0577-6619/2009/67(5)-0884-91 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

一个中国沿岸台风风暴潮数值预报系统的建立与应用*

李永平 于润玲 郑运霞
LI Yongping YU Runling ZHENG Yunxia

中国气象局上海台风研究所，中国气象局台风预报技术重点开放实验室，上海，200030
Shanghai Typhoon Institute of CMA, *Laboratory of Typhoon Forecast Technique*, *CMA*, *Shanghai* 200030, *China*
2009-03-30 收稿，2009-09-24 改回.

Li Yongping, Yu Runling, Zheng Yunxia. 2009. A numerical forecast system for typhoon storm surge over China coast. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(5): 884－891

Abstract A numerical forecast system for typhoon storm surge over China coast is developed based on the three-dimensional baroclinic ocean circulation model of POM (Princeton Ocean Model). As the forced field, the forecasting wind field of typhoon over sea surface is constructed by a model developed by Shanghai Typhoon Institute. The effect of typhoon motion and the environmental wind field are considered and a more reasonable formula of wind stress under strong wind is applied. By numerical simulations with more than 37 typhoon storm surge processes over China coast, it can be concluded that it works well to recur the storm surge elevation of observations. The average errors between the simulated and observations are 17, 21 and 25 cm for whole process, within 10 h around the maximum water rising and at the maximum water rising time respectively. The time for maximum sea level increment appearing in simulation is basically consisted with the observations and the average error is about 1 h. Generally the maximum sea level increment of simulation is smaller than observations especially in the condition of much strong storm surges with more than 200 cm sea level increment. For the process with double-peak structure, only the larger one is well simulated, although sometimes the smaller one exists in the simulation. Because of the relatively short simulation period, the value of simulation is a little small during forerunner considering the case that surge has already get rise at the beginning of the simulation, but it usually works well only if the time span of forerunner is not too short. According to the model result in recent 2 years, it is found that this operational system can accurately predict the storm surge. An automatic manage process is build from data acquisition to model running and results output. The output is displayed both in the form of MICAPS (Meteorological Information Comprehensive Analysis and Process System), which is as the meteorological operation platform, and pictures which are shown on internet.
Key words POM (Princeton Ocean Model), Typhoon wind field, Typhoon storm surge, Numerical simulation and forecast, Operational system

摘 要 依据三维斜压海洋环流模式 POM 建立了一个中国沿岸台风风暴潮数值预报业务系统。台风风场模型考虑了台风移动和周围环境风场的影响，采用了较合理的强风情况下的风应力计算公式，建立了稳定合理的模式海洋环流气候状态和模式边界条件。大量的数值模拟结果表明，该模式能较好地重现历史台风风暴增水过程，对近 2 年台风风暴潮个例的预报结果表明，该业务系统对台风风暴增水具有较好的预报能力，文章同时分析了模式存在的一些问题。该业务系统实现了从资料采集、模式运行到预报结果输出的全自动化，显示采用图片和 MICAPS 两种方式，后者与现有气象业务平台一致。
关键词 POM，台风风场，风暴增水，数值预报，业务系统
中图法分类号 P457.8 P435

---

* 资助课题：上海市科委“登山行动计划”项目(06DZ12011)和上海市气象局专项(YJ200804)。
作者简介：李永平，主要从事海洋气象研究。E-mail: liyp@mail.typhoon.gov.cn

1 引 言

在西北太平洋沿岸国家中,中国受台风登陆袭击次数最多,占各区域内登陆总数的34%,主要集中在夏、秋季节;中国每年平均发生增水1 m以上的台风风暴潮约6次,其中形成灾害的平均为2.4次。近年来强风暴潮出现的频率、强度和经济损失都呈上升趋势。风暴潮作为中国主要的海洋气象灾害,已成为国家防灾减灾的重点之一。

最早的二维风暴潮数值模式研究始于20世纪50年代,20世纪80年代开发的SLOSH二维数值模式开始被广泛应用于台风风暴潮预报(尹庆江等,1997)。中国的风暴潮数值模拟研究始于20世纪70年代(秦曾灏,1975;冯士□,1982),到80年代得到了迅速的发展,对中国沿岸的风暴潮进行了大量的数值模拟实验,研究了各动力因子的作用。近年来,风暴潮运动的三维数值模式得到很大发展。从物理机制角度看,三维模型可以用来描述风暴潮的水流垂向结构,模型对近底处的底部摩阻假设更为真实。与二维模式相比,三维模型中边界条件,如开边界条件、风应力条件以及底摩擦的形式更为复杂(王喜年,2002)。目前常用于风暴潮模拟和预报的三维海洋环流模式有POM(Princeton Ocean Model)(Amanda, et al, 2008)、ECOM-Si(端义宏等,2005)、FVCOM(Chen, et al, 2003)等,这些模式都是在海洋流体力学原始方程基础上建立起来的,研究和应用表明这些模式对风暴潮都有较强的模拟和预报能力。

