

1614号台风“莫兰蒂”在厦门湾及其周边海域引发 风暴潮的数值模拟

朱婧¹, 叶龙彬¹, 陈德花¹, 李彦卿², 林毅³

(1. 厦门市气象局 海峡气象开放实验室, 福建 厦门 361012; 2. 天津大学水利工程仿真与安全国家重点实验室, 天津 300072;
3. 天津市气象科学研究所, 天津 300072)

摘要: 基于FVCOM风暴潮模式, 利用重建的台风风场资料, 模拟了1614号台风“莫兰蒂”过程中厦门湾及其附近海域的风暴潮。结果表明: 该模式能够较为准确地再现此次台风风暴潮过程。利用模拟结果分析了风场、风生流场和增水高度在台风过程中的特征, 结论如下: (1) 台风“莫兰蒂”造成闽南沿海大范围的增水。台风风场的时空变化是造成风生流流向和流速发生改变的主要原因。增水大值区分布特征与风生流方向较为一致, 当岸线走向与风生流流向近乎垂直时往往容易出现显著增水; (2) 平潭、厦门和东山站点风暴潮的余振振幅均大于先兆波动, 其中厦门站振幅最强; (3) 台风过程中最大增水区主要与台风风场和岸线特征有关, 分布在台风东北象限和中心等向岸风长时间作用的区域。最大减水区主要与风场有关, 往往出现在离岸风长时间作用的区域。

关键词: 台风; 风暴潮; 厦门湾; FVCOM

中图分类号: P731.23 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2020)06-0020-11

1 引言

风暴潮指由于强烈的大气扰动(强风和气压骤变)引起的海面异常升高或下降的现象, 亦称“风暴海啸”、“风潮”或“气象海啸”^[1]。近年来厦门沿海地区经济发展迅速, 经济价值密度越来越大, 研究沿海地区自然灾害的影响, 有助于降低或避免其对沿海经济发展区造成的破坏。风暴潮是危害厦门沿海经济发展的主要灾害之一, 高精细化且能真实反映地形变化的风暴潮数值模拟研究显得尤为重要。

早在20世纪80年代, 部分学者就针对厦门湾及其周边海域的沿海台风风暴潮及其非线性计算展开研究^[2]。20世纪90年代, 温生辉等^[3]分别采用半隐式有限差分法、ADI(双时间层的有限差分

法)方法对厦门湾及其周边海域的二维潮流场进行了模拟; 林翩然等^[4]采用多层嵌套建立了厦门湾附近海域的二维潮流模型。近年来, 诸多学者基于FVCOM(Finite-Volume Coastal Ocean Model)海洋模式, 采用三维非结构三角网格, 在关键区域加密处理, 极大提高了岸线和地形的拟合程度和模拟效果。王庆业等^[5]、林作梁等^[6]、靖春生等^[7]、王道生等^[8]分别对宁德海域、泉州湾、厦门湾、台湾海峡的潮流和潮汐进行了三维模拟, 模拟结果均较好地再现了研究区域内的潮流运动。本文同样基于FVCOM三维海洋模式, 利用中国航海图书出版社电子海图中的近岸地区高精度水深数据(下称“水深数据”), 建立了厦门湾精细化风暴潮数值模式, 并对1614号台风“莫兰蒂”在厦门湾引发的风暴潮特征进行了数值模拟。

收稿日期: 2020-4-23; 修回日期: 2020-06-24。

基金项目: 国家青年自然科学基金(41705045); 海峡气象开放实验室课题(2019MXN07, 2020YJ02, 2020YJ17, Hxk07)。

作者简介: 朱婧(1992-), 女, 助理工程师, 硕士, 主要从事台风、海洋灾害研究。E-mail: zhujing_2015@163.com

通讯作者: 陈德花(1977-), 女, 正研级高级工程师, 硕士, 主要从事海洋气象、海洋灾害研究。E-mail: 497075676@qq.com

2 FVCOM 模式介绍和配置

2.1 模式介绍

对于海洋模式的发展来说,不规则的海岸边界系统是一个严峻的挑战。目前有两种常用的数学方法用以解决大洋环流模型:有限差分方法^[11-13]和有限元方法^[14-15]。在有限差分法中引入曲线坐标转换可以为简单海岸提供边界,但不能解决复杂的内部陆架或河口等问题^[16-17];而有限元法的优点是利用三角网格的几何灵活性,适用于不规则海岸边界。在以上两种方法的基础上,一种具有三维自由网格、自由表面、原始方程、有限体积等特点的海岸大洋环流模式被开发出来,即FVCOM^[18]。FVCOM在水平方向上采用无结构三角形网格^[9],垂直方向上采用 σ 坐标,更好地拟合了岸线和海底地形,并完成局部加密。利用有限体积方法,不仅有效提高了模式的计算效率,也符合模式计算区域内质量、动量和能量守恒。

2.2 模式计算区域范围

本文模式所设置的计算区域为福建省沿岸区域及台湾海峡(21.69°~27.66°N, 117.19°~127.16°E)(见图1)。模式模拟区域的沿岸岸线数据采用美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic Atmospheric Administration, NOAA)的高精度岸线数据,并选用卫星影像订正后的岸线数据作出细节订正;水域的水深数据同样以NOAA的数据为基础,引用1'×1'的ETOPO1水深数据插值得到,并以水深数据对模式水深作出订正。

