

# 风暴潮三维数值计算模式的研究及在渤海湾的应用

李大鸣<sup>1</sup>, 范玉<sup>1,2</sup>, 徐亚男<sup>3</sup>, 付庆军<sup>4</sup>, 李晓瑜<sup>1</sup>

(1. 天津大学 建筑工程学院 港口与海洋工程教育部重点实验室, 天津 300072; 2. 华北水利水电学院, 河南郑州 450011; 3. 交通运输部 天津水运工程科学研究所, 天津 300456; 4. 国家海洋局 第一海洋研究所, 山东青岛 266061)

**摘要:** 以实验室二维温带风暴潮数值模型为基础, 综合考虑海洋潮波动力与风应力联合作用, 建立温带风暴潮三维数值计算模型。模型从推导三维风暴潮基本控制方程出发, 并应用交替方向隐格式(ADI)方法对方程进行离散求解。对于浅水动边界, 模型采取局部深槽、缩小水域的活动边界处理方法。利用拟三维数值计算方法, 并提出了非平面水深等分模式和平面等水深分布模式, 应用这两种计算模式分别对渤海湾 2009 年 5 月 8~10 日发生的风暴潮过程进行了数值模拟。将风暴潮位计算结果和增水位计算结果与塘沽验潮站的实际观测数值进行对比验证, 结果显示受风应力与潮波联合作用的风暴潮位和增水位与实测数据吻合良好; 通过比较得到了平面等水深分布模式的计算成果要比非平面水深等分模式的计算成果更接近观测资料的结论, 为风暴潮预报提供了理论依据。

**关键词:** 风暴潮; 数值模拟; 拟三维模型; 交替方向隐格式(ADI)方法; 渤海湾

中图分类号: P753 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2012)07-0007-07

风暴潮的研究始于 20 世纪 20 年代, 最开始是对风暴潮现象的成因进行初步讨论。从 50 年代开始, 风暴潮数值预报的研究逐步发展起来, Hallsen<sup>[1]</sup>于 1956 年首次用电子计算机对欧洲北海的风暴潮做了数值模拟, 并取得了初步成功, 但由于差分格式的不稳定, 计算中出现了虚假的误差短波。70 年代, 日本的宫崎正卫、宇野木早苗等<sup>[2]</sup>采用台风预报的多种模式计算结果相互对应对照来进行风暴潮预报。美国提出了 SPLASH(Special Program to List Amplitude of Surges from Hurricane)模式<sup>[3]</sup>, 成为美国风暴潮的业务预报模式, 至今仍为许多国家和地区使用。80 年代后, 美国发布了新的风暴潮数值预报模式 SLOSH(Sea, Lake and Overland Surges from Hurricanes)模式<sup>[4]</sup>, SLOSH 模式是一个二维模式, 总是会低估浅水区域的风暴潮程度。进入 90 年代后, 风暴潮与天文潮耦合的二维水流模型成为风暴潮业务预报的主要手段, 同时风暴潮三维水流数值模型也发展起来<sup>[5]</sup>。Jones 用一个高分辨率的三维模型计算了 1997 年 11 月东爱尔兰海的风暴潮<sup>[6]</sup>, 模式中还考虑了波浪和海流的相互作用。近年来, 风暴潮运动的三维数值计算模式得到很大发展, 如美国 Princeton 大学开发的 ECOM(Estuary Coast and Ocean Model)和 POM(Princeton Ocean Model)模型、德国 Hamburg 大

学开发的 HAMSOM(The Hydrodynamic Hamburg Shelf Ocean Model)陆架海洋动力模型、荷兰 Delft 科技大学的 Delft-3D 模型、美国麻州大学海洋科学技术学院的 FVCOM(An Unstructured Grid Finite-Volume Coastal Ocean Model)模式等<sup>[7-11]</sup>。

我国在风暴潮研究方面的工作开始得较晚, 进入 70 年代以后才逐渐开展了风暴潮机制和预报的研究工作。1982 年科学出版社出版了冯士筰<sup>[12]</sup>院士编著的国际上第一部风暴潮专著——《风暴潮导论》, 孙文心<sup>[13]</sup>发表了国内第一篇风暴潮数值模拟的论文, 开创了国内数值风暴潮预报的先河。80 年代以来, 我国风暴潮的数值研究和应用有了很大发展, 对渤海、黄海、东海和南海陆架区以内及台湾海峡海域的风暴潮数值模拟研究取得了较好的成果<sup>[14]</sup>。近年来, 风暴潮运动的三维数值模式得到很大的发展, 赵士清<sup>[15]</sup>采用与 Leendertse 类似的固定分层方法, 对长江口南槽和外海域的三维潮流进行了数值

