择第二种思路来进行研究, 运用解析方法对 MacCready 的河口潮平均准稳态盐度模型进行改进优化, 主要体现在考虑风作用的基础上同时考虑经过盐度分层修正的垂向紊动黏性系数垂向结构分布, 并且在盐度分层中体现出风张力效应和生紊动混合的作用, 这些改进对于增进风这一重要动力因素对河口盐度分布和盐淡水混合影响机制的认识具有重要意义和参考价值。

1 河口潮平均准稳态盐度模型的改进

1.1 MacCready 潮平均准稳态盐度模型简述

在 MacCready(2004)中, 经过潮周期平均后, 动

量守恒方程变为:

$$-g \frac{\partial \eta}{\partial x} + g\beta \bar{s}_x z + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0. \quad (1)$$

式中, g 为重力加速度, 大小取为 9.81。 β 为盐膨胀系数, 大小取为 7.7×10^{-4} 。 u 为纵向流速, η 为自由水面水位, \bar{s}_x 为垂向平均后的纵向盐度梯度。假定垂向紊动黏性系数 A_V 在垂向上恒定。对上式两边同除以 A_V , 再同时对 z 求三次偏导, 得:

$$u_{zzz} = -\frac{g\beta \bar{s}_x}{A_V}. \quad (2)$$

已知: $u(z=-H)=0, u_z(z=0)=0, \frac{1}{H} \int_{-H}^0 u dz \equiv \bar{u}(x) = \frac{Q_R}{A(x)}$, $A(x)$ 为断面面积, Q_R 为径流量。

MacCready(2007)认为 Q_R 虽然不为恒定, 季节性变化会造成盐度分布的变化, 但变化周期时间尺度远大于河口的适应时间(adjustment time), 所以对应的盐度分布为准稳态。对 z 积分三次, 可得:

$$u'(x, z) = \frac{g\beta \bar{s}_x H(x)^3}{A_V} E_1 + \bar{u}(x) E_2. \quad (3)$$

式中, $E_1 = -\frac{1}{6} \tilde{z}^3 - \frac{3}{16} \tilde{z}^2 + 1, E_2 = -\frac{3}{2} \tilde{z}^2 + \frac{1}{2}, \tilde{z} = \frac{z}{H}$ 。

$u'(x, z) = u(x, z) - \bar{u}(x)$, 表示纵向流速偏离值分布函数。

考虑到河口断面面积随 x 变化, 所以盐度输运方程改写为:

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial (usA)}{\partial x} + \frac{\partial (ws)}{\partial z} = \frac{1}{A} \frac{\partial (K_H s_x A)}{\partial x} + \frac{\partial (K_V s_z)}{\partial z}. \quad (4)$$

已知: 当 $z=0$ 或 $z=H$ 时: $w=0$ 且 $K_V s_z=0$ 。对式(4)两边垂向平均, 得:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial (\bar{us}A)}{\partial x} + \frac{1}{A} \frac{\partial (\bar{u}'s'A)}{\partial x} = \frac{1}{A} \frac{\partial (K_H \bar{s}_x A)}{\partial x}. \quad (5)$$

假定垂向紊动扩散系数 K_V 在垂向上恒定, 则可以有以下关系:

$$u' \bar{s}_x = K_V s'_{zz}. \quad (6)$$

将(3)式代入(6)式, 对 z 两次积分, 可得:

$$s'(x, z) = \frac{H(x)^2}{K_V} \bar{s}_x \left(\frac{g\beta \bar{s}_x H(x)^3}{A_V} E_3 + \bar{u}(x) E_4 \right). \quad (7)$$

式中, $E_3 = -\frac{1}{120} \tilde{z}^5 - \frac{1}{64} \tilde{z}^4 + \frac{1}{96} \tilde{z}^2 - \frac{1}{576}$, $E_4 = -$

$\frac{1}{8} \tilde{z}^4 + \frac{1}{4} \tilde{z}^2 + \frac{7}{120}, \tilde{z} = \frac{z}{H}$ 。 $s'(x, z)$ 为盐度偏离值分布函数。

对(5)式从位置 $x=R$ 到上游方向任意位置对 x 积分, 得:

$$\frac{d}{dt} \int_R^x \bar{s} A dx = -\bar{u} s A - \bar{u}' s' A + K_H \bar{s}_x A. \quad (8)$$

当河口纵向盐度分布达到准稳态时, 左边为零, 得:

$$0 = -\bar{u} s - \bar{u}' s' + K_H \bar{s}_x. \quad (9)$$

将 $u'(x, z)$ 和 $s'(x, z)$ 表达式代入(9)式, 经整理, 得到以下关于潮平均垂向平均盐度的一阶非线性常微分方程:

$$\begin{aligned} & -\frac{g^2 \beta^2 H(x)^8 s_0^2}{A_V^2 K_V \bar{u}(x)} E_1 E_3 \tilde{S}_x^3 - \frac{g \beta H(x)^5 s_0}{A_V K_V} (E_1 E_4 + E_2 E_3) \tilde{S}_x^2 \\ & - \left(\frac{\bar{u}(x) H(x)^2}{K_V} E_2 E_4 - \frac{K_H(x)}{\bar{u}(x)} \right) \tilde{S}_x - \tilde{S} = 0 \end{aligned} \quad (10)$$

式中, 第一项代表斜压梯度力的作用; 第二项代表斜压与径流的相互作用; 第三项代表径流的作用; 第四项代表水平扩散的作用。

1.2 基于 MacCready 盐度模型的改进

1.2.1 垂向紊动黏性系数垂向分布表达式的修正

考虑垂向紊动黏性系数的垂向分布, 选用抛物线型的结构型式(陈永平等, 2002), 将其与 MacCready 原有模型相结合, 得到新的表达形式, 有:

$$A_V = \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right) \left(H + z_0^s - z \right) \left(z + z_0^b \right). \quad (11)$$

