

文章编号:1000-5641(2012)06-0057-16

# 对称和非对称台风对东海南海风暴潮影响比较

高钦钦<sup>1</sup>, 朱建荣<sup>1</sup>, 端义宏<sup>2</sup>, 孙明华<sup>2</sup>

(1. 华东师范大学 河口海岸学国家重点实验室, 上海 200062; 2. 国家气象中心, 北京 100081)

**摘要:** 应用非结构网格的海洋数值模式 FVCOM, 分别模拟台风 TC0509 (Matsa)、TC0519 (Longwang) 和 TC0814 (Hagupit) 在长江口和杭州湾、福建沿海、珠江口和海南风暴潮, 比较分析非对称台风和对称台风对风暴潮的影响. 非对称台风的气压场和风场由 WRF 模式计算, 对称台风的气压场和风场由藤田圆形台风模型计算. 结果表明, 对于登陆长江口和杭州湾、珠江口和南海一带的台风, WRF 模式和模型台风计算的气压场和风场都能较好的模拟风暴潮, 前者略好于后者. 对于过台湾岛登陆福建沿海的台风, 台风不对称明显, WRF 模式能较好的模拟出真实的台风气压场和风场, 前者模拟的风暴潮远优于后者.

**关键词:** 风暴潮; 数值模拟; 台风不对称; 模型台风; 大气 WRF 模式

**中图分类号:** P731.2 **文献标识码:** A **DOI:** 10.3969/j.issn.1000-5641.2012.06.007

## Impacts of the symmetrical and unsymmetrical typhoons on the storm surge simulation in the East China and the South China Seas

GAO Qin-qin<sup>1</sup>, ZHU Jian-rong<sup>1</sup>, DUAN Yi-hong<sup>2</sup>, SUN Ming-hua<sup>2</sup>

(1. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China; 2. National Meteorological Center, Beijing 100081, China)

**Abstract:** An unstructured grid model based on FVCOM was used to simulate the storm surges in the regions of the Changjiang Estuary, the Hangzhou Bay, the Fujian coast, the Pearl River Estuary, and the South China Sea. Two kinds of typhoon models were compared, i. e. the unsymmetrical typhoon provided by the WRF model and the symmetrical typhoon calculated by using the Fujita formula. Both of these two typhoon models can simulate the storm surge well around the Changjiang Estuary, the Hangzhou Bay, the Pearl River Estuary and the South China Sea, with the unsymmetrical typhoon model producing the results slightly better. For the typhoons crossing the Taiwan Island and then landing along the Fujian coast, the unsymmetrical

收稿日期:2011-10

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973)项目(2009CB421500);

中国气象局数值预报(GRAPES)发展专项

第一作者:高钦钦,女,硕士研究生. E-mail: qinqin\_gao@foxmail.com.

通信作者:朱建荣,男,教授,博士生导师,从事河口海洋学研究. E-mail: jrzhou@sklec.ecnu.edu.cn.

typhoon by WRF can simulate storm surge far better, since the typhoons in that region are significantly unsymmetrical.

**Key words:** storm surge; numerical simulation; typhoon asymmetry; typhoon pattern; atmospheric model WRF

## 0 引 言

我国风暴潮灾害严重,特别是经济发达的东海南海沿海地区,一旦遭受台风袭击,损失要比其他地区大得多.因此,加强这些地区的风暴潮研究,具有重要意义.

风暴潮的动力成因:一是向岸的大风驱动海水向岸流动,受岸线阻挡,水位暴增,二是气压下降引起的增水.因此在风暴潮数值模拟中,台风的给出十分重要.目前,采用最多的是圆对称的台风模型,先给出圆对称的气压分布,再根据梯度风原理,由台风气压场计算台风风场.台风模型,如 Fujita(藤田)和 Fujita-Takahashi(藤田高桥)模型,给出的台风气压场和风场是对称的.但实际台风往往不是圆对称的,特别是当台风中心移到近岸时,受地形影响,这种不对称性更明显.为了更好地给出台风气压场和风场,提高风暴潮模拟的精度,许多学者作了相关研究.陈孔沫<sup>[1]</sup>利用热带气旋外围的特征等压线替代最大风速半径,朱首贤<sup>[2]</sup>和沙文珏<sup>[3]</sup>等提出基于特征等压线的方法来构造台风气压场和风场.Zou<sup>[4]</sup>通过四维同化的方法从对称台风模型得到不对称的初始场.这些改进,在一定程度上能反映台风结构的不对称性,但特征等压线的给出是个较难的问题.目前,中尺度大气数值模式逐渐被引进并得到了广泛应用<sup>[5-7]</sup>,蒋小平等<sup>[8]</sup>在台风浪模拟中,比较了 MM5 模拟的风场和经验模型风场,提出了用数值模式模拟风场替代经验模型风场以改进台风浪的模拟.新一代的中尺度大气数值模式 WRF 由美国气象界联合开发,重点考虑从云尺度到天气尺度等重要天气的预报,水平分辨率重点考虑 1~10 km,模拟的各气象要素准确性优于 MM5 模式<sup>[9]</sup>.

风暴潮的数值模拟精度主要受台风气压场和风场精度的影响,也受风暴潮数值模式本身的影响.以往风暴潮的模拟大多采用四边形有结构网格,对沿岸复杂岸线的拟合和局部加密具有局限性.三角形非结构网格则能完全拟合岸线和充分局部加密,有效提高风暴潮的模拟精度.

针对以上问题,为了进一步提高台风风压场的模拟精度,本文应用 WRF 数值模式模拟台风气压场和风场,给出较为真实的具有不对称性的气压场和风场.为比较对称和非对称台风气压场和风场对风暴潮的影响,采用藤田(Fujita)对称台风模型计算气压场和风场.风暴潮数值模式采用非结构的三角形网格的 FVCOM<sup>[10,11]</sup>,能完全拟合岸线和充分加密,进一步提高风暴潮的模拟精度.模式的计算区域为东海和南海,以 TC0509(Matsa)、TC0519(Longwang)和 TC0814(Hagupit)台风为例,模拟这 3 个台风期间的风暴潮.

## 1 非结构东海南海风暴潮模式的建立

本文的风暴潮数值模式基于非结构网格的 FVCOM,它是由 Chen 等<sup>[10,11]</sup>发展起来的,基于非结构三角形网格对原始方程进行离散并数值求解.本文重点模拟长江口和杭州湾、福建、海南和珠江口 3 个区域风暴潮,因计算范围很大,故将渤海黄海东海和南海北部作为整个计算区域(见图 1a),在各重点区域作网格加密(图 1b—d),形成 3 套网格.在重点加密区

域,网格分辨率 2 km,大区域外海开边界分辨率放大到 80 km. 3 套网格的单元数和节点数分别是 37 199 和 19 805(长江口区域)、53 849 和 28 535(福建区域)、68 624 和 36 008(珠江口区域). 模式的地形资料来源于 British Oceanographic Data Centre,资料精度  $1' \times 1'$ ,长江口和珠江口临近海域地形资料来自历次观测,分辨率从几百米到几千米不等. 模式外海开边界考虑 16 个分潮 M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, MU2, NU2, T2, L2, 2N2, J1, M1 及 OO1,以潮汐调和常数的形式合成给出,资料从全球潮汐数值模式 NAOTIDE 中计算结果得到([http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index\\_En.html](http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index_En.html)). 陆地开边界主要考虑长江径流. 为减小计算量,模式垂向均匀分 2 层,时间步长外模 5 s,内模 30 s.