20世纪70年代初,中国国家海洋环境预报中心和国家海洋区域海洋预报部门开展风暴潮预报研究和业务工作。预报方法已从传统的经验统计预报为主发展到目前以高时空分辨率的数值模式预报为主;中国国家海洋环境预报中心2003年开始至今业务化运行的台风风暴潮数值预报模式(CTS模式)采用深度平均流方程组作为控制方程,模式空间分辨率为2′,预报相对误差小于30%,预报保证率为70.4%。2007年开始进行业务化试验的台风风暴潮Kalman滤波同化数值预报模式(CTS-DA模式)其空间分辨率为12′(董剑希等,2008)。用于风暴潮研究和风险评估的模式其空间分辨率要高得多,如中国国家海洋环境预报中心精细化正交网格台风风暴潮数值预报模式(CTS-CUR模式)其最大空间分辨率小于200 m。

长期以来,风暴潮的观测、预警和预报一直是中国海洋部门的官方业务内容,风暴潮的科学研究主要集中在部分高校和国家海洋部门,气象部门的部分沿海海洋气象台虽然也有风暴潮专业预报业务,但由于缺少观测资料和研究人力、财力投入不足等原因,在风暴潮的科学研究和业务技术开发方面显得落后,能力还显不足。目前从由公开渠道获得的风暴潮预报信息在时空分辨率方面又过于笼统,不能满足气象部门的专业服务需要。上海台风研究所是中国唯一一所以台风研究为主的专业研究所,风暴潮又是台风引发的重要灾害之一,近年来在POM三维斜压海洋环流模式基础上研究开发了一个中国沿岸台风风暴潮数值预报业务系统,本文着重介绍对该模式预报系统的一些技术方案和模式对中国沿岸风暴潮模拟和预报性能的检验。

2 模式介绍

2.1 热带气旋风场模型

为风暴潮模式提供的海面强迫背景风场来自大气环流数值模式的分析场和预报场,但由于数值模式预报的热带气旋强度普遍偏弱,海面风速偏小,模式热带气旋环流结构与真实热带气旋也有差距,通常表现为最大风速区离热带气旋中心偏远等,为此本业务系统设计了有热带气旋时叠加热带气旋模型风场的功能。所需要的台风强度预报值来自上海台风研究所的台风强度客观预报方法的业务预报,该方法考虑了不同预报海区、大气环流的垂直切变、涡度、散度、台风相对涡动角动量通量,以及海洋等众多影响台风发展的因子,该方法对台风的强度具有较高的预报准确性(陈佩燕等,2006)。本系统通过线性插值获得风暴潮模式空间格点和每一模式积分时间步上的风场。

台风本身环流的气压场由经典的藤田公式给出,中国许多学者都采用藤田公式计算气压场(端义宏等,2005; 朱首贤等,2002)

$$p = p_\infty - (p_\infty - p_0)\left[1 + \left(\frac{r}{R_0}\right)^2\right]^{-\frac{1}{2}} \qquad (1)$$

其中p_0为台风中心气压,p_∞为台风外围气压,这里取1013.0 hPa;R_0为台风最大风速半径,在对历史风暴潮过程作数值模拟时,对于2001年以后的台风,R_0取自JTWC(Joint Typhoon Warning Cen-

tre)最佳路径资料集,对于2001年之前的台风和在实时预报业务中 R_0 取常值70 km(罗哲贤,2003)。r 为风暴潮模式任一空间格点至台风中心的距离。

由气压场计算台风环流的梯度风

$$\boldsymbol{W}_1 = \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho_a}\frac{\partial p}{\partial r}} - \frac{fr}{2} \tag{2}$$

其中 $f=2\Omega\sin\varphi$ 为科氏参数;Ω 为地转角速度,φ 为纬度,ρ_a 为空气密度。

台风移动对风场的贡献由下式确定

$$\boldsymbol{W}_2 = \mathrm{e}^{-\pi/500000}\begin{bmatrix}\boldsymbol{V}_x\\ \boldsymbol{V}_y\end{bmatrix} \tag{3}$$

其中,$\boldsymbol{V}_x$ 和 $\boldsymbol{V}_y$ 为台风中心移动矢量的正东和正北分量,对于向西北方向移动的台风,它可使移动方向的台风右半象限区风速增加,左半象限区风速减小,使台风区风场产生非对称性。式(2)和(3)合成后的台风风场为

$$\boldsymbol{W}_T = a_1\boldsymbol{W}_1\begin{bmatrix}-\sin(\phi+\beta)\\ \cos(\phi+\beta)\end{bmatrix} + a_2\boldsymbol{W}_2 \tag{4}$$

其中 ϕ 是计算点与台风中心连线与正东方向的夹角;β 是梯度风与海面风的夹角;a_1 和 a_2 是订正系数。

用式(4)的台风风场替换背景场中原有的台风风场时,台风模型风场外围的风常常与周围环境风之间有较明显的不连续性,为此对台风环流外围风场和台风边缘的环境风场作如下修正,以考虑环境风对台风外围风的作用。

$$\begin{aligned}&\boldsymbol{W}=\boldsymbol{W}_T && r<R_1\\ &\boldsymbol{W}=(1-b)\boldsymbol{W}_T+b\boldsymbol{W}_B && R_1\leqslant r\leqslant R_2\\ &\boldsymbol{W}=\boldsymbol{W}_B && r>R_2\end{aligned} \tag{5}$$