收稿日期: 2011-02-17; 修回日期: 2012-04-20

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(51079095); 国家自然科学基金创新研究群体科学基金(51021004)

作者简介: 李大鸣(1957-), 男, 天津人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事水力学及河流动力学、海岸工程, 电话: 022-87401579, E-mail: lidaming@tju.edu.cn

模拟。窦振兴<sup>[16]</sup>等采用  $\sigma$  坐标系的三维模型和模态分离法对渤海湾潮流进行了数值模拟。李艳芸、李绍武<sup>[17]</sup>运用 COHERHENS 三维多功能大陆架水动力学模型建立了渤海湾天文潮数学模型。随着计算技术的发展和三维水动力数学模型理论及计算方法的完善, 三维风暴潮模型必将得到越来越广泛的应用。

本研究在实验室二维风暴潮数值预报模型的基础上<sup>[18]</sup>, 建立了三维风暴潮数值计算模型。在模型中提出了两种拟三维风暴潮数值计算模式, 即非平面水深等分模式和平面等水深分布模式。利用该两种模式对发生于渤海湾的一次风暴潮过程进行了数值模拟。计算得到天文潮与风暴潮过程的流场流速、潮位与增水位值。将两种模式的计算成果相互比较, 表明平面等水深分布模式比非平面水深等分模式更接近实测数据。

## 1 拟三维计算模式的控制方程及模型的边界条件

### 1.1 风暴潮三维计算模式的控制方程

三维数值计算的控制方程是以静水压强假设下不可压缩流体的三维流动的基本方程推导出的, 静水压强假设下不可压缩流体的三维流动的基本方程如下:

连续方程:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

运动方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(uu)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} - fv = \\ -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial(vv)}{\partial x} + \frac{\partial(vv)}{\partial y} + \frac{\partial(vw)}{\partial z} + fu = \\ -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (4)$$

式中,  $u, v, w$  分别为  $x, y, z$  方向的速度分量;  $\rho$  为流体密度,  $g$  为重力加速度,  $p$  为压强。  $\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{xz}, \tau_{yx}, \tau_{yy}, \tau_{yz}$  分别为流体受到的切应力。  $f$  为柯氏(Coriolis)系数,  $f = 2\omega \sin \varphi$ ,  $\omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$  为地球自转的角速

度,  $\varphi$  为纬度。对于大型水域如大洋, 往往需要考虑地球自转引起的柯氏力。沿水深方向将计算区域分为底层、中间层和顶层三层, 在每层中将不可压缩流体的三维流动方程沿水深方向进行积分, 积分后经简化得拟三维计算模式的控制方程如下:

底层连续方程:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u_1 D_1) + \frac{\partial}{\partial y}(v_1 D_1) = 0 \quad (5)$$

底层运动方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial u_1}{\partial y} + g \frac{\partial \delta}{\partial x} = \\ \frac{\gamma_2^2 (-u_1)}{D_1} \sqrt{(u_2 - u_1)^2 + (v_2 - v_1)^2} - \frac{\gamma_1^2 u_1}{D_1} \sqrt{(u_1 + v_1)^2} \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial v_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial v_1}{\partial y} + g \frac{\partial \delta}{\partial y} = \\ \frac{\gamma_2^2 (-v_1)}{D_1} \sqrt{(u_2 - u_1)^2 + (v_2 - v_1)^2} - \frac{\gamma_1^2 v_1}{D_1} \sqrt{(u_1 + v_1)^2} = 0 \end{aligned} \quad (7)$$

中间层连续方程:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u_2 D_2 + u_1 D_1) + \frac{\partial}{\partial y}(v_2 D_2 + v_1 D_1) = 0 \quad (8)$$

中间层运动方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} + v_2 \frac{\partial u_2}{\partial y} + g \frac{\partial \delta}{\partial x} = \\ \frac{\gamma_3^2 (-u_2)}{D_2} \sqrt{(u_3 - u_2)^2 + (v_3 - v_2)^2} - \\ \frac{\gamma_2^2 u_2}{D_2} \sqrt{(u_2 - u_1)^2 + (v_2 - v_1)^2} \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial v_2}{\partial x} + v_2 \frac{\partial v_2}{\partial y} + g \frac{\partial \delta}{\partial y} = \\ \frac{\gamma_3^2 (-v_2)}{D_2} \sqrt{(u_3 - u_2)^2 + (v_3 - v_2)^2} - \\ \frac{\gamma_2^2 v_2}{D_2} \sqrt{(u_2 - u_1)^2 + (v_2 - v_1)^2} = 0 \end{aligned} \quad (10)$$

