

一个东海嵌套网格台风暴潮数值 预报模式的研制与应用

于福江¹, 张占海¹

(1. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘要: 建立了一个覆盖东海的两重嵌套网格高分辨率台风暴潮数值预报模式. 粗、细网格模式分辨率分别为 $6'$ 和 $2'$. 两套网格的嵌套采用单向松弛套网格技术, 即在细网格的内边界附近建立了一个过渡区, 对预报的物理量进行松弛, 使粗、细网格模式变量逐步过渡, 避免了边界附近寄生波的产生, 从而增加了模式的稳定性. 利用该模式, 对显著影响东中国海地区的 6 次风暴潮过程进行了后报和预报试验. 与观测资料比较, 数值结果令人满意.

关键词: 风暴潮; 数值预报

中图分类号: P731.34

文献标识码: A

文章编号: 0253-4193(2002)04-0023-11

1 引言

随着计算机和计算技术的飞速发展, 风暴潮数值模式在实时预报和海洋工程数值计算中发挥了越来越大的作用. 例如, 美国的 SLOSH(Sea, Lake & Overland Surges from Hurricanes) 模式^[1], 能预报海上、陆上以及湖上的台风风暴潮, 在防灾预报中发挥了很好的作用. 英国的自动化温带风暴潮预报模式“海模式”(Sea Model), 气压场和风应力场采用 10 层大气模式提供的预报结果, 进行温带风暴潮预报, 取得很好的效果. 20 世纪 80 年代, 我国风暴潮的数值模式研究得到了相当迅速的发展. 现已对渤海、黄海、东海和南海陆架区的风暴潮进行了相当数量的数值模拟实验, 并以此来研究各动力因子的效应^[2, 3], 渤海还采用了超浅海风暴潮三维模式进行数值实验^[4]. 模式实验获得了许多有意义的结果. 有的模式已经在实时预报中使用^[5], 成为预报的重要手段之一. 但对于已经投入业务化使用的模式, 有两方面需要进一步提高和改进. 第一, 模式分辨率需要进一步提高. 我国目前的业务化风暴潮数值预报模式的水平分辨率大多为 10~15 km, 对近岸水深和岸边界刻画粗糙, 影响计算结果的精度. 第二, 用

收稿日期: 2001-03-28; 修订日期: 2001-08-07.

基金项目: 国家“十五”科技攻关资助项目(2001BA603B-02); 国家“863”海洋高科技基金资助项目(863-818-01-04).

作者简介: 于福江(1965-), 男, 山东省乳山市人, 研究员, 从事海洋环境数值预报研究.

于业务化的数值预报模式的网格嵌套技术需要进一步改进. 目前研制的嵌套网格模式多数采用单向套网格^[6], 在细网格边界容易产生寄生波, 影响模式稳定性和计算结果. 双向套网格虽然改进了单向套网格的这些缺点, 但是需增加计算机的内存和计算量, 影响预报时效.

考虑到对上述两方面的改进和提高, 为风暴潮业务化预报提供高精度数值产品, 我们研制了高分辨率的嵌套网格风暴潮数值预报模式, 并应用于东中国海, 进行了一定数量的数值后报和预报试验. 与观测资料比较, 结果令人满意. 本文第二节详细介绍该数值模式, 包括数值方法, 嵌套网格边界的匹配衔接与数学处理. 第三节给出了影响东海的6个典型风暴潮数值后报和预报结果以及统计检验结果, 并进行了讨论. 最后, 对造成风暴潮预报误差的关键因素进行了分析, 并对风暴潮模式的应用提出了建议.

2 数值模式

2.1 模式方程组

在球坐标系下, 控制风暴潮运动的深度平均流方程组可以写成如下形式:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial(Du)}{\partial \theta} + \frac{\partial(Dv \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \theta} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \varphi} - \frac{uv \tan \varphi}{R} - fv = -\frac{g}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} - \frac{1}{\rho R \cos \varphi} \frac{\partial p_a}{\partial \theta} + \frac{1}{\rho D} (F_s - F_b), \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \theta} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \varphi} + \frac{u^2 \tan \varphi}{R} + fu = -\frac{g}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} - \frac{1}{\rho R} \frac{\partial p_a}{\partial \varphi} + \frac{1}{\rho D} (G_s - G_b), \quad (3)$$

其中, t 表示时间; θ, φ 分别表示经度和纬度; ζ 表示从平均海平面起算的水位高度; u, v 表示深度平均流的经向和纬向分量; F_s, G_s 表示海表面风应力 τ_s 的经向和纬向分量; F_b, G_b 表示海底摩擦应力 τ_b 的经向和纬向分量; p_a 为海表面的大气压力; D 为总水深; ρ 为海水密度, 假定为均匀的; R 为地球半径; g 为重力加速度; f 为 Coriolis 参数 ($f = 2\omega \sin \varphi$).

海面风应力 τ_s 和海底摩擦力 τ_b 的计算采用广泛使用的二次平方率参数化方法:

$$\tau_s = C_d \rho_a W |W|,$$

$$\tau_b = k \rho V |V|,$$

式中, ρ_a 为空气密度, C_d 为风曳力系数, k 为底摩擦力系数. 计算时取 $k = 2.6 \times 10^{-3}$. $C_d = (0.80 + 0.065 \times |\bar{W}|) \times 10^{-3}$.