其中 $\boldsymbol{W}$ 为最后的台风合成风场,$\boldsymbol{W}_B$ 为台风外围区原有的背景风场,$b=(r-R_1)/(R_2-R_1)$,R_1 和 R_2 分别取离台风中心 $\frac{2}{3}r$ 距离和离台风中心 $\frac{3}{2}r$ 距离。

风应力采用如下公式

$$\boldsymbol{\tau} = \rho_a C_D \mid \boldsymbol{W} \mid \boldsymbol{W} \tag{6}$$

C_D 采用Irish等(2005)的公式:

$$C_D = 0.001(0.75+0.067\boldsymbol{W}) \quad \boldsymbol{W}\leqslant 21.5\ \mathrm{m/s} \tag{7}$$

$$C_D = 0.001(2.63-0.021\boldsymbol{W}) \quad \boldsymbol{W}> 21.5\ \mathrm{m/s} \tag{8}$$

与传统的(Charnock,1955; Frank,1984; Hubbert,1991)计算 C_D 公式不同的是,以上的 C_D 当海面风速超过21.5 m/s时不是增大,而是逐渐减小的。强风条件下 C_D 减小的事实也曾被Powell(2003)等证实。

2.2 风暴潮预报模型

本文预报风暴潮的模式是目前国际上广泛应用的POM三维斜压海洋环流模式(Mellor,2003)。模式垂直方向为 σ 坐标。水平网格采用经纬度网格,分辨率为12′,垂直方向取不等距的25层。考虑到海气相互作用主要发生在上层海洋,为了更精细地描述发生在其间的物理过程,对上层海洋的模式层作了加密处理(图1),这样即使在4000 m深的海洋,模式第1层离水面也只有3.3 m。

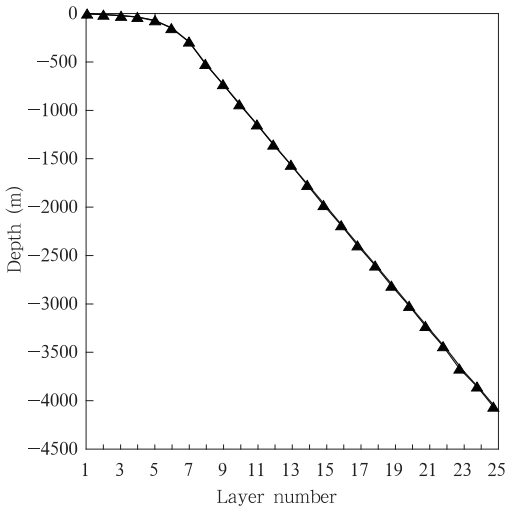

图1 POM海洋环流模式的垂直分层

Fig. 1 Layer distribution of POM

近岸环流的控制动力方程包括快速移动重力波外模和缓慢移动的重力波内模,这种内外模态分离方法使得在三维流场和热力学变量的计算过程中,用于计算海面自由高度变化的时间明显减少,本模式外模时间步长取8 s,内模时间步长取360 s。

计算水位抬升的方程

$$\frac{\partial\eta}{\partial t} + \frac{\partial\overline{U}D}{\partial x} + \frac{\partial\overline{V}D}{\partial y} = 0 \tag{9}$$

η 为水面抬升,$D=H+\eta$,H 海底地形深度。$\overline{U}$、$\overline{V}$ 为整层平均流速的纬向和经向分量。

$$\overline{U} \equiv \int_{-1}^{0} U\mathrm{d}\sigma$$

其预报方程为

$$\frac{\partial\overline{U}D}{\partial t} + \frac{\partial\overline{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial\overline{U}\overline{V}D}{\partial y} - F_x - f\overline{V}D + gD\frac{\partial\eta}{\partial x} = -\langle wu(0)\rangle + \langle wu(-1)\rangle + G_x -$$

$$\frac{gD}{\rho_0}\int_{-1}^{0}\int_{\sigma}^{0}\left[D\frac{\partial\rho'}{\partial x}-\frac{\partial D}{\partial x}\sigma'\frac{\partial\rho'}{\partial\sigma}\right]\mathrm{d}\sigma'\mathrm{d}\sigma \tag{10}$$

$$\frac{\partial\overline{V}D}{\partial t}+\frac{\partial\overline{U}\overline{V}D}{\partial x}+\frac{\partial\overline{V}^2D}{\partial y}-F_y+f\overline{U}D+gD\frac{\partial\eta}{\partial y}=-\langle wv(0)\rangle+\langle wv(-1)\rangle+G_y-\frac{gD}{\rho_0}\int_{-1}^{0}\int_{\sigma}^{0}\left[D\frac{\partial\rho'}{\partial y}-\frac{\partial D}{\partial v}\sigma'\frac{\partial\rho'}{\partial\sigma}\right]\mathrm{d}\sigma'\mathrm{d}\sigma \tag{11}$$