顶层连续方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \delta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u_3 D_3 + u_2 D_2 + u_1 D_1) + \\ \frac{\partial}{\partial y}(v_3 D_3 + v_2 D_2 + v_1 D_1) = 0 \end{aligned} \quad (11)$$

顶层运动方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_3}{\partial t} + u_3 \frac{\partial u_3}{\partial x} + v_3 \frac{\partial u_3}{\partial y} + g \frac{\partial \delta}{\partial x} = \\ \frac{1}{\rho D_3} \tau_{xz} - \frac{\gamma_3^2 u_3}{D_3} \sqrt{(u_3 - u_2)^2 + (v_3 - v_2)^2} = 0 \end{aligned} \quad (12)$$

$$\frac{\partial v_3}{\partial t} + u_3 \frac{\partial v_3}{\partial x} + v_3 \frac{\partial v_3}{\partial y} + g \frac{\partial \delta}{\partial y} = \frac{1}{\rho D_3} \tau_{yz} - \frac{\gamma_3^2 v_3}{D_3} \sqrt{(u_3 - u_2)^2 + (v_3 - v_2)^2} = 0 \quad (13)$$

若  $H_1, H_2, H_3$  为任意点处的底层、中间层、顶层静水深。 $\eta, \zeta, \delta$  分别为底层、中间层、上层的增水位。 $D_1, D_2, D_3$  任意点处的底层、中间层、顶层的厚度。有  $D_1 = H_1 + \eta, D_2 = H_2 + \zeta - \eta, D_3 = H_3 + \delta - \zeta$ 。 $u_1, v_1, u_2, v_2, u_3, v_3$  分别为底层、中间层、顶层的  $x, y$  方向的速度分量。 $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$  分别为底部、底层与中间层、中间层与顶层的摩擦系数。

### 1.2 模型的边界条件及数值计算方法

岸边界:  $v_n = 0$  ( $n$  为边界法线方向)

水边界:  $\frac{\partial v}{\partial n} = 0; \xi = \xi^*$

初始条件: 当  $t = 0$  时  $\xi = \xi_0$ , 取  $\xi_0 = 0; u_1 = v_1 = u_2 = v_2 = u_3 = v_3 = 0$

应用多分潮调和分析方法确定黄渤海海域水边界条件, 然后利用所建立的三维数值模型计算黄渤海海域得出渤海湾海域的水边界条件。在计算过程中采用了嵌套加密计算模式, 有限差分方法中的交替方向隐格式法(ADI)。

ADI 差分计算模式要求整个计算域应保持在水深以下, 浅水岸边界的露滩、淹没变化应是连续、稳定过程。本文采用局部深槽、缩小水域的活动边界处理方法, 当全水深接近 0.1 m 时, 在浅水网格区全水深保持为  $H_{10} = 0.1$  m, 保持流量、流速不变, 流量  $Q$  为:

$Q = uH_{10}\Delta s = u(|\min(h, \xi)| + H_{10})B_s$ , 当  $h + \xi \leq H_{10}$  时, 变化后的水域宽度  $B_s$  为

$$B_s = \frac{H_{10}}{|\min(h, \xi)| + H_{10}} \Delta s$$

## 2 渤海湾风暴潮数值模型的建立

本文关于风暴潮的三维数值计算采用拟三维数值计算模式, 考虑两种不同的计算模式, 即非平面水深等分模式和平面等水深分布模式。非平面水深等分模式是对整个水域的水深等距离地分层, 平面等水深分布模式是沿深度方向分层。非平面水深等分模式将整个计算区域平均分为三层, 在平面等水深分布模式中, 分层采用自由表面为第一层, 6 m 深处为第二层, 12 m 处为第三层。非平面水深等分模式及平面等水深分布模式的模型分层示意图如图 1 所示。