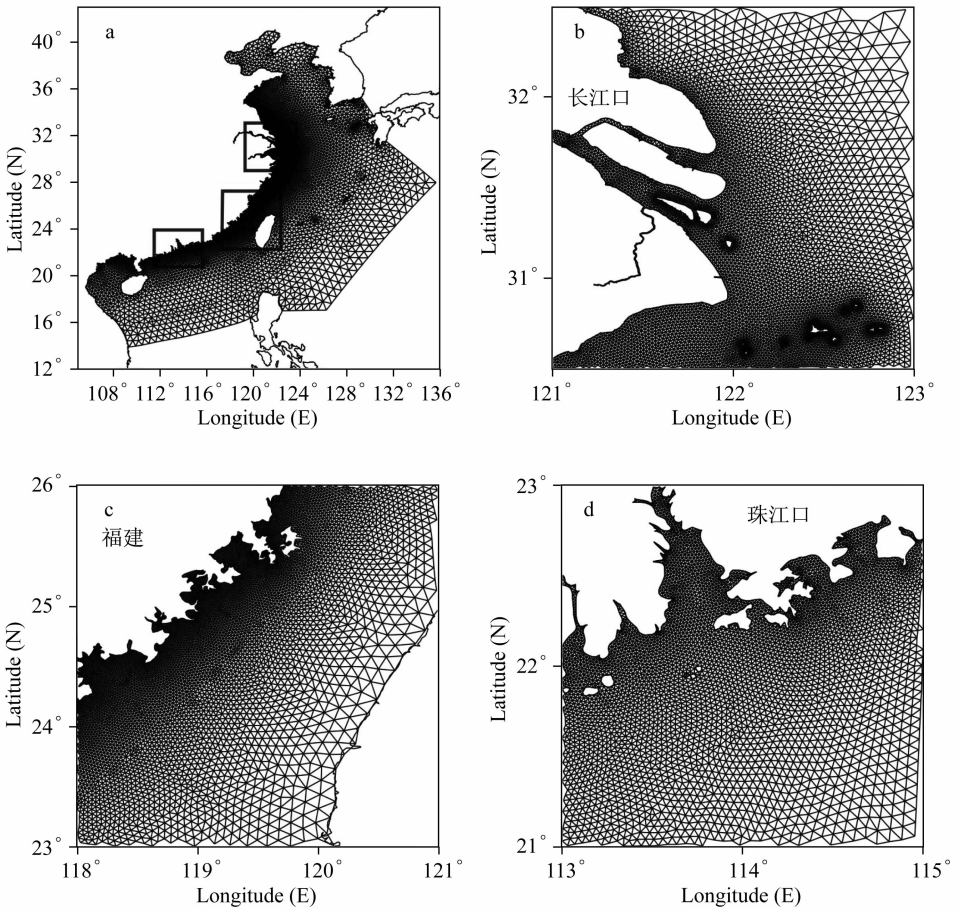


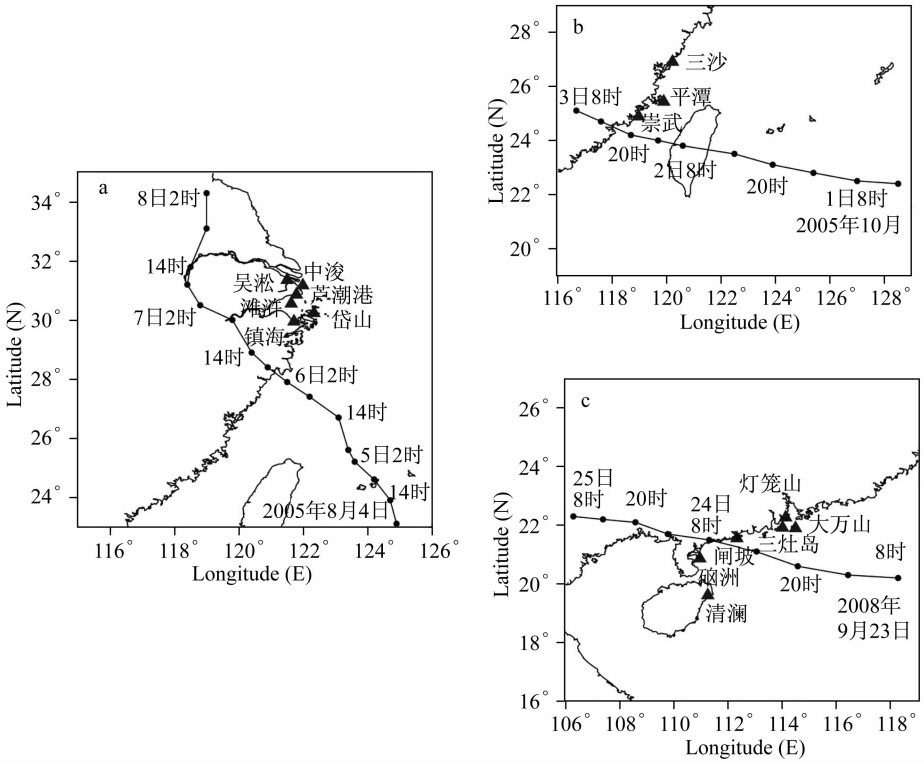
图 1 模式范围(a)和局部区域网格放大图(b 长江口,c 福建沿海,d 珠江口)

Fig. 1 Model domain (a) and the enlarged view of grid in the local regions (b the Changjiang Estuary, c Fujian coast, d the Pearl River Estuary)

## 2 天文潮位验证

风暴天气下的总水位是由天文潮和风暴潮两部分组成,一般天文大潮的水位比风暴潮大,因此模拟好天文潮位是基础. 本文采用 2004 年 1 月的潮位表潮位资料分别对 3 个重点区域的潮位进行验证. 图 2 是 3 个重点区域的潮位站点分布图,限于篇幅,本文从 3 个区域

各列举两个潮位站的验证结果,分别是中浚(长江口)和芦潮港(杭州湾)、三沙和崇武(福建)、大万山(珠江口)和清澜(海南).从潮位验证结果来看(见图 3),长江口地区和福建沿海地区半日潮特征显著,潮差较大;珠江口、海南地区半日潮的日不等现象显著,大潮期间比小潮期间显著,潮差较小.各个站点的振幅和相位与潮汐表潮位吻合良好,少数近内河的站点略有偏差.表 1 是各潮位站模式计算潮位与潮汐表潮位的均方根误差和最大误差统计,大多数站点均方根误差小于 50 cm,最大误差小于 90 cm,总体上,模式较好的模拟了东海南海潮位站的潮汐变化过程.



注:(a)长江口和杭州湾区域,0509号台风;(b)福建沿海,0519号台风;(c)珠江口和海南区域,0814号台风

图 2 3 个区域的潮位站分布和台风路径图

Fig. 2 Distribution of tide gauge stations around three key areas and the track of typhoons

### 3 对称和非对称气压场和风场

风暴潮模式是在天文潮模拟计算的基础上增加风应力项和气压项,因此风压场模拟的好坏关系到风暴潮模拟的结果.

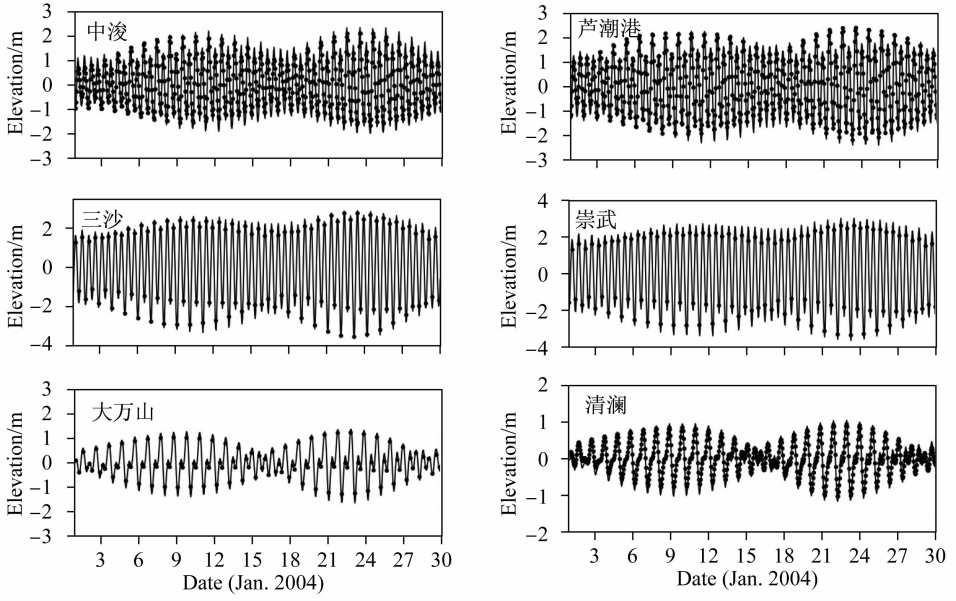
#### 3.1 对称气压场和风场模型

圆形对称风场模型根据梯度风原理,由台风气压场计算出风场.国内许多风暴潮模式应用了藤田(Fujita)气压场公式<sup>[2,12-14]</sup>,本文也采用该公式:

$$P(r) = P_{\infty} - \frac{P_{\infty} - P_0}{\sqrt{1 + (r/R)^2}}, \quad 0 \leq r < \infty. \tag{1}$$

其中, $P(r)$ 为距台风中心  $r$  处的气压值; $P_{\infty}$ 为台风外围无穷远处的大气压(计算中取 1 010

hPa);  $P_0$  为台风中心气压;  $R$  为台风最大风速半径, 其与台风中心气压  $P_0$  的经验关系为  $R = R_k - 0.4 \times (P_0 - 900) + 0.01 \times (P_0 - 900)^2$ ,  $R_k$  为经验常数, 基本在 30~60 之间取值, 推荐取 40;  $r$  为计算时某点离开台风中心的距离.