其中$-\langle wu(0)\rangle$和$-\langle wv(0)\rangle$为风应力项,$-\langle wu(-1)\rangle$和$-\langle wv(-1)\rangle$为海底应力项,0 和-1表示σ坐标下的最上和最下层。G_x和G_y分别为扩散项的纬向和经向分量。F_x和F_y分别为水平粘性项的垂直平均的纬向和经向分量。

模式区域取为(5°—45°N,105°—145°E),模式考虑了实际海岸线和水深。西边界和北边界取为固边界,南边界和东边界取为开边界,开边界条件基于以往的观测和研究结果由通量形式给出,保持流进和流出的流量总体保持平衡。

模式业务系统首先需要产生一个稳定的海洋环流气候平均场,为此从美国国家海洋资料中心的全球海洋资料集(NODC)获得 1°×1°经纬度分辨率的 24 个等深面上的海水温度和盐度资料,并将其水平插值到模式网格点上和垂直插值到模式各σ面上。然后用每月气候平均风应力场驱动模式,模式的环流场从静止状态被驱动,积分 3 个月后海洋的状态即达到相对稳定的状态,最后形成各个月份相对稳定的海洋环流气候场。对于每个个例的模拟或制作每天的预报,首先使用预报起始时刻之前 36 h 内的海面风分析场强迫风暴潮模型,接下去再根据预报的海面风场从预报起始时刻向前积分模式。

模式在陆地岸界处取法向流速为零,考虑了长江、珠江等主要河流气候平均径流量的作用。在外海开边界处将 8 个主要天文分潮(S_2、M_2、N_2、K_2、K_1、P_1、O_1 和 Q_1)潮位同时输入。

3 对历史风暴潮过程的数值模拟

利用近 40 年中 37 个影响中国华南和华东沿海热带气旋风暴潮过程资料,对 POM 数值模式模拟的风暴增水性能进行检验,其中增水 200 cm 以上强风暴潮过程 5 次,100—200 cm 较强风暴潮过程 15 次,50—100 cm 一般风暴潮过程 17 次。

以下给出对其中 10 次风暴潮过程的模拟结果,模拟时台风移动路径和中心最大强度资料取自中国气象局上海台风研究所《台风年鉴》,最大风速半径资料取自 JTWC 台风最佳资料集(2001 年以后),强迫风暴潮模型的海面背景风场取自 NCEP 的 1°×1°分辨率的客观分析场。造成这 10 次风暴潮的热带气旋活动情况如表 1 所示。

以下为模拟的上述各热带气旋影响过程中一些代表性验潮站风暴增水的时间曲线及其与观测增水值的比较。由于验潮站的空间位置与模式网格点一般不重合,本文模拟或预报的验潮站增水值是指距离验潮站最近的模式网格点上的数值。

表 1 造成中国 10 次风暴潮过程的热带气旋要素信息

Table 1 Ten tropical cyclone information which resulted in storm surge in China

TC 编号	TC 源地	TC 路径	登陆(或最大影响) 时强度 hPa(m/s)	最大影响地点和时间	用于风暴潮预报检验的验潮站名
6903	西北太平洋	西北行	936(30)	广东惠来 7 月 28 日 11 时	闸坡,汕头
8007	西北太平洋	西北行	961(38)	广东徐闻 7 月 22 日 20 时	湛江
8616	南海	西行	963(38)	海南文昌 9 月 5 日 10 时	海口,湛江
8908	西北太平洋	西行	970(35)	广东阳江 7 月 18 日 14 时	闸坡,汕头,湛江
9615	西北太平洋	西北行	935(50)	广东吴川 9 月 9 日 11 时	闸坡,大万山,湛江
0010	西北太平洋	西北行	965(38)	福建晋江 8 月 23 日 11 时	平潭
0307	西北太平洋	西北行	965(38)	广东阳江 7 月 24 日 10 时	闸坡,大万山,湛江
0414	西北太平洋	西北行	950(45)	浙江温岭 8 月 12 日 20 时	健跳,海门,温州,瑞安,鳌江
0519	西北太平洋	西行	970(35)	福建晋江 10 月 2 日 21 时	平潭,东山,梅花,三沙,厦门
0606	西北太平洋	西北行	997(15)	广东电白 8 月 3 日 19 时	闸坡,湛江

对全部 37 次风暴增水过程模拟结果的统计表明,本模式能较好地模拟出热带气旋影响下的中国沿岸风暴增水过程,模拟的增水平均误差为 17 cm,在出现最大增水前后 10 小时内,模拟的增水平均误差为 21 cm,预报最大增水平均误差为 25 cm,模拟的最大增水出现时间与观测基本一致,平均误差为