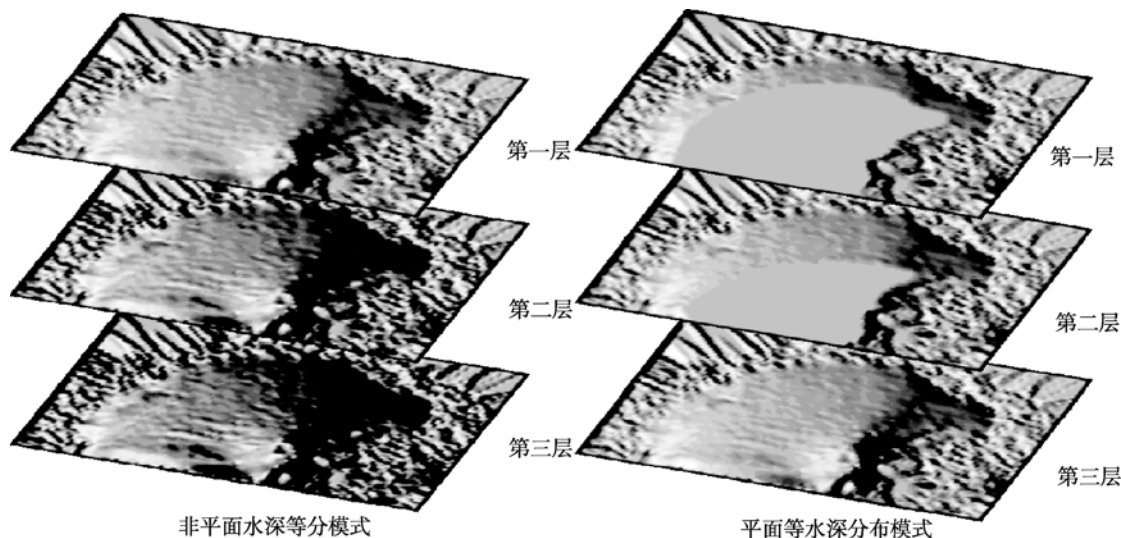


图 1 两种模式的分层示意图

Fig. 1 Schematic diagram of the two model delamination

## 3 三维风暴潮数学模型在渤海湾的应用

### 3.1 非平面水深等分模式的应用

应用非平面水深等分三维数值计算模式, 对渤

海湾 2009 年 5 月 8~10 日发生的风暴潮过程进行数值模拟验证, 计算得到天文潮、受潮波动力及风应力影响的风暴潮流场, 潮位及增水过程。计算所得的流场图如图 2、图 3 所示, 其中图 2 为天文潮作用下的各层流场示意图, 图 3 为天文潮与风应力共同作用

下的各层流场示意图。

采用塘沽验潮站的实测潮位资料对渤海湾计算潮位进行验证,天文潮潮位过程、风暴潮潮位及增水验证曲线如图 4 所示,分析图 4 曲线趋势可以看出,曲线拟合度较好,计算风暴潮峰值潮位为 5.33 m,而实测峰值潮位 4.95 m,相对误差为 7.6%。增水验证效果良好,在增水极值处,计算值与实测值较为接近,相对误差 4.3%。

### 3.2 平面等水深分布模式

利用平面等水深分布三维数值计算模式对渤海湾风暴潮进行模拟计算,计算所得的潮流流场示意

图如图 5、图 6 所示。其中图 5 为天文潮作用下各层流场示意图,图 6 为天文潮与风应力共同作用下各层流场示意图。

采用塘沽验潮站的实测资料进行潮位验证,得到平面等水深分布模式下的天文潮、风暴潮及增水验证曲线如图 7 所示,计算曲线与实测曲线拟合良好。在风暴潮曲线的潮位峰值处,计算值为 4.72 m,实测数据是 4.95 m,相对误差仅为 4.5%。计算最大增水位 1.3 m,与实测最大增水的相对误差是 2.6%。表 1 给出了两种模式的风暴潮计算值与测量值的数据比较。

