

# ECOMSED 模式在杭州湾海域流场模拟中的应用

堵盘军<sup>1</sup>, 胡克林<sup>1</sup>, 孔亚珍<sup>1</sup>, 尹兴<sup>1\*</sup>

(1. 华东师范大学 河口海岸国家重点实验室, 上海 200062)

**摘要:** 针对杭州湾独特的喇叭型强潮河口湾的特点, 基于 Blumberg 等(1996)的 ECOMSED 模式, 引入动边界技术, 建立杭州湾三维动边界的潮流模型. 模型以正交曲线坐标下三维非线性水动力方程为基本方程, 应用 Mellor 和 Yamada 的 2.5 阶湍流闭合模型计算紊动黏滞系数, 嵌入 Grant 和 Madsen 的底边界层模型考虑波浪对底部应力的作用, 采用干湿网格法模拟潮流漫滩过程; 综合考虑径流, 风应力, 密度流和  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$  四个主要分潮和  $M_4$ ,  $S_4$ ,  $MS_4$  三个浅水分潮的作用, 从而提高杭州湾潮流模拟的精度. 通过验潮站调和常数和多次海流连续观测资料的验证, 表明该文建立的模型可以更好的用于杭州湾流场的预报模拟.

**关键词:** 杭州湾; 三维潮流; 动边界; 浅水分潮; Grant-Madsen 模型

中国分类号: P731.23

文献标识码: A

文章编号: 0253-4193(2007)01-0007-10

## 1 引言

杭州湾是世界著名的喇叭型强潮河口湾(图 1), 进出潮量巨大, 湾顶激涌最大潮差达 9 m; 在强劲的潮流等水动力作用下, 湾内冲淤现象强烈, 地貌演变复杂; 杭州湾岛屿众多, 水道纵横, 水流具有显著而复杂的三维特性. 杭州湾西连钱塘江, 北邻长江口, 与两大河口物质交换频繁. 杭州湾具有丰富的港口航运、土地等自然资源. 目前有一系列重大工程, 如洋山深水港、跨海大桥等正在建设之中. 这些工程对于建设以上海为龙头的长江三角洲地区世界级特大型国际都市圈具有极其重要意义, 同时也对河口海岸研究提出了更高的要求. 其中, 合理而正确的刻画并模拟杭州湾海域的流场特征不仅在学术上, 特别在工程应用中均意义重大.

早期人们较多的是应用二维数值模拟方法, 研究杭州湾的潮流特征<sup>[1-5]</sup>; 李身铎<sup>[6]</sup>最先采用“ $\sigma$  坐

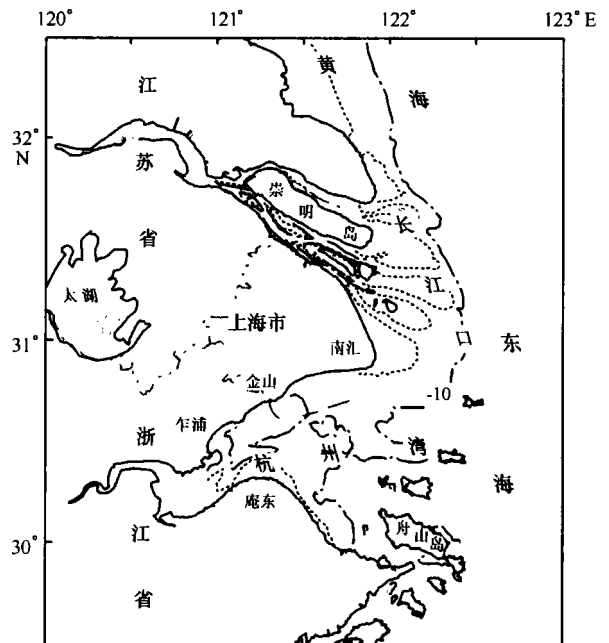


图 1 杭州湾与长江口海域形势图

收稿日期: 2005-12-25; 修订日期: 2006-10-22.

基金项目: 中荷合作项目(2004CB720505); 国家 973 项目(2002CB412403); 上海市科学基金(04DZ05620).

作者简介: 堵盘军(1979—), 男, 江苏省宜兴县人, 博士, 现主要从事河口海岸动力学研究.

\* 通讯作者, E-mail: pxding@sklec.ecnu.edu.cn

标下的三维数值模式”模拟杭州湾海域的  $M_2$  分潮和  $(K_1 + O_1)/2$  分潮;何青<sup>[7]</sup>采用 POM 模型计算杭州湾北部的潮流场及污染物的扩散输移;史峰岩、朱首贤、朱建荣等<sup>[8-11]</sup>引进 ECOM 模型,并对斜压梯度力和物质对流扩散的计算做了改进,建立了一个以杭州湾和长江口为整体的三维模型,进行潮流、余流和物质输运的计算和研究;孙昭晨等<sup>[12]</sup>、马启南等<sup>[13]</sup>引入嵌套 2.5 阶湍流闭合模型的 POM 模型模拟了杭州湾的三维流场。应该说,杭州湾流场的数值模拟和研究在近几年取得重要进展,并在系列重大工程中得到应用。但是,由于杭州湾流场的复杂性,尚有一些内容有待深入研究。如杭州湾海域宽广且水浅,湾内大部分水深在 10 m 左右,波浪作用强。在机制上,需合理引入波浪对流场的影响;杭州湾潮滩较宽,水陆边界变化较大<sup>[14,15]</sup>,在计算方法上应引入动边界;杭州湾受长江口影响巨大,在模型中要合理体现长江口物质输运对杭州湾的影响。

本文拟在前人研究基础上,以杭州湾和长江口为联合计算区域,基于近年来国际上流行的近岸海洋数值模式(ECOMSED 模式)<sup>[16-20]</sup>,采用基于静压和 Boussinesq 近似下的海洋原始方程,水平正交网格,垂向  $\sigma$  坐标,变量空间配置 Arakawa-C 格式,自由海表面的三维斜压模式。其中嵌套 Grant-Madsen 模式<sup>[19]</sup>考虑波浪和流共同作用下对底部切应力的影响,用 Mellor 和 Yamada 湍流闭合模式<sup>[16]</sup>计算垂向湍黏性系数;同时引入动边界技术,建立杭州湾三维动边界流场模型。通过收集的 22 个验潮站资料首先确定研究区域主要分潮的调和常数,使得模型可以比较精确模拟及预报天文潮,然后引入钱塘江和长江径流、风应力与密度流,数值模拟杭州湾的实际流场并用实测资料验证。计算结果表明,本文提出的模型能合理的反映杭州湾流场的变化特征,可以用于实际的流场预报。