注: 黑点为潮汐表潮位值, 实线为模拟值

图 3 潮位过程验证

Fig. 3 Tidal process validation

表 1 各潮位站模式计算潮位与潮汐表潮位均方根误差和最大误差统计

Tab. 1 RMS and maximum error statistics of simulated values and tidal gauges values

站位	均方根误差	最大误差	站位	均方根误差	最大误差	站位	均方根误差	最大误差
中浚	40.88	81	镇海	22.01	65	灯笼山	16.51	33
吴淞	31.70	84	三沙	33.89	62	三灶岛	22.74	48
芦潮港	28.74	69	平潭	36.25	78	闸坡	26.80	54
岱山	22.19	55	崇武	47.20	82	晒洲	38.95	87
滩浒	35.72	75	大万山	19.18	40	清澜	12.95	34

注: 均方根误差 =  $\left[ \sum_{i=1}^N (X_{\text{mod}} - X_{\text{obs}})^2 / N \right]^{1/2}$ , 最大误差 =  $|X_{\text{mod}} - X_{\text{obs}}|$ , 单位为 cm

求得气压场后根据梯度风公式计算对称风场, 梯度风速由下式计算:

$$V_g = -\frac{1}{2}fr + \left[ \left( \frac{1}{2}fr \right)^2 + \frac{r}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \right]^{1/2} \quad (2)$$

其中,  $f$  是科氏力参数;  $\rho_a$  是空气密度, 取为 1.292 9 g/m<sup>3</sup>.

台风移行产生的风场采用 Ueno(1981)公式<sup>[15]</sup>:

$$\vec{V}_d = V_{dx} \exp\left(-\frac{\pi}{4} \frac{|r-R|}{R}\right) \vec{i} + V_{dy} \exp\left(-\frac{\pi}{4} \frac{|r-R|}{R}\right) \vec{j} \quad (3)$$

其中,  $V_{dx}, V_{dy}$  是台风移动速度在  $x, y$  方向的分量。

台风模型的风场是由台风的对称风场和台风中心移动风场两部分叠加而成, 由以上公式推得:

$$\vec{W}_{\text{台}} = W_x \vec{i} + W_y \vec{j}, \quad (4)$$

$$W_x = C_1 V_{dx} \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) - C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{\Delta P}{\rho_a R^2} \left[1 + \left(\frac{r}{R}\right)^2\right]^{-\frac{3}{2}}}\right\} \cdot [(x-x_0)\sin\theta + (y-y_0)\cos\theta], \quad (5)$$

$$W_y = C_1 V_{dy} \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) + C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{\Delta P}{\rho_a R^2} \left[1 + \left(\frac{r}{R}\right)^2\right]^{-\frac{3}{2}}}\right\} \cdot [(x-x_0)\cos\theta - (y-y_0)\sin\theta]. \quad (6)$$

其中, 台风流入角  $\theta$  取  $20^\circ$ ;  $C_1$  和  $C_2$  是订正系数, 本文取 0.8;  $\Delta P = P_\infty - P_0$  为台风中心气压示度。

本文中考虑外围背景风场, 台风外围背景风场采用 QSCAT/NCEP 的  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  的数据 (<http://dss.ucar.edu/datasets/ds744.4>), QSCAT/NCEP 背景风场与台风模型提供的风场的合成方法为

$$\begin{cases} \vec{W}_{\text{合}} = \vec{W}_{\text{台}} & r \leq R_1 \\ \vec{W}_{\text{合}} = (1-\alpha)\vec{W}_{\text{台}} + \alpha\vec{W}_{\text{背景}}, & R_2 \geq r > R_1. \\ \vec{W}_{\text{合}} = \vec{W}_{\text{背景}} & r > R_2 \end{cases} \quad (7)$$

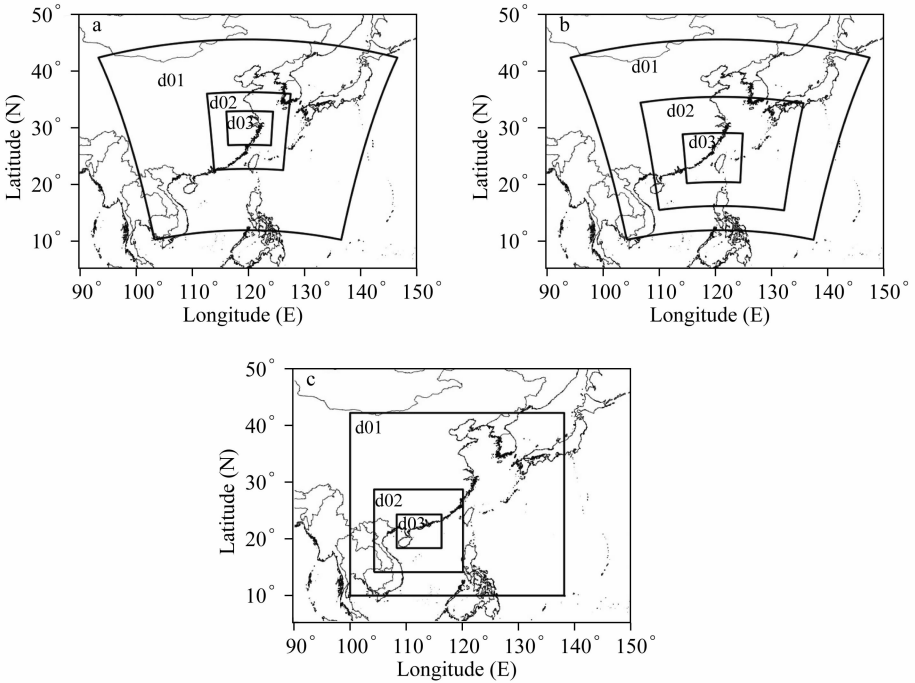
其中,  $\alpha = \frac{r-R_1}{R_2-R_1}$ ,  $R_1$  和  $R_2$  分别取 300 km 和 400 km。

### 3.2 非对称气压场和风场

本文非对称台风气压场和风场由中尺度数值模式 WRF (Weather Research Forecast) 计算结果提供。WRF 是美国气象界联合开发的新一代中尺度预报模式, 是在 MM5 模式的基础上发展起来的, 模式采用地形跟随静力气压垂直坐标, Arakawa C 格点, 3 阶 Runge-Kutta 分裂显式时间差分, 质量守恒, 动量、干熵和标量利用通量形式的预报方程。模式包含高分辨率非静力应用的优先级设计、大量的物理选择、与模式本身相协调的先进的资料同化系统, 在预报各种天气中都具有较好的性能。