式中, κ 为卡曼常数, 取为 0.41, 尖括号代表潮平均。抛物线型式最早源于 Nezu 等(1986)的水槽实验, Burchard 等(2010)在此基础上加入了潮流引起的底部粗糙长度, 以 z_0^b 表示。而本文进一步加入了风引起的表面摩阻流速和粗糙长度, 分别以 $\langle u_*^s \rangle$ 和 z_0^s 表示。

考虑盐度分层的作用, 将 Munk-Anderson 公式(Munk *et al*, 1948)概化后的结果作为分层阻尼因子 δ 乘入到(11)式中, $\delta = (1 + a \text{Ri})^{-b}$, 其中 a 取为 10, b 取为 0.5 为, Ri 为梯度理查森数。所以有

$$A_V = \delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right) \left(H + z_0^s - z \right) \left(z + z_0^b \right), \quad (12)$$

并且对梯度理查森数 Ri 进行变化和修正, 加入风的作用, 且使其最终只有 $\frac{\partial s}{\partial x}$ 一个待求变量, 具体

$$\left\langle s'(x, z) \right\rangle = \frac{H(x)^2}{K_V} \bar{s}_x \left[\frac{g \beta \bar{s}_x H(x)}{\delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)} P_5 + \frac{\tau_w^x}{\rho_0 \delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right) H(x)} P_6 \right. \\ \left. + \frac{g \langle \eta_x \rangle}{\delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)} P_7 + \bar{u}(x) P_8 \right]. \quad (21)$$

式中, P_1 — P_8 为关于 z 的结构函数, 纵向流速偏离值

过程见 1.2.3。

1.2.2 潮平均准稳态盐度改进模型的推导 不同于 MacCready 模型中以静止水面为基准面, 本文以底床为基准面, 更便于推导。经过潮周期平均后, 动量守恒方程变为:

$$\left\langle A_V u_z \right\rangle_z = g \beta s_x \left(\langle \eta \rangle - z \right) + g \langle \eta_x \rangle. \quad (13)$$

表面受到风应力作用, 让表面风应力等于表面紊动应力, 有:

$$A_V u_z \Big|_H = \tau_w^x / \rho_0. \quad (14)$$

式中, τ_w^x 为表面风应力沿河口方向的分量。 ρ_0 为背景密度, 取为 $1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 。

在(12)式中:

$$\langle u_*^b \rangle = \sqrt{C_d} \langle U_T \rangle, \quad (15)$$

$$\langle u_*^s \rangle = \sqrt{\langle \tau_w^x \rangle} / \rho_0, \quad (16)$$

$$z_0^s = a_c \left(u_*^s \right)^2 / g, \text{ (Craig } et al, 1994) \quad (17)$$

$$z_0^b = H e^{-\left(\kappa \langle U_T \rangle / \langle u_*^b \rangle + 1 \right)}. \quad (18)$$

式中, C_d 为拖曳系数, 大小取为 2.6×10^{-3} ; $\langle U_T \rangle$ 为潮平均后的 M_2 分潮潮流强度; $\langle \tau_w^x \rangle$ 为潮平均后沿河口方向的风应力。 a_c 取为 1400, z_0^b 没有较通用的表达式, 一般通过当地河口的实测拟合可得出与摩阻流速的关系式, 不同河口有不同关系式。本文采取一个简化方法, 对卡曼-普朗特流速垂向分布公式进行垂向平均, 使其等于潮平均潮流强度, 从而反推出 z_0^b 表达式。

将(12)式代入(13)式, 按照 1.1 的方法求解(13)式, 得:

$$\left\langle u'(x, z) \right\rangle = \frac{g \beta \bar{s}_x H(x)}{\delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)} P_1 + \frac{\tau_w^x}{\rho_0 \delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right) H(x)} P_2 \\ + \frac{g \langle \eta_x \rangle}{\delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)} P_3 + \bar{u}(x) P_4 \quad (20)$$

将(20)式代入(6)式, 得:

和盐度偏离值的垂向分布结构特征就体现在结构函

数上。将(20)式和(21)式代入(9)式, 经整理, 得到以下 一阶非线性常微分方程:

$$\begin{aligned}
 & -\frac{g^2 \beta^2 H(x)^4 s_0^2}{\delta^2 \kappa^2 \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)^2 K_V \bar{u}(x)} \overline{P_1 P_5} \tilde{s}_x^3 - \left[\begin{aligned} & \frac{g \beta \tau_w^x H(x)^2 s_0}{\rho_0 \delta^2 \kappa^2 \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)^2 K_V \bar{u}(x)} \left(\overline{P_1 P_6} + \overline{P_2 P_5} \right) \\ & + \frac{g^2 \beta \langle \eta_x \rangle H(x)^3 s_0}{\delta^2 \kappa^2 \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)^2 K_V \bar{u}(x)} \left(\overline{P_1 P_7} + \overline{P_3 P_5} \right) \\ & + \frac{g \beta H(x)^3 s_0}{\delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right) K_V} \left(\overline{P_1 P_8} + \overline{P_4 P_5} \right) \end{aligned} \right] \tilde{s}_x^2 \\
 & - \left[\begin{aligned} & \frac{\tau_w^{x2}}{\rho_0^2 \delta^2 \kappa^2 \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)^2 K_V \bar{u}(x)} \overline{P_2 P_6} + \frac{g^2 \langle \eta_x \rangle^2 H(x)^2}{\delta^2 \kappa^2 \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)^2 K_V \bar{u}(x)} \overline{P_3 P_7} \\ & + \frac{\bar{u}(x) H(x)^2}{K_V} \overline{P_4 P_8} + \frac{g \tau_w^x \langle \eta_x \rangle H(x)}{\rho_0 \delta^2 \kappa^2 \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right)^2 K_V \bar{u}(x)} \left(\overline{P_2 P_7} + \overline{P_3 P_6} \right) \\ & + \frac{\tau_w^x H(x)}{\rho_0 \delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right) K_V} \left(\overline{P_2 P_8} + \overline{P_4 P_6} \right) + \frac{g \langle \eta_x \rangle H(x)^2}{\delta \kappa \left(\langle u_*^b \rangle + \langle u_*^s \rangle \right) K_V} \left(\overline{P_3 P_8} + \overline{P_4 P_7} \right) - \frac{K_H(x)}{\bar{u}(x)} \end{aligned} \right] \tilde{s}_x - \tilde{s} = 0
 \end{aligned} \quad (22)$$