## 2 杭州湾三维动边界潮流模型

### 2.1 模型介绍

ECOMSED 模式是目前国际上较为先进的水流、泥沙、水质模型之一,具有计算三维水流、水质、动床泥沙等诸多功能。该模式主要由水动力模块、泥沙输运模块、波浪模块、热通量模块和水质跟踪模块组成,各模块之间相互耦合。其中水动力模块是一个基于静压和 Boussinesq 近似的三维斜压原始方程模式<sup>[16-20]</sup>;自由海表面,水平网格采用的是曲线正

交坐标系;垂直方向采用  $\sigma$  坐标。变量空间配置 Arakawa-C 格式,2.5 阶湍流闭合模型求解垂向混合系数和扩散系数<sup>[16]</sup>,水平湍流粘滞和扩散系数基于 Smagorinsky<sup>[16]</sup>参数化方法计算。

$\sigma$  坐标和  $Z$  坐标的转化关系如下:

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad t^* = t,$$

式中,  $x, y$  和  $z$  分别是笛卡尔坐标系的空间自变量,  $t$  是时间自变量;而  $x^*, y^*$  和  $z^*$  则分别是  $\sigma$  坐标系的空间自变量,  $t^*$  是  $\sigma$  坐标系的时间自变量。  $D = H + \eta$ , 其中,  $H(x, y)$  为水深,  $\eta(x, y, t)$  为海平面起伏。这样,从海底 ( $z = -H$ ) 到海面 ( $z = \eta$ ), 相应地  $\sigma$  从  $\sigma = -1$  变化到  $\sigma = 0$ 。

$\sigma$  坐标系下考虑底地形和自由面起伏的三维原始方程如下:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DY}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[ \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x, \quad (2)$$

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[ \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y, \quad (3)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_s, \quad (4)$$

$$\frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] + \frac{2K_M}{D} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2gK_H}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_q, \quad (5)$$

$$\frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2 l}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right] + E_1 l \left[ \frac{K_M}{D} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{gK_H}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] W -$$

$$\frac{Dq^3}{B_1} + F_l, \quad (6)$$

上述 6 个方程分别为连续方程,  $x$  方向动量方程,  $y$  方向动量方程, 盐量扩散方程, 湍动能方程, 湍混合长度方程。其中,  $U, V$  和  $\omega$  分别是  $\sigma$  坐标系下的水平速度和垂向速度,  $S$  是盐度,  $q^2$  为湍动能,  $l$  为湍流的长度尺度。上述方程(4)~(6)中, 水平扩散项  $F_x, F_y, F_s, F_q$  和  $F_l$  的表达式如下:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} (H \tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (H \tau_{xy}),$$

$$F_y \equiv \frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{yy}),$$

其中,

$$\tau_{xx} = 2A_M \frac{\partial U}{\partial x}, \quad \tau_{xy} = \tau_{yx} = A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right),$$

$$\tau_{yy} = 2A_M \frac{\partial V}{\partial y}.$$

同理,

$$F_q \equiv \frac{\partial}{\partial x}(Hq_x) + \frac{\partial}{\partial y}(Hq_y), \quad q_x \equiv A_H \frac{\partial q}{\partial x},$$

$$q_y \equiv A_H \frac{\partial q}{\partial y},$$

$$F_s \equiv \frac{\partial}{\partial x}(HS_x) + \frac{\partial}{\partial y}(HS_y), \quad S_x \equiv A_H \frac{\partial S}{\partial x},$$

$$S_y \equiv A_H \frac{\partial S}{\partial y},$$

$$F_l \equiv \frac{\partial}{\partial x}(Hl_x) + \frac{\partial}{\partial y}(Hl_y), \quad l_x \equiv A_H \frac{\partial l}{\partial x},$$

$$l_y \equiv A_H \frac{\partial l}{\partial y}.$$

## 2.2 Grant-Madsen 模型

为考虑波浪对底切应力的影响, 本文引入 Grant-Madsen (GM) 模型<sup>[18, 20]</sup>, 用一个迭代过程来求解波浪共同作用下的底切应力. 波浪引起的地摩擦切应力为:  $\tau_w = \rho u_w^2 = \frac{1}{2} \rho f_w U_\delta^2$ , 其中  $\rho$  为水的密度,  $u_w$  为波浪摩阻流速,  $f_w$  为波浪摩擦系数,  $U_\delta$  为近底波浪轨道速度. 根据线性波浪理论<sup>[23]</sup>:

$$U_\delta = \frac{a\omega}{\sinh KH}, \quad \omega^2 = gK \tanh KH.$$

式中,  $a$  为波浪的振幅,  $H$  为水深,  $\omega$  为波浪角频率,  $K$  为波数.

具体的迭代步骤如下:

(1) 假设切应力增长系数  $C_R^n$ ; 流摩阻流速初值为  $u^*c = \sqrt{\tau/\rho}$ , 其中  $\tau = f\rho\bar{U}^2$ ,  $f$  取 0.0025,  $\rho$  为水的密度,  $\bar{U}$  为深度平均流速; 底部参考高度取  $z = 0.05H$  处, 利用流速剖面的对数分布, 可以估计在参考高度上的流速大小:  $u_c = (u^*c/K \ln(z/z_0))$ , 式中  $K = 0.4V_{on}$  Karman 常数,  $z_0$  为底部糙率, 利用关系式  $K_N \approx 30z_0 \approx 2.5D_{50}$ , 建立  $z_0$  与底质中值粒径  $D_{50}$  的关系,  $K_N$  为 Nikuradse 糙率.

(2) 通过解以下方程, 计算  $C_R^n$  对应的波浪摩擦系数  $f_w$

$$\frac{1}{4} \frac{1}{f_w} + \log \left[ \frac{1}{4} \frac{1}{f_w} \right] = \log \left[ \frac{C_R^n U_\delta}{\omega z_0} \right] -$$

$$1.65 + 0.24(4 \sqrt{f_w}).$$

(3) 计算增大的波浪摩阻流速  $u^*_{wm}$

$$u^*_{wm} = \sqrt{\tau_{wm}/\rho} = \sqrt{C_R^n} \sqrt{f_w/2} U_\delta.$$

(4) 通过解以下方程, 计算摩阻流速  $u^*c$

$$u_c = u^*c/u^*_{cw} (\ln(\delta_{av}/z_0) + \ln(z/\delta_{av})),$$

其中,  $u^*_{cw} = u^*_{wm} \times (C_R^n)^{1/2}$ ,  $\delta_{av} = 2l_w = 2(K_N u^*_{cw}/\omega)$ ,  $l_w$  为波浪边界层厚度.

(5) 由下列公式计算新的  $C_R^{n+1}$

$$u^*_{av} = u_{wm} [1 + 2(u^*c/u^*_{wm})^2 \cos \phi_{av} + (u^*c/u^*_{wm})^4]^{1/4} = \sqrt{C_R^{n+1}} u^*_{wm}.$$

(6) 重复步骤(2)~(5), 直到  $C_R^n$  相对误差满足条件, 例如  $|C_R^{n+1} - C_R^n|/C_R^n < 0.01$ .