2.2 气压场和风场的计算

台风域中气压场选用 Fujita, Takahashi 嵌套来计算同一台风域中的气压场分布.

$$\text{Takahashi(1939):} \quad \frac{p(r) - p_0}{p_\infty - p_0} = 1 - \frac{1}{1 + r/R}, \quad 0 \leq r < \infty, \quad (4)$$

$$\text{Fujita(1952):} \quad \frac{p(r) - p_0}{p_\infty - p_0} = 1 - \frac{1}{\sqrt{1 + 2(r/R)^2}}, \quad 0 \leq r < \infty, \quad (5)$$

式中, p_∞ 为台风外围气压(正常气压), p_0 为台风中心气压, R 为台风最大风速半径, $p(r)$ 为距台风中心 r 距离处的气压. 在 $0 < r < 2R$ 范围内, 式(5)能更好地反映台风的气压变化; 在 $2R \leq r < \infty$ 的范围内, 式(4)有更好的代表性. 因此, 选用式(4)和(5)嵌套来计算同一台风

域中的气压场分布.

台风域中的风场由两个矢量场叠加而成. 其一是相对台风中心对称的风场, 其风矢量穿过等压线指向左方, 偏角(流入角)为 20° , 风速与梯度风成比例; 其二是基本风场, 假定其速度 (V_{sm}) 取决于台风移速. 有几种常用的基本风场表示方法, 这里用 Veno Takeo (1981) 的公式表示:

$$(V_{sm}) = v_x \exp\left[-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right] \vec{i} + v_y \exp\left[-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right] \vec{j}, \quad (6)$$

式中, v_x, v_y 为台风移速在 x, y 方向的分量.

2.3 数值方法

2.3.1 差分方法

模式采用有限差分方法求解方程, 网格为 Arakawa C 型网格(图 1), 采用前差-后差(一种半隐式差分格式)差分格式求解 2.1 中的方程(1), (2) 和 (3), 为了使模式的稳定性增强, 摩擦项采用隐式. 差分方程如下:

连续方程:

$$\frac{\zeta_{i,j}^{t+\Delta t} - \zeta_{i,j}^t}{\Delta t} = -\frac{1}{R \cos \Phi \Delta \theta} (Du_{i,j}^t u_{i,j}^t - Du_{i-1,j}^t u_{i-1,j}^t) - \frac{1}{R \cos \Phi \Delta \varphi} (Dv_{i,j-1}^t \cos \Phi_{v_{i,j-1}}^t - Dv_{i,j}^t \cos \Phi_{v_{i,j}}^t),$$

式中, $Du_{i,j}^t = 0.5(D_{i,j}^t + D_{i+1,j}^t)$ 为 t 时刻 $u_{i,j}$ 点的总水深, $Dv_{i,j}^t = 0.5(D_{i,j}^t + D_{i,j-1}^t)$ 为 t 时刻 $v_{i,j}$ 点的总水深.

运动方程:

$$\begin{aligned} & \frac{u_{i,j}^{t+\Delta t} - u_{i,j}^t}{\Delta t} - 2\omega \sin \Phi_{v_{i,j}}^t + \frac{1}{4R \cos \Phi \Delta \theta} [(u_{i+1,j}^t)^2 - (u_{i-1,j}^t)^2] + \\ & \frac{1}{4R \Delta \varphi} \varphi (v_{i,j-1}^t + v_{i+1,j-1}^t)(u_{i,j-1}^t - u_{i,j}^t) + (v_{i,j}^t + v_{i+1,j}^t)(u_{i,j}^t - u_{i,j-1}^t) \\ & = \frac{g}{R \cos \Phi \Delta \theta} (\zeta_{i,j}^{t+\Delta t} - \zeta_{i,j}^t) - \frac{k}{Du_{i,j}^t} u_{i,j}^{t+\Delta t} \sqrt{(u_{i,j}^t)^2 + (v_{i,j}^t)^2} + \frac{1}{\rho} (-p_{i,j}^t + \frac{F_{i,j}^t}{Du_{i,j}^t}), \\ & \frac{v_{i,j}^{t+\Delta t} - v_{i,j}^t}{\Delta t} + 2\omega \sin \Phi_{u_{i,j}}^t + \frac{1}{4R \Delta \varphi} \varphi [(v_{i,j-1}^t)^2 - (v_{i,j+1}^t)^2] + \\ & \frac{1}{4R \cos \Phi \Delta \theta} [(u_{i,j}^t + u_{i,j+1}^t)(v_{i+1,j}^t - v_{i,j}^t) + (u_{i-1,j}^t + u_{i-1,j+1}^t)(v_{i,j}^t - v_{i-1,j}^t)] \\ & = \frac{g}{R \Delta \varphi} \varphi (\zeta_{i,j}^{t+\Delta t} - \zeta_{i,j}^t) - \frac{k}{Dv_{i,j}^t} v_{i,j}^{t+\Delta t} \sqrt{(u_{i,j}^t)^2 + (v_{i,j}^t)^2} + \frac{1}{\rho} (-Q_{i,j}^t + \frac{G_{i,j}^t}{Dv_{i,j}^t}), \end{aligned}$$