式中, $\tilde{s} = \frac{\bar{s}}{s_0}$, 为无量纲化的垂向平均盐度, s_0 为口门近底处海水盐度, K_H 为水平扩散系数。可以认为垂向平均后的欧拉余流只来自于下泄径流, 所以有:

$$\bar{u}(x) = \frac{Q_R}{B(x)H(x)}. \quad (23)$$

式中, $B(x)$ 和 $H(x)$ 分别为随纵向变化的河口宽度和水深, Q_R 为径流量。

将(22)式与(10)式相比较, 改进后的盐度分布微分方程中考虑了风的相关项和潮平均正压梯度 $\left\langle \frac{\partial \eta}{\partial x} \right\rangle$ 的相关项。垂向紊动黏性系数的垂向结构性体现在每一项对结构函数两两乘积取垂向平均产生的系数上(如 $\overline{P_1 P_5}$), 盐度分层作用体现在了 δ 上。

1.2.3 梯度理查森数的修正 梯度理查森数原有形式为:

$$Ri = \frac{N^2}{(u_z)^2} = -\frac{g \rho_z / \rho_0}{(u_z)^2} = -\frac{g \beta s_z}{(u_z)^2}. \quad (24)$$

式中, N 为浮力频率, $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} = -g \beta \frac{\partial s}{\partial z}$ 。梯度理查森数实质上就是维持稳定分层所需的位能与制造破坏稳定分层的垂向紊动混合所需的一部分紊动能的相对大小关系, 也可以表示为浮力和其他作

用力对盐度场的张力效应与垂向紊动混合的相对大小关系。所以, 根据梯度理查森数的定义, 有:

$$Ri = \frac{B}{P} = \frac{-K_V g \beta s_z}{A_V (u_z)^2} = -\frac{g \beta s_z}{(u_z)^2}. \quad (25)$$

式中, P 表示单位时间内制造紊流所需的能量, B 表示单位时间内维持稳定分层所需的势能。我们可以认为紊流只来源于表面边界层和底部边界层黏性底层中的纵向流速剪切作用。这里, 施密特数 S_C 近似取为 1, 边界层内垂向混合系数可表示为 $A_V = K_V = \frac{1}{4} k u_*$, h 为边界层厚度。在边界层内, 可以认为流速垂向分布符合卡曼-普朗特对数分布, 所以有:

$$P = A_V (u_z)^2 \approx \frac{4u_*^3}{\kappa z}. \quad (26)$$

式中, z 在这里表示边界层厚度, 边界层厚度可以代表垂向混合长度, 所以有:

$$P = P_s + P_b \approx \frac{4u_*^{s3}}{\kappa h_s} + \frac{4u_*^{b3}}{\kappa h_b}, \quad (27)$$

$$B = -K_V g \beta s_z = 0.25 \kappa (u_*^s + u_*^b) H N^2. \quad (28)$$

式中, h_s 、 h_b 分别为表面紊流边界层和底部紊流边界层厚度, 这里的边界层厚度参考 Stacey 等(2005)形式:

$$h_{s,b} = R_f^{1/2} \frac{u_*^{s,b}}{N_x} = R_f^{1/2} \frac{u_*^{s,b}}{\sqrt{g \beta s_x}}. \quad (29)$$

R_f 为通量理查森数, 取为 0.2, 所以有:

$$Ri = \frac{B}{P} = \frac{0.25\kappa(u_*^s + u_*^b)HN^2}{4u_*^{s3}/(\kappa h_s) + 4u_*^{b3}/(\kappa h_b)} \approx \frac{0.25\kappa(u_*^s + u_*^b)g\beta\Delta s}{4u_*^{s3}/(\kappa h_s) + 4u_*^{b3}/(\kappa h_b)} \quad (30)$$

将盐度输运方程简化为:

$$\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial s}{\partial z} \right) \quad (31)$$

这里 $K_V = \frac{1}{4} \times (u_*^s + u_*^b)H$, 在准稳态前提下对(31)式两边关于 z 积分两次, 可得:

$$\Delta s = \frac{\Delta u H s_x}{0.25\kappa(u_*^s + u_*^b)} \quad (32)$$

式中, Δu 表示表底层纵向流速差, 主要由于垂向交换流产生, 所以可以有: $\Delta u \approx u_g - u_w$ 。 u_g 和 u_w 分别代表重力环流和风生环流重力环流和风生环流引起的表底层流速差。之所以相减, 是因为 u_w 与 u_g 方向相同时符号相反。将(32)代入(30)式, 所以 Ri 可以变为:

$$Ri \approx \frac{(u_g - u_w)HN_x^2}{4u_*^{s3}/(\kappa h_s) + 4u_*^{b3}/(\kappa h_b)} = \frac{(u_g - u_w)g\beta H s_x}{4u_*^{s3}/(\kappa h_s) + 4u_*^{b3}/(\kappa h_b)} \quad (33)$$

式中, $(u_g - u_w)g\beta H s_x$ 表征张力效应程度, $4u_*^{s3}/(\kappa h_s) + 4u_*^{b3}/(\kappa h_b)$ 表征垂向紊动混合强度。

2 讨论

2.1 潮平均准稳态盐度改进模型的验证和比较

为了比较 MacCready 盐度模型、只考虑垂向紊动黏性系数垂向分布而未考虑盐度分层作用[见(11)式]的模型和改进模型与实测值的偏差, 本文通过珠江口磨刀门水道和美国 Delaware 河口的盐度实测资料进行检验。改进模型代表在加入了经过盐度分层修正的垂向紊动黏性系数垂向分布[见(12)式]的潮平均准稳态盐度解析模型。