## 2.3 动边界的处理方式

将三维数值模型运用到具有宽广潮间带的河口区域, 应该考虑岸边随时间而变, 目前对于这个问题一般有两种方法: (1) 移动边界法, (2) 干湿处理法. 其中干湿处理法原理简单, 可以用于包括复杂岸界、岛屿的模拟, 因此本文也将采用这种技术. 由于潮滩的淹没和干湿直接改变计算域的大小, 因此在计算空间某点的流速之前, 应首先根据流速点总水深和水位点总水深的空间分布, 判断计算点为干点或湿点.

定义:  $D_{i,j} = H_{i,j} + \eta_{k,j}$ ;  $du_{i,j} = 0.5 \times (D_{i,j} + D_{i-1,j})$ ;  $dv_{i,j} = 0.5 \times (D_{i,j} + D_{i,j-1})$ , 为书写方便, 将速度  $U = (U_1, U_2)$  表示为  $U = (u, v)$ .

(a)  $du_{i,j} > 0$ ;

(b)  $D_{i,j} > 0$  且  $D_{i-1,j} > 0$ ;

(c)  $D_{i,j} > 0$  且  $D_{i-1,j} < 0$  且  $\eta_{k,j} - \eta_{k-1,j} > 0$ ;

(d)  $D_{i,j} < 0$  且  $D_{i-1,j} > 0$  且  $\eta_{k-1,j} - \eta_{k,j} > 0$ ;

(e)  $du_{i,j} < 0$ .

干湿判别规则如下:

(1) 如果满足(a)且满足(b), 则  $u$  流速点为湿点;

(2) 如果满足(a)且满足(c); 或如果满足(a)且满足(d), 则  $u$  流速点为湿点;

(3) 其余, 则  $u$  流速点为干点.

在流速求解过程, 由于瞬时项和垂向扩散项总出现水深做分母, 为了避免溢出, 需取一个最小水深, 其值可根据潮间带坡度和所用时间步长确定. 本文中取为 0.5 m. 在计算流速  $v$  时, 也作如上类似的干湿判断. 只需将  $D_{i-1,j}$   $D_{i,j-1}$ ;  $\eta_{k-1,j}$   $\eta_{k,j-1}$ ;  $du_{i,j}$   $dv_{i,j}$ .

### 3 模型的计算及验证

#### 3.1 计算区域

考虑到杭州湾与长江口水沙交换频繁, 计算区域包括杭州湾和长江口. 长江口上界取到洪季潮流界江阴, 杭州湾上界取到钱塘江的仓前, 计算范围从 29. 1°N 到 33. 5°N, 120. 25°E 到 123°E (图 2), 采用曲线网格提高分辨率, 并使网格曲线尽量与河道边界、工程边界结合. 网格数为 117×94, 网格最小 600 m, 最大 5 500 m, 垂向均匀分为 9 层, 时间步长 60 s.

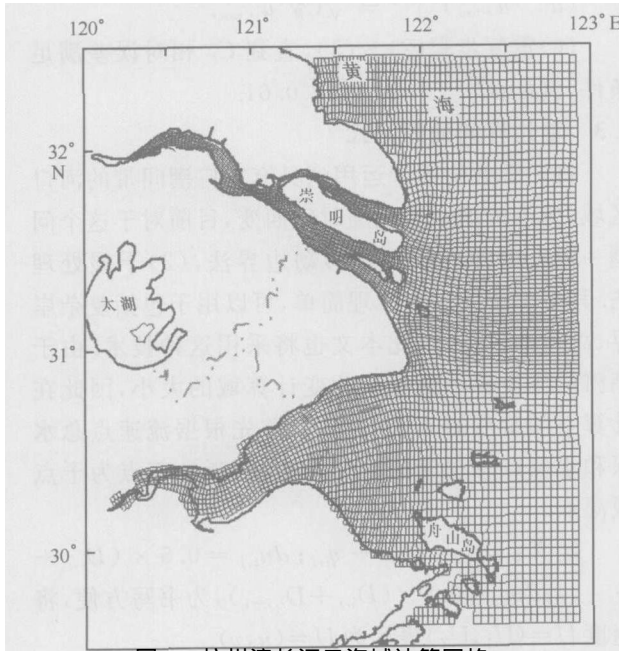


图 2 杭州湾长江口海域计算网格

#### 3.2 初始和边界条件

模型的初始条件涉及水位和流速, 以及盐度的初始值. 由于水位和流速对外界动力响应较快, 初值均取为零. 本区的流场是潮流和径流、密度流以及风生流的综合. 对于潮流, 在各个边界通过水位变化作为模式的驱动, 水位  $\zeta$  的表达式为:

$$\zeta = \sum_{i=1}^{m_d} f_i H_i \cos[\omega t + (V_0 + u)_i - g_i],$$

式中,  $f_i$  为各分潮的交点因子,  $(V_0 + u)_i$  为各分潮的天文相角,  $\omega$  为分潮的角频率,  $g_i$  和  $H_i$  为潮波的地方迟角和振幅. 在本模式中, 考虑研究区域的 7 个分潮, 即  $M_2, S_2, K_1, O_1, M_4, MS_4, S_4$ . 外海开边界的迟角和振幅资料根据《渤海 黄海 东海海洋图集》<sup>[27, 28]</sup> 的潮汐调和常数分布图矢量化后插值得到; 对上边界长江径流取潮流界顶点江阴站的当月平均值(其中 7 月为 49 500 m<sup>3</sup>/s, 2 月为 11 200 m<sup>3</sup>/s), 钱

塘江的流量相对来说较小(7 月为 1 100 m<sup>3</sup>/s, 2 月为 650 m<sup>3</sup>/s)<sup>[26]</sup>; 对于表面风应力  $\bar{\tau}_a = \rho_a C_D |W| W^{[26]}$ , 其中  $\rho_a$  为空气密度;  $W$  为风速矢量, 它的两个分量为  $(U_{wd}, V_{wd})$ ,  $C_D$  为海水对风的拖曳系数,  $C_D = (0.73 + 0.0691 |W|) \times 10^{-3}$ . 在模型计算中, 由于风对表层流速有较明显的影响, 温盐效应所产生的密度流在杭州湾及其邻近区域的影响主要体现在: (1) 有利于外海高盐水从底层进入湾内. (2) 在杭州湾中有时会形成明显的锋面结构. (3) 有利于杭州湾和长江口交汇区域余流和物质输运分支的形成. 在本文中风场, 盐度初始场取《渤海 黄海 东海海洋图集》中风应力参数和盐度的月平均分布值; 底摩擦系数根据文献[6]先取为 0.076, 然后在微调至恰当值. 模型计算中嵌套的波浪场在此用前面提及的《渤海 黄海 东海海洋图集》中 7 月平均风场的资料, 输入 SWAN 模型计算作为输入条件, 波浪分布场图如 3 所示.