式中, $u_{i,j}^t = 0.25(u_{i-1,j}^t + u_{i,j}^t + u_{i-1,j+1}^t + u_{i,j+1}^t)$ 为 t 时刻 $v_{i,j}$ 点处 u 的平均值, $v_{i,j}^t = 0.25(v_{i,j-1}^t + v_{i,j}^t + v_{i+1,j-1}^t + v_{i,j+1}^t)$ 为 t 时刻 $u_{i,j}$ 点处 v 的平均值, $p_{i,j}^t = \frac{1}{R \cos \Phi} \frac{\partial p_a}{\partial \theta}$ 为 t 时刻 $u_{i,j}$ 处的大气气压梯度力项, $Q_{i,j}^t = \frac{1}{R} \frac{\partial p_a}{\partial \varphi}$ 为 t 时刻 $v_{i,j}$ 处的大气气压梯度力项, $F_{i,j}^t$

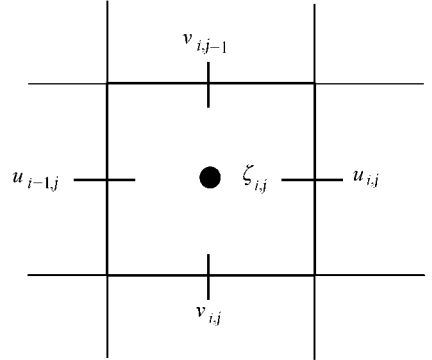


图 1 差分网格各物理量的分布图

$= F_s$ 为 t 时刻 $u_{i,j}$ 处的风应力项, $G_{i,j}^t = G_s$ 为 t 时刻 $v_{i,j}$ 处的风应力项.

2.3.2 嵌套网格的设计与处理

众所周知, 要想提高风暴潮数值模式的计算精度, 计算区域必须足够大, 最好能与台风的尺度同样大, 这样水边界的计算就非常准确. 但是, 当风暴潮传播到浅水区域, 例如, 陆架区、河口区、小海湾等区域, 海岸形状和海水深度对风暴潮的影响是非常重要的, 所以需要精细的网格来刻画. 基于以上的考虑, 我们采用计算区域加大, 重点区域加细的思想来设计模式的网格分布. 因此, 我们设计了两重嵌套网格系统计算东海沿岸的风暴潮, 网格系统的相对位置如图 2 所示. 表 1 给出了两套网格系统的计算范围、时间和空间步长以及边界条件等.

表 1 风暴潮数值模式的格点系统配置

区域	第一套网格	第二套网格
时间步长	180 s	60 s
空间步长	$(1/10)^\circ$, 约 11 km	$(1/30)^\circ$, 约 3.7 km
格点数	$80 \times 100 = 8\,000$	$150 \times 180 = 27\,000$
经度范围	$119^\circ \sim 127^\circ \text{E}$	$120^\circ \sim 125^\circ \text{E}$
纬度范围	$25^\circ \sim 35^\circ \text{N}$	$27^\circ \sim 33^\circ \text{N}$
陆边界	刚壁边界	刚壁边界
水边界	静压边界	从第一套网格内插

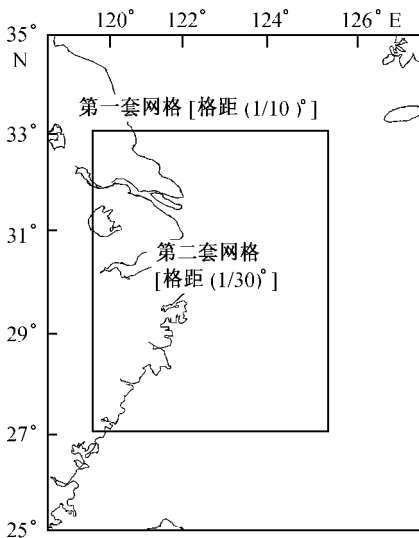


图 2 计算区粗网格与细网格相对位置

第一套网格(粗网格)的初始条件为: $\zeta = u = v = 0$, 当 $t = 0$ 时. 海岸边界条件为: $V_n = 0$, 式中 V_n 为岸边界的法向深度平均流流速. 水边界取为静压边界条件: $\zeta = \frac{10}{\rho_w g} (p_\infty - p_a)$, 式中, ζ 为以海平面起算的水位高度(m), ρ_w 是海水密度, $p_\infty = 1\,008$ hPa 为外围气压.

2.3.3 嵌套网格衔接的数学处理

嵌套网格是指在模式的计算域中一部分网格距较粗, 而另一部分较细, 并且细网格计算域包含在粗网格计算域中. 套网格通常有两种方法: 单向套网格和双向套网格. 单向网格的做法是: 每个时间步长, 先制作粗网格预报, 再利用粗网格的预报值内插作为细网格的边值, 制作细网格预报. 这种方法中, 只有粗网格的预报影响细网格的预报, 细网格预报对粗网格的预报没有影响. 其优点是节省计算量和存储量, 缺点是物理量在粗细网格边界附近差别较大, 容易产生寄生波, 使计算不稳定. 双向套网格是粗、细网格预报相互影响的方法, 即每步做完细网格预报后, 凡细网格域中与粗网格相重的点, 用细网格预报值代替原粗网格的预报值. 该方法的优点是物理量在粗细网格边界附近差别较小, 不易产生寄生波. 但该方法粗细网格必须同时计算, 计算量和存储量都很大, 这是其最大

的缺点.