算例一为珠江口磨刀门水道, 将磨刀门水道概化为一个变深定宽的河口, 尺寸形状如图 1 所示。上游径流量为 $1772\text{m}^3/\text{s}$, 距口门 89.12km 处由于分流减为 $1000.13\text{m}^3/\text{s}$, 距口门 55km 处再次分流减为 $777.29\text{m}^3/\text{s}$ 。 M_2 分潮潮流强度为 $0.45\text{m}/\text{s}$ 。沿河口方向的风速分量为 $3\text{m}/\text{s}$, 方向离岸。口门近底处海水盐度 s_0 为 15。水平扩散系数和垂向紊动扩散系数由实测资料率定得到。

算例二为美国 Delaware 河口, 概化后尺寸形状如图 3 所示, 河口宽度呈指数变化。径流量为 $650\text{m}^3/\text{s}$,

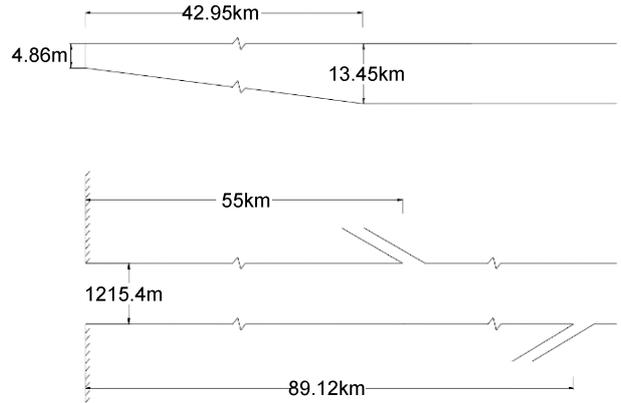


图 1 磨刀门水道概化尺寸

Fig.1 Generalization size of the Modaomen waterway

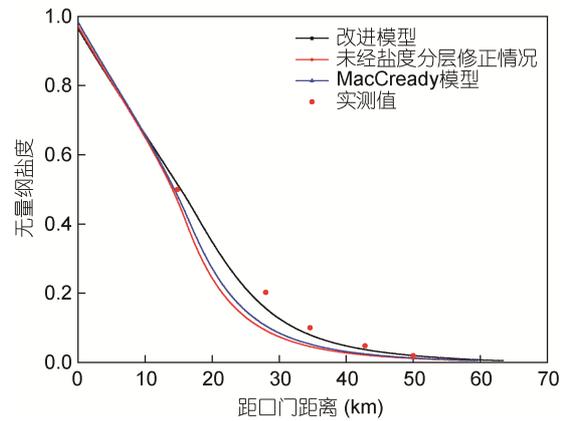


图 2 不同模型垂向平均盐度纵向分布结果

Fig.2 Longitudinal distribution of vertical average salinity in different models

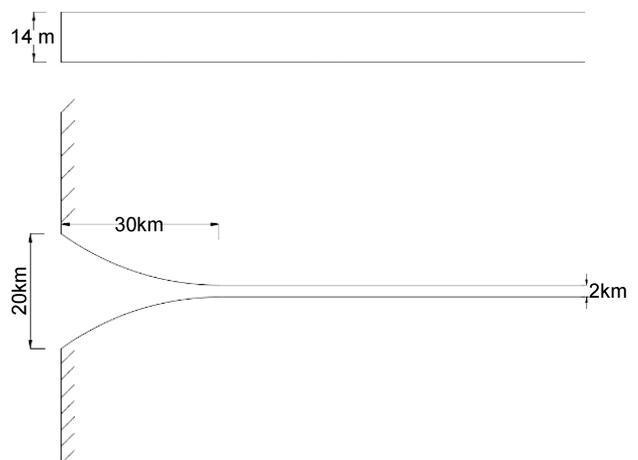


图 3 Delaware 河口概化尺寸

Fig.3 Generalization size of the Delaware estuary

M_2 分潮潮流强度为 $0.84\text{m}/\text{s}$ 。水平扩散系数参照 MacCready(2007), 口门处为 $295\text{m}^2/\text{s}$, 上游 7.6 公里处为 $50\text{m}^2/\text{s}$, 线性变化, 再向上游恒为 $50\text{m}^2/\text{s}$ 。垂向

紊动扩散系数参照 MacCready(2004)为垂向紊动黏性系数一半。口门近底处海水盐度 s_0 为 32。实测值引自 Garvine 等(1992)。

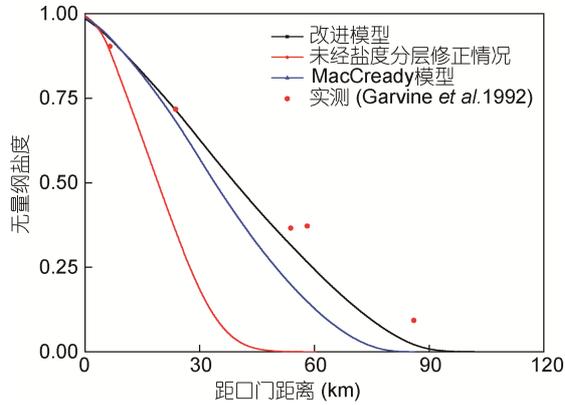


图 4 不同模型垂向平均盐度纵向分布结果

Fig.4 Longitudinal distribution of vertical average salinity in different models

从图 2、图 4 可以看出改进模型计算结果与实测值吻合得较好, 而未经过盐度分层修正情况的对应结果以及 MacCready 模型计算结果在盐度分布中段和上游与实测值偏差较大。说明改进模型模拟精度较 MacCready 模型有较大提高。

2.2 潮平均盐度分布对离岸风速变化的响应

任意方向的风速可分解为平行于河口方向的分量和垂直于河口方向的分量。本文不考虑垂直于河口方向的风速分量对盐度纵向分布的影响, 所以风向变化指平行于河口方向上离岸和向岸两种情况。以下计算河口参数参照算例二。