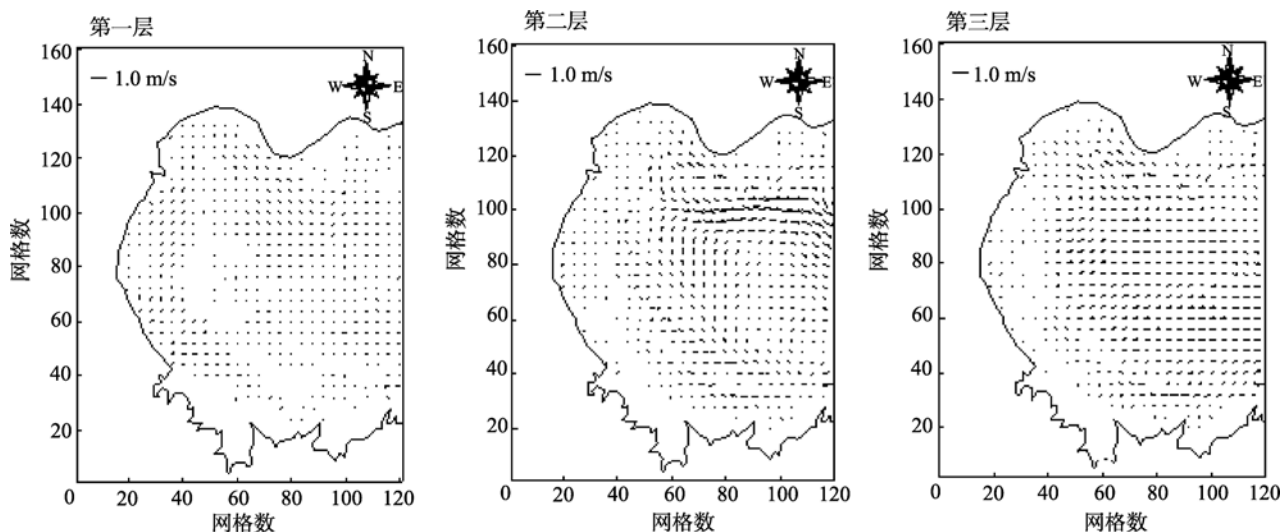


图 2 非平面水深等分模式下天文潮流场图

Fig. 2 Flow field of astronomic tide under non-planar depth division mode

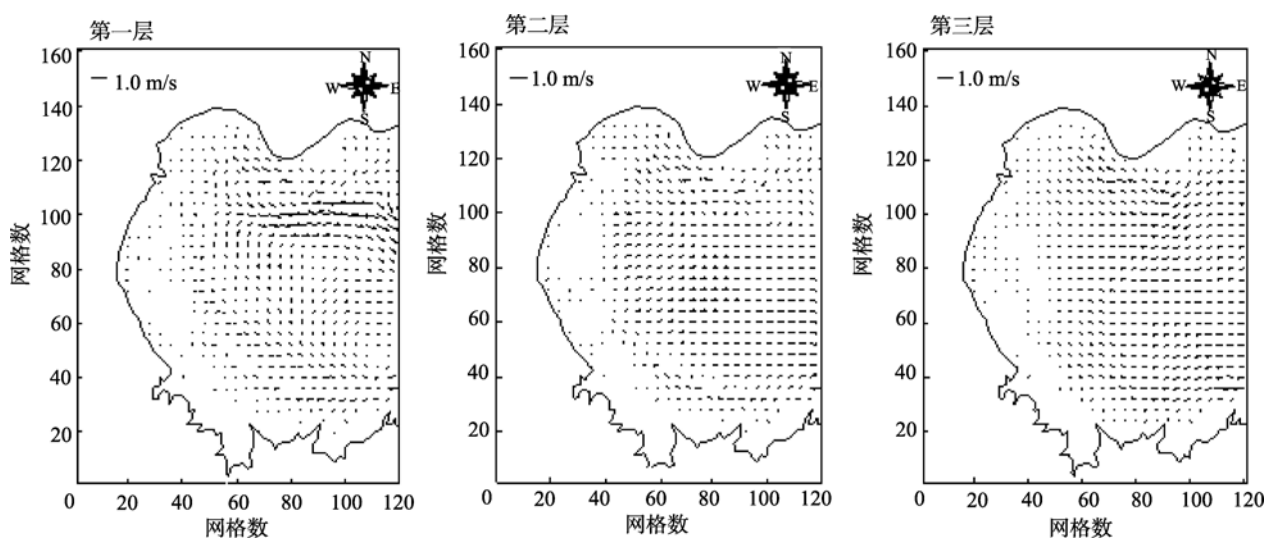


图 3 非平面水深等分模式下受潮波与风应力共同作用的风暴潮流场图

Fig. 3 Flow field of storm surge by astronomic tide and wind stress under non-planar depth division mode

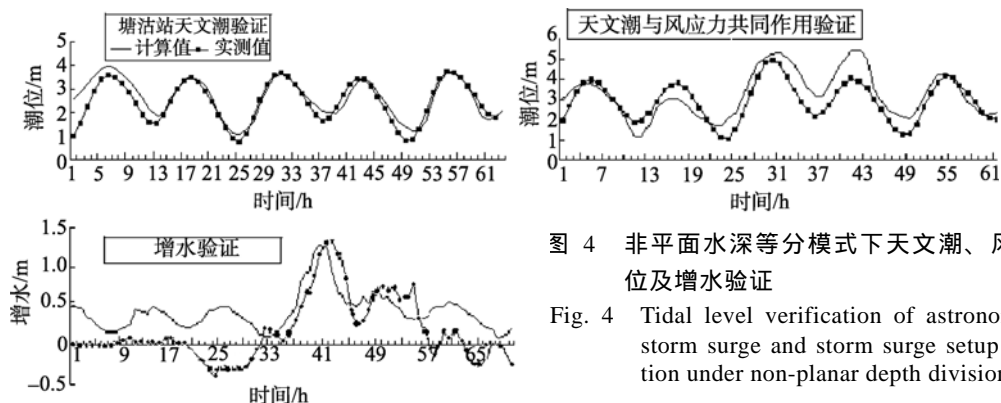


图 4 非平面水深等分模式下天文潮、风暴潮潮位及增水验证

Fig. 4 Tidal level verification of astronomic tide, storm surge and storm surge setup verification under non-planar depth division mode