鉴于本模式的运算量较大, 粗细网格数加起来共有 35 000 个. 所以, 采用单向套网格的方法, 但是在细网格的内边界附近建立了一个“过渡区”, 对预报的物理量进行松弛, 使粗、细网格预报逐步过渡, 效果良好, 现简述如下:

在细网格的“过渡区”以内, 控制方程不变, 在细网格的“过渡区”以外, 控制方程的右端加一牛顿松弛项, 这里以方程(2)为例, 即:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + L_u + F_{uu} = -K(u - u),$$

式中, $F_u = \frac{k}{D} \sqrt{u^2 + v^2}$, K 为松弛系数, u 为粗网格预报值.

$$L_u = \frac{u}{R \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \theta} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \varphi} - \frac{uv \tan \varphi}{R} - f v + \frac{g}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} + \frac{1}{\rho R \cos \varphi} \frac{\partial p_a}{\partial \theta} - \frac{1}{\rho D} F_s.$$

差分方程为:

$$\frac{u^{t+\Delta t} - u^t}{\Delta t} + L_u^t + F_{uu}^{t+\Delta t} = -K(u^{t+\Delta t} - u^{t+\Delta t}).$$

整理成如下形式:

$$u^{t+\Delta t} = (1 - \alpha - \beta)(u^t - \Delta t L_u^t) + \alpha u^{t+\Delta t},$$

式中, $\alpha = \frac{K \Delta t}{1 + K \Delta t + F_u^t \Delta t}$, $\beta = \frac{F_u^t \Delta t}{1 + K \Delta t + F_u^t \Delta t}$, α 取为线性分布. 在“过渡区”最里边一圈, 取 $\alpha = 0$, 则一定: $K = 0$, 所以方程变为:

$$u^{t+\Delta t} = \left(1 - \frac{F_u^t \Delta t}{1 + F_u^t \Delta t}\right)(u^t - \Delta t L_u^t).$$

该方程即为细网格内点的差分方程. 在“过渡区”最外边一圈, 取 $\alpha = 1$, 则一定: $K \rightarrow \infty$, 所以 $\beta \rightarrow 0$, 故控制方程变为:

$$u^{t+\Delta t} = u^{t+\Delta t}.$$

这正是细网格外边界的边界条件. 因此, 粗细网格可以非常平稳光滑地衔接起来. 在本模式中, “过渡区”为 6 个细网格, 即 2 个粗网格, 如图 2 所示.

3 东海风暴潮数值后报和预报

对东海沿岸海域有影响的台风或热带气旋主要为两种类型. 其一为西进登陆型; 其二为海上转向北上型, 其转向点一般在 30°N 附近. 这两类天气系统都能产生显著风暴潮. 我们利用建立的数值模型对影响东海沿岸的 6 次台风风暴潮过程进行了后报, 并对其中的一次进行了预报试验.

数值试验分别使用实测和预报的台风路径和有关参数计算得到台风风、压时空变化场, 输入模式作为驱动场, 得到风暴潮增水变化后报结果.

3.1 典型风暴潮数值后报和结果检验

6 个台风过程包括 3 个西进登陆型台风 5612 号台风(Wanda)和 7708 号台风(Babe)和

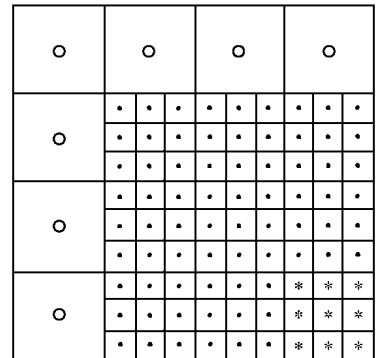


图 3 粗细网格和“过渡区”示意图
○表示粗网格点, *表示“过渡区”点,
*表示细网格点

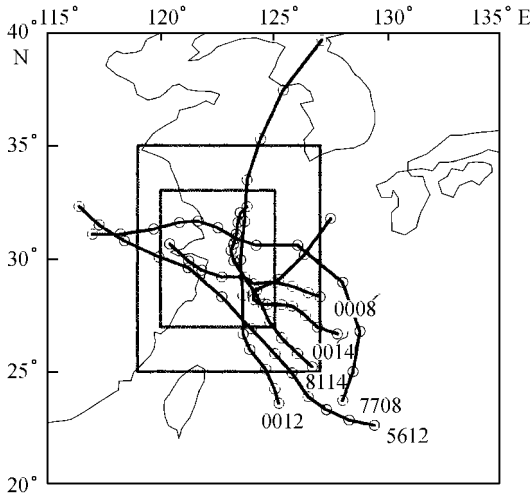


图4 6个典型台风的路径

0008号台风(Jelawat), 台风登陆地域北起上海崇明南至杭州湾南岸; 3个北上转向型8114号台风(Agnes), 0012号台风(Prapiroon)和0014号台风(Saomai). 台风路径见图4.

