

Delft3D 在天文潮与风暴潮耦合 数值模拟中的应用

储 麐

(河海大学 江苏 南京 210098)

摘 要: 本文应用 Delft-3D 水动力学计算软件, 以长江口地区为例建立的台风风暴潮、天文潮耦合数值预报模型, 对台风风暴潮、天文潮两潮耦合预报模式进行探研和分析。该模式不同于以往的单纯台风增水模型与天文潮叠加的风暴潮模式, 而是在计算中直接对天文潮和台风风暴潮进行两潮耦合, 有效地消除了近岸地区潮波与增水之间叠加的非线性影响。通过模拟台风 8114 和 7708 过境对长江口的影响, 并与实测数据比较, 预报结果和实测水位过程的对比说明, 台风风暴潮耦合数值预报模式对增水和高潮的过程预报是准确的, 两者在高水位时同步且相差甚微。

关键词: 风暴潮; 耦合模型; Delft-3D; 台风 8114; 台风 7708; 长江口

中图分类号: P731.23 文献标识码: A 文章编号: 1003 - 0239 (2004)03 - 0029 - 08

1 引言

风暴潮是由于强风或气压突变, 引起海水水位异常升高, 此时若恰逢天文大潮高潮, 两者叠合使水位暴涨, 造成海岸洪水灾害, 导致生命财产巨大损失。因此, 对天文潮和台风风暴潮的研究, 特别是对天文大潮时期的风暴潮预警的研究广受重视。

国外风暴潮数值预报研究始于 20 世纪 70 年代, 经过 30 年的发展, 已在实时预报中得到应用。日本于 70 年代开始风暴潮研究工作, 美国于 70 年代开拓性地提出风暴预报方案 SPLASH 风暴潮模式, 80 年代又提出 SLOSH 风暴潮模式。

我国风暴潮数值预报研究经近 20 年的发展, 取得了很大进展, 积累了一定经验。“七五”、“八五”、“九五”科技攻关研究中, 先后就风暴潮数值预报的基本方法、滩地淹没及其与天文潮波的耦合等作了重点研究。总的来说, 早期对风暴潮数值预报的研究局限于单纯的台风增水模型, 再与天文潮波线形迭加, 而在近岸地区潮波与增水之间的非线性相互影响显著。

近年来, 对天文潮与风暴潮耦合数值模拟研究有了一定的发展, 其中以张君伦和青岛海洋大学的研究成果较为显著, 而这二者对天文潮与风暴潮耦合的方式处理并不一样。张君伦的研究方法基于东中国海潮波优选模型的基础上考虑台风增水的影响; 而海大模

式通过大区域台风增水的模型为小区域提供外边界,并在边界上考虑单个天文分潮的作用。二者在两潮耦合研究上都取得了可喜的成果,但在模型实施中都要牵涉大小区域模型嵌套,为风暴潮实用预报带来了困难。本文将提供天文潮与风暴潮两潮直接耦合的数值预报模式,即在计算域内和深水的开边界处既考虑天文潮,又考虑台风的作用。本模式不涉及模型嵌套问题,简单实用,模式后报结果与实测资料吻合良好。

长江口地区是我国人口最密集,经济最发达,经济开发活动最活跃的地区之一,目前正在开展的国家重大项目主要有洋山深水港开发工程,长江口航道整治工程以及滩涂促淤围垦工程等,而该地区屡屡遭受台风侵袭,损失巨大。本文应用 Delft3D 建立了长江口地区的台风风暴潮耦合数值模型,并对台风 8114 号进行验证后报,对该地区的台风风暴潮预报进行探研和分析,但愿能为当今乃至未来的防灾与安全以及风暴潮预报工作有所帮助和参考。

2 模式介绍

为研究台风对长江三角洲地区水动力因素的影响,先建立了覆盖长江口、杭州湾、舟山群岛及大片东中国海的二维水动力模型^[3~4],在外海边界给定水位边界条件,上游河流边界给出水位或流量;并建立了相同区域的台风气压和风场模型^{[1][5]}。利用以上三个模型对台风条件下的长江口水动力因素进行模拟。

本模式是建立在荷兰 Delft3D 水动力学计算机软件的基础上,其数值方式采用 ADI 法,以下仅给出基本方程,详见文献[4]。

2.1 基本方程^[4]

以下基本方程是建立在正交曲线坐标上 (ξ, η) :

在垂直方向上采用 σ 坐标,表示如下,

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H} \quad (1)$$

(1)式中, z 是在垂直方向的坐标,在模型参照平面上取为 0,往下到底部为 d ; d 是相对于模型参照平面的水深; ζ 是相对于模型参照平面的水位; H 是全水深。