在准稳态情况下, 风速风向变化对盐度分布的影响体现在对岸盐通量的影响上。图 6 所示, 不同离岸风速下水平扩散盐通量纵向分布基本不变, 说明水平扩散盐通量基本不受离岸风速变化的影响, 对总体盐通量变化没有影响。图 5 所示, 不同的离岸风速下离散盐通量的变化趋势总体上是一致的, 先上升至距口门 10km 左右位置达到最大, 之后逐渐减小至盐水上溯末端为零。

上文(8)式表明, 河口某一断面处纵向离散盐通量可以表示为纵向流速偏离值、盐度偏离值与断面面积的乘积。风速变化对离散盐通量的影响体现在对流速偏离值和盐度偏离值的改变上。从流速偏离值[(20)式]和盐度偏离值表达式[(21)式]可以看出, 浮力和水体表面的风切应力产生对密度场的张力效应会促进纵向剪切, δ 减小, 使流速偏离值和盐度偏离值增大,

从而使离散盐通量增大。同时, 风的作用使得紊流边界层厚度增加, 垂向紊动混合增强, 垂向紊动混合会抑制纵向剪切, δ 增大, 使流速偏离值和盐度偏离值减小, 从而使离散盐通量减小。Scully 等(2005)通过对 York 河口实测流速盐度资料的分析指出, 风对纵向盐度梯度施加的张力效应对河口盐度的垂向分层和混合具有重要影响, 离岸风会增强潮平均纵向剪切, 使得垂向的流速和盐度差值增大。本文认为, 由于风张力效应与风成垂向紊动混合作用相反, 随着离岸风速的增大, 纵向剪切不会持续增强, 而是一个先增强后减弱的过程。在离岸风速从无风增加至 5m/s 的过程中, 风应力和紊流边界层厚度均增加(图 9), 但张力效应对纵向剪切的促进作用较垂向紊动混合对纵向剪切的抑制作用更明显, 使得流速偏离值和盐度偏离值不断增加, 从而导致离散盐通量的增加(图 5), 各断面盐度值也随之增加(图 7); 在离岸风速由 5m/s 增加至 8m/s 过程中, 风应力和紊流边界层厚度均继续增加(图 9), 此时垂向紊动混合对纵向剪切的抑制作用较张力效应对纵向剪切的促进作用更明显, 所以流速偏离值和盐度偏离值减小, 离散盐通量减小(图 5), 所以各断面盐度值也随之减小(图 7); 在离岸风速由 8m/s 增加至 15m/s 过程中, 垂向紊动混合对纵向剪切的抑制作用与张力效应对纵向剪切的促进作用基本相当, 后者略大, 两者作用相抵消, 所以流速偏离值和盐度偏离值基本维持不变, 各断面盐度值也总体不变(图 7)。

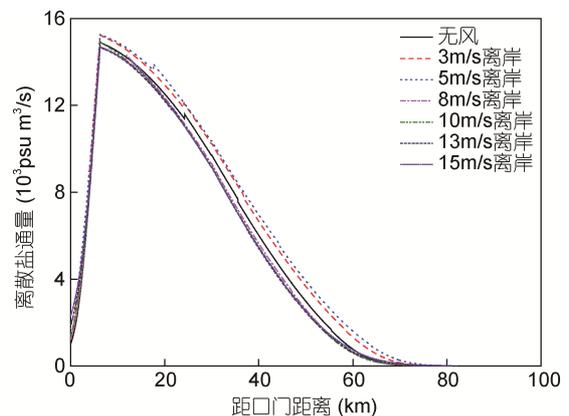


图 5 不同离岸风速下离散盐通量纵向分布

Fig.5 Longitudinal distribution of dispersion salt flux at different offshore wind speeds

纵向剪切的增强可以体现在盐度垂向分层的强化上, 而盐度垂向分层的强化反映在其稳定性的增强上, 稳定性判据梯度理查森数 Ri 体现了张力效应

与垂向紊动混合的相对大小关系, 对应着对纵向剪切的促进作用与抑制作用的相对大小关系。Scully 等

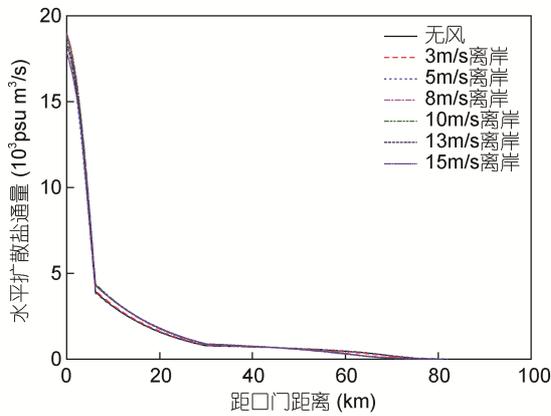


图 6 不同离岸风速下水平扩散盐通量纵向分布

Fig.6 Longitudinal distribution of horizontal diffusion salt flux at different offshore wind speeds

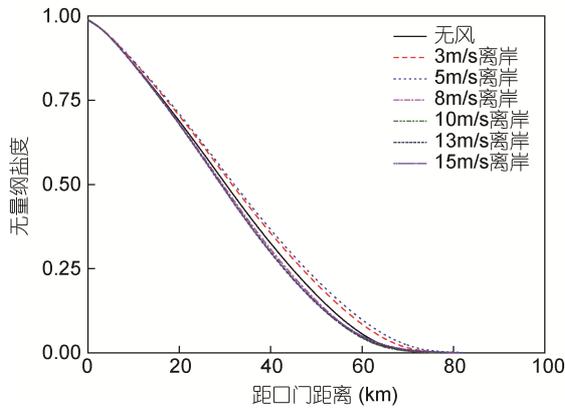


图 7 不同离岸风速下垂向平均盐度纵向分布

Fig.7 Longitudinal distribution of vertical-average salinity at different offshore wind speeds