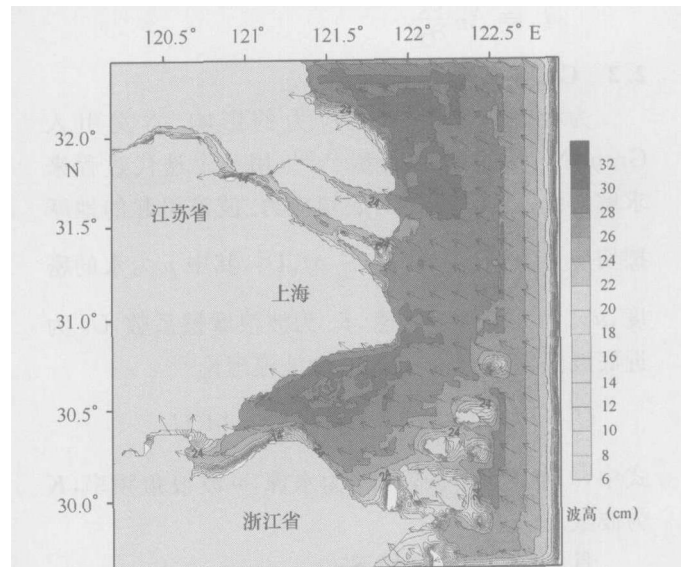


图 3 波浪要素分布图

#### 3.3 潮汐验证

首先对杭州湾 4 个主要分潮  $M_2, S_2, K_1, O_1$  和 3 个浅水分潮作数值模拟. 由静止开始, 积分 10 d, 流场稳定以后, 继续积分 1 个月, 用最小二乘法作潮汐潮流调和, 输出结果进行分析. 作者整理和分析了杭州湾 22 个验潮站的数据(见图 4), 这里给出其中部分计算值和观测值的比较(见表 1). 在模拟计算中模式较好的体现了潮位的变化过程. 从模拟的分潮的等振幅和同潮时线分布看出(见图 5), 杭州湾内的总体潮波自东向西传播, 在湾内基本属于前进波性质, 但越向西则呈驻波性质. 潮汐振幅由于喇叭形效应随距离而增加.

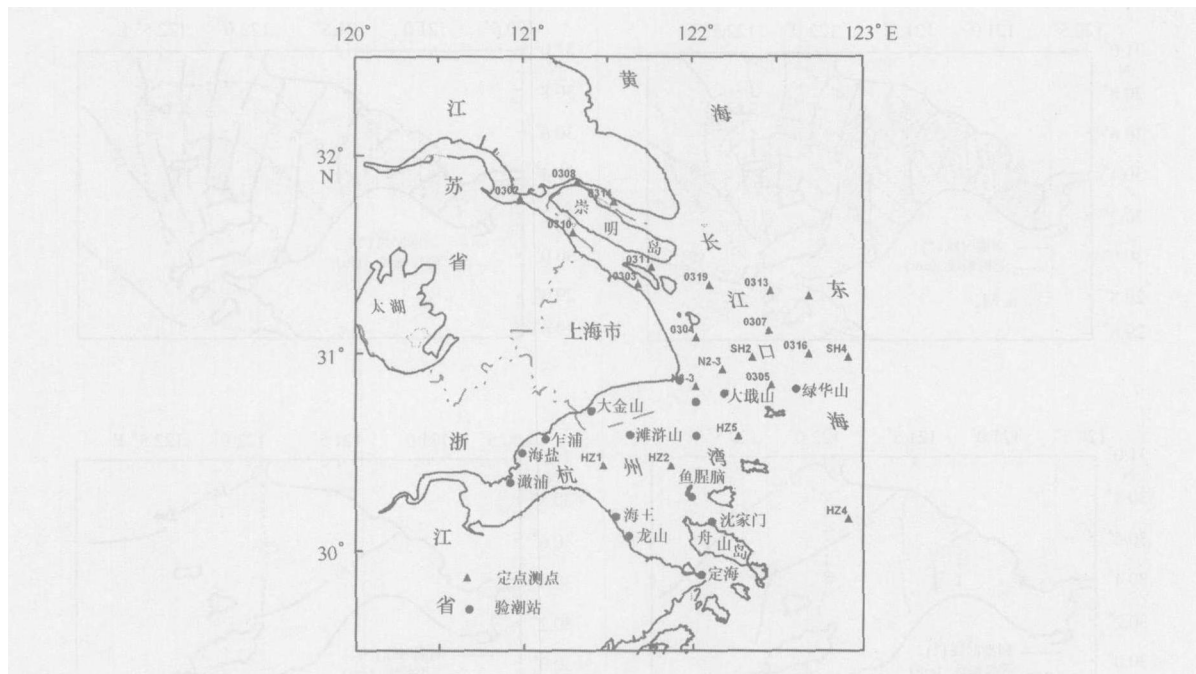


图 4 杭州湾长江口海域测站分布图

表 1 4 个分潮振幅和位相计算值和观测值比较

验潮站	$M_2$		$S_2$		$K_1$		$O_1$	
	振幅误差/cm	相位误差/(°)	振幅误差/cm	相位误差/(°)	振幅误差/cm	相位误差/(°)	振幅误差/cm	相位误差/(°)
定海	2.6	12.7	7.8	6.0	16.2	11.7	4.6	6.3
镇海	1.1	1.7	0.5	11.0	2.0	9.2	1.3	9.3
鱼腥脑	1.8	3.6	4.2	8.8	1.8	2.8	1.3	8.8
唐脑山	0.4	0.9	3.3	7.9	6.5	1.5	1.2	8.2
沈家门	2.1	6.9	8.8	8.9	17.5	22.5	4.3	7.8
菜花山	0.3	5.1	4.5	1.3	1.5	7.4	0.9	7.1
大洋	3.3	2.9	8.2	2.9	1.6	6.7	0.8	8.1
南汇	2.3	1.6	7.7	5.5	9.0	2.4	4.9	6.0
滩浒	1.8	4.1	8.5	6.1	5.5	6.7	2.3	6.6
海盐	4.4	3.9	3.1	10.1	9.3	3.6	3.9	10.2
王盘山	3.1	0.1	4.3	7.9	1.5	1.6	1.5	4.6
西霍	2.9	3.5	8.4	6.5	7.1	6.7	1.4	7.5
海王山	5.3	3.1	5.2	0.1	0.6	2.9	1.2	1.5
陶家路	20.0	25.7	1.6	3.0	7.9	7.1	7.2	7.5
岱山	1.1	1.5	6.7	11.0	1.8	10.7	4.3	8.5
长涂	2.8	17.1	3.5	2.3	11.0	2.4	5.4	9.2
澈浦	10.5	9.9	6.0	9.1	0.5	7.4	2.0	2.6
乍浦	5.2	3.2	10.1	7.7	5.9	8.2	3.6	1.8
金山	6.0	5.6	4.2	6.2	0.4	1.7	1.3	1.7
龙山	0.1	3.6	1.4	11.0	4.3	20.0	2.9	10.6
绿华山	4.8	8.2	6.5	2.3	13.6	7.0	6.9	6.9
大戢山	4.4	0.8	2.4	2.0	4.8	0.3	0.8	6.5