沿深积分连续方程:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta)U\sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta)V\sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} = Q \quad (2)$$

(2)式中, Q 代表源和汇的作用,如取排水、降水和蒸发等。

ξ 和 η 方向的动量方程:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta}$$

$$-\frac{v^2}{\sqrt{G_{\alpha}}\sqrt{G_{\eta}}}\frac{\partial\sqrt{G_{\eta}}}{\partial\xi}-fv=-\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\alpha}}}P_{\xi}+F_{\xi}+\frac{1}{(d+\zeta)^2}\frac{\partial}{\partial\sigma}\left(v\frac{\partial u}{\partial\sigma}\right)+M_{\xi} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t}+\frac{u}{\sqrt{G_{\alpha}}}\frac{\partial v}{\partial\xi}+\frac{v}{\sqrt{G_{\eta}}}\frac{\partial v}{\partial\eta}+\frac{\omega}{d+\zeta}\frac{\partial v}{\partial\sigma}+\frac{uv}{\sqrt{G_{\alpha}}\sqrt{G_{\eta}}}\frac{\partial\sqrt{G_{\eta}}}{\partial\xi} \\ -\frac{u^2}{\sqrt{G_{\alpha}}\sqrt{G_{\eta}}}\frac{\partial\sqrt{G_{\alpha}}}{\partial\eta}+fu=-\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\eta}}}P_{\eta}+F_{\eta}+\frac{1}{(d+\zeta)^2}\frac{\partial}{\partial\sigma}\left(V\frac{\partial v}{\partial\sigma}\right)+M_{\eta} \end{aligned} \quad (4)$$

其中, P_{ξ} 和 P_{η} 是压强梯度; F_{ξ} 和 F_{η} 是雷诺应力项, 当模型水平尺度远远大于垂向尺度是可近似如下:

$$F_{\xi}=-\frac{1}{\sqrt{G_{\alpha}}}\frac{\partial\tau_{\alpha\xi}}{\partial\xi}+\frac{1}{\sqrt{G_{\eta}}}\frac{\partial\tau_{\alpha\eta}}{\partial\eta} \quad (5)$$

$$F_{\eta}=-\frac{1}{\sqrt{G_{\alpha}}}\frac{\partial\tau_{\eta\xi}}{\partial\xi}+\frac{1}{\sqrt{G_{\eta}}}\frac{\partial\tau_{\eta\eta}}{\partial\eta} \quad (6)$$

F_{ξ} 和 F_{η} 表示外部的源和汇的动量分量, 如外部取排水、波浪作用等。 V 是垂向粘滞系数。

在计算域内和深水的开边界处, 既要考虑天文潮的作用, 又要考虑台风的作用, 主要是气压和风。天文潮的作用是通过在边界上给定主要分潮作为驱动力以实现, 而台风的气压和风的作用是通过静压假设和自由表面条件来实现的。

根据静压假设,

$$P=P_{atm}+gH\int_{\sigma}^0\rho(\xi,\eta,\sigma')d\sigma' \quad (7)$$

对均质流体, 可得,

$$\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\alpha}}}P_{\xi}=-\frac{g}{\sqrt{G_{\alpha}}}\frac{\partial\zeta}{\partial\xi}+\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\alpha}}}\frac{\partial P_{atm}}{\partial\xi} \quad (8)$$

$$\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\eta}}}P_{\eta}=-\frac{g}{\sqrt{G_{\eta}}}\frac{\partial\zeta}{\partial\eta}+\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\eta}}}\frac{\partial P_{atm}}{\partial\eta} \quad (9)$$

根据自由表面边界条件,

$$\frac{V_H}{H}\frac{\partial u}{\partial\sigma}\Big|_{\sigma=0}=\frac{1}{\rho_0}|\bar{\tau}_u|\cos(\theta) \quad (10)$$

$$\frac{V_H}{H}\frac{\partial v}{\partial\sigma}\Big|_{\sigma=0}=\frac{1}{\rho_0}|\bar{\tau}_v|\sin(\theta) \quad (11)$$

式中, θ 是风拖曳力和 η 的夹角; v_H 是水平粘滞系数。风切应力 τ_0 的值表示如下式,

$$|\bar{\tau}_i|=\rho_0C_dU_{10}^2 \quad (12)$$

式中， ρ_0 是空气的密度； U_{10} 是海平面以上 10m 处的风速； C_d 是风拖曳力系数与 U_{10} 有关。

2.2 台风的模拟

台风风暴潮的计算精度很大程度上取决于风场的计算。Delft3D 水动力学计算软件本身并未提供台风的气压或风场模拟模式，因此需要自行建立相应的台风模型。目前风暴潮数学模型中，对风场的处理，有直接用台风最大风速、并按距台风中心的距离而变化的形式给出风场风速分布；或先确定台风气压场分布，再由气压场给出风场风速。本文采用后一方法并采用藤田气压模式^[5]：

$$p(r)=p_{\infty}-\frac{\Delta p}{\sqrt{1+(\frac{r}{R_0})^2}}$$

(13)