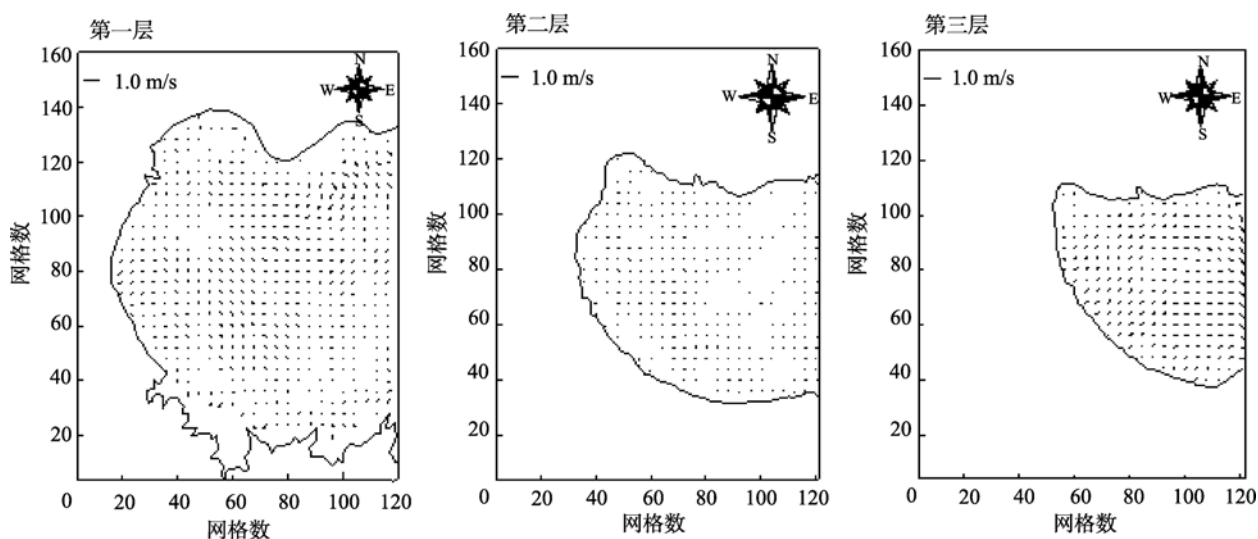


图 5 平面等水深分布模式下天文潮作用下流场图

Fig. 5 Flow field of astronomic tide under equal depth distribution mode

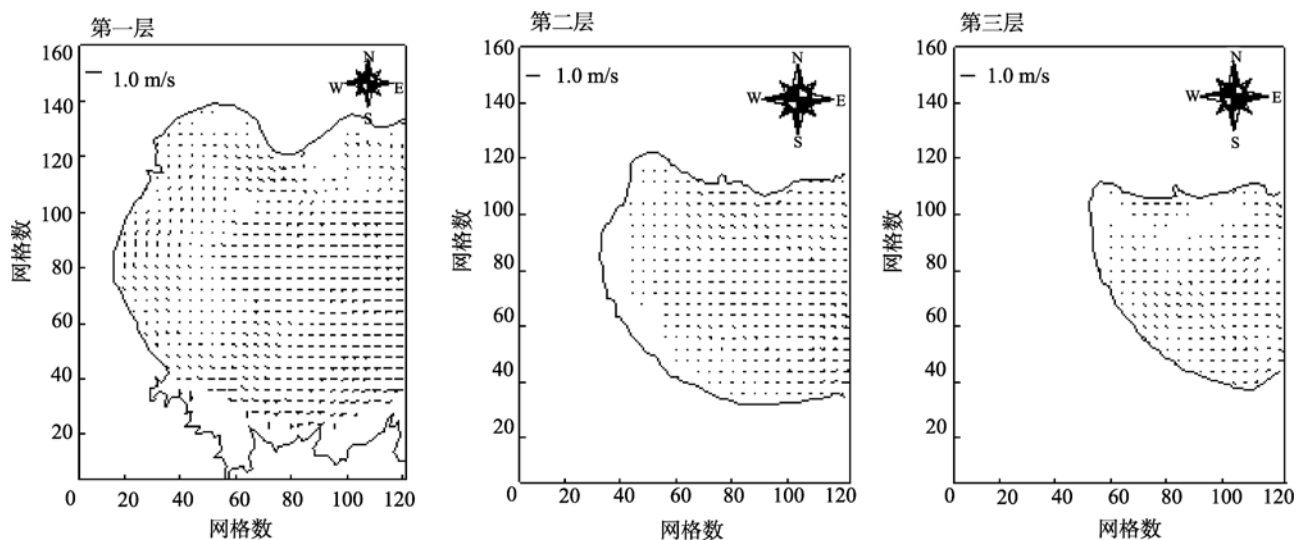


图 6 平面等水深分布模式下天文潮与风应力共同作用下风暴潮流场图

Fig. 6 Flow field of storm surge by astronomic tide and wind stress under equal depth distribution mode