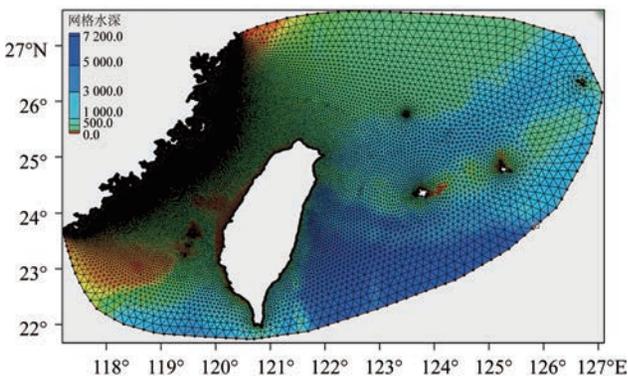


图1 模式网格划分及水深分布示意图

模式针对不同区域采用不同的分辨率精度。在近岸风暴潮较敏感的区域,网格具有较高的分辨率,如厦门湾地区,内湾及厦门岛附近网格最高分辨率达0.5 km,湾口区网格分辨率为1 km(见图2)。福建省其他海湾及内湾的网格分辨率为1~3 km左右;福建省其他沿海岸线、台湾省岸线的分辨率为4 km左右;台湾省南部、东部及东海北部的开边界处分辨率最低为20 km左右。模式模拟区域网格的计算区域包括了79 747个三角形单元,共计42 153个节点。开边界节点数为113个。模式初始计算条件设置方面,首先假设模拟区域内海流是静止的,初始时刻的潮流场和水位高度场都设置为0。模式的驱动潮位则是选用OTPS(OSU Tidal Prediction Software)在东中国海的模拟结果来确定模式开边界分潮调和常数,并选取8个主要天文分潮(M2、S2、N2、K2、K1、O1、Q1、P1)以生成开边界各节点的潮位数据。在模式模拟计算区域内,温度、盐度定为常数,分别为27 °C和31PSU。

3 天文潮的模拟和检验

风暴潮发生过程中海面的总水位往往由线性的天文潮和非线性的风暴增水(气象因素强迫)两部分组成。而对防灾具有指导意义的是总水位,在近岸因水深较浅,风暴潮与天文潮具有显著的非线性相互作用,所以要想获得总水位,首先必须模拟好天文潮。

本文根据国家海洋信息中心提供的2016年潮汐表中福建省两个站点(厦门与东山)2月的观测资料 and 模式计算结果误差进行检验(见表1)。模式计

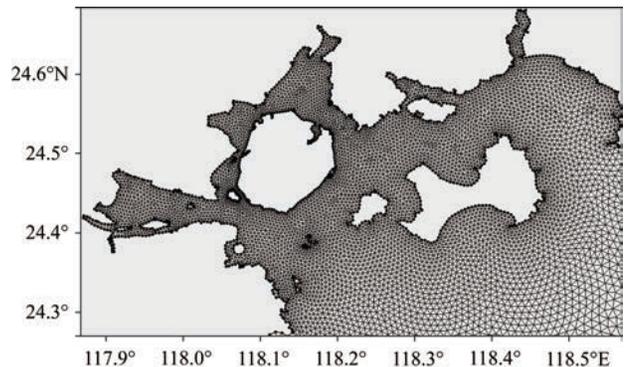


图2 厦门湾网格划分示意图

表1 水位模拟值与观测值的误差分析

统计项目	厦门站	东电站
绝对平均误差/m	0.284	0.250
均方根误差/m	0.342	0.306
大潮潮差误差/m	0.231	0.209
小潮潮差误差/m	0.098	0.225

算时间为1M(2016年9月1日—10月1日),时间间隔为1 h。表1中为厦门站与东电站的潮位观测值与模拟值的误差比较,其中两站均表现出明显的半日潮性质,9月15日和28日出现大潮,9月9日和21日出现小潮。水位模拟与实测结果的绝对平均误差分别为28.4 cm与25.0 cm;均方根误差分别为34.2 cm与30.6 cm。厦门站的观测大潮潮差、小潮潮差与模拟值的误差分别为0.231 m与0.098 m,结果比较吻合。东电站的观测大潮潮差、小潮潮差与模拟值的误差分别为0.209 m与0.225 m,结果也比较吻合。两站模拟的4个主要分潮M2、S2、K1、O1的振幅和迟角与实况观测值都十分接近(图略)。可以看出,模式模拟结果与观测数据较为一致,模式能够较好地重现模拟区域潮位的变化特征。但是也存在一定误差,产生的主要原因如下^[20]:

(1)模式计算范围较大。由于计算是由外向内、以开边界初始调和常数变量进行计算,计算范围较大导致最后的累积误差也随之增大。

(2)开边界分潮调和常数误差。模式选取OTPS在东中国海的模拟结果来确定模式开边界分潮调和常数,与实况存在误差。

(3)观测资料本身的误差。实际观测的水位是潮汐项和扰动项之和,而扰动项是由非周期性因素引起的,难以模型化。

(4)模拟过程中忽略了非天文潮位的影响,例如没有作季节订正工作。

4 台风风暴潮的模拟和验证

2016年9月10日14时(世界时,下同),2016年第14号台风“莫兰蒂”在西北太平洋洋面上生成(见图3);11日14时加强为强热带风暴;12日02时加强为台风,08时加强为强台风,11时继续加强为超强台风级;13日晚间加强到顶峰强度70 m/s;15日凌晨在福建省厦门市登陆,登陆时中心最大风力52 m/s,

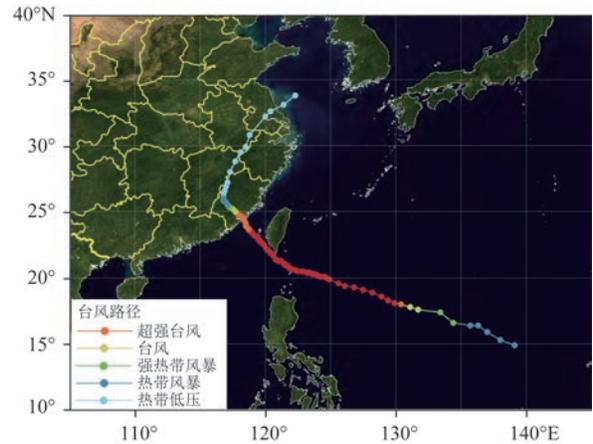


图3 1614号台风“莫兰蒂”路径图

为超强台风^[21]。台风“莫兰蒂”给厦门市带来了严重破坏和重大经济损失。本文选取台风“莫兰蒂”进行模拟计算,以深入分析其对厦门湾及其周边海域带来的风暴潮的精细化特征。模拟时间为2016年9月13日08时—16日08时,共72 h。