式中， $\Delta p=p_{\infty}-p_0$ ， p_{∞} 是台风外围气压， p_0 是台中心气压， r 是计算点至台风中心的距离。 R_0 称为台风参数，表示台风的大小范围。该气压模式，假定气压的等压线呈同心圆分布，并用 R_0 表示台风的范围， R_0 是通过台风期间的实测资料来确定^[5-6]。

台风风场模型采用了圆形气压梯度风场与台风中心移动造成的附加风场之和^[6]。

2.3 模型耦合

对台风风暴潮和天文潮的耦合，是采用在计算域内和深水的开边界处，既要考虑天文潮的作用，又要考虑台风的作用。台风的作用是通过上述的台风气压和风场模型提供计算域内和开边界上的气压和风，按照静压假设和自由表面边界条件作用在水体上。天文潮的作用是通过在边界条件上提供主要分潮作为驱动力实现。

以长江三角洲为例，模拟区域如图 1 所示。模型在空间上采用曲线正交网格离散，

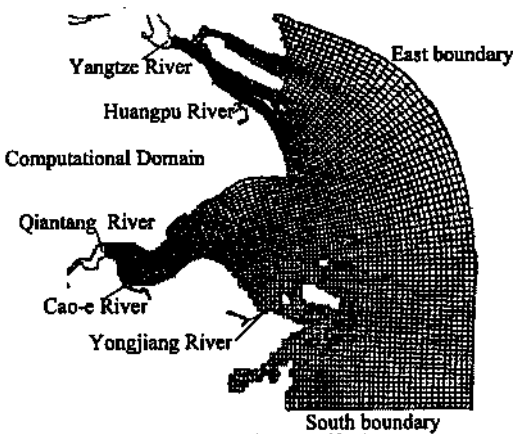


图 1 模型计算域

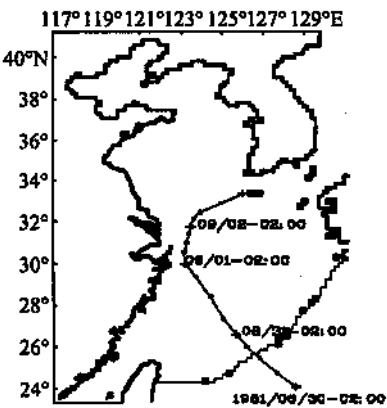


图 2 台风 8114 路径图

网格平均尺度为 3.5km，最大网格尺寸约 6km，最小为 1km。天文潮的作用是通过在边界上给定 8 个主要分潮作为驱动力实现。基本方程求解采用 ADI 法。

岸边界：取法向全流为零，即 $u=v=0$

外海水边界：理想的外海水边界率定方法是通过大区域模型来提供，但在大区域模型不可得的前提下，可利用模拟区域内的基本分潮 M_2 、 O_1 振幅、相位分布图和各潮位站的分潮资料反向来率定天文潮边界条件的方法来提供。本研究通过试算的方法，确定了外海水边界上的 8 个主要天文分潮^[3]，使得模型不必依赖于大区域模型而具有很好的可预报性。外海水边界上的台风作用主要考虑气压增水的作用，这是因为在水深较大的外海边界上，风增水的作用相对于气压作用小得多。

模型中有 5 条大型径流入模拟区域，对于长江和钱塘江空间尺度较大，可以在模型中表示，因此给予这两条径流以上游水位边界条件；而对于黄浦江、曹娥江和甬江因尺度较小，仅在相应网格内给定流量源作替代。

初始条件：

$$\begin{cases} u(\xi, \eta, 0) = 0 \\ v(\xi, \eta, 0) = 0 \\ \zeta(\xi, \eta, 0) = 0 \end{cases}$$

(14)