本文对 WRF 模式 (V3.2) 设置了三重嵌套 (见图 4), 大网格区域范围设置较大, 包括了整个风暴潮模拟区域, 第三重嵌套区域根据重点模拟的台风区域设置 (见图 4a~c), 第二重嵌套区域介于二者之间。其中对于长江口和福建沿海区域, 模式采用的是适用于中纬度地区的兰伯特投影, 对于珠江口地区, 采用的是适用于低纬度地区的莫卡托投影。三重嵌套网格的分辨率分别设置为 30、10 和 3.3 km, 模式垂向分 28 层, 顶层气压取 50 hPa, 在台风数值模拟中, 物理过程参数化是个敏感问题, 不同的积云对流和微物理过程参数化方案对模拟结果会产生不同的影响, 本文参照了相关文章<sup>[16,17]</sup>, 选用了较为简单的 WSM3 微物理方案和 Kain-Fritsch 浅对流积云参数化方案, 这两个方案的组合对台风路径和强度的模拟与实测值相比误差较小<sup>[16]</sup>。其他参数均采用模式默认设置, 如 rrtm 长波辐射方案, Dudhia 短波辐

射方案, Monin-Obukhov 近地面层方案, Noah 陆面过程方案, YSU 边界层方案等. 本文考虑海表面温度对台风的影响, 具体设置参考 WRF 官方网站 (<http://www.wrf-model.org/index.php>). 初始场及侧边界资料选用 NCEP 的  $1^\circ \times 1^\circ$  全球再分析资料, 每 6 h 一次. 海表气温数据由 NCEP/MMAB 提供的  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , 每日一次, 模式计算的时间步长为 180 s, 每 6 h 输出一次结果. 由于 WRF 模式在模拟台风时模式计算时间越长, 台风路径偏差会越大, 本文每 3 d 设置一次试验, 模式计算到第 2 天时较为稳定, 因此取第 2 天的结果较为可靠. 为了得到更多的风压场数据, 需要设置多个 WRF 试验. 最后分别提取三重嵌套结果中 10 m 处的风场和表层气压场数据, 并将 3 层数据进行合并后供风暴潮模式使用.



注: (a)长江口, (b)福建沿海, (c)珠江口

图 4 WRF 模式中三重嵌套区域图

Fig. 4 The three nested domains in the WRF model

#### 4 风暴潮模拟

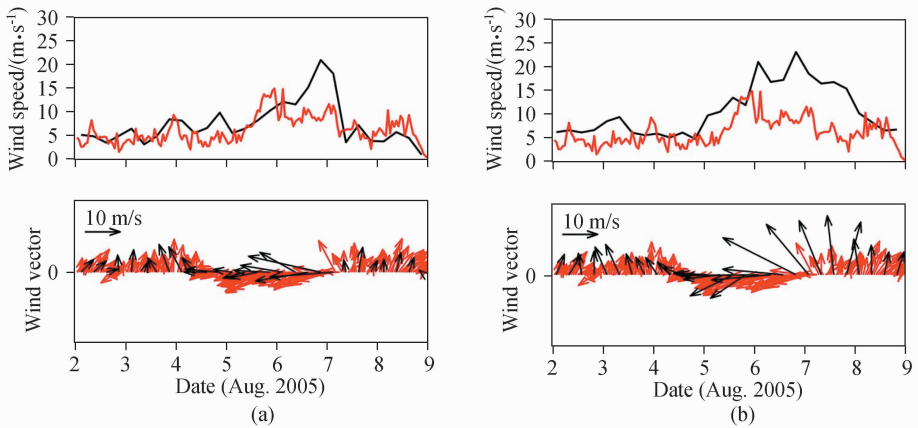
在长江口和杭州湾、福建沿海、珠江口和海南 3 个研究区域分别选取了 TC0509 (Matsa)、TC0519 (Longwang)、TC0814 (Hagupit) 3 个台风. 这几个台风特征各异, 0509 号台风在浙江登陆, 登陆后移动路径复杂多变, 台风结构呈现出不对称特征; 0519 号台风穿过台湾岛后登陆福建, 台风结构表现出明显的非对称性; 0814 号在广东登陆, 台风强度很大, 给珠三角地区造成严重的风暴潮灾害. 对每个台风, 分别设置两个试验来计算风暴潮: 试验 I, 由 WRF 模式提供气压场和风场; 试验 II, 由藤田公式计算气压场和风场, 其中台风路径和中心气压资料是由中国气象局整编的最佳台风路径资料给出, 时间间隔为 6 h. 风暴潮模式在计算风暴潮之前先运行 7 d, 潮流场基本稳定之后再输入气压场和风场. 风暴增水是由台风

天气下总水位减去纯天文潮的水位.

### 4.1 0509 号“麦莎”台风

2005 年第 9 号台风麦莎生成于西北太平洋,朝西北方向移动(见图 2a),登陆浙江省时中心最大风速达  $45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,影响范围较广<sup>[18]</sup>. WRF 模式模拟的“麦莎”台风在路径上与实测路径偏差较大,WRF 模式由于在模式初始化,地表通量参数化,海气间相互反馈机制以及微物理方案上还存在着一些不足,因此模式在模拟台风路径和强度上还有一定的误差<sup>[17]</sup>.这也是目前大气模式模拟台风时普遍遇到的问题,林惠娟等人<sup>[16]</sup>发现 WRF 在模拟台风路径上误差最小有 9 km,最大可达 272 km.针对以上问题,本文将偏离较大的中心修正到实际台风中心位置,即对模拟的台风气压场和风场作平移,当台风离岸较远影响较小时,不做修正.

图 5 是两个试验计算的吴淞站风速风向随时间变化,台风登陆之前两个试验计算的风速和风矢与实测值都很接近.台风登陆后,8 月 6 日到 9 日期间,WRF 模式模拟的风速和风矢比较接近实测值,6 日 20 时和 7 日 2 时模拟的风速偏大.对称的台风模型由于不考虑下垫面因素,模拟的风速在台风登陆以后比实测值偏大,风向模拟尚可.图 6 是 6 日 20 时风场的平面分布,可以看出模型台风计算的风场为圆对称的,WRF 模拟的风场具有非对称的性质,两者在形态和量值上具有较明显的差别.



注:(a)试验 I,(b)试验 II;黑线为模拟值,红线为实测值

图 5 台风麦莎期间吴淞站风速(上)和风矢(下)随时间变化

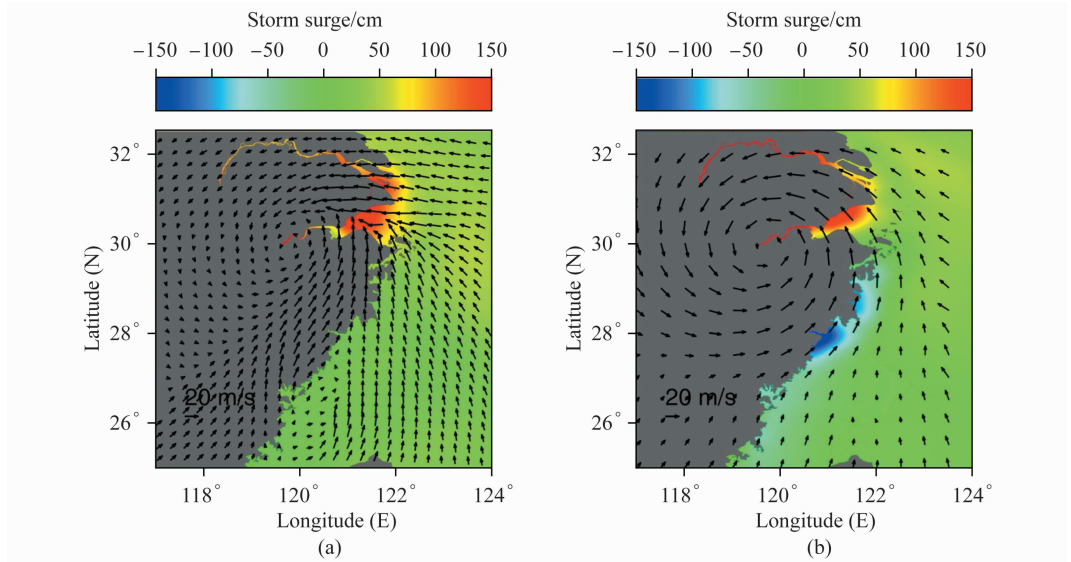
Fig. 5 Temporal variation of wind speed (upper) and wind vector (lower) at Wusong station during typhoon Matsa