4.1 台风风场构建

台风影响下的风暴潮模式计算需要以天文潮模式为基础,并结合风场模型的驱动进行计算,其模型的精度主要受驱动风场的精度影响。本文以欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)再分析资料的10 m风场资料为基础。由于局部计算区域较小,风场的空间与时间分辨率都较大,不能较好地再现台风中心附近风场的时空细节变化,因此需要对输入风场进行局部空间与时间插值,并使用经验风场模型对台风风眼附近的风场进行订正^[22]。

订正的经验模型风场使用改进的藤田气压公式^[23]结合Fujita^[24]风场模型来计算,计算公式为:

$$P = P_{\infty} - (P_{\infty} - P_0) / \sqrt{1 + 2 \left(\frac{r}{R} \right)^2} \quad (1)$$

式中: P_0 为台风中心气压; P_{∞} 为台风外围气压; r 为计算点至台风中心点的距离; R 为最大风速半径。

梯度风公式为:

$$W_p = \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r}} - \frac{fr}{2} \quad (2)$$

式中: f 为科式参数; ρ_a 为空气密度。

对梯度风公式进行分解,可以分别得到经度与纬度方向的梯度风:

$$\begin{cases} U_{tp} = W_{tp}(x\sin(\phi\pi) + y\cos(\phi\pi)) \\ V_{tp} = W_{tp}(x\cos(\phi\pi) - y\sin(\phi\pi)) \end{cases} \quad (3)$$

式中: ϕ 为台风的流入角度。

台风移行过程产生的风场采用宫崎正卫公式:

$$\vec{W}_{mov} = e^{-\pi r/500000} \begin{bmatrix} U_0 \\ V_0 \end{bmatrix} \quad (4)$$

式中: U_0 与 V_0 分别为台风中心移动速度的两个分量。

将台风的移行风场与梯度风场结合,可以得到完整的台风模型风场:

$$\begin{cases} U = c_1 U_{mov} - c_1 U_{tp} \\ V = c_1 V_{mov} + c_1 V_{tp} \end{cases} \quad (5)$$

式中: C_1 为订正系数,其取值范围为:

$$\begin{cases} C_1 = C_2 & x \leq 120 \\ C_1 = C_0 & x \geq 121 \\ C_1 = (x - 120)C_0 - (x + 119)C_2 & 121 \geq x \geq 120 \end{cases} \quad (6)$$

式中: x 为台风风眼纬度坐标; C_0 为台风登陆前系数; C_2 为台风登陆后系数。

背景风场采用ECMWF再分析风场,其风场水平分辨率为 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$,时间分辨率为6h,背景风场与台风模型计算的风场合成方式可表示为:

$$\vec{W}_{\text{合}} = \begin{cases} \vec{W} & r \leq R_1 \\ (1 - \lambda)\vec{W} - \lambda\vec{W}_{bg} & R_1 \geq r \geq R_2 \\ \vec{W}_{bg} & r \geq R_2 \end{cases} \quad (7)$$

式中: $\vec{W}_{\text{合}}$ 表示合成后的台风风场; \vec{W} 表示模型计算风场; \vec{W}_{bg} 表示背景风场; $\lambda = \frac{r - R_1}{R_2 - R_1}$; R_1 和 R_2 为模拟计算时的参数调整。合成后的台风风场结果如图4。

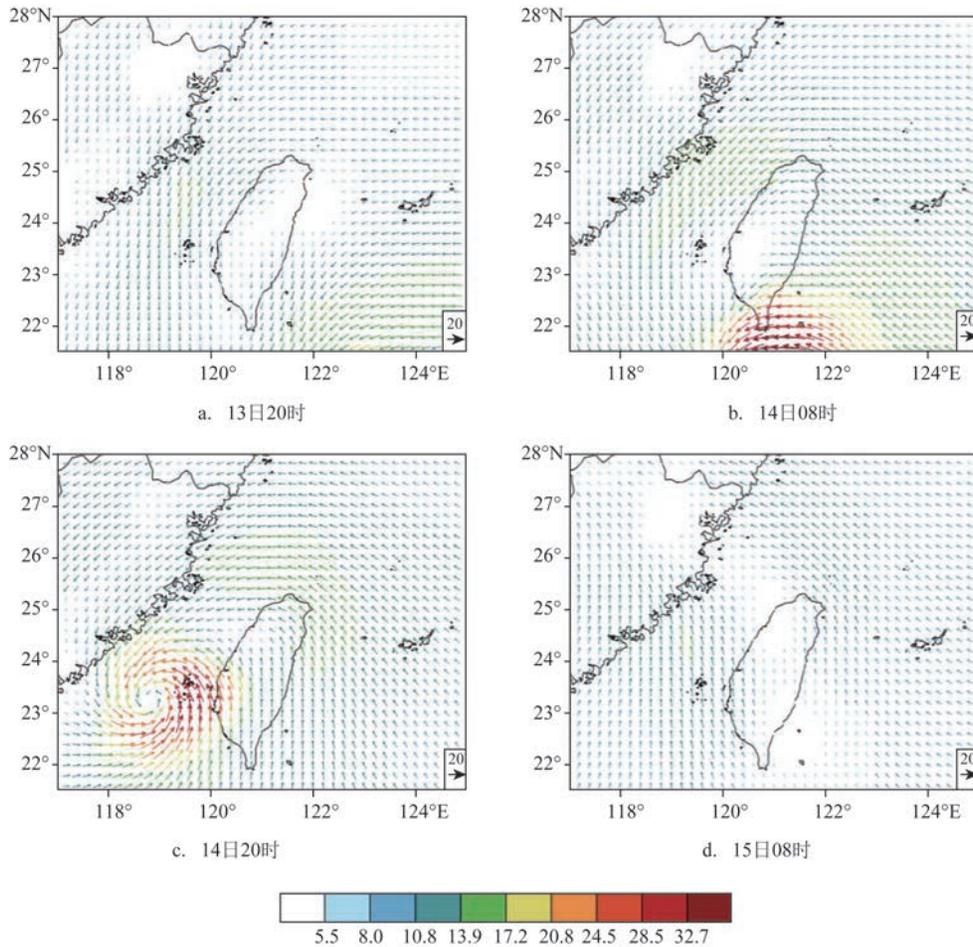


图4 重建台风风场图(单位:m/s)