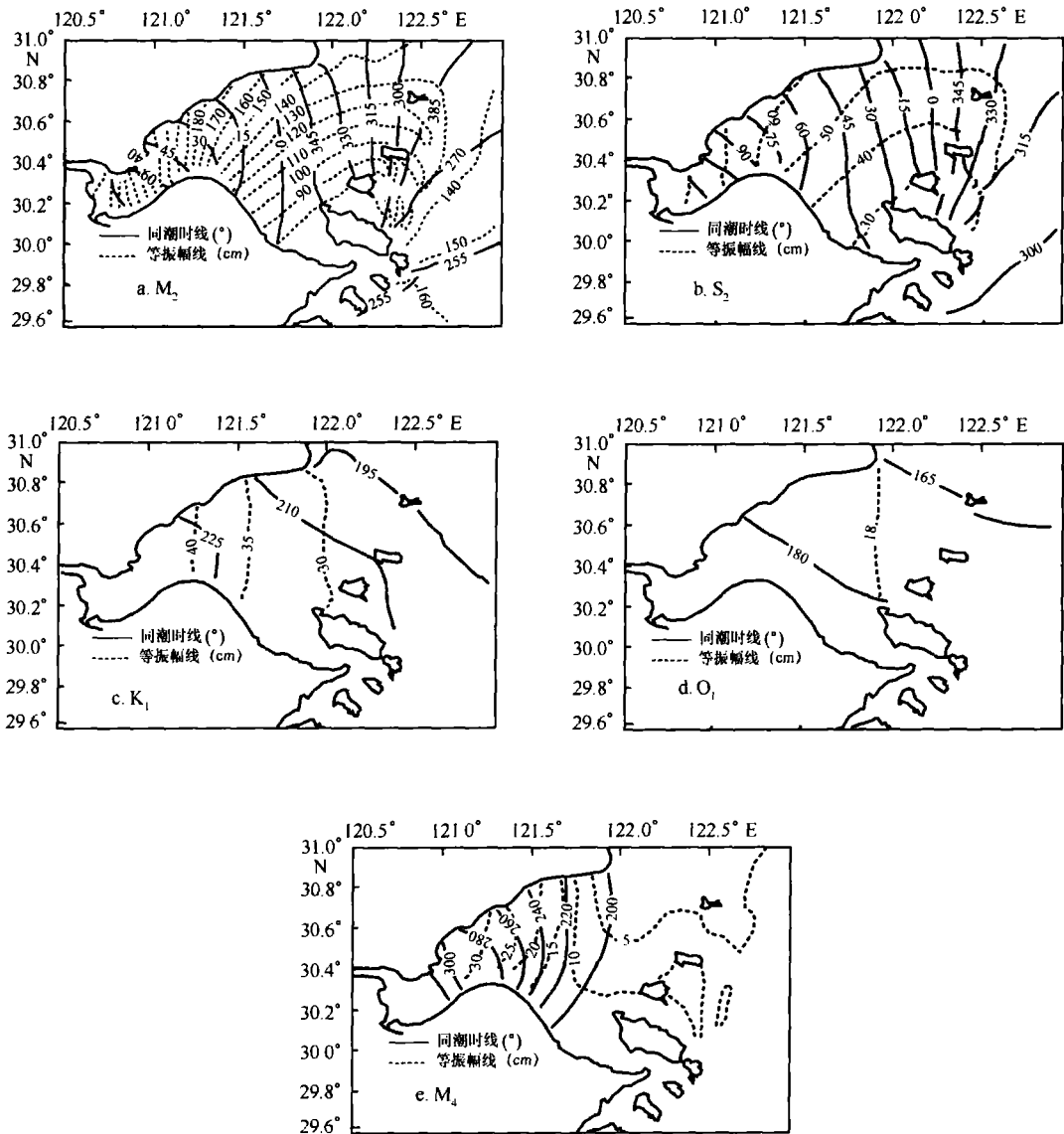


图5 数值模拟的同潮图

从湾口到澉浦之间潮汐能量不断集中,而且能量的集中大于摩擦所引起的能量耗散,形成杭州湾独特的潮汐特征.在澉浦以上,由于杭州湾喇叭型形状,由湾口向内愈益狭窄,能量辐聚;同时在湾顶有沙坎存在,使得水深变浅、底摩擦作用变大,因此出现了著名的钱塘江涌潮;杭州湾潮波的等潮时线都是东北-西南向倾斜.在金山附近,这两种线都几乎成南北向的直线,而至金山以西则逐步向西北倾斜.这是因为从金山一线开始,杭州湾南岸浅滩使潮波在湾南部传播速度减慢,而湾北部因水深而潮波传播快,致使同潮时线向西北倾斜;而由于浅滩地形的浅水放大效应,致使南北

方向上的同一断面的南岸潮差比北岸大,致使等潮时线也向西北倾斜.杭州湾的浅水分潮是不可忽略的,上湾区内  $M_4$  分潮的振幅在澉浦附近达到了 25 cm,基本跟  $O_1$  分潮接近,因此如果考虑到与  $M_4$  分潮振幅几乎相同大小的  $MS_4$  分潮,浅水分潮对潮位的贡献则是不可忽视的.

### 3.4 实际流场验证

本文根据 2000~2003 年间共 20 个测站海流连续观测资料的分析处理,考虑长江、钱塘江径流和潮汐潮流,风的作用,模拟杭州湾实际三维流场的分布,并与实测资料比较.图 6 给出大小潮表层盐度分布,夏季表层等盐线分布总趋势由口门先向东南,然

后折向东北,呈舌状分布,小潮时这一现象更明显,而且同一量值等盐线向外移动;图中也可以看出长江冲淡水对杭州湾北岸的影响,在小潮时长江冲淡水更影响到了杭州湾表层盐度分布.图7给出实际

流场的部分结果,从图可发现杭州湾流场呈现明显的半日潮流性质,转流时间较短,流速自湾口向湾顶随着海湾的束窄而逐渐增加,其最大潮流速可以达到 300 cm/s 以上.