1 h。但模式的模拟结果也表现出一些不足之处,例如,对超过 200 cm 最大增水的强风暴潮过程,多数情况下模拟的最大增水数值显得偏低(图 2a 和 2i);对于带有双峰值增水特征的过程,模式的模拟虽然也能反映出类似的特征,但通常只对较大的那一次峰值反映较好(图 2g、2j、2k)。另外由于受模拟时段相对较短的影响,对于模拟起始时已经出现一定量增水的个例(图 2a、2c、2d 和 2k 等),通常对风暴增水过程的初振阶段的模拟值要偏低一些,但只要初振阶段的时间不是太短,通常对于最大增水的模拟效果还是比较理想的。另外,与实况增水经常出现的波动式变化相比,模式预报的增水过程曲线显得平滑一些。模拟的不足之处可能与以下因素有关,一是模拟所用的台风风场与真实台风风场还有一定的差异,例如模拟时间步长上的台风信息是根据 6 h 间隔信息内插获取的,它无法反映 6 h 内的风场变化的非线性信息;模拟所用的台风风场为模型风,它与真实风场结构存在差异。二是本文模式空间分辨率还不够精细,这也会给模拟带来误差。这些因素还有待今后改进。

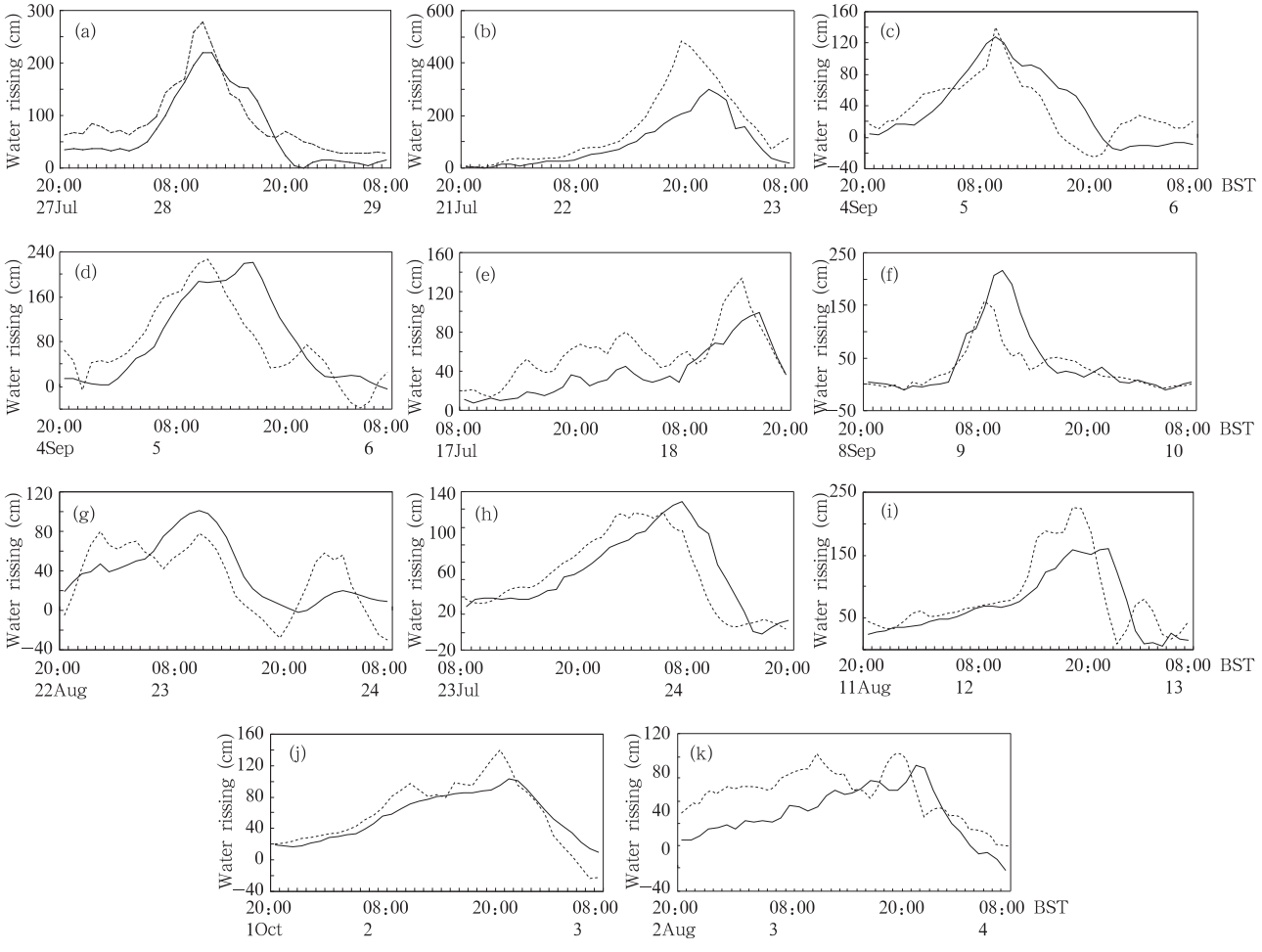

图 2 验潮站增水过程曲线(实线:模拟;虚线:观测)