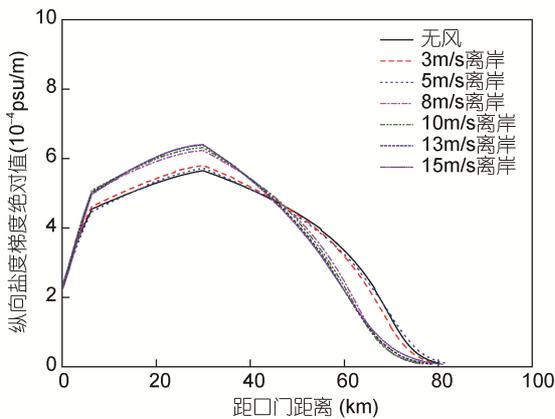


图 8 不同离岸风速下盐度梯度绝对值纵向分布

Fig.8 Longitudinal distribution of salinity gradient at different offshore wind speeds

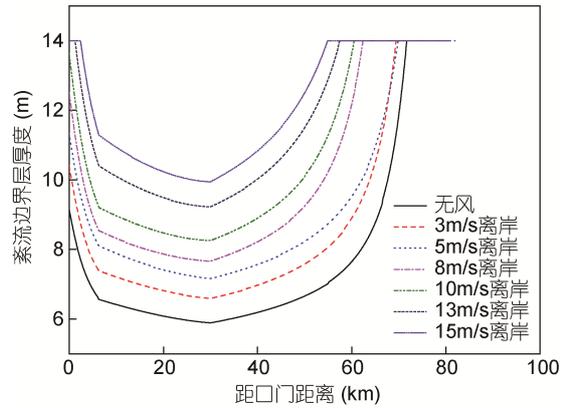


图 9 不同离岸风速下边界层厚度纵向分布

Fig.9 Longitudinal distribution of boundary layer in different offshore wind speeds

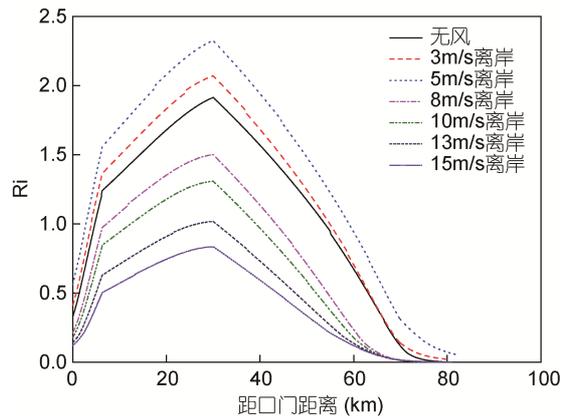


图 10 不同离岸风速下 Ri 值纵向分布

Fig.10 Longitudinal distribution of Ri in different offshore wind speeds

(2005)认为离岸风应力作用会使得盐度垂向分层不断增强, 而本研究表明, 在离岸风速增强的过程中, 两者的相对大小经历了先增大后减小的变化(图 10), 从无风至 5m/s 时增大, 5m/s 至 8m/s 时明显减小, 8m/s 至 15m/s 时略有减小, 说明盐度垂向分层经历了先增强后减弱的过程。

2.3 潮平均盐度分布对向岸风速变化的响应

向岸风速不同时, 盐度分布和盐水上溯距离有明显差异(图 11)。从通量变化角度分析, 水平扩散盐通量变化相对离散盐通量很小(图 14), 所以河口总体盐通量变化取决于离散盐通量变化。由于向岸风切应力产生的张力效应与浮力产生的张力效应对纵向剪切施加的作用是相反的, 向岸风应力的增大会减弱总的张力效应, 所以向岸风应力和垂向紊动混合都会抑制纵向剪切(Scully *et al*, 2005)。在向岸风速从无风增加至 15m/s 的过程中, 风应力和紊流边界层厚度均增加(图 15), 反向风张力对纵向剪切的抑制作用与

垂向紊动混合对纵向剪切的抑制作用相叠加, 强度远大于浮力产生的张力效应对纵向剪切的促进作用, 使得流速偏离值和盐度偏离值始终明显减小, 从而导致离散盐通量的不断减小(图 13), 各断面盐度也随之减小(图 11)。

从梯度理查森数 Ri 对向岸风变化的响应来看(图 16), 向岸风速增大的过程最大值基本不变, 但上游区域 Ri 值有明显下降, 当风速增大到 15m/s 时, 相较无风时有约一半区域张力效应消失, Ri 值为 0, 盐度呈现充分混合状态。下游区域 Ri 值有所增加, 这主要与下游区域纵向盐度梯度明显增加有关(图 12)。

比较 2.2 与 2.3 的结果会发现, 河口潮平均盐度及盐度梯度分布对向岸风的敏感性明显高于离岸风, 且同风速时向岸风作用产生的盐度分布和上溯距离明显大于离岸风作用时(图 7、图 8、图 11、图 12)。这主要由于离岸风作用时总的张力效应与垂向紊动

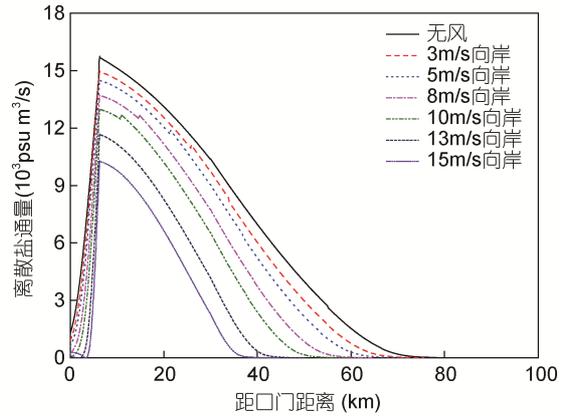


图 13 不同向岸风速下离散盐通量纵向分布
Fig.13 Longitudinal distribution of dispersion salt flux at different onshore wind speeds