3 实例分析

本文以台风 8114 作为实例，对在台风条件下长江口的水动力因素进行模拟，并与相应实测数据比较分析。

图 2 所示为台风 8114 的路径图。该台风在长江口外海面过境，并东折北上，对长江三角洲地区产生极大影响^[2]。通过对该台风过境期间的模拟，得到后报的台风期间该地区的水动力条件，并以水位为例与台风期间实测数据进行比较，表 1 为模型区域内各站实测和后报最高水位的比较。由表 1 可见，模型的后报结果和实测数据吻合较好。图 3 和图 4 给出了台风 8114 期间，吴淞和澈浦两站的实测和后报潮位过程线。由图 3 给出了台风 8114 期间，吴淞、澈浦和大戢三站的实测和后报潮位过程线。由图 3 可见，后报和实测潮位过程线吻合良好，后报最高水位和实测同步，精度较高。此外，还给出了该台风过境时最大增水时刻(02：

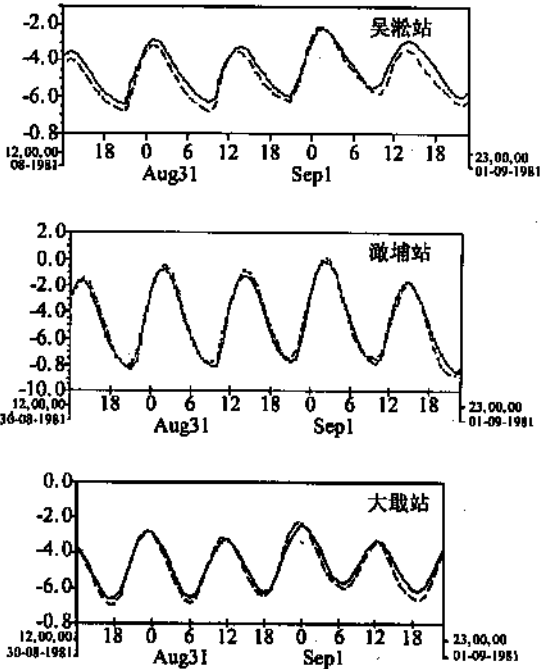


图 3 潮位过程线(吴淞站、澈浦站、大戢站)
(实线：后报；虚线、实测)

00/09/01/1981)的气压分布图(见图4)、增水分布图(见图5),由图可以看出,台风中心处和强台风的下风向增水明显,进而可知,台风对长江口水流条件影响显著。

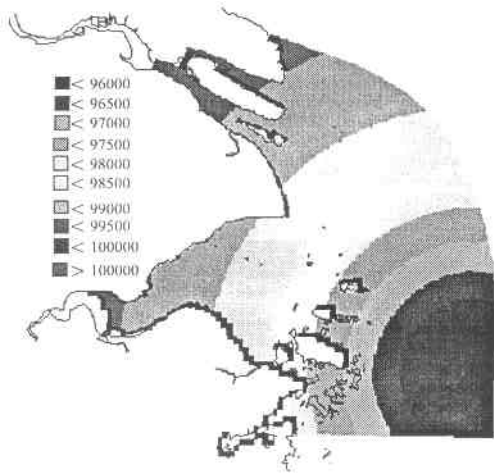


图4 台风气压分布图

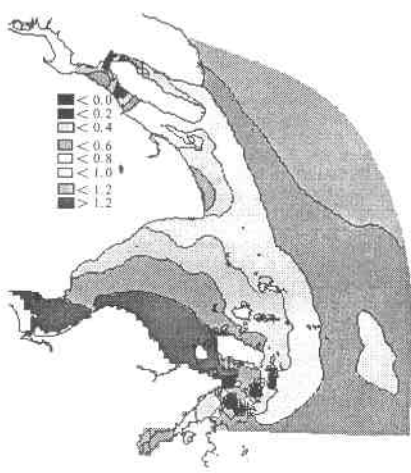


图5 台风增水分布图

本文还以台风 7708 为例对模型进行验证。见图 6 台风 7708 的路径图可知,该台风为长江口口内登陆型,对长江口地区的影响较大,但此类台风比较少见。模拟结果所得的模型区域内各站实测和后报最高水位的比较见表 1。图 7.1 和图 7.2 给出了台风 7708 期间吴淞和浹埔两站的实测和后报潮位过程线。由模拟结果与实测数据分析比较可知,后报和实测潮位吻合较好。