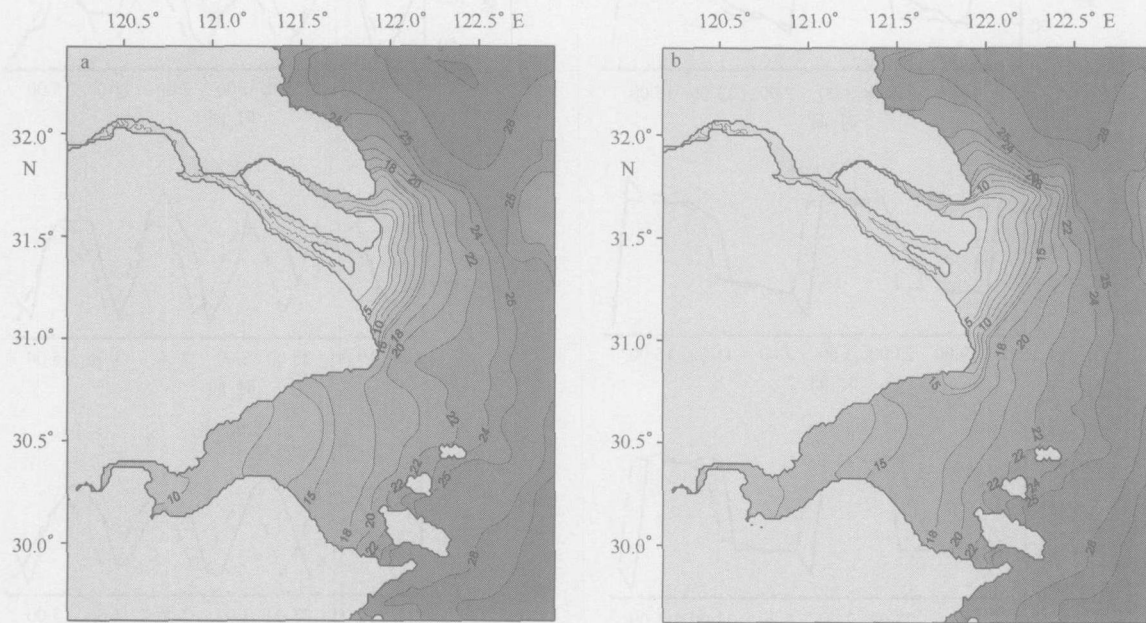


图6 夏季表层盐度分布图

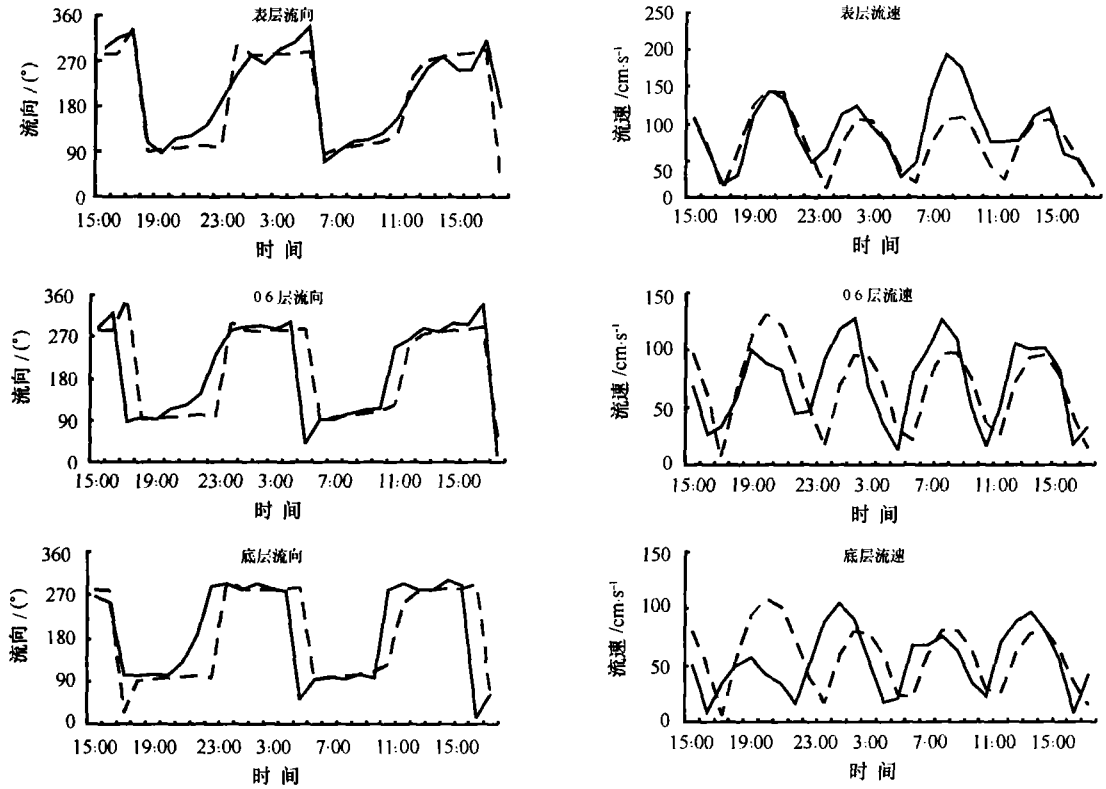
a. 大潮, b. 小潮

图8为计算区域涨、落潮表层流速分布,水流明显受地形约束,流向与岸线走向基本一致,由于引起本区流动能量主要是由东南边的外海传入,呈东西方向,但由于受到星罗棋布的岛屿层层阻挡,能量通道主要为嵎泗-大衢山及大衢山-岱山之间的通道,然后在大金山与王盘山之间的水域聚集,再转向西南,杭州湾北部的流速比南部强;在长江口门区域附近,由于存在较大的密度梯度,因此在涨潮时表层流速明显比附近的大,在出口门后由于水面开阔,水体扩散,流速就变小;在杭州湾内水浅流急,湍流紊动作用比较强,垂向流速结构上比较均匀,靠近北岸的中部,由于深槽存在,地形变化较大,垂直流动的速度及其变率在湾内较大,同时在舟山群岛处由于狭道效应,流速很大.杭州湾流速垂向分布变化比较均匀,这一点跟长江口垂向流速分层明显的现象有异,由于杭州湾大部分区域的水深都在10 m左右,水深较浅,受波浪作用明显,混合剧烈,对泥沙的输运,工程等都有不可忽视的影响.

## 4 小结

本文基于 ECOMSED 模式,并进行改进,使其能合理描述杭州湾的实际流场.对三维流场模型进行了两个改进,改进部分包括为了更好的反映杭州湾的实际地形,提高计算的精度,把原 ECOMSED 模式的固定边界改为可以进行活动边界计算的模式;嵌入 Grant-Madsen 底边界层模型考虑波浪对底切应力的作用.同时在模式计算时,舍弃了以前海区两边开边界都是给定潮位的方法,把钱塘江上游的开边界设为跟长江口一样为径流,这样对于模式以后用于工程计算预报更合理.利用改进的模式,把杭州湾、长江口邻近海域作为整体,模拟了4个主要分潮和3个浅水分潮及考虑潮流、径流、盐度、风以及波浪等众多因素后的流场.模拟结果表明,盐度场和波浪场的分布反映出杭州湾盐度分布和波浪的基本特征,7个分潮的振幅和位相计算值与验潮站观测值相比,误差大部分在10%以内,计算实际流速和流向跟实测值也很接近.模拟计算结果跟观测值一致,表明 ECOMSED 能够成功地应用于杭州湾海区.