以下是杭州湾几个潮位站点(位置详见图 2a)的总水位(见图 7)和增水(见图 8)风暴潮模式计算值与实测资料的比较.杭州湾几个潮位站都位于台风右侧,在台风登陆时,杭州湾内凹形海岸线有利于向岸风吹动造成的水体堆积,造成水位的抬升.从图 7 和图 8 看,两个试验模拟的总水位和增水过程与实测值比较基本吻合,但个别站点有些差异.最高水位发生在 7 日 0 时,此时在岱山站和滩浒站,试验 I 模拟的的总水位比试验 II 高一些,最高水位更接近实测值.从增水过程来看,在岱山站试验 I 模拟的增水值比实测偏大,试验 II 与实测值更接近.从 6 日 20 时到 7 日 6 时期间,在镇海站试验 I 模拟的总水位和增水值与实测值更



吻合,试验 II 增水比实测值小. 镇海站位于杭州湾南部,地理位置特殊,左边有凸形岸线阻挡,从图 6 的风场图可以看出,6 日 20 时,在镇海站附近,试验 I 模拟的风向东南偏东,而试验 II 模拟的风向东南偏南,风向的差异造成两个试验模拟的增水值的不同. 在芦潮港和滩浒站,实测增水过程具有明显的半日波动性,这是由于在浅水区天文潮和风暴潮的相互作用所致,模式也能模拟出半日的波动特征,但是振幅比实测小. 总体上,从增水过程看,试验 I 和试验 II 两者计算的风暴潮差别不大.

从增水场平面分布看(见图 6),在 8 月 6 日 20 时在杭州湾和长江口采用非对称气压场和风场计算的风暴潮比对称圆形风压场和风场计算的风暴潮在范围上要大.



注:(a)试验 I,(b)试验 II

图 6 麦莎台风期间 2005 年 8 月 6 日 20 时风场和增水场

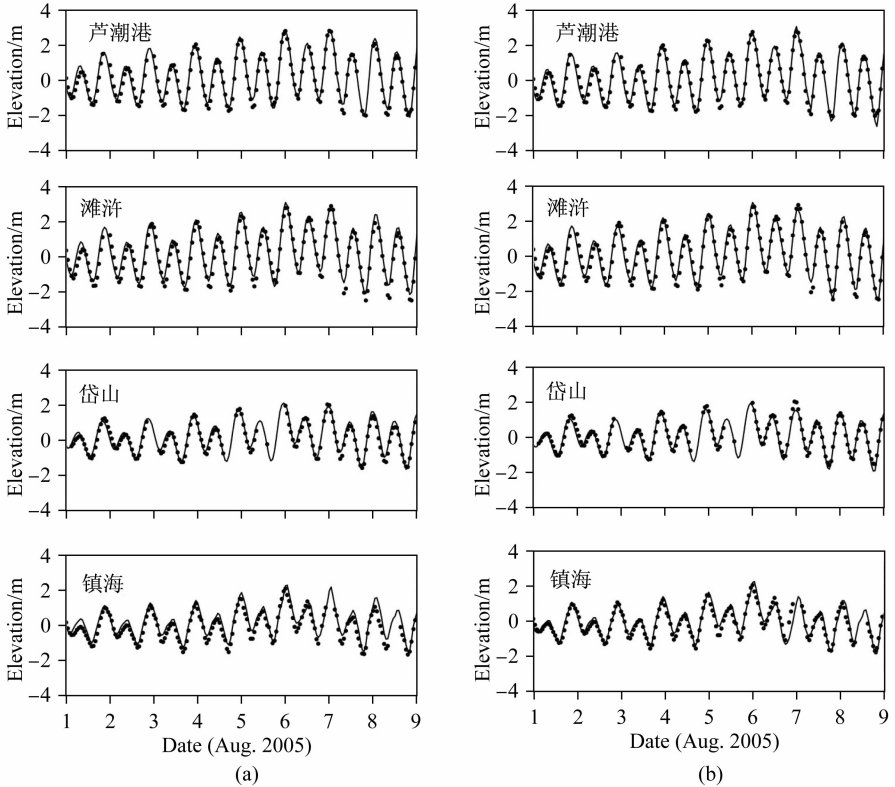
Fig. 6 Wind field and storm surge field at 20:00 on Aug 6, 2005 during the typhoon Matsa

#### 4.2 0519 号“龙王”台风

“龙王”台风生成于西北太平洋中部洋面上,10 月 2 日 5:30 登陆台湾花莲,同日 21:35 登陆福建晋江围头镇,后减弱进入福建和江西境内,是典型的穿岛型台风(见图 2b). 由于“龙王”台风是穿岛型台风,下垫面对其影响较大,因此要重点模拟台风穿台湾岛到登陆福建这段时间的气压场和风场. 从 10 月 2 日 14 时风场分布看,WRF 计算的风场具有较明显的不对称性(见图 9),当台风位于台湾海峡时,西侧有大陆岸线阻挡,东侧有台湾岛屿阻隔,实际台风会发生变形,不对称性明显. WRF 模式由于考虑地形因素,较好的模拟了风场的不对称性,风速半径较小,受地形强迫基本束窄在台湾海峡当中,靠近福建岸线一侧的风速较大. 模型台风计算的风场完全是对称的,在台湾海峡北部福建沿岸为向岸风. WRF 模拟的台风风场的非对称性与模型台风计算的台风风场对称性差异显著.

以下比较分析崇武站和平潭站试验 I 和试验 II 计算的风速、风矢和风暴潮随时间变化(见图 10 和图 11),风暴潮资料取自文献[19]. 崇武站位于台风路径北侧(见图 2b),距离台风登陆点较近. 10 月 1 日 0 时到 2 日 8 时期间台风中心还未到达台湾海峡(见图 2b),试验

I 模拟的风速和风矢与试验 II 的差不多,两个试验模拟的增水都比较接近实测值;2 日 8 时到 3 日 0 时期间,台风穿过台湾岛登陆福建,发生最大增水,从增水过程来看,实测增水 0.5 m. 试验 I 模拟的最大增水值和最大增水时刻比较接近实测值,比实测值大了约 50 cm; 试验 II 模拟的最大增水值达到 2 m,比实测值大了 140 cm,误差比试验 I 计算的结果大得多. 原因在于在登陆时刻,对称台风模型计算的风速偏大,风向为东风,这样向岸大风引起计算的增水偏大,WRF 模式模拟的风速较小,风向为东北风,与岸线基本同向,不易引起大幅增水.

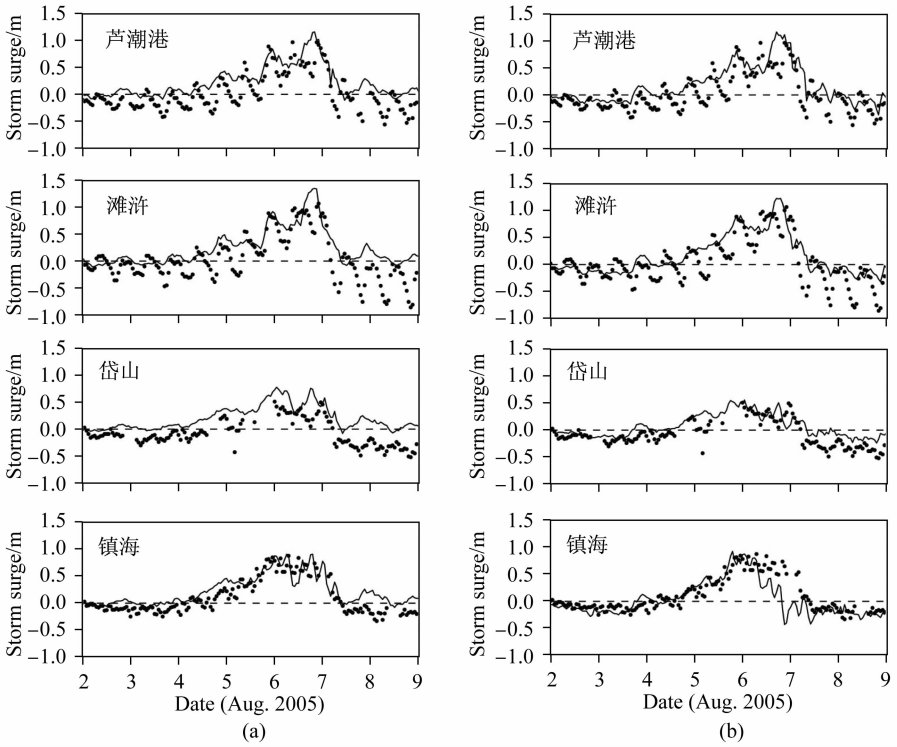


注:(a)试验 I,(b)试验 II;实线为模拟值,黑点为实测值

图 7 麦莎台风期间杭州湾潮位站总水位随时间变化

Fig. 7 Temporal variation of total water level at the tidal gauge stations in the Hangzhou Bay during the typhoon Matsa