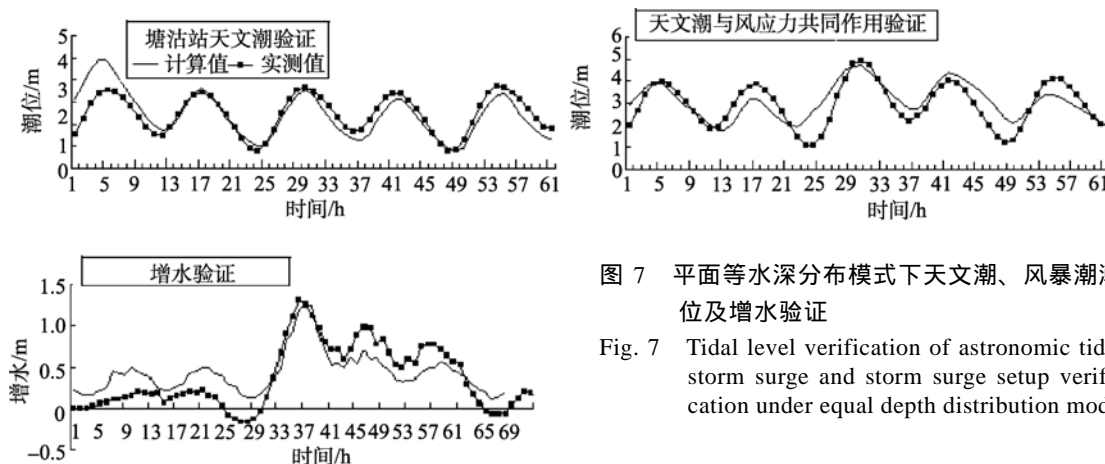


图 7 平面等水深分布模式下天文潮、风暴潮潮位及增水验证

Fig. 7 Tidal level verification of astronomic tide, storm surge and storm surge setup verification under equal depth distribution mode

表 1 两种计算模式数据对比

Tab. 1 Data comparison of the two calculation mode

模式	潮位峰值(m)		潮位峰值 相对误差 (%)	最大增水(m)		最大增水 相对误差 (%)	潮位曲线 相关系数
	计算值	实测值		计算值	实测值		
非平面水深等分模式	5.33	4.95	7.6	1.32	1.27	4.3	0.74
平面等水深分布模式	4.72	4.95	4.5	1.3	1.27	2.7	0.78

## 4 结论

本文基于实验室的二维温带风暴潮数学模型，建立了三维风暴潮数值预报模型。模型中考虑海洋潮波动力与风应力的联合作用，从 N-S 方程出发推导了三维风暴潮控制方程，并应用 ADI 离散方程求解，保持了计算的稳定性。模型对浅水动边界采取局部深槽、缩小水域的活动处理方法，使得边界能够进行连续稳定的计算。利用两种不同的三维数值计算模式，分别对渤海湾 2009 年 5 月 8~10 日发生的风暴潮过程进行数值模拟。将计算得到的风暴潮潮位计算结果和增水位计算结果与塘沽验潮站的实际观测资料进行了对比分析。首先，结合曲线的相关性进行分析，两种计算模式均显示良好的潮位曲线拟合度。其次，分析潮位与增水峰值的相对误差，结果显示平面等水深分布模式的计算成果要优于非平面水深等分模式的计算成果。本文系统分析了形成这一结论的原因，两种模式均受数值计算模式本身、近岸水深和岸边界动态变化的影响，使得平面等水深分布模式的计算成果要比非平面水深等分模式的计算成果更接近实际观测资料。

参考文献:

[1] Hansen W. Theorie zur Errechnung des Wasserstandes

und der Stromungen in randmeeren Nebst Anwendungen [J]. Tellus, 1956, 8(3): 287-300.

[2] 宫崎正卫, Jelesnianski C P. 台风风暴潮预报技术手册 [M]. 北京: 海洋出版社, 1982.