2005-07-13~14 小潮 HZ5 号站 (30.6°N, 122.25°E)



2005-07-06~07 大潮 HZ2 号站 (30.45°N, 122.85°E)

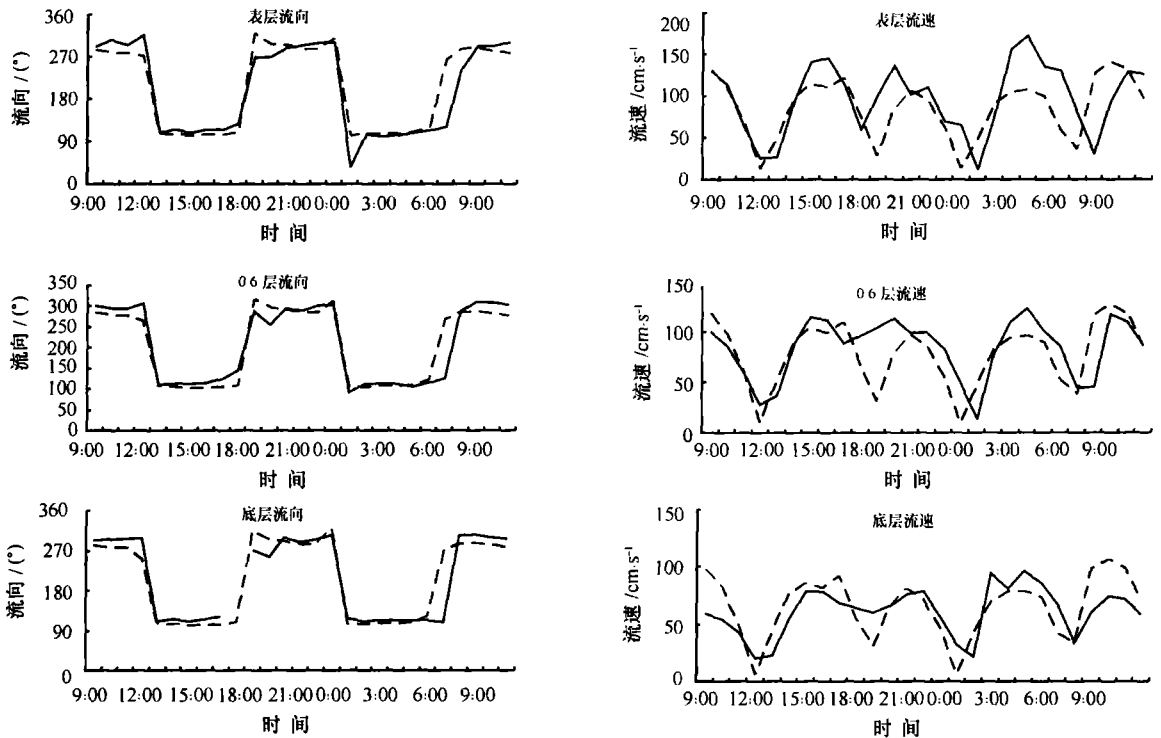


图7 流速、流向过程验证(虚线为计算值,实线为实测值)