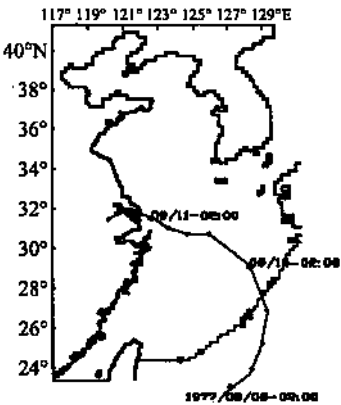


图6 台风 7708 路径图

表 1 后报与实测整点最高水位比较

台风编号	站位	最高潮发生时刻	最高水位 (m)		偏差 (m)
			实测	后报	
8114	吴淞	01:00,1981/9/1	5.72	5.56	-0.16
	浹埔	02:00,1981/9/1	7.18	7.29	0.11
	乍浦	02:00,1981/9/1	6.46	6.54	0.08
	长涂	23:00,1981/9/1	5.25	5.21	-0.04
	滩涂	02:00,1981/9/1	7.04	6.93	-0.11
	大榭	00:00,1981/9/1	5.79	5.63	-0.16
	镇海	01:00,1981/9/1	4.92	5.01	0.09
7708	吴淞	23:00,1977/9/10	4.44	4.46	0.02
	浹埔	23:00,1977/9/10	5.12	5.26	0.14
	乍浦	22:00,1977/9/10	4.58	4.72	0.14
	长涂	20:00,1977/9/10	4.12	4.06	-0.06

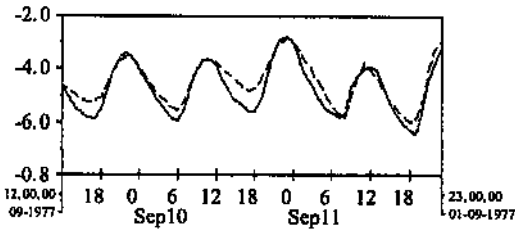


图 7.1 潮位过程线(吴淞站)
(实线：后报；虚线：实测)

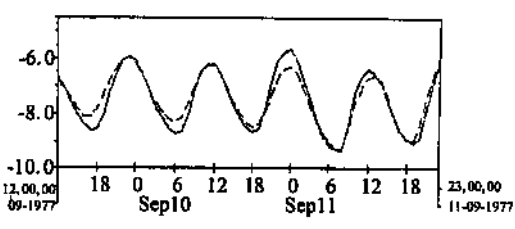


图 7.2 潮位过程线(浹埔站)
(实线：后报；虚线：实测)

4 结语

本文所述台风风暴潮模型不同于以往的将台风增水和天文潮分离计算再线性叠加的模型，是直接耦合了天文潮和台风动力的数值模型，并且本模型独立、灵活，可预报性强。从模型实例结果与实测数据比较分析可知，该模型能较好的模拟在台风条件下的水位过程，与实测数据吻合较好，特别在对风暴潮期间高水位的预报时间准、精度高，所以对台风风暴潮预警预报有广泛的应用前景，可以对沿海地区的防灾与安全提供借鉴，也可以为工程应用提供设计依据等^[6]。此外，本文所建立的天文潮和台风风暴潮的耦合数值模型，合理的反映了台风对长江口水动力条件的影响，为进一步研究在台风条件下长江口地区的波浪，泥沙、三维水流模型乃至水质模型建立了良好的基础。

参考文献：

[1] Fujita, T. Pressure distribution in typhoons, Geophysical Magazine, 23: 437 ~ 452.
[2] 台风观测年鉴，1981.
[3] Wang, Z B. Hangzhou Bay Environment Study Hydrodynamic Modeling, 1995,2.1 ~ 2.9.
[4] W L. Delft Hydraulics, Delft 3D-Flow & GPP manual, User manual. 1997.
[5] 张君伦. 台风风暴潮数值预报模型研究，水利系统天文潮及风暴潮数值预报模型报告之二。北京：水利部信息中心，1995.
[6] Ao Chu, Study of Extreme Hydrodynamic Conditions in the Yangtze Estuary, 2002,10~15,38~42, M. Sc. Thesis, IHE, Delft, the Netherlands.

NUMERICAL SIMULATION OF COUPLING STORM SURGE AND ASTRONOMIC TIDE BASED ON Dleft3D

CHU Ao

(*HeHai University, Nanjing Jiangsu 210098 China*)

Abstract : In order to study and analyze prediction methods of integrating storm surge and astronomic tide, a coupling mathematic model for the Yangtze Estuary as a case study was established based on Delft3D flow modules. Unlike existing predictions models, which are linear couplings of the results of typhoons inducing water level set up models and astronomic tide models, this model integrated the typhoon influence and astronomic tides directly to avoid the nonlinear influence of coupling between water level set up and astronomic tides in coastal area. By simulating the influence of typhoon 8114 on the Yangtze Estuary and comparing the model results with observation data, it can be drawn that the coupling mathematic model predicted the processes of water level set up and the highest water level accurately with the same phase and small errors at the time of the highest water level occurring.

Key words : Storm surges ; Coupling models ; Delft3D flow ; Typhoon 8114, the Yangtze Estuary