5612号台风于1956年8月2日00:00登陆浙江省象山县, 登陆时台风中心气压923 hPa, 最大风速65 m/s, 为1949年以来登陆我国大陆沿海最强的一次台风. 此次台风引起了浙江北部沿海、杭州湾和长江口附近沿海显著的风暴潮灾害, 其中象山县沿海纵深10 km内一片汪洋, 海水淹没农田11万亩, 死亡4629人. 上海市吴淞8月2日04:00最大风暴潮(台风增水)216 cm, 高桥8月2日04:00最大风暴潮239 cm, 均为1949年以来的最大值. 风

暴潮数值模拟成功地再现了这次过程. 图5和6给出了两个代表性验潮站风暴潮模式计算结果与实测值的比较.

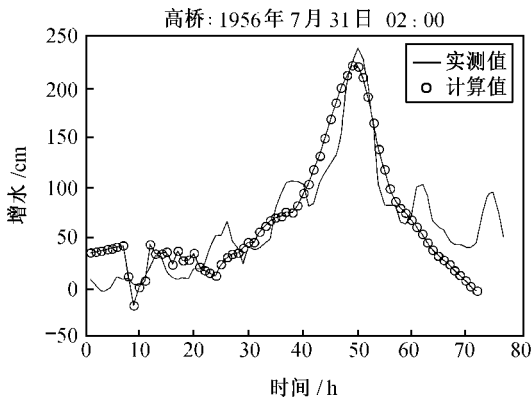


图5 5612台风期间高桥风暴潮后报值与实测值对比

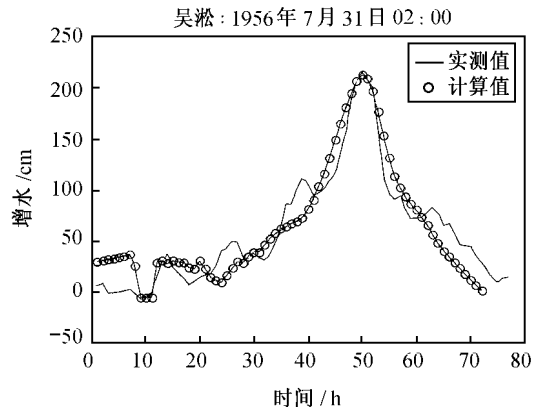


图6 5612台风期间吴淞风暴潮后报值与实测值对比

7708号台风1977年9月11日07:00登陆上海崇明, 登陆时台风中心气压969 hPa, 登陆前5 h(9月11日02:00), 台风中心位于长江口以东约80 km(31.4°N, 122.5°E)的海上, 此时台风中心气压为955 hPa, 近台风中心最大风速40 m/s, 是建国后正面登陆长江口区最强的台风. 数值模拟成功地再现了这次过程. 图7和8分别给出了吴淞和高桥两个站风暴潮计算值和实测值的比较.

1981年8114号台风是一个由海上平行东海海岸北上的台风, 它产生的风暴潮波及浙江、上海、江苏一带沿海. 受其影响, 9月1日上海黄浦公园、吴淞、高桥的最高潮位分别达到522 cm, 574 cm和564 cm, 这3个站的最高潮位曾创当时的历史记录. 上海市崇明县全县受淹面

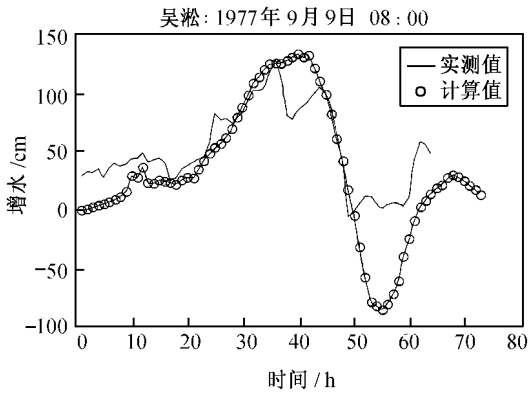


图7 7708台风期间吴淞风暴潮后报值
与实测值对比

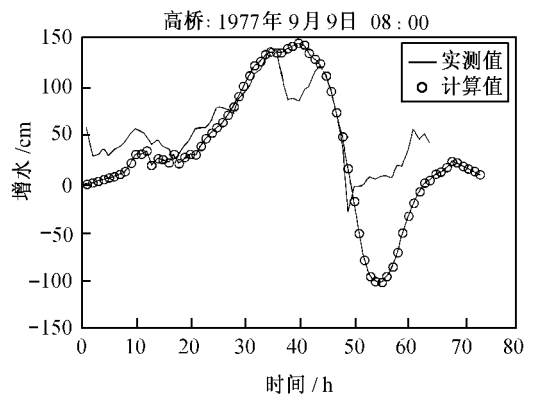


图8 7708台风期间高桥风暴潮后报值
与实测值对比

积达7 575亩, 其中水稻1 470亩, 棉花4 705亩, 蔬菜 240 亩, 房屋倒塌 254 间, 损坏1 419间, 死亡 8 人, 伤 4 人. 川沙县受淹农田 1 800 余亩, 倒塌民房 89 间, 死亡 2 人, 受灾 3 200 人. 为确保上海市区的安全, 有关部门决定开闸引水纳潮, 共打开大小闸门 9 个, 使上海市外围部分地区受淹. 数值模式成功地再现了这次过程. 图 9 和 10 分别给出了高桥和吴淞两个站风暴潮计算值和实测值的比较.