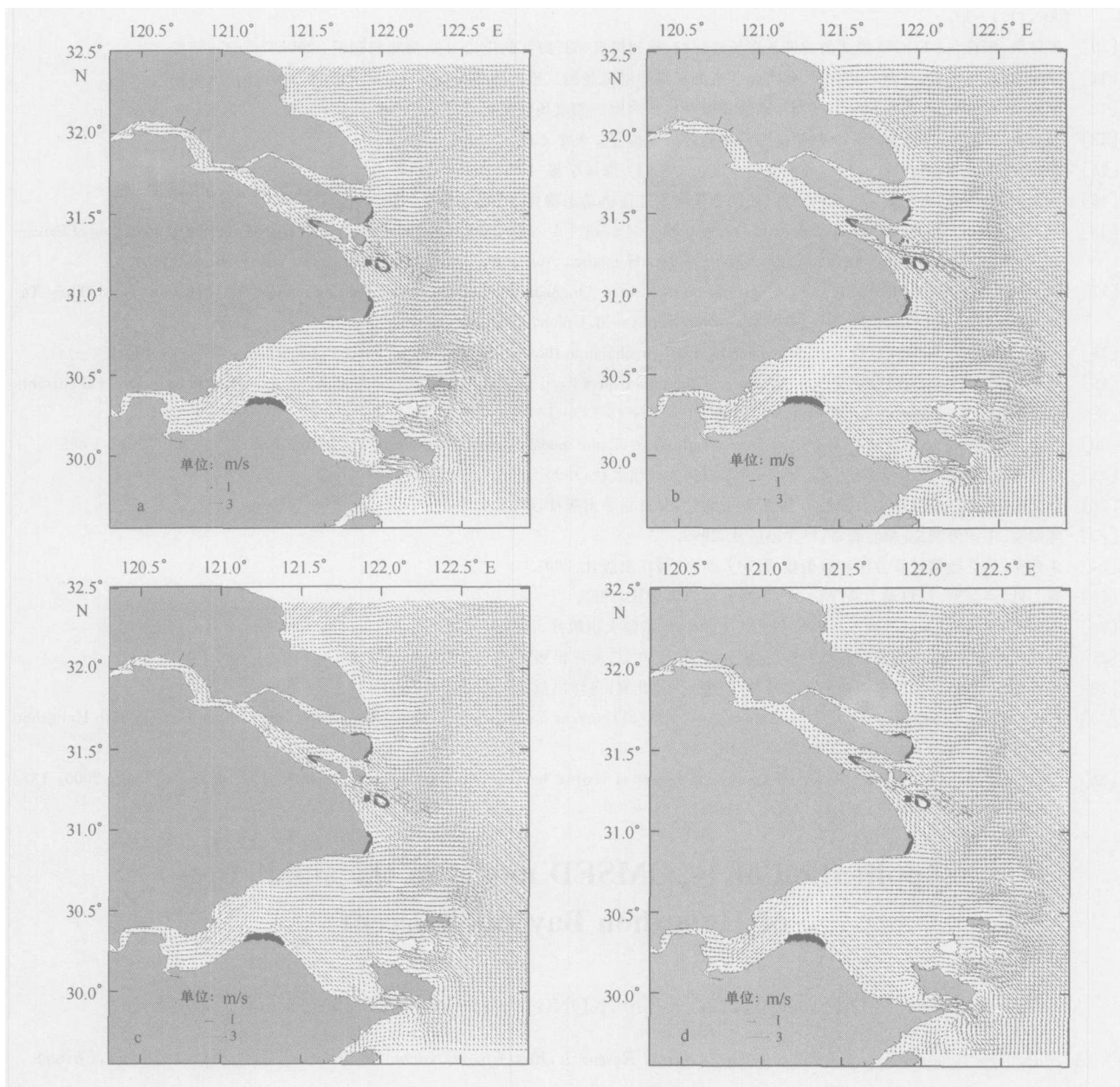


图 8 涨落潮流场模拟结果

a. 涨潮表层, b. 落潮表层, c. 涨潮底层, d. 落潮底层

## 参考文献:

- [1] 曹德明, 方国洪. 杭州湾潮汐潮流的数值模拟[J]. 海洋与湖沼, 1986, 3: 93- 101.
- [2] 曹德明, 方国洪. 杭州湾和钱塘江潮波的联合数值模拟[J]. 海洋学报, 1988, 5: 521- 530.
- [3] 许卫亿, 苏纪兰. 杭州湾二维潮波计算及底质分布的动力成因[J]. 海洋与湖沼, 1986, 11: 493- 503.
- [4] 李身铎, 胡 辉. 杭州湾流场的研究[J]. 海洋与湖沼, 1987, 1: 28- 38.
- [5] 李身铎, 曹德明, 方国洪. 杭州湾潮流湍应力和涡动粘性的估算[J]. 海洋学报, 1985, 4: 412- 422.
- [6] 李身铎, 顾斯美. 杭州湾潮波三维数值模拟[J]. 海洋与湖沼, 1993, 1: 8- 15.
- [7] 何 青. 杭州湾北部水域污染物扩散转移的数值模拟与分析[D]. 上海: 华东师范大学, 1988.
- [8] 史峰岩, 朱首贤, 朱建荣, 等. 杭州湾、长江口余流及其物质运输作用的模拟研究: . 杭州湾、长江口三维联合模型[J]. 海洋学报, 2000, 9: 1- 12.
- [9] 朱首贤, 丁平兴, 史峰岩, 等. 杭州湾、长江口余流及其物质运输作用的模拟研究: . 冬季余流及其对物质的运输作用[J]. 海洋学报,

2000, 11: 1– 12.

- [10] 朱建荣, 朱首贤. ECOM 模式的改进及在长江河口、杭州湾及邻近海区的应用[J]. 海洋与湖沼, 2003, 7: 364– 374.
- [11] 杨陇慧, 朱建荣, 朱首贤. 长江口杭州湾及邻近海区潮汐潮流场的三维数值模拟[J]. 华东师大学报, 2001, 9: 74– 83.
- [12] 孙昭晨, 梁书秀, 沈书明, 等. 三维海洋紊流模型对杭州湾附近潮流场数值模拟[J]. 大连理工大学学报, 2000, 9: 609– 612.
- [13] 马启南, 陈永平, 张金善, 等. 杭州湾的三维水流数值模拟[J]. 海洋工程, 2001, 11: 58– 66.
- [14] 蒋国俊, 陈吉余, 姚炎明. 舟山群岛潮流动力沉积特性[J]. 海洋学报, 1998, 3: 139– 146.
- [15] 杨金中, 赵玉灵, 王毅, 等. 杭州湾南、北两岸潮滩变迁遥感动态调查[J]. 地质科学, 2004, 4: 168– 177.
- [16] BLUMBERG A F, MELLOR G L. A coastal ocean numerical model [A]. SUNDERMANN J, HOLZ K P, eds. Mathematical Modelling of Estuarine Physics, Proceedings of an International Symposium, Hamburg, August 24– 26, 1978 [C]. Springer-Verlag, Berlin, 1980.
- [17] BLUMBERG A F, MELLOR G L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model [A]. HEAPS N, ed. Three-Dimensional Coastal Ocean Models [C]. American Geophysical Union, 1987. 1– 16.
- [18] BLUMBERG A F, MELLOR G L. A simulation of the circulation in the Gulf of Mexico [J]. Israel J of Earth Sciences, 1985, 34: 122– 144.
- [19] MATHISEN P P, MADSEN O S. Waves and currents over a fixed rippled bed I. Bottom roughness experienced by waves and currents [J]. Journal of Geophysical Research, 1996, 101(C7): 16 533– 16 550.
- [20] MELLOR G L, YAMADA T. Development of a turbulence closure model of geophysical layers [J]. J Atmos Sci, 1974, 33: 1 791– 1 896.
- [21] 叶安乐, 李凤岐. 物理海洋学[M]. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1990.
- [22] 孙文心. 近海环境流体动力学数值模型[M]. 北京: 北京科学出版社, 2004.
- [23] 陈则实. 中国海湾志[M]. 北京: 海洋出版社, 1998.
- [24] 朱建荣. 海洋数值计算方法和数值模式[M]. 北京: 海洋出版社, 2003.
- [25] 黄胜, 卢启苗. 河口动力学[M]. 南京: 水利电力出版社, 1992.
- [26] 朱建荣, 沈焕庭. 长江冲淡水扩展机制[M]. 上海: 华东师大出版社, 1997.
- [27] 海洋图集编委会. 渤海黄海东海海洋图集(水文)[Z]. 北京: 海洋出版社, 1992. 13– 168.
- [28] 海洋图集编委会. 渤海黄海东海海洋图集(气象)[Z]. 北京: 海洋出版社, 1992. 130– 141.
- [29] HU Ke-lin, DING Ping-xing, ZHU Shou-xian, et al. 2D current field numerical simulation integrating Yangtze Estuary with Hangzhou Bay [J]. China Ocean Eng, 2000, 14 (1): 89– 102.
- [30] TUPPER M, ABLE K W. Movements and food habits of striped bass in Delaware Bay salt marshes [J]. Marine Biology, 2000, 137: 1 049– 1 058.

## Application of ECOMSED model to the simulation of Hangzhou Bay tide current

DU Pan-jun<sup>1</sup>, HU Ke-lin<sup>1</sup>, KONG Ya-zhen<sup>1</sup>, DING Ping-xing<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China)

**Abstract:** A 3-D variable boundary numerical tidal model for the Hangzhou Bay is established. The model is based on ECOMSED model (Blumberg et al., 2002), and is modified by introducing Drying and Wetting scheme technology. A  $\sigma$  coordinate transformation in vertical and a curvilinear coordinate in horizontal are used. The level 2.5 turbulence closure model is also used to give more reasonable vertical eddy viscosity coefficient. A Grant and Madsen model is used to calculate the shear stress of wave and current. A drying and wetting scheme technology is used to treat the tidal flood-ebb in tidal flat areas. An application of the model to the Hangzhou Bay grasps the tidal characteristics well. The computed result in the Hangzhou Bay agrees with the observation well. In order to improve the accuracy of the baroclinic pressure gradient, the impacts of river flow, wind, baroclinic pressure induced by salinity and tide (including  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $M_4$ ,  $Ms_4$  and  $S_4$ ) are taken into account. The simulated results are fairly consistent with observations.

**Key words:** Hangzhou Bay; shallow water tide; variable border; three-dimensional tidal current; Grant-Madsen model