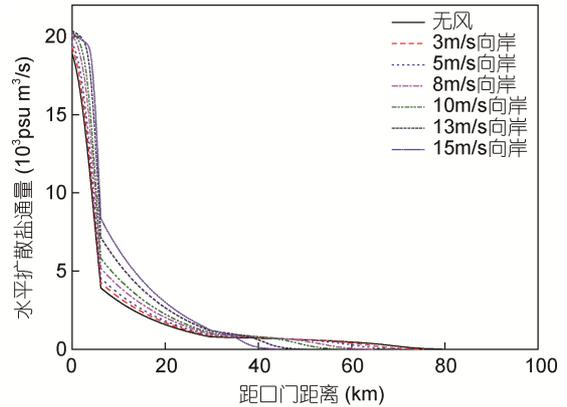


图 14 不同向岸风速下水平扩散盐通量纵向分布
Fig.14 Longitudinal distribution of horizontal diffusion salt flux at different onshore wind speeds

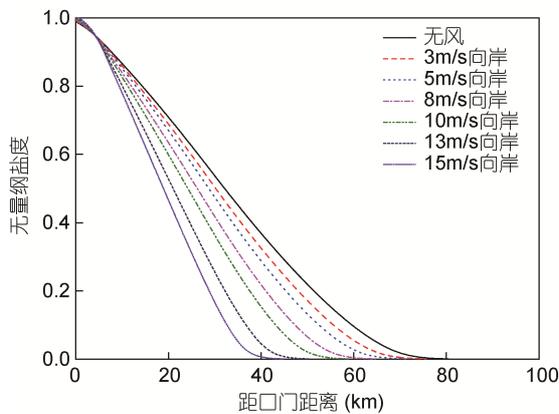


图 11 不同向岸风速下垂向平均盐度纵向分布
Fig.11 Longitudinal distribution of vertical-average salinity at different onshore wind speeds

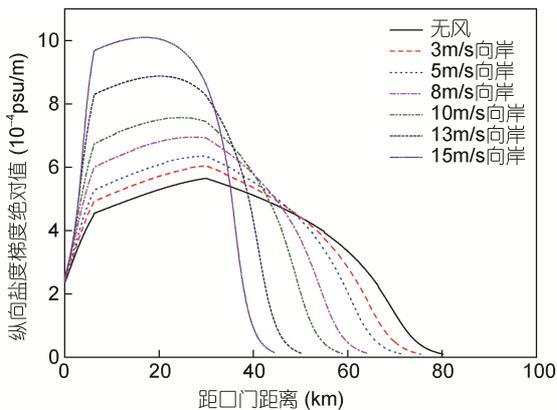


图 12 不同向岸风速下盐度梯度绝对值纵向分布
Fig.12 Longitudinal distribution of salinity gradient at different onshore wind speeds

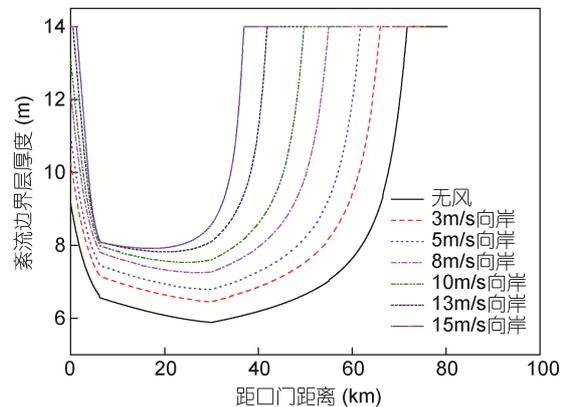


图 15 不同向岸风速下边界层厚度纵向分布
Fig.15 Longitudinal distribution of boundary layer at different onshore wind speeds

混合对离散盐通量的作用是相抵消的, 而向岸风作用时风张力效应与垂向紊动混合对离散盐通量的作用是相叠加的。

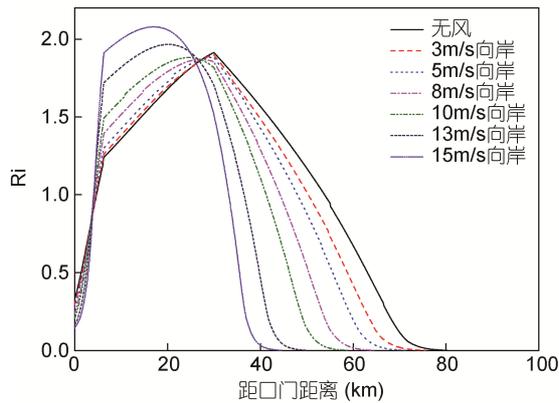


图 16 不同向岸风速下 R_i 值纵向分布

Fig. 16 Longitudinal distribution of R_i at different onshore wind speeds

3 结论

本文在 MacCready 潮平均准稳态盐度解析模型基础上考虑了有风情况下垂向紊动黏性系数的垂向分布和盐度分层的作用, 对原有模型进行了改进, 得到以下结论:

(1) 模型计算结果同珠江口磨刀门水道及 Delaware 河口盐度实测资料对比结果表明, 改进模型的精度较原有模型有较大提升, 与实测盐度资料吻合较好;

(2) 基于 Delaware 河口的基本参数, 分析了盐度纵向分布对风速风向的响应。结果显示: 当离岸风作用时, 在风速增加的前期, 浮力和风的张力效应对离散盐通量的促进作用与风产生的垂向紊动混合对离散盐通量的抑制作用相抵消, 前者强度大于后者, 使得各断面盐度值整体上增加; 在风速增加的后期, 情况与前期一致, 但后者强度大于前者, 使得各断面盐度值整体上有所减少;

(3) 当向岸风作用时, 在风速增加的全过程中, 反向表面风应力产生的张力效应对离散盐通量的抑制作用与风产生的垂向紊动混合对离散盐通量的抑制作用相叠加, 使得各断面盐度值整体上有明显减少。