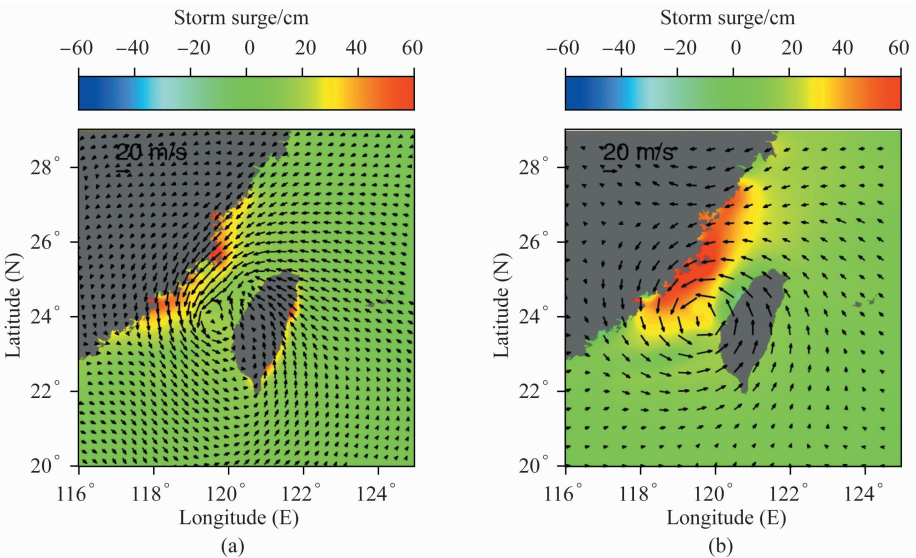
平潭站位于台风路径的北侧,当台风还未到达台湾海峡时,风向为东北风,风速在 7 m/s 左右;两个试验模拟出来的均是小幅增水,东北风会引起向岸的 Ekman 输运,在动力机制是一致的. 但实测值为大约 10 cm 左右的减水,可能是平潭站地形特殊造成的. 当台风到达台湾海峡之后,试验 I 模拟的增水过程与实测过程比较接近,最大增水比实测值大约 5 cm,试验 II 模拟的增水值比实测大,最大增水比实测值大了约 40 cm,原因与崇武站分析的一样.



注:(a)试验 I,(b)试验 II;实线为模拟值,黑点为实测值

图 8 麦莎台风期间杭州湾潮位站增水随时间变化

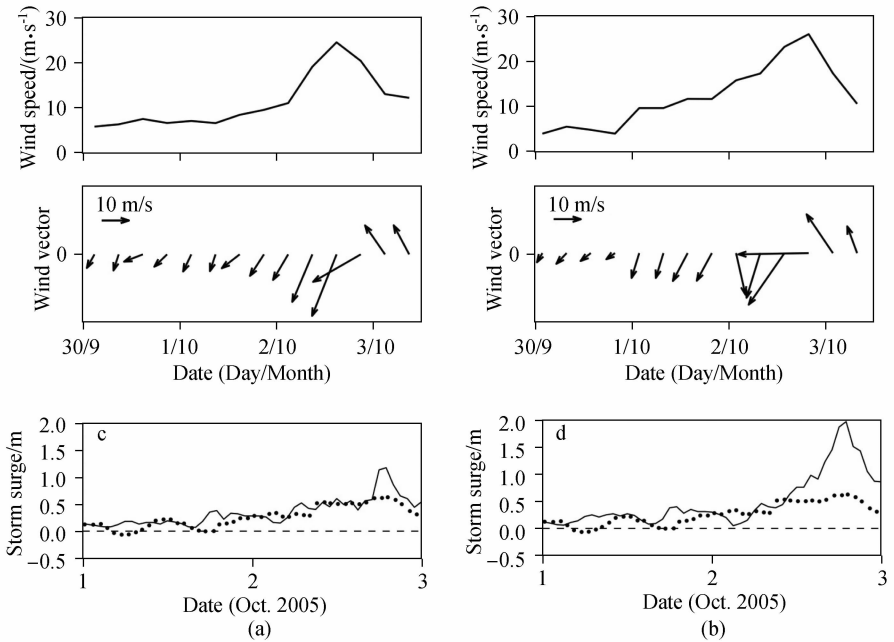
Fig. 8 Temporal variation of storm surge at the tidal gauge stations in the Hangzhou Bay during the typhoon Matsa



注:(a)试验 I,(b)试验 II

图 9 台风龙王期间 2005 年 10 月 2 日 14 时风场和增水场

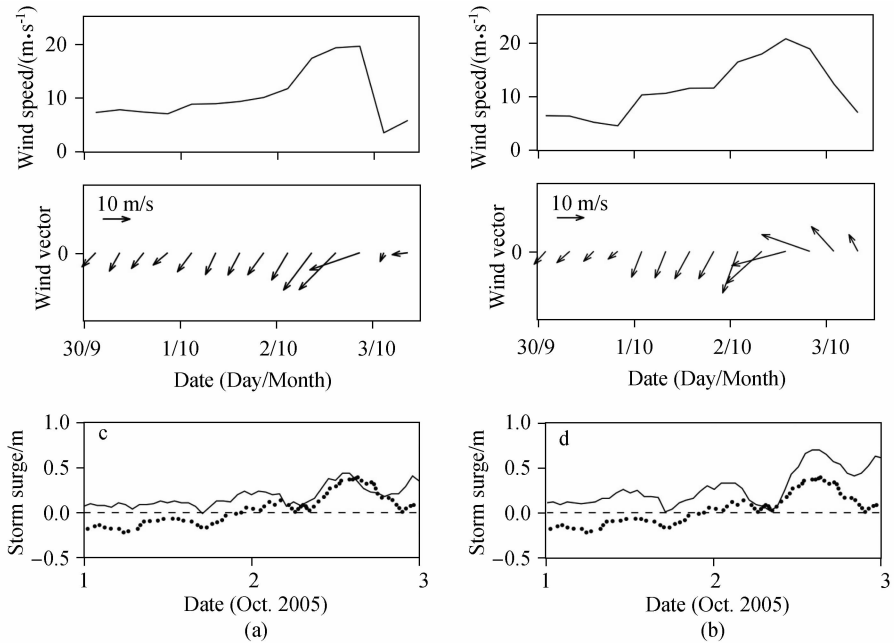
Fig. 9 Wind field and storm surge field at 14:00 on Oct 2, 2005 during typhoon Longwang



注:(a)试验 I,(b)试验 II;实线为模式计算值,黑点为实测增水值

图 10 台风龙王期间崇武站风速、风矢和风暴潮随时间变化

Fig. 10 Temporal variation of wind speed, wind vector and storm surge at Chongwu station during typhoon Longwang