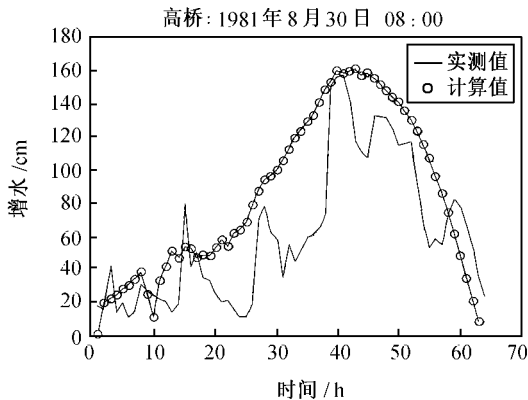


图9 8114台风期间高桥风暴潮后报值
与实测值对比

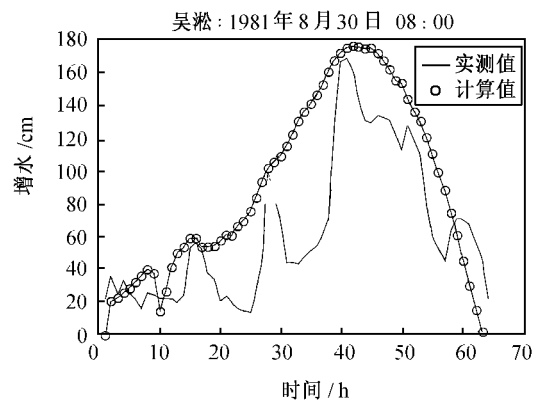


图10 8114台风期间吴淞风暴潮后报值
与实测值对比

2000 年 0008 号(Jelawat) 台风是一个西进登陆型台风. 从东海东部海面到杭州湾南岸登陆, 台风较缓慢地向西北偏西方向移动, 引起了从杭州湾南岸到长江口地区增水. 数值模式较好地后报了这次过程. 图 11 和 12 分别给出了高桥和镇海两个站风暴潮计算值和实测值的比较.

2000 年 0014 号(Saomei) 台风从一开始生成, 强度、范围都很大. 一开始台风向西北偏西方向移动, 当台风进入 20°N 附近时, 速度变得很慢, 原地打转很长时间后, 突然向东北偏东方

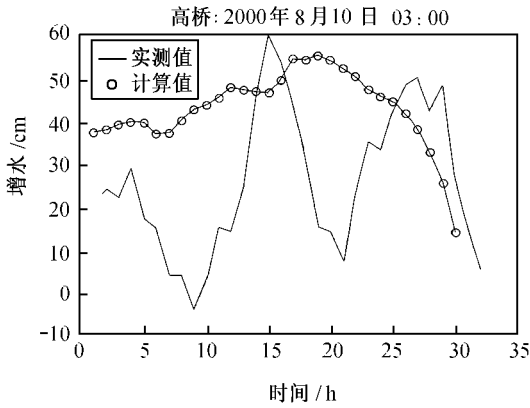


图 11 0008 台风期间高桥风暴潮后报值与实测值对比

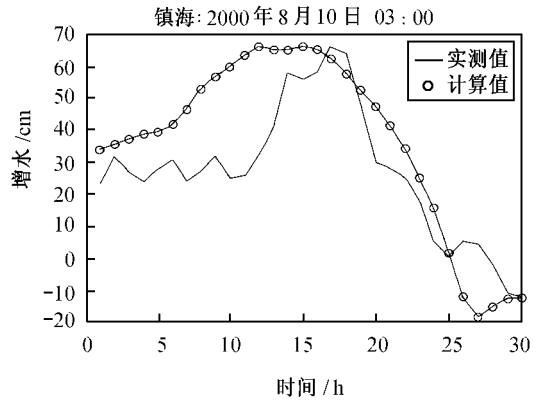


图 12 0008 台风期间吴淞风暴潮后报值与实测值对比

向猛折。尽管该台风离岸边较远,但由于其强度、范围均很大,所以在上海地区也引起了较大的风暴潮。图 13 和 14 分别给出了镇海和高桥两个站风暴潮计算值和实测值的比较。