本文的改进对增进河口水流盐度动力机制的认识有着重要价值, 但还存在着一些不足, 值得进一步研究: (1)未考虑横向的地形变化, 某些情况下横向的离散作用会对河口盐度分布产生重要影响; (2)为了使计算和结果不至于过于繁琐, 原有模型和改进模型都令垂向紊动扩散系数 K_v 垂向恒定, 实际上 K_v 也存在垂向分布; (3)本文假定垂向紊动黏性系数 A_v 不随时间变化, 而对于涨潮与落潮 A_v 差异巨大的河口(所

谓的盐度周期性分层河口), 潮汐张力(tidal straining)对河口潮平均盐度分布的影响就不可忽略。

参 考 文 献

- 包芸, 任杰, 2001. 采用改进的盐度场数值格式模拟珠江口盐度分层现象. 热带海洋学报, 20(4): 28—34
- 匡翠萍, 1997. 长江口盐水入侵三维数值模拟. 河海大学学报, 25(4): 54—60
- 陈永平, 刘家驹, 喻国华, 2002. 潮流数值模拟中紊动黏性系数的研究. 河海大学学报, 30(1): 39—43
- 诸裕良, 严以新, 1998. 大江河口三维非线性斜压水流盐度数学模型. 水利水运科学研究, (2): 129—138
- Burchard H, Hetland R D, 2010. Quantifying the contributions of tidal straining and gravitational circulation to residual circulation in periodically stratified tidal estuaries. Journal of Physical Oceanography, 40(6): 1243—1262
- Craig P D, Banner M L, 1994. Modeling wave—enhanced turbulence in the ocean surface layer. Journal of Physical Oceanography, 24(12): 2546—2559
- Garvine R W, McCarthy R K, Wong K C, 1992. The axial salinity distribution in the Delaware estuary and its weak response to river discharge. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 35(2): 157—165
- Geyer W R, Trowbridge J H, Bowen M M, 2000. The dynamics of a partially mixed estuary. Journal of Physical Oceanography, 30(8): 2035—2048
- Hansen D V, Rattray Jr M, 1965. Gravitational circulation in straits and estuaries. Journal of Marine Research, 23(2): 104—122
- Ianniello J P, 1977. Tidally induced residual currents in estuaries of constant breadth and depth. Journal of Marine Research, 35: 755—786
- Jay D A, Smith J D, 1990. Residual circulation in shallow estuaries: 2. Weakly stratified and partially mixed, narrow estuaries. Journal of Geophysical Research, 95(C1): 733—748
- MacCready P, 2004. Toward a Unified theory of tidally-averaged estuarine salinity structure. Estuaries, 27(4): 561—570
- MacCready P, 2007. Estuarine adjustment. Journal of Physical Oceanography, 37(8): 2133—2145
- McCarthy R K, 1993. Residual currents in tidally dominated, well-mixed estuaries. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 45(4): 325—340
- Munk W H, Anderson E R, 1948. Notes on a theory of the thermocline. Journal of Marine Research, 7: 276—295
- Nezu I, Rodi W, 1986. Open-channel flow measurements with a laser Doppler anemometer. Journal of Hydraulic Engineering, 112(5): 335—355
- Nguyen A D, Savenije H H G, 2006. Salt intrusion in multi—channel estuaries: a case study in the Mekong Delta, Vietnam. Hydrology and Earth System Sciences, 10(5): 743—754
- Nguyen A D, Savenije H H G, Pham D N *et al*, 2008. Using salt intrusion measurements to determine the freshwater discharge distribution over the branches of a multi—channel estuary: the Mekong Delta case. Estuarine, Coastal and Shelf

- Science, 77(3): 433—445
- Pritchard D W, 1954. A study of the salt balance in a coastal plain estuary. *Journal of Marine Research*, 13: 133—144
- Pritchard D W, 1956. The dynamic structure of a coastal plain estuary. *Journal of Marine Research*, 15: 33—42
- Ralston D K, Geyer W R, Lerczak J A, 2008. Subtidal salinity and velocity in the Hudson river estuary: Observations and modeling. *Journal of Physical Oceanography*, 38(4): 753—770
- Savenije H H G, 1986. A one-dimensional model for salinity intrusion in alluvial estuaries. *Journal of Hydrology*, 85(1—2): 87—109
- Savenije H H G, 1993. Predictive model for salt intrusion in estuaries. *Journal of Hydrology*, 148(1—4): 203—218
- Savenije H H G, 2005. *Salinity and Tides in Alluvial Estuaries*. Amsterdam: Elsevier, 197
- Scully M E, Friedrichs C T, Brubaker J M, 2005. Control of estuarine stratification and mixing by wind—induced straining of the estuarine density field. *Estuaries*, 28(3): 321—326
- Stacey M T, Ralston D K, 2005. The scaling and structure of the estuarine bottom boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, 35(1): 55—71
- Zhang E F, Savenije H H G, Wu H *et al*, 2011. Analytical solution for salt intrusion in the Yangtze Estuary, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 91(4): 492—501

THE ANALYTICAL MODEL OF ESTUARINE TIDALLY AVERAGED QUASI-STEADY SALINITY

ZHU Yu-Liang¹, CHEN Wei-Lun¹, CHU Ao^{1,2}

(1. College of Harbor, Coastal and Offshore Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;

2. Jiangsu Key Laboratory of Coast Ocean Resources Development and Environment Security, Nanjing 210098, China)

Abstract The model of MacCready tidally averaged quasi-steady estuary salinity was improved considering the effect of wind at different speed and the vertical distribution of vertical turbulent viscosity coefficient against salinity stratification. For offshore case, when wind speed increases, taking Delaware estuary (USA) as an example, when saltwater upstream distance and the Ri (the Richardson number) increase first and then decrease, the boundary layer thickness increases. For onshore wind case, when wind speed increases, when upstream distance and the Ri value decrease, the boundary layer thickness increases. The influence of wind on vertical distribution of vertical average salinity of estuary is indicated mainly in two aspects, i.e., the straining effect and vertical turbulent mixing, which change the magnitude of dispersion salt flux and directly affect the vertical distribution of salinity.

Key words estuary; salinity analytical model; wind speed and direction; vertical turbulent viscosity coefficient