[3] Jelesnianski C P. A numerical calculation of storm tides induced by a tropical storm impinging on a continental shelf [J]. Mon Wea Rev, 1965, 93: 343-358.

[4] Jelesnianski C P, Chen J, Wilson A. SLOSH: Sea, Lake and ovedand Surges from Hurricanes[R]. NOAA: NWS 48, 1992.

[5] Yamashita T, Yoshito T, Yoshioka H. Quasi-three-dimensional model for storm surges and its verification[J]. Coastal Engineering, 1994, 901-915.

[6] Jones J E, Davies A M. Influence of wave-current interaction, and high frequency forcing upon storm induced currents and elevations [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2001, 53: 397-413.

[7] 汤立群, 申锦瑜, 刘大滨, 等. 中国河口海岸风暴潮及海洋动力三维数值预报模型(CHINACOAST)研究 I: 模型结构与设置[J]. 水利水电技术, 2009, 12(40): 1-7.

[8] 马钢峰, 刘曙光, 戚定满. 长江口盐水入侵数值模型研究[J]. 水动力学研究与进展, 2006, 1(21): 53-61.

[9] 姚远, 蔡树群, 王盛安. 台湾海峡一次海啸的初步数值模拟[J]. 热带海洋学报, 2009, 2(28): 1-6.

- [10] 姬厚德. 厦门湾台风浪场数值模拟[J]. 海洋地质动态, 2009, 6(25): 15-19.
- [11] 李希彬, 鲍献文, 马超, 等. 东海大堤对湛江湾水动力环境影响的研究[J]. 中国海洋大学学报, 2009, 39: 287-296.
- [12] 冯士筴. 风暴潮导论[M]. 北京: 科学出版社, 1982: 1-9.
- [13] 孙文心, 冯士筴, 秦曾灏. 超浅海风暴潮的数值模拟(I)[J]. 海洋学报, 1979, 1(2): 193-211.
- [14] 孙英兰, 张越美. 胶州湾三维变动边界的潮流数值模拟[J]. 海洋与湖沼, 2001, 32(4): 355-362.
- [15] 赵士清. 长江口三维潮流的数值模拟[J]. 水利水电研究, 1985, 1: 8-20.
- [16] 窦振兴, 杨连武, Ozer J. 渤海三维潮流数值模拟[J]. 海洋学报, 1993, 15(5): 1-15.
- [17] 李艳芸, 李绍武. 风暴潮预报模式理论及应用研究[D]. 天津: 天津大学, 2005.
- [18] 李大鸣, 徐亚男, 宋双霞, 等. 波浪辐射应力在渤海湾海域对风暴潮影响的研究[J]. 水动力学研究与进展 A 辑, 2010, 25(3): 374-382.

## Research on 3-D numerical calculation model of storm surge and application in the Bohai Bay

LI Da-ming<sup>1</sup>, Fan Yu<sup>1,2</sup>, XU Ya-nan<sup>3</sup>, FU Qing-jun<sup>4</sup>, LI Xiao-yu<sup>1</sup>

(1. Key Laboratory of Harbor and Ocean Engineering Ministry of Education, School of Civil Engineering, Tianjin University, Tianjin 300072, China; 2. North China University of Water Resources and Electric Power, Zhengzhou 450011, China 3. Tianjin Research Institute for Water Transport Engineering, Ministry of Transport of the People's Republic of China, Tianjin 300456, China; 4. The first Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China)

**Received:** Feb., 17, 2011

**Key words:** storm surge; numerical imitation; quasi-three-dimensional model; ADI (Alternating Direction Implicit) method; the Bohai Bay

**Abstract:** This study is based on the 2-D numerical model of extratropical storm surge in our laboratory. The astronomical tidal force and wind stress were considered as the main factors when we built the 3-D numerical model of storm surge. The model derives three-dimensional storm surge mathematical model equations and applies ADI (Alternating Direction Implicit) method to discretize and solve governing equations. To deal with the lateral boundary, the method of local-deepening and water range reducing were considered in the model. In the numerical calculation of extratropical storm surge, the numerical model of quasi-three-dimensional was applied, and then non-planar depth division model and planar equal depth distribution model were introduced and used in Bohai Bay for the computing of storm surge which occurred May 8 to 10, 2009. The comparison between the observed value of Tanggu tidal station and the calculated results of storm surge tidal level and setup level showed that the computed values which affected by astronomical tidal force and the wind stress are in good agreement with the measured data. According to the analysis, the results of the planar equal depth distribution model are closer to the practical situation than those of the non-planar depth division model, and it supplies theoretical basis for storm surge forecasting.

(本文编辑: 刘珊珊)