

文章编号: 1672-6987(2024)06-0125-10; DOI: 10.16351/j.1672-6987.2024.06.016

基于数据同化方法的风暴潮数值模型

聂玉玲^{a,b}, 徐俊丽^{a,b,c*}, 朱善良^{a,b,c}

(青岛科技大学 a. 数理学院; b. 数学与交叉科学研究院; c. 青岛市人工智能海洋技术创新中心, 山东 青岛 266061)

摘要: 风应力拖曳系数是风暴潮模型中的重要参数之一。本工作基于二维的风暴潮数值模型和伴随同化模型, 利用数据同化方法反演出了空间分布形式的风应力拖曳系数。研究了空间分布形式的风应力拖曳系数和三种经验公式的风应力拖曳系数对渤、黄、东海海域内 7303 号台风发生期间的风暴潮水位的影响。结果表明, 与风应力拖曳系数经验公式计算的风暴潮水位相比, 利用空间分布形式的风应力拖曳系数计算的风暴潮水位更接近观测水位, 这说明数据同化方法可以有效提高风暴潮水位的模拟精度。进一步地, 讨论了数据同化过程中天文潮对风暴潮水位的影响。结果显示, 当考虑 M_2 分潮后, 基于数据同化方法计算的风暴潮水位最接近观测水位。因此, 在风暴潮的模拟过程中应当考虑天文潮的影响。

关键词: 风暴潮; 天文潮; 风应力拖曳系数; 数值模拟; 数据同化方法

中图分类号: P 732.2

文献标志码: A

引用格式: 聂玉玲, 徐俊丽, 朱善良. 基于数据同化方法的风暴潮数值模型[J]. 青岛科技大学学报(自然科学版), 2024, 45(6): 125-134.

NIE Yuling, XU Junli, ZHU Shanliang. Numerical model of storm surge based on the data assimilation method[J]. Journal of Qingdao University of Science and Technology(Natural Science Edition), 2024, 45(6): 125-134.

Numerical Model of Storm Surge Based on the Data Assimilation Method

NIE Yuling^{a,b}, XU Junli^{a,b,c}, ZHU Shanliang^{a,b,c}

(Qingdao University of Science and Technology a. College of Mathematics and Physics; b. Research Institute for Mathematics and Interdisciplinary Sciences; c. Qingdao Innovation Center of Artificial Intelligence Ocean Technology, Qingdao 266061, China)

Abstract: The wind stress drag coefficient is a vital parameter in the storm surge model. Based on the two-dimensional numerical storm surge model and the adjoint assimilation model, the wind stress drag coefficient with spatial distribution characteristics is inverted by data assimilation methods. Subsequently, we investigate the effects of spatially distributed wind stress drag coefficients and wind stress drag coefficients obtained from three empirical formulations on the storm surge levels during the Typhoon 7303 in the Bohai Sea, Yellow Sea, and East China Sea, respectively. The result shows that the storm surge levels calculated by the spatially distributed wind stress drag coefficients are closer to the observed levels than those simulated by the wind stress drag coefficients obtained from the empirical formulas. It indicates that the data assimilation method can effectively improve the simulation accuracy of the storm surge levels. Further, we investigate the influence of astronomical tides on storm surge levels using data assimilation method. When the M_2 tide is considered, the calculated

收稿日期: 2023-11-25

基金项目: 国家自然科学基金项目(41606006); 山东省研究生教育质量提升计划项目(12030229090262).

作者简介: 聂玉玲(1998—), 女, 硕士研究生. *通信联系人.

storm surge level is the closest to the observation. Therefore, the influence of astronomical tides should be considered when simulating storm surge level.