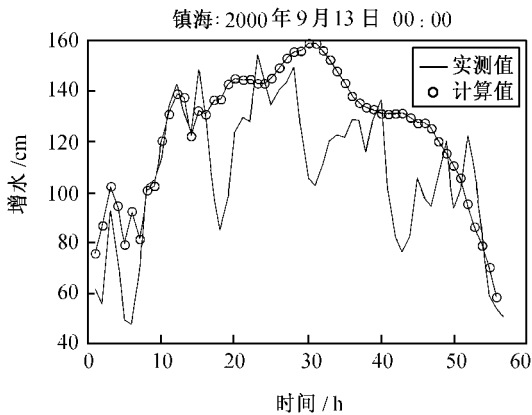


图 13 0014 台风期间镇海风暴潮后报值与实测值对比

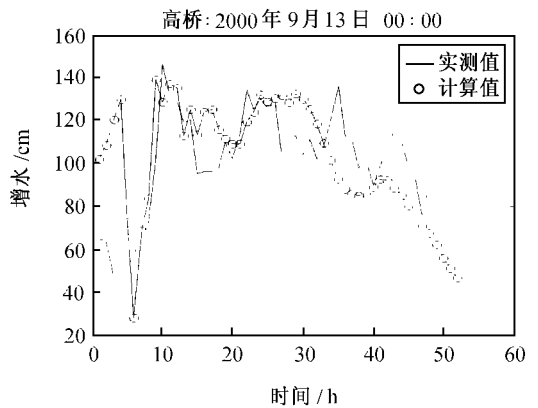


图 14 0014 台风期间高桥风暴潮后报值与实测值对比

3.2 典型风暴潮数值预报

2000 年 0012 号 (Prapiroon) 台风是一个由海上平行东海海岸北上的台风,该台风引起近几年、也是今年影响上海最大的一次台风风暴潮。从台湾东部海面到杭州湾南岸,台风较缓慢地向西北偏北方向移动,从杭州湾南岸台风以较快的速度向东北方向运动。上海沿海地区均超过了当地警戒水位。上海海洋预报中心利用该模式对该风暴潮过程进行了数值预报。由图 16 和 17 可以看出数值模式较好地后报了这次过程。由于预报的台风路径比实况偏东(远离陆地),所以预报的高桥和镇海的风暴潮比后报的偏小 30~50 cm。

3.3 后报结果客观检验

由于台风风暴潮的计算结果与台风路径及风场参数的真实性密切相关, 因此, 评价一个风暴潮预报模式的优劣, 应看台风路径和参数准确或比较准确情况下, 模式能否给出满意结果. 我们将模式后报结果与沿岸观测站的实测增水比较来检验模式的输出结果. 由于风暴潮最重要的预报要素是最高水位的量值和出现的时间, 我们对这两项指标进行客观检验. 表2为6个台风风暴潮过程后报结果与实测值的统计检验. 检验结果表明: 风暴潮最大增水后报平均误差为6.5 cm, 最大增水位相后报平均误差为2.1 h. 可以看出, 最大增水的后报结果与实测相当一致(只有0012号台风镇海站偏大), 表明该模式性能完全能够满足业务化预报的要求. 最大增水位相后报平均误差偏大主要由于两个个例误差较大引起的.

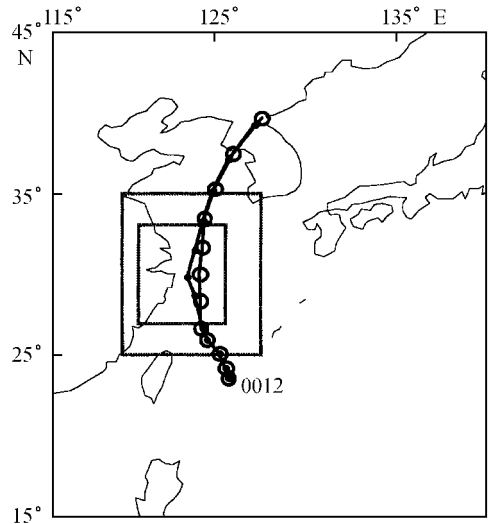


图15 0012号台风后报与预报台风路径
(实线为后报路径, 圈线为预报路径)

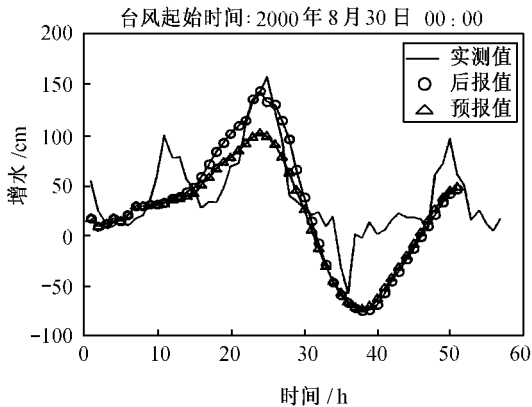


图16 0012台风期间高桥风暴潮后报值、
预报值与实测值对比

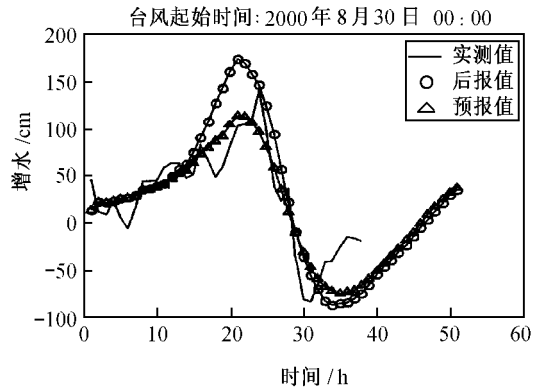


图17 0012台风期间镇海风暴潮后报值、
预报值与实测值对比

表2 有代表性台风风暴潮过程计算值与实测值的比较

台风号	站名	最大增水误差/cm	最大增水位相误差/h
5612	高桥	10	0
	吴淞	0	0
7708	高桥	6	4
	吴淞	6	4
8114	高桥	2	0
	吴淞	6	1

续表 2

台风号	站名	最大增水误差/cm	最大增水位相误差/h
0008	高桥	5	2
	镇海	0	- 2
0012	高桥	2	- 1
	镇海	30	- 3
0014	高桥	2	- 1
	镇海	5	7
平均误差		6. 5	2. 1

注: 上表中误差为后报值- 实测值; 平均误差为| 误差| /个数.