(a. 6903 号 TC,汕头;b. 8007 号 TC,湛江;c. 8616 号 TC,海口;d. 8616 号 TC,湛江;e. 8908 号 TC,闸坡;f. 9615 号 TC,闸坡;g. 0012 号 TC,平潭;h. 0307 号 TC,大万山;i. 0414 号 TC,健跳;j. 0519 号 TC,崇武;k. 0606 号 TC,闸坡)

Fig. 2 The time series of water level rising

(solid line for modeling and dashed line for observation) (a) TC 6903 at Shantou; (b) TC 8007 at Zhanjiang; (c) TC 8616 at Haikou; (d) TC 8616 at Zhanjiang; (e) TC 8908 at Zhapo; (f) TC 9615 at Zhapo; (g) TC 0012 at Pintan; (h) TC 0307 at Dawanshan; (i) TC 0414 at Jantiao; (j) TC 0519 at Chougwu; (k) TC 0606 at Zhapo

4 风暴潮预报业务系统的建立

在正确的风暴增水模拟基础上建立了一个中国沿岸风暴增水数值预报业务系统,本系统实现从资料采集、资料预处理、资料加工和模式运行到预报结果输出的全自动化。实时预报业务中,用于强迫风暴潮模型的背景风场和台风路径预报位置来自NCEP的AVN全球模式实时预报产品,用于建立台风模型风场的台风中心强度预报值来自上海台风研究所的台风强度客观预报方法(陈佩燕等,2006)。

为了使显示的增水值更加直观,同时也方便与风场等气象要素场同步叠加,以及方便气象部门预报员调阅,目前预报结果被实时传送至上海中心气象台的服务器上,供预报员在MICAPS平台上调阅,预报员可以方便地把风暴增水预报与其他气象要素场叠加显示;同时本系统也提供预报结果的图像文件,提供给上海台风研究所数值预报网上显示。其实本系统不但用于台风风暴增水业务预报,当无台风影响时,也预报温带系统引发的风暴增减水,以及一般天气情况下的水位变化,但由于目前缺少相应验潮站观测水位资料的验证,为此本文不作分析。业务系统运行流程如下:

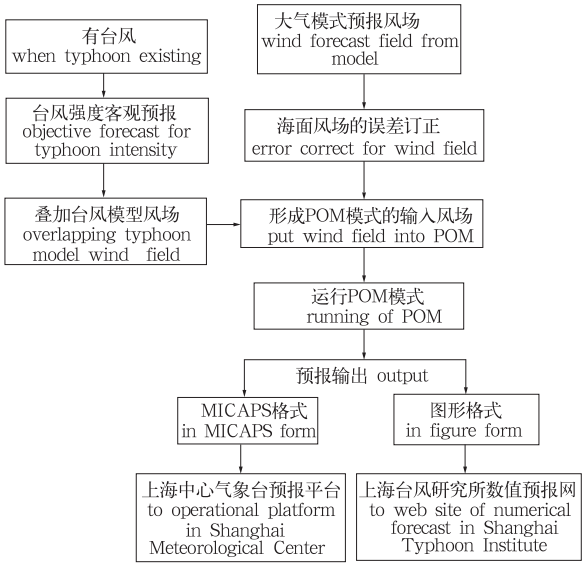

图3 风暴增水预报业务系统的运行流程

Fig.3 The process scheme for operational storm surge forecast

5 风暴潮预报个例分析

这里以2007年09号"圣帕"台风风暴潮过程为例,分析模式的实际预报效果。热带气旋"圣帕"8月13日生成于菲律宾吕宋岛以东的热带洋面上,13日02时开始编号,其中心位置在(16.9°N,135.3°E),它首先沿偏西方向移动,15日以后则一直稳定地向西北方向移动,于18日05时40分在台湾花莲登陆,在台湾花莲登陆时中心气压930 hPa,近中心最大风力15级,18日11时左右进入台湾海峡后继续向西北方向移动,并在19日02时在福建省惠安县崇武镇第2次登陆,登陆时近中心最大风力仍有12级。登陆后仍继续向西北方向移动,直至减弱消失。图4a给出每6 h的台风实际移动位置和由美国NCEP(National Centers for Environmental Prediction)的AVN全球大气环流数值模式提供的该台风路径预报,图4b给出2007年8月17日20时起每6 h的强度变化实况和上海台风研究所台风强度客观预报方法给出的风速预报值。

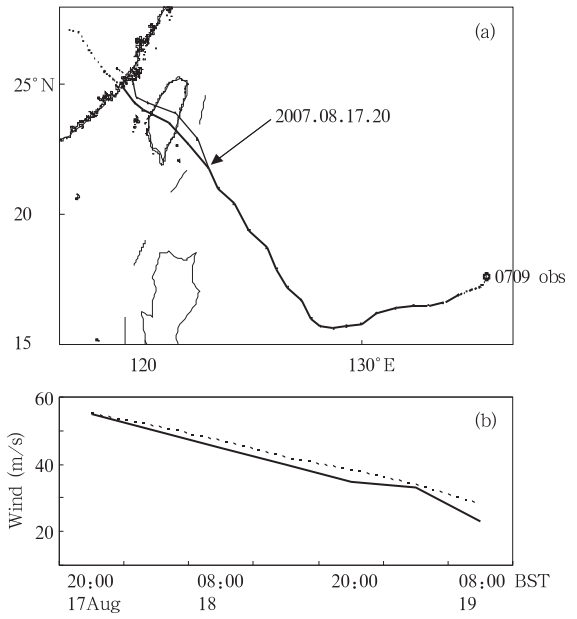

图4 对2007年"圣帕"台风的路径(a)和风速强度(b)预报(起报时刻:17日20时(实线:预报值;虚线:实况))