4.2 台风期间潮位的模拟和验证

为了验证加入台风重构风场强迫后的潮位模拟结果,本文利用厦门市海洋预报台提供的厦门、东山和平潭3个验潮站2016年9月14日00时—9月16日08时的水位观测值与模拟结果进行分析(见图5)。结果显示:对3个验潮站模式模拟的水位除了最高潮位略偏小之外,其他都能够比较准确地反映台风过程期间观测水位的变化特征。模拟潮位偏小的原因主要与输入风场偏弱以及风场订正方法有关。本文以ECMWF再分析资料为输入风场,存在较实况偏小的特征;而本文所采用的风场订正方法是针对台风风眼附近的风场进行订正,对于距离台风风眼较远区域订正能力有限。从图5中也可以看出,处在台风眼附近的厦门站潮位模拟结果比其他站点更接近实况。另外,台风过程中各站点的水位峰谷值存在一定程度的变化,但是整体的振荡周期并没有发生明显的改变,说明台风主要影响水位的高

低,对原有的天文潮周期没有太大的影响。3个站点的水位均从9月14日22时左右显著增大,并逐时增高至15日00时左右,其中厦门站和平潭站的水位最高值都超过了300 cm。

4.3 增水水位和表层流场变化特征分析

为了深入分析台风“莫兰蒂”过程中厦门湾及其周边海域增水和表层流场变化特征,利用重新构建风场驱动的风暴潮模式潮位高度和表层流场数据,减去仅由天文潮驱动的模式潮位高度和表层流场数据,得到了由于台风风场导致的增水和表层风生流场数据。综合台风风场(见图4)、风生流场和增水水位(见图6、图7),按照台风登陆前、临近登陆(潮位最高阶段)、登陆后等不同时段对台风风场、风生流场和风暴潮增水高度三者的时空变化特征进行分析。