注:(a)试验 I,(b)试验 II;实线为模式计算值,黑点为实测增水值

图 11 台风龙王期间平潭站风速、风矢和风暴潮随时间变化

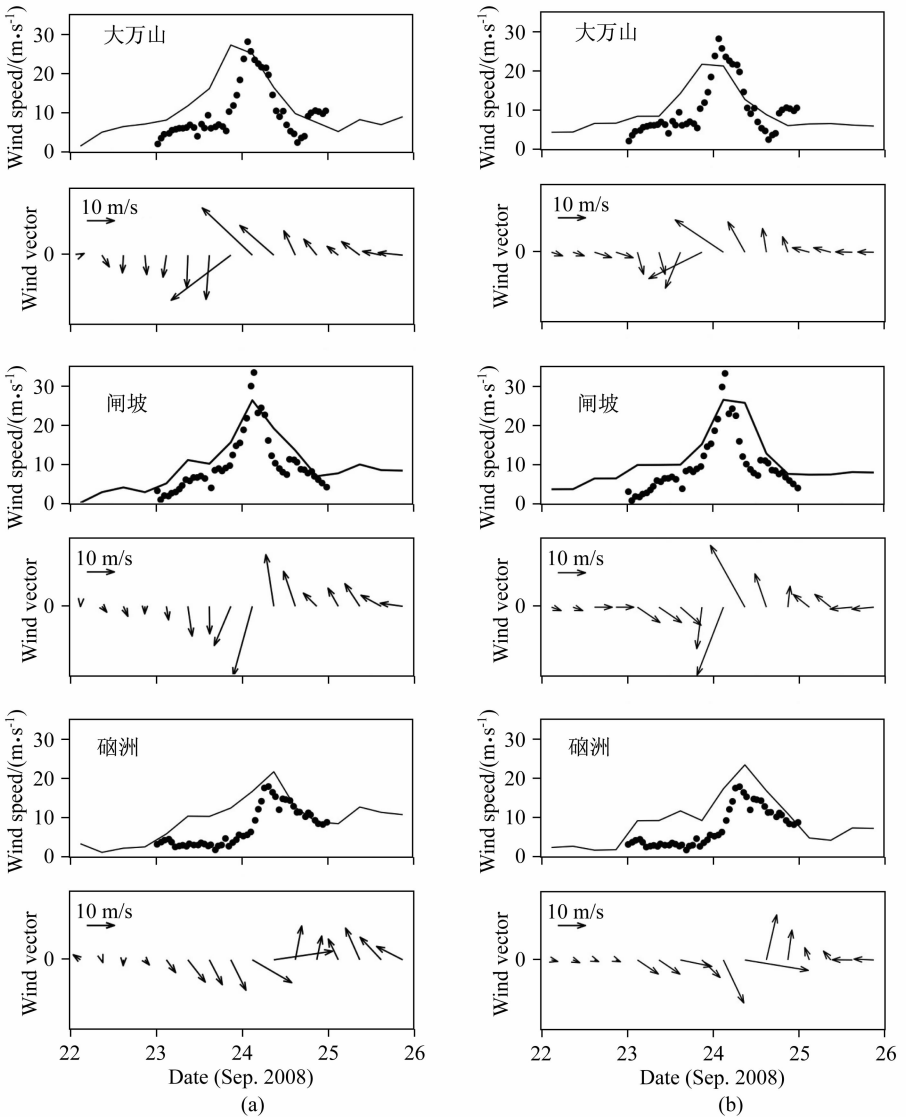
Fig. 11 Temporal variation of wind speed, wind vector and storm surge at Pingtan station during typhoon Longwang

从 10 月 2 日 14 时增水分布看(见图 9),因台风风场分布的显著差异,试验 I 模拟的增水范围和量值远比试验 II 小。

由以上分析可知,对于穿岛型台风,地形对台风形状结构影响很大,台风不对称性显著,对称台风模型给出的气压场和风场不适用于模拟该地区的风暴潮。

### 4.3 0814 号“黑格比”台风

2008 年第 14 号台风“黑格比”是袭击粤西的一个强台风,登陆时台风中心最低气压 940 hPa,中心附近最大平均风速 48 m/s,给广东沿海带来严重的风暴潮灾害,图 2c 是 0814 号台风路径图。



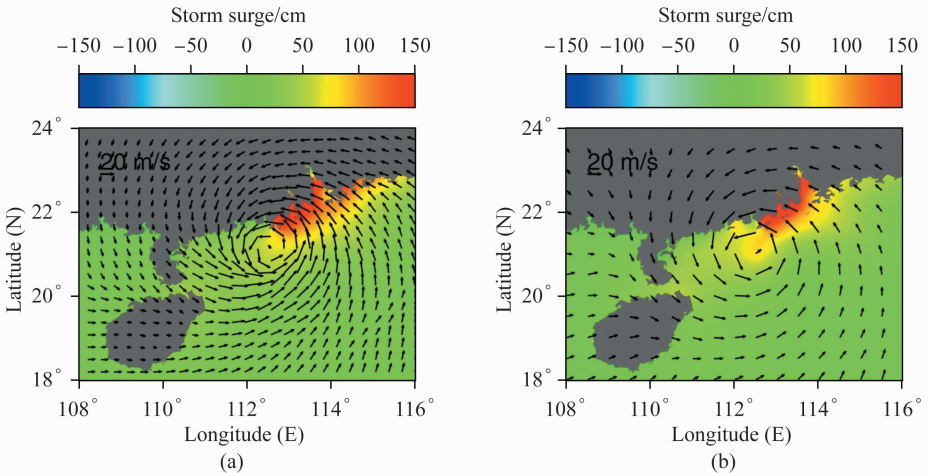
注:(a)试验 I,(b)试验 II;实线为模拟值,黑点为实测值

图 12 台风黑格比期间站点风速和风矢随时间变化

Fig. 12 Temporal variation of wind speed and wind vector at stations during typhoon Hagupit

图 12 是两种模式计算的几个站点风速和风矢过程对比, 风速资料取自文献<sup>[20]</sup>. 由于风向缺少验证资料, 本文只比较了风速. 大万山站和硃洲站各位于台风路径的两侧, 当台风离岸较远时, WRF 模式和模型台风计算的风速都比实测值大, 从实测风过程线可以看出这两个站点在台风靠近时, 短时间内风速有突然增大的过程, 这一特征较难计算. 闸坡站离台风路径比较近, 风速验证较好, 但风速极值模拟的偏小些, 这可能是因为风场结果是每 6 h 输出一次, 难以捕捉到风速极值.

从 9 月 24 日 2 时风场分布看(见图 13), “黑格比”台风对称性较好, WRF 和模型台风计算的结果相差不大.



注: (a) 试验 I, (b) 试验 II

图 13 台风黑格比期间 2008 年 9 月 24 日 2 时风场和增水场

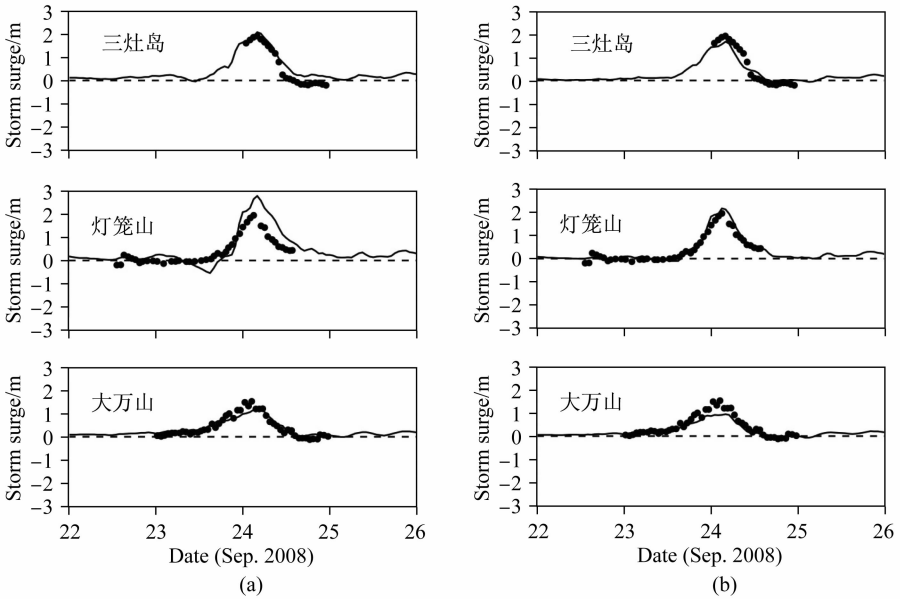
Fig. 13 The wind and storm surge field at 2:00 on Sep 24, 2008 during typhoon Hagupit

图 14 是珠江口几个潮位站的增水过程, 站点的增水资料取自文献<sup>[20-22]</sup>. 潮位站的增水过程呈明显的单峰特征. 在三灶站, 实测最大增水 1.9 m, 试验 I 计算的最大增水比实测值略大约 10 cm, 试验 II 计算的最大增水比实测值略小约 20 cm. 在灯笼山站, 实测最大增水 1.9 m, 试验 I 计算的最大增水比实测值大约 80 cm, 试验 II 计算的最大增水比实测值略大约 20 cm. 因该站位于磨刀门内, 河道水深的误差会造成计算结果的差异. 在大万站, 实测最大增水 1.5 m, 试验 I 计算的最大增水比实测值小约 30 cm, 试验 II 计算的最大增水比实测值小约 60 cm.