4 结论

本文研制的高分辨率嵌套网格风暴潮数值预报模式的计算区域不仅包括几乎整个东海, 还包括了长江口等内陆水域及临近的内陆地形, 使岸边风暴潮敏感区有足够的分辨率. 在每一个模式格点上, 不管是大陆架海域、海湾、入海河流的水深情况, 还是陆地的地形都是从海图、地形图或市政工程图中摘取. 以便使计算域尽可能地反映自然界的真实形态, 更准确地计算台风强迫力场和风暴潮的全貌.

后报试验的 6 个台风过程涵盖了对上海沿海地区有影响的典型台风类型. 后报检验结果表明, 所建立的数值模式和模式后报精度可以基本满足上海沿海台风风暴潮预报的需要.

这里需要强调指出: 风暴潮预报准确度的提高是同气象预报水准的改进步调一致的. 目前国内外气象部门 24 h 台风位置的预报误差都在 180 km 左右, 台风强度的预报误差为 10 hPa 左右, 而 24 h 台风登陆时间的预报误差, 据美国专家 Jeleznianski 博士估计为 6 h, 这便使准确的台风风暴潮预报时效不可能太长. 同时还应指出: 目前国内外气象预报部门对台风同一时刻给出的位置、强度也不尽相同, 甚至相差很大. 因此, 评价一个风暴潮预报模式的优劣, 应看台风路径和参数准确或比较准确时, 模式能否给出满意结果. 预报部门应通过模拟计算和预报掌握模式性能.

近十年以来, 国外在风暴潮模式的应用方面取得了很多成果, 风暴潮模式不仅仅为预报提供重要参考, 还应用于诸如风暴潮灾害评估、漫滩风险分析等^[1], 制作海岸带风暴潮灾害图和脆弱风险图, 为海岸带功能区划和防潮应急管理提供科学依据. 因此, 建议在我国沿海经济发达地区尽快开展这主面研究和应用, 更好地为国民经济和防灾减灾服务.

参考文献:

- [1] JELEZNIANSKI C P, CHEN Jye, WILSON A. Shaffer. SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surge from Hurricanes)[B]. NOAA Technical Report NWS48[R]. 1992. 71.
- [2] 端义宏, 秦曾灏. 上海沿岸天文潮与风暴潮非线性相互作用的数值研究[J]. 海洋与湖沼, 1997, 28(1): 80—87.
- [3] 秦曾灏, 冯士 . 浅海风暴潮动力机制的初步研究[J]. 中国科学, 1957, 1: 64.
- [4] SUN Wen-xin, et al. Numerical study on the Bohai Sea wind surges[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1982, 2: 175.
- [5] WANG Xi-nian, YU Fei-jiang, YIN Qing-jiang. Research of Application of Numerical Models of Typhoon Surges in China Seas[M]. The Special Issue of MAUSAM in Oct, 1997. 595—608.
- [6] 汪景庸. 风暴潮数值预报[A]. 物理海洋数值计算[M]. 郑州: 河南科学技术出版社, 196—295.

- [7] WATSON C C. The arbiter of storms: a high resolution, GIS based system for integrated storm hazard modeling[J]. National Weather Digest, 1995, 20: 2—9.
- [8] YU Fu-jiang, YE Lin, WANG Xi-nian. A high resolution storm surge prediction model for Bohai Sea with application to typhoon 9216[A]. In: Proceedings of The International Conference on Marine Disasters: Forecast and Reduction[C]. Beijing: China Ocean Press, 1998. 9—16.
- [9] 冯浩鉴, 于福江, 方爱平. GIS 支持下的风暴潮漫滩计算与减灾防灾[A]. 中国东部沿海地区海平面与陆地垂直运动[M]. 北京: 海洋出版社, 1999. 26—35.
- [10] 张占海, 刘钦政, 于福江. 近海海洋灾害预报和减灾对策的关键技术[A]. '99 海洋高新技术发展研讨会论文集[M]. 北京: 海洋出版社, 2000. 125—133.
- [11] WANG Xi-nian, Yu Fu-jiang. Advances in the research of storm surge[A]. China National Report on Physical Sciences of the Oceans and on Hydrological Sciences for the XXIIInd General Assembly of IUGG Birmingham[R]. UK, July 1999. 28—31.
- [12] 史峰岩, 孙文心. 运动侧边界海洋问题的自适应网格模拟方法[J]. 海洋学报, 1997, 19(2): 1—9.
- [13] LE Ke-tang. A three-dimensional coupled model for simulating storm surge generated by typhoon [J]. The Yellow Sea, 1997, 3: 1—8.
- [14] FLATHER R A, HEAPS N S. Tidal computations for Morecambe Bay[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1975, 42: 489—517.

Implementation and application of a nested numerical typhoon storm surge forecast model in the East China Sea

YU Fu-jiang¹, ZHANG Zhan-hai¹

(1. National Marine Environment Forecasting Center, Beijing 100081, China)

Abstract: A nested numerical storm surge forecast model for the East China Sea is developed. A one-way relaxing nest method is used to exchange the information between coarse grid and fine grid. In the inner boundary of the fine grid model a transition area is set up to relax the forecast variables. This ensures that the forecast variables of the coarse model may transit to those of fine grid gradually, which enhances the model stability. By using this model, a number of hindcasts and forecast are performed for six severe storm surges caused by tropical cyclones in the East China Sea. The results show good agreement with the observations.

Key words: storm surge; numerical forecast