台风登陆前(13日20时—14日20时):台风“莫兰蒂”从台湾岛东南部海面逐渐向台湾海峡南部移

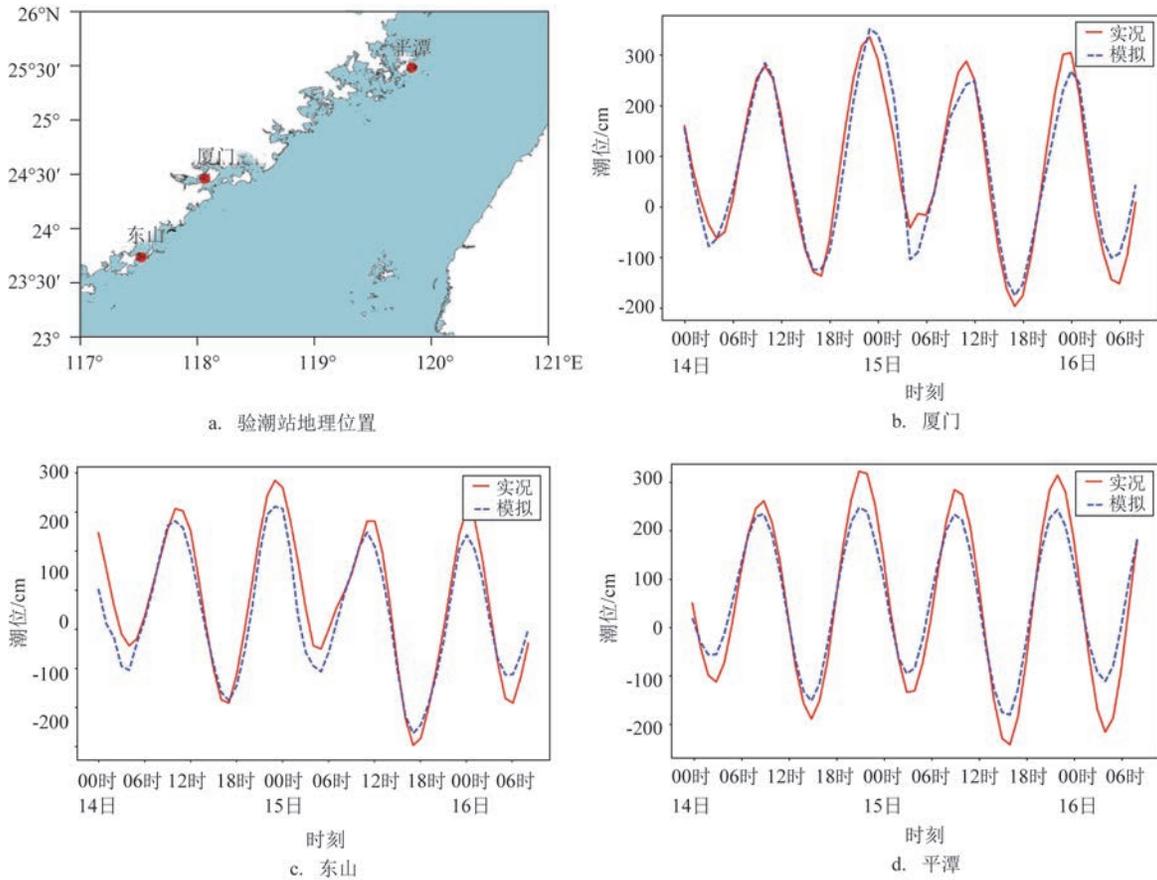


图5 验潮站地理位置及不同站位的实况和模拟水位时间序列

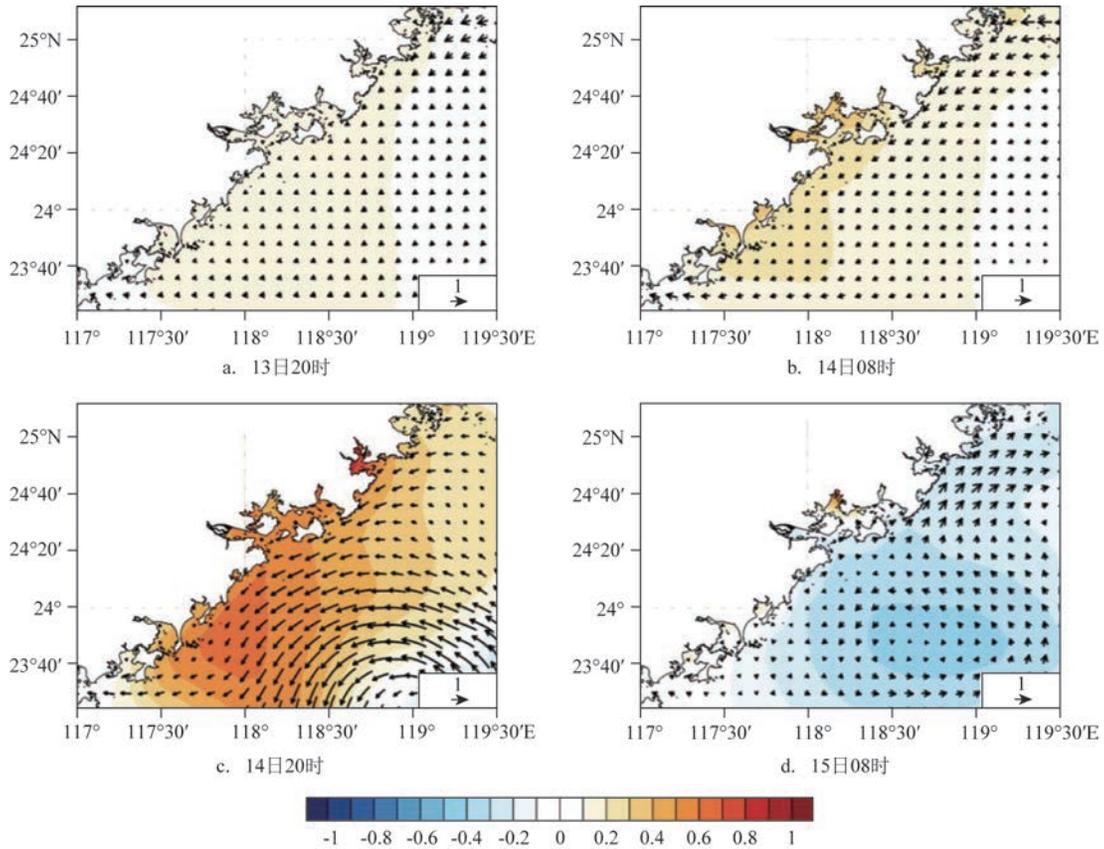


图6 增水水位(填色,单位:m)和表层风生流场(矢量箭头,单位:m/s)

动。13日20时—14日08时,台湾海峡内以台风外围的东北风为主,随着台风西北行移近,海峡风力由6~7级(10.8~17.2 m/s)逐渐增强至大范围的7级风(≥ 13.9 m/s)。受台风风场强迫影响,同时间段的风生流场有类似特征:闽南沿海一带均为平行岸线的东北向风生流,在风场增强的过程中,风生流速也随之增强。风暴潮增水水位的大值区主要位于闽南沿海,分布呈西南高东北低的特征,与风场和风流场方向近乎一致。增水水位最高值随着风场风速和流场流速的增加而增加,最大值由0.2 m增加至0.3 m。

台风临近登陆时(14日20时—15日03时):14日20时,台风移进台湾海峡南部,闽南沿岸东北风增强至9级以上(≥ 20.8 m/s),东北向风生流速也显著加大至1 m/s以上,增水范围和增水水位高度都大幅增加,增水高度在漳州沿海出现0.7 m以上的极大值。台风登陆前西南高东北低的增水高度分布特征在这时更加显著。23时,风生流速最大增至2 m/s以上,海岸线为西北-东南走向的区域(漳州港区、大

金门东部沿岸等)与东北向风生流近乎垂直,均出现了1 m以上的增水。15日02时台风中心位于大金门岛的东南方向海域(见图7中红点所在位置),此时台风中心附近为闭合的气旋式逆时针风场(图略),中心最大风速为50 m/s,相比23时有所减弱。中心北侧为偏东风,东侧为偏南风。受其影响,厦门湾及其附近海域的风生流场由前期一致的东北向发生了转变,台风中心北侧转变为偏东风生流,东侧转为东南风生流,最大流速均超过1 m/s。这样的风生流方向有利于将厦门湾东部海域的海水向厦门内湾输送,造成厦门湾出现大范围的1.5 m以上的增水。

台风登陆后(15日03—08时):台风强度迅速减弱,厦门湾附近转为台风后部偏南风,风力迅速减小至6级(≥ 10.8 m/s),风生流速降至1 m/s以下。厦门湾附近增水范围大幅度减小并北缩至北部海湾一带,增水高度也显著减小,但仍有0.5 m以上的增水。闽南沿海其余大部分地区则逐渐由增水转为减水。