Fig.4 The forecast of track (a) and max wind speed (b) of TC Shengpa in 2007 with initial time 20:00 BST 17 August (Solid line for forecast and dotted line for observation)

从图4可见,大气环流数值模式和上海台风研究所台风强度客观预报方法分别对"圣帕"台风的移动路径和风速变化都做出了比较准确的预报,36 h内路径预报最大误差不超过100 km,预报路径比实

际路径略偏北一些。对“圣帕”台风的风速预报略显偏强,36 h 内最大预报误差 7 m/s,预报的台风路径和风速误差都比这些方法多样本平均误差要小。

图5为模式预报的福建省厦门和平潭验潮站的

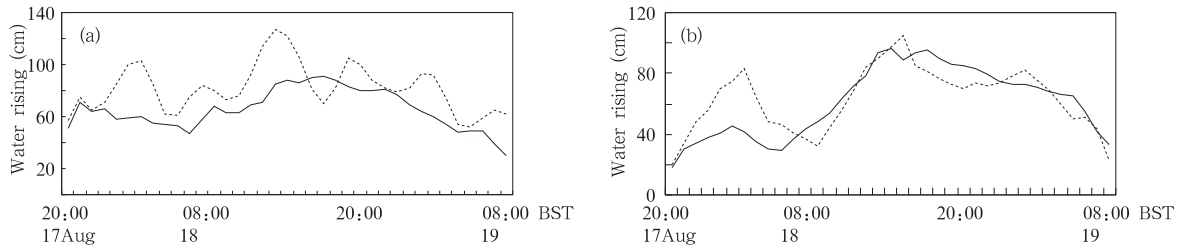

图 5 预报 0709TC 期间厦门(a)和平潭(b)验潮站增水过程曲线(实线:预报,虚线:观测)

Fig. 5 The time series of water level rising at Xiamen (a) and Pingtan (b) Gauge Stations indeuced by TC 0709 (Solid line for forecast and dashed line for observation)

增水过程曲线,以及与实况的比较。

从图 5 可见,模式预报的 2 个站增水趋势与实况基本一致,最大增水峰值及其出现的时间与实况也比较接近。统计 2 个站的过程增水预报平均误差为 15 cm,但是预报的增水过程曲线显得比较平滑,对实况波动式的变化表现还不足,特别是对增水过程早期(18 日 01 时左右)出现小的增水峰值难以预报。预报的增水峰值比实况要小一些,其中厦门站的增水比实况小得更明显些,这与对历史风暴增水的数值模拟结果相类似。

图 6(显示局部区域)为在 MICAPS 平台上显示的 8月18日11时的增水预报,同时叠加上了该时

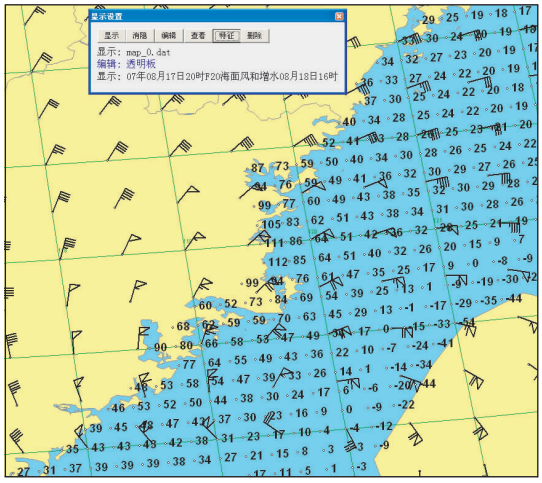

图 6 在 MICAPS 平台上显示的增水预报(数据为增水值,单位:cm),预报时刻 8 月 18 日 16 时,并叠加上该时刻的海面风场预报

Fig. 6 The forecast of sea level rising displayed on MICAPS platform and overlapped with wind field. The numeric number is sea level rising (unit:cm)

刻的台风海面风场预报。

6 结论和讨论

本文在三维斜压海洋环流模式 POM 基础上建立了一个中国沿岸台风风暴潮数值预报业务系统,通过对大量历史风暴潮个例的数值模拟和实际预报个例试验,检验和分析了所建立的台风风暴增水数值预报模式的性能,得出的主要结论如下:

(1) 本风暴潮数值预报模式能较好模拟和预报中国沿岸台风风暴增水过程。说明所选模式物理参数、模式海洋环流气候状态的建立、海洋边界条件的设立、台风风场模型和风应力的计算等合理可靠。