从 9 月 24 日 2 时增水分布看(见图 13), 试验 I 计算的风暴潮范围明显比试验 II 大, 量值略大. 总体上, 在南海非对称台风计算的风暴潮与对称台风计算的风暴潮较为接近, 前者略好于后者.

### 5 结 论

本文应用非结构网格的 FVCOM 数值模式, 重点模拟长江口和杭州湾、福建沿海、珠江口和海南风暴潮, 比较分析非对称台风和对称台风对风暴潮的影响. 非对称台风的气压场和风场由 WRF 模式计算, 对称台风的气压场和风场由藤田圆形台风模型计算. 通过 3 个区域风暴潮的模拟, 得出以下结论.



注:(a)试验 I,(b)试验 II;实线为模拟值,黑点为实测值

图 14 台风黑格比期间潮位站风暴潮随时间变化

Fig. 14 Temporal variation of storm surge at tidal gauge stations during typhoon Hagupit

对于登陆长江口和杭州湾、珠江口和南海一带的台风,地形对台风的影响较小,台风较对称,利用 WRF 模式和模型台风计算的气压场和风场都能较好的模拟风暴潮,WRF 模拟的风压场精度更高,因此计算结果略好于后者;对于过台湾岛登陆福建沿海的台风,台湾岛特殊地形对台风结构的影响很大,台风呈现出明显不对称特征,此时圆对称的台风模型是不适用的,WRF 模式由于考虑地形因素,能较好的模拟出真实的台风气压场和风场,因此模拟的风暴潮远优于对称台风.总体上来说,利用中尺度大气数值模式 WRF,能提供非对称的台风气压场和风场,解决台风登陆前非对称的问题,提高了风暴潮的模拟精度.

在风暴潮模拟上,本文着重于比较对称与不对称的台风对风暴潮模拟的影响.除了风应力和气压的影响,实际风暴潮还受诸多因素影响,比如局部地形水深、风暴潮与天文潮的非线性作用强度都会影响到风暴潮的模拟精度,并且 WRF 模式本身在模拟台风路径上也有一定的误差,这些问题都有待于在今后的模拟中进一步提高.

### [参 考 文 献]

- [1] 陈孔泳.台风海面最大风速的计算[J]. 海洋学报,1989(11):31-41.
- [2] 朱首贤,沙文钰,丁平兴,等.近岸非对称型台风风场模型[J]. 华东师范大学学报:自然科学版,2002(3):66-71.
- [3] 沙文钰,杨支中,冯芒,等.风暴潮、浪数值预报[M].北京:海洋出版社,2004.
- [4] ZOU X L,XIAO Q N. Studies on the initialization and simulation of a mature hurricane using a variational bogus data assimilation scheme[J]. J Atmos Sci, 2000,57: 836-860.
- [5] 杨晓君,吕江津,何群英,等.对台风“麦莎”风暴潮过程的数值模拟[J]. 广东气象,2009,31(3):16-18.
- [6] LI M,ZHONG L J,BOICOURT W C, et al. Hurricane-induced storms surges, currents and destratification in a semi-enclosed bay[J]. Geo-physical Research Letters, 2006, 33: L02604.
- [7] LI M,ZHONG L J, BOICOURT W C, et al. Hurricane-induced destratification and restratification in a partially-

- mixed estuary [J]. *Journal of Marine Research*, 2007, 65: 169-192.
- [8] 蒋小平, 钟中, 张金善, 等. 台风浪模拟预报中的风场比较研究[J]. *海洋通报*, 2007, 26(2): 11-19.
- [9] 寇媛媛. 云际风资料同化在中尺度数值模拟中的对比研究(MM5 模式和 WRF 模式)[D]. 南京:南京信息工程大学, 2008.
- [10] CHEN C S, LIU H D, BEARDSLEY R C. An unstructured, finite-volume, three-dimensional, primitive equation ocean model: application to coastal ocean and estuaries[J]. *J Atmos Ocean Tech*, 2003, 20: 159-186.
- [11] CHEN C S, BEARDSLEY R C, COWLES G. An unstructured grid, finite-volume coastal ocean model (FVCOM) system[J]. *Oceanography*, 2006, 19(1): 78-89.
- [12] 赵永良, 张廷延, 陈则实. 浅海风暴潮和天文潮相互作用中非线性效应的数值诊断分析[J]. *海洋学报*, 1994, 16(1): 12-21.
- [13] 端义宏, 朱建荣, 秦曾灏, 等. 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[J]. *海洋学报*, 2005, 27(3): 11-19.
- [14] 黄华, 朱建荣, 吴辉. 长江口与杭州湾风暴潮三维数值模拟[J]. *华东师范大学: 自然科学版*, 2007(4): 9-19.
- [15] 朱军政. 杭州湾台风风暴潮综合水位预报可视化[J]. *海洋预报*, 2003, 20(4): 30-37.
- [16] 林惠娟, 冀春晓, 滕代高. WRF 物理参数化方案在台风路径和强度预报中的比较分析[C]//第 27 届中国气象学会年会灾害天气研究与预报分会场论文集, 2010.
- [17] 何斌. WRF 参数对台风“麦莎”数值模拟的敏感性研究[C]//中国气象学会 2006 年年会“中尺度天气动力学、数值模拟和预测”分会场论文集. 北京:中国气象学会, 2006.
- [18] 何立富, 尹洁, 陈涛, 等. 0509 号台风麦莎的结构与外围暴雨分布特征[J]. *气象*, 2006, 32(3): 93-100.
- [19] 吴昊. 浅析 0519 号“龙王”台风风暴潮特征[J]. *海洋预报*, 2006, 23: 84-90.
- [20] 付翔, 董剑希, 马经广, 等. 0814 号强台风“黑格比”风暴潮分析与数值模拟[J]. *海洋预报*, 2009, 26(4): 68-75.
- [21] 邵佳爱, 张长宽, 宋丽荣. 强台风 0814(黑格比)和 9615(莎莉)台风风暴潮珠江口内超高潮位分析[J]. *海洋通报*, 2009, 28(6): 14-18.
- [22] 李杰, 于福江, 李洋, 等. 珠江口地区台风风暴潮的数值模拟试验[J]. *海洋预报*, 2009, 26(2): 1-6.

(上接第 45 页)

- [17] 徐德福, 徐建民, 王华胜, 等. 湿地植物对富营养化水体中氮、磷吸收能力研究[J]. *植物营养与肥料学报*, 2005, 11(5): 597-601.
- [18] 李琳, 刘娜娜, 达良俊. 鸢尾和菖蒲不同器官对富营养化水体中氮磷的积累效应[J]. *环境污染与防治*, 2006, 28(12): 901-903.
- [19] 常会庆, 李娜, 徐晓峰. 三种水生植物对不同形态氮素吸收动力学研究[J]. *生态环境*, 2008, 17(2): 511-514.
- [20] 万志刚, 顾福根, 孙丙耀, 等. 6 种水生维管束植物对氮和磷的耐受性分析[J]. *淡水渔业*, 2006, 36(4): 37-40.
- [21] 马凯, 蔡庆华, 谢志才, 等. 沉水植物分布格局对湖泊水环境 N、P 因子影响[J]. *水生生物学报*, 2003, 27(3): 232-237.
- [22] 高吉喜, 叶春, 杜娟, 等. 水生植物对面源污水净化效率研究[J]. *中国环境科学*, 1997, 17(3): 247-251.