总的来看,台风“莫兰蒂”造成了厦门湾附近大

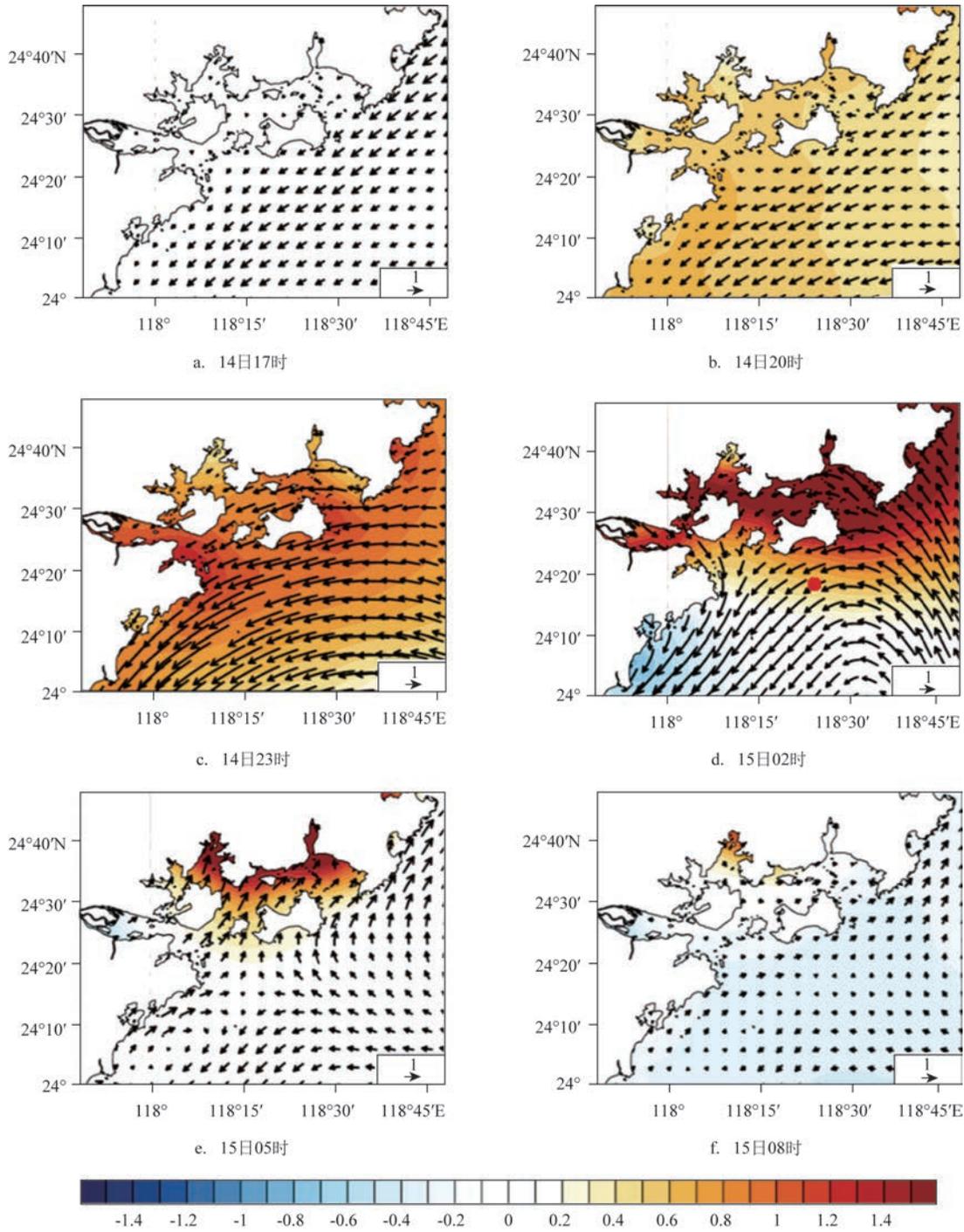


图7 厦门湾增水水位(填色,单位:m;红点为台风中心)和表层风生流场(矢量箭头,单位:m/s)

范围的增水。台风风场的时空变化是造成风生流流向和流速发生改变的主要原因。增水分布主要受到风场、风生流和岸线特征共同影响。增水大值区分布特征往往与风生流方向较为一致,当岸线走向与风生流流向近乎垂直时往往容易出现显著

增水。

4.4 站点台风风暴潮增水特征

本文选取了平潭、厦门、东山3个验潮站分别代表海峡北部、中部和南部海域,分析其在台风“莫兰

蒂”影响期间的增水水位时间变化(见图8)。3个站都从14日06时左右开始出现增水,15日03时(台风登陆时刻)附近达到增水水位的最高值。在增水水位达到最高值前各站均出现了先兆波动,振幅大约为15~25 cm,之后则均出现了余振,余振振幅大于先兆波动,大约为20~30cm。整个台风过程波动响应持续了2 d左右。平潭站由于位于海峡北部,最早受到台风外围偏东风影响,在3个站中最早达到增水的最高峰;且由于平潭距离台风中心稍远,一直处于台风外围偏东风影响,风速、风向变化较小,所以台风过程期间其增水振幅的变化也较小。从台风路径和合成风场可以看出(见图3、图4),在台风登陆前后,厦门站始终受偏东-偏南的向岸风控制,强度最强,影响时间最长,故其最大增水(190 cm)、先兆波动和余振都是最强的,且在3个站中最晚达到增水水位最高峰。而东山站位于台风中心西南象限,在台风登陆前主导风向由偏东向岸风逐渐转变为偏西离岸风,风速强度相比处于台风中心附近的厦门站更弱,故其最大增水水位明显低于厦门站。

4.5 最大增减水特征分析

图9显示出了台风影响期间(9月14日17时—15日08时)厦门湾及其附近海域的最大增水和减水分布特征。从增水分布图中可以看出(见图9a),在台风影响过程中,闽南沿海海域均出现了明显的增水效应。增水大值区主要分布在九龙江口、厦门湾、同安湾、围头湾和泉州湾一带,最大增水高度均超过了1.8 m。这些区域对应了台风行进过程中的东北象限和台风中心。位于东北象限的厦门湾、同安湾、围头湾和泉州湾一带,由于始终受到台风的偏东向岸风影响,加上与影响风有着较大夹角的岸线分布,因此造成了长时间的海水堆积和水位猛增。而九龙江口和漳州港等区域前期受台风外围偏东风和岸线的共同影响,出现了增水;后期受到台风中心低气压和强风的双重影响,有利于外海的水向内湾的汇聚,造成水位上升。从减水分布图中可以看出(见图9b),最大减水分布主要集中在漳州沿海和台湾海峡南部海域,漳州沿海最大减水高度超过1 m。漳州沿海的减水大值区呈西北-东南走向,这主