(2) 模式模拟的增水平均误差为 17 cm,在出现最大增水前后 10 小时内,模拟的增水平均误差为 21 cm,最大增水平均误差为 25 cm,模拟的最大增水出现时间与观测基本一致,平均误差为 1 h。

(3) 对超过 200 cm 最大增水的强风暴潮过程,在多数情况下模拟的值要偏低;对于具有双峰值增水特征的过程,模式的模拟虽然也能反映出类似的特征,但通常只对较大的那一次峰值反映较好。与波动式变化的增水实况相比,模式预报的增水过程曲线略显平滑。

(4) 由于受模拟时段相对较短的影响,对于模拟起始时已出现一定量增水的个例,通常对风暴增水过程的初振阶段的模拟值要偏低一些,但只要初振阶段的时间不是太短,通常对于最大增水的模拟效果还是比较理想的。

(5) 风暴增水数值预报业务系统实现从资料采

集、模式运行到预报结果输出的全自动化,显示采用MICAPS方式,它与现有气象业务平台相一致。

References

Amanda H Lynch, Leanne R Lestak, Petteri Uotila, et al. 2008. A factorial analysis of storm surge flooding in Barrow, Alaska. Mon Wea Rev,136(3):898-912

Charnock H. 1955. Wind stress on a water surface. Quart J Roy Meteor Soc, 81:639-640

Chen Changsheng, Liu Hedong, Robert C Beardsley. 2003. An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: application to coastal ocean and estuaries. J Atmos Oceanic Techn,20(1):159-186

Chen Peiyan, Yu Hui. 2006. A statistic method for forecast of tropical cyclone intensity in the northwest Pacific // Conference Corpus on Typhoon Forecast and Service Technique over East China in 2006(in Chinese), 227-242

Dong Jianxi, Fu Xiang, Wu Wei, et al. 2008. Operational forecast and test of the high resolution numerical storm surge forecast model for China Sea. Marine Foreca (in Chinese),25(2):11-17

Duan Yihong, Zhu Jianrong, Qin Zenghao, et al. 2005. A high resolution numerical storm surge model in the Changjiang river estuary and its application. Acta Oceanologica Sinica(in Chinese), 27(3):11-19

Feng Shizuo. 1982. An Introduction to Storm Surges(in Chinese). Beijing: Science Press, 241pp

Frank W M. 1984. A composite analysis of the core of a mature hurricane. Mon Wea Rev,112:2401-2420

Hubbert G D, Holland G J, Leslie L M ,et al. 1991. A real-time system for forecasting tropical cyclone storm Surges. Wea Foreca, 6: 86-97

Irish J L, Williams B P, Militello A, et al. 2005. Regional storm-surge modeling of Long Island, New York, USA // Jane M S. Coastal Engineering 2004. Singapore: World Scientific Company,1565-1577

Luo Zhexian. 2003. A Numerical study on the change of typhoon intensity and its possible factors without forcing and dissipation. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 61(3): 302-311

Mellor G L. 2003. Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model // Prog. in Atmos. and Ocean. Sci. Princeton University

Powell P, Vickery J, Reinhold T A. 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. Nature, 422:278-283

Qin Zenghao, Feng Shizuo. 1975. Primary study on mechanism of storm surge over shallow sea. Chinese Sci (in Chinese),18(1):64-79

Wang Xinian. 2002. Fifth time talking on storm surge forecast about the technique. Marine Foreca (in Chinese),19(2):64-70

Yin Qingjiang, Wu Shaohua, Wang Xinian. 1997. Application of America SLOSH model in China-Numerical simulation of typhoon storm surge in Hangzhou Gulf. Marine Foreca (in Chinese),14(1):70-74

Zhu Shouxian, Sha Wenyu, Ding Pingxing. 2002. An asymmetry wind field model of typhoon near shore. J Eastchina Normal University(Natural Science,in Chinese), 3:66-71

附中文参考文献

陈佩燕,余晖. 西北太平洋热带气旋强度统计预报方法的研制//2006年度华东区域台风预报服务技术交流会会议文集,227-242

董剑希,付翔,吴玮. 2008. 中国海高分辨率业务化风暴潮模式的业务化预报检验. 海洋预报,25(2):11-17

端义宏,朱建荣,秦曾灏等. 2005. 一个高分辨率的长江口台风风暴潮数值预报模式及其应用. 海洋学报, 27(3):11-19

冯士筰. 1982. 风暴潮导论. 北京:科学出版社,241pp

罗哲贤. 2003. 守恒系统中台风强度变化及其可能因子的数值研究. 气象学报, 61(3): 302-311

秦曾灏,冯士筰. 1975. 浅海风暴潮动力学机制的初步研究. 中国科学, 18(1):64-79

王喜年. 2002. 风暴潮预报知识讲座第五讲:风暴潮预报技术(2). 海洋预报, 19(2):64-70

尹庆江,吴少华,王喜年. 1997. 美国SLOSH模式在我国的应用—杭州湾台风风暴潮的数值模拟. 海洋预报,14(1): 70-74

朱首贤,沙文钰,丁平兴等. 2002. 近岸非对称型台风风场模型. 华东师范大学学报(自然科学版), 3:66-71