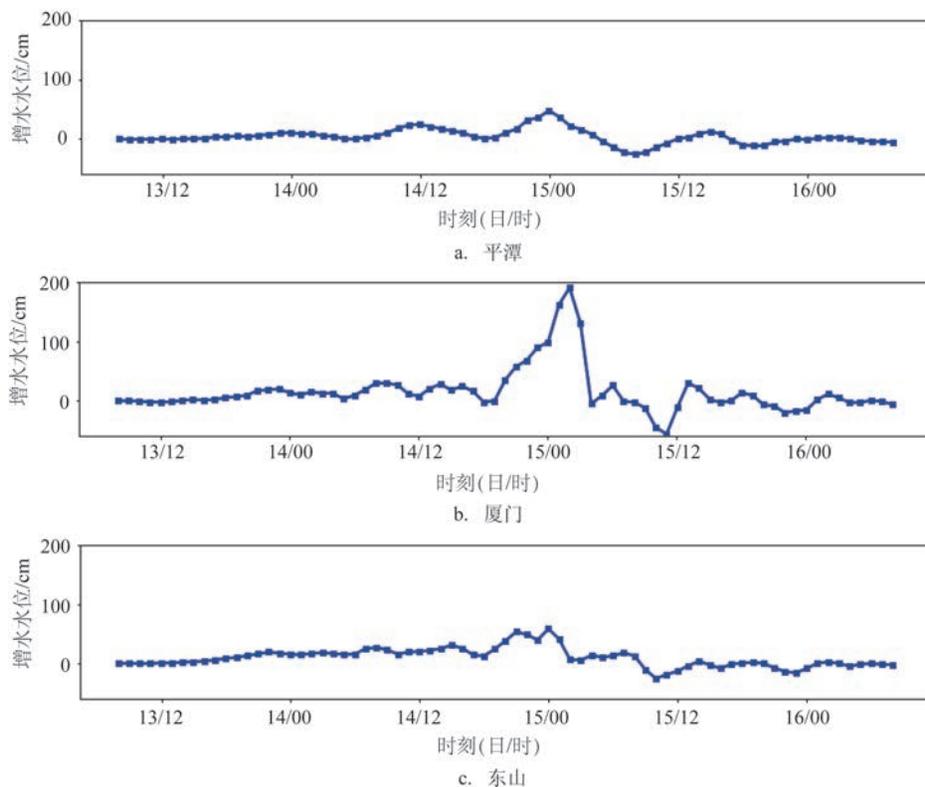


图8 平潭、厦门、东山站增水水位序列(单位:cm)

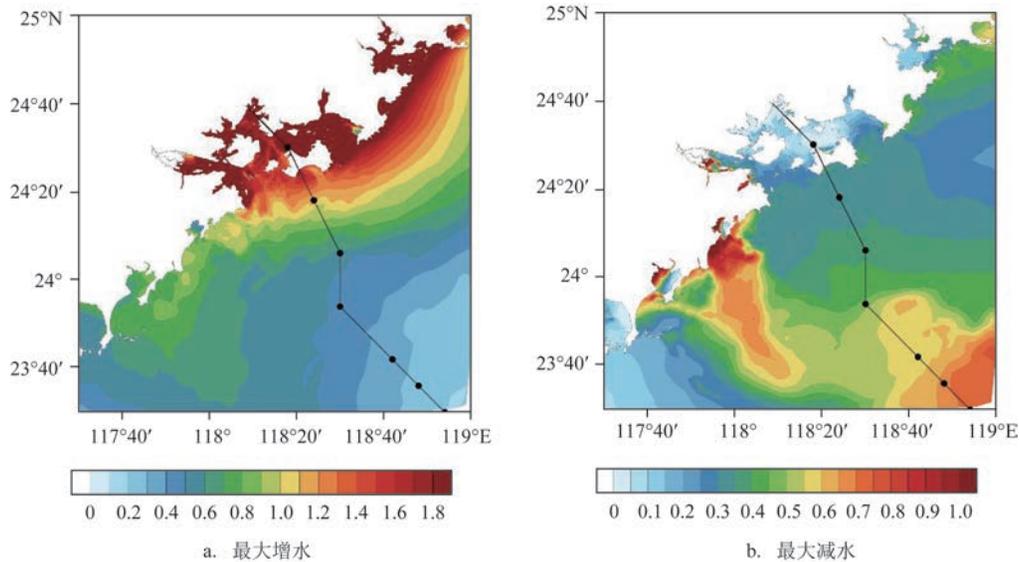


图9 最大增减水分布图(单位:m;黑色点划线为台风路径)

要是因为在台风登陆前后,该区域长时间受台风左侧的西北离岸风控制,造成明显的减水。而海峡南部的减水大值区主要发生在台风行进前期的中心右侧,受到台风右侧东南风的影响,海水向西北方向汇聚,造成该区域水位的显著降低。

总的来看,最大增水区主要与台风风场和岸线特征有关,最大增水大值区主要集中在台风中心和台风的东北象限向岸风长时间作用的区域;最大减水区主要与风场有关,最大减水大值区往往出现在离岸风长时间作用的区域。

5 结论

本文基于FVCOM风暴潮模式,利用重建的台风风场资料,模拟了1614号台风“莫兰蒂”过程中厦门湾及其附近海域的风暴潮。通过观测资料和模拟数据的对比发现,模拟结果能够较为准确地再现此次台风风暴潮过程。利用模拟结果,本文着重分析了风场、风生流场和增水高度在台风过程中的特征,得到以下结论:

(1)台风“莫兰蒂”造成闽南沿海大范围的增水,最大增水水位超过1.8 m。台风风场的时空变化是造成风生流流向和流速发生改变的主要原因。增水分布主要受到风生流和岸线特征共同影响。增水

大值区分布特征与风生流方向较为一致;当岸线走向与风生流流向近乎垂直时容易出现显著增水。

(2)平潭、厦门、东山站点风暴潮均存在先兆波动和余振,且余振振幅均大于先兆波动,其中处于台风中心附近的厦门站振幅最强。

(3)台风过程中最大增水区主要与台风风场和岸线特征有关,分布在台风行进过程中东北象限和向岸风长时间作用的区域附近;最大减水区主要与风场有关,最大减水大值区往往出现在离岸风长时间作用的区域。

本文选取的台风“莫兰蒂”是近年来对厦门附近海域造成显著影响的典型个例,对其造成的增水分布、风生流场等风暴潮特征进行模拟研究,对厦门湾及其附近海域关于沿海台风风暴潮的预报和预警具有一定的科学参考意义。

致谢:感谢天津大学和天津市气象科学研究所提供的技术帮助以及厦门海洋预报台提供的验潮站资料。

参考文献:

- [1] 冯士筭. 风暴潮导论[M]. 北京: 科学出版社, 1982: 1-2.
- [2] 陈金泉, 胡建宇, 林克, 等. 福建海岸台风风暴潮数值预报方法的初步研究[J]. 厦门大学学报自然科学版, 1984, 23(4): 485-496.
- [3] 吴培木, 许永水, 李燕初, 等. 台湾海峡台风风暴潮非线性数值计算[J]. 海洋学报, 1981, 3(1): 28-43.
- [4] 温生辉, 陈季良. 厦门附近海域潮流场的数值模拟[J]. 海洋学报, 1996, 18(2): 15-25.

- [5] 陈满春. 厦门湾潮流场的数值模拟[J]. 海洋通报, 1997, 16(3): 13-20.
- [6] 林翩然, 温生辉, 汤军健. 厦门海域二维潮流数值计算[J]. 台湾海峡, 2008, 27(4): 526-532.
- [7] 王庆业, 陈钰祥, 郭玉臣, 等. 宁德海域风暴潮数值模拟研究[J]. 海洋预报, 2013, 30(5): 31-36.
- [8] 林作梁, 朱学明, 鲍献文, 等. 基于FVCOM的泉州湾海域三维潮汐与潮流数值模拟[J]. 海洋学报, 2013, 35(1): 15-24.
- [9] 靖春生, 朱学明, 鲍献文, 等. 基于FVCOM的厦门湾及其周边海域三维潮流数值模拟[J]. 台湾海峡, 2011, 30(1): 103-113.
- [10] 王道生, 刘晓东, 庄海东. 基于FVCOM的台湾海峡三维潮汐与潮流数值模拟研究[J]. 应用海洋学学报, 2016, 35(4): 491-498.
- [11] Blumberg A F, Mellor G L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model[M]/Heaps N S. Three-dimensional Coastal Ocean Models. American: The American Geophysical Union, 1987: 1-6.
- [12] Blumberg A F. A primer for ECOM-si[R]. Mahwah, New Jersey: Technical Report of HydroQual, 1994: 1-66.
- [13] Haidvogel D B, Arango H G, Hedstrom K, et al. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates[J]. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 2000, 32(3-4): 239-281.
- [14] Lynch D R, Naimie C E. The M_2 tide and its residual on the outer banks of the Gulf of Maine[J]. Journal of Physical Oceanography, 1993, 23(10): 2222-2253.
- [15] Naimie C E. Georges Bank residual circulation during weak and strong stratification periods: prognostic numerical model results [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1996, 101(C3): 6469-6486.
- [16] Chen C S, Zhu J R, Ralph E, et al. Prognostic modeling studies of the Keweenaw current in Lake Superior. Part I: formation and evolution[J]. Journal of Physical Oceanography, 2001, 31(2): 379-395.
- [17] Chen C S, Zhu J R, Zheng L Y, et al. A non-orthogonal primitive equation coastal ocean circulation model: application to Lake Superior[J]. Journal of Great Lakes Research, 2004, 30 Suppl 1: 41-54.
- [18] Chen C, Beardsle R C, Cowles G. An unstructured-grid, finitevolume community ocean model FVCOM user manual[R]. Cambridge: SMAST/UMASSD, 2013.
- [19] 叶涛焱, 李莉, 王咏雪, 等. 潮滩减少对杭州湾悬沙特征的影响[J]. 天津大学学报(自然科学与工程技术版), 2019, 52(4): 393-404.
- [20] 王晓东, 蒋国荣, 王英俊. 单站潮汐的谱分析预报[J]. 海洋预报, 2008, 25(3): 53-59.
- [21] 陶英佳, 张璐, 何倩倩. 汕头南澳海域典型台风过程水动力数值分析[J]. 人民珠江, 2019, 40(7): 48-55.
- [22] 陶小琴. 基于FVCOM的厦门湾台风风暴潮数值模拟[D]. 厦门: 厦门大学, 2015.
- [23] Janssen P A E M. Consequences of the effect of surface gravity waves on the mean air flow[M]/Banner M L, Grimshaw R H J. Breaking Waves. Berlin: Springer, 1992: 193-198.
- [24] Fujita T. Pressure distribution within typhoon [J]. Geophysical Magazine, 1952, 23(4): 437-451.

Numerical simulation of storm surge in Xiamen Bay and its adjacent seas caused by typhoon “Moranti” (1614)

ZHU Jing¹, YE Long-bin¹, CHEN De-hua¹, LI Yan-qing², LIN Yi³

(1. Laboratory of Straits Meteorology, Xiamen Meteorological Bureau, Xiamen 361012 China; 2. State Key Laboratory of Hydraulic Engineering Simulation and Safety, Tianjin 300072 China; 3. Tianjin Institute of Meteorological Sciences, Tianjin 300072 China)

Abstract: Based on the FVCOM storm surge model, this paper simulates the storm surge in the Xiamen Bay and its adjacent waters during the typhoon “Moranti” (1614) using the reconstructed typhoon wind field data. The results show that the model can reproduce the storm surge accurately. In addition, the characteristics of the wind field, wind-driven flow and the increased water level during the typhoon process are analyzed using the simulation results. It is found that typhoon “Moranti” caused large-scale water increase along the coast of southern Fujian. The temporal and spatial changes of the typhoon wind field are the main reasons for the changes in the direction and velocity of the wind-driven flow. The distribution characteristics of the increased water areas are consistent with the direction of the wind-driven flow. Significant water increase is likely to occur when the shoreline is nearly perpendicular to the direction of the wind-driven flow. The aftermath amplitudes of the storm

surge at Pingtan, Xiamen and Dongshan stations are higher than the precursor fluctuations, and the amplitude at Xiamen station is the strongest. The maximum water increase mainly occurs in the northeast quadrant and the center of typhoon “Moranti” with long time influence of the onshore wind, which is related to the characteristics of typhoon wind field and coastline. The maximum water reduction area is mainly related to the typhoon wind field, and often occurs in the area where the offshore wind acts for a long time.

Key words: typhoon; storm surge; Xiamen Bay; FVCOM