Key words: storm surge; astronomical tide; wind drag coefficient; numerical simulation; data assimilation method

风暴潮是由大气扰动,如强风或气压骤变引起的海平面异常升高或降低的现象,是沿海地区最常见的自然灾害之一。根据2020年度《中国海洋灾害公报》,海洋灾害直接经济损失为8.32亿元,其中风暴潮灾害造成的直接经济损失为8.10亿元,占总损失的97.36%。台风引起的风暴潮通常会给沿海地区带来巨大的破坏,如岸堤冲击、海水倒灌和内涝等^[1],严重威胁生命安全,并带来严重的经济损失^[2-5]。因此研究风暴潮的特征,提高风暴潮模拟的精度,提供风暴潮的准确预报,对保护沿海地区居民生命和财产安全具有重要意义。

风应力拖曳系数是风暴潮模式中非常重要的参数,一直以来备受广大学者关注。在早期的研究中,通常假设风应力拖曳系数为常数^[6]。后来,根据观测资料得到与风速呈线性关系的函数^[7]。近几年的研究表明,风应力拖曳系数随风速呈非线性变化^[8-11]。采用的风应力拖曳系数的形式不同可能会影响水位的模拟。YELLAND和TAYLOR^[12]基于惯性耗散法,通过在南大洋获得的公海数据集,计算得到分段函数形式的风应力拖曳系数公式:当风速在 $3\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,风应力拖曳系数公式为二次函数形式;当风速在 $6\sim 26\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,风应力拖曳系数公式为线性函数形式。JAROSZ等^[13]根据热带气旋期间的流速观测数据,通过风应力拖曳系数来评估海气界面处的动量转移。结果发现,当风速在 $20\sim 48\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,风应力拖曳系数先增加,在风速接近 $32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时达到峰值,之后随着风速的增加而减小。HWANG^[14]利用分析函数拓展了粗糙度谱模型,拟合了二次函数形式的风应力拖曳系数公式,结果表明,改进了的粗糙度谱和地球物理模型函数(geophysical model function, GMF)计算的归一化的雷达散射截面(normalized radar cross section, NRCS)一致。ZOU等^[15]根据台风“Megi”期间的海流和温度数据,基于湍封闭和块体模式,给出了高风速下的风应力拖曳系数公式。研究表明,在风速大约为 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,风应力拖曳系数达到最大值,然后随风速增加趋于平稳。CHEN等^[16]利用修改了的风应力拖曳系数公式和环境流体力学模型(environmental fluid dynamics computer,

EFDC)对美国的上克拉马斯湖(upper Klamath lake, UKL)的流体力学进行建模,结果显示,对风应力拖曳系数的简单修改能够有效缓解公海与大型浅水湖泊的水动力建模之间的不匹配问题。WU等^[17]基于太湖的观测数据,重建了风应力拖曳系数表达式,然后利用波流耦合模型(wave and current coupled model, WCCM)模拟太湖风生流,研究发现,WCCM能够准确地模拟风生流驱动的上升流过程。

数据同化方法是一种结合观测数据和数值模拟的数学方法,广泛应用于气象预报、海洋、水文和地质等领域^[18-21]。数据同化方法通过将观测数据加入预测模型进而改变模型的运行轨迹,以达到优化模型性能、提高预测精度的目的^[22]。HE等^[23]采用TOPEX/POSEIDON高度计数据的数值伴随模式提取了渤海和黄海的浅水潮汐成分,利用伴随同化方法将其同化为非线性正压潮汐模式以全面描述渤海和黄海的潮汐,结果表明,计算得到的同潮图比其他模型的同潮图更准确。PENG和XIE^[24]基于三维普林斯顿海洋模型(Princeton ocean model, POM)的切线线性模式及其伴随模式,构建了用于海洋预报的四维变分数据同化算法模型(four dimensional variational, 4Dvar)。PENG等^[25]和LI等^[26]利用该四维变分数据同化方法优化了POM模型中的初始条件、边界条件和风应力拖曳系数,结果显示,优化后的POM模型可以显著改善风暴潮预报。刘猛猛和吕咸青^[27]基于伴随同化模式,利用渤海、黄海和东海的实测水位资料,对风应力拖曳系数进行反演,研究显示,反演得到的空间分布的风应力拖曳系数能够有效减小模拟水位与观测水位之间的误差。ZHENG等^[28]利用四维变分数据同化方法,通过调整风应力拖曳系数改进了德国的风暴潮模式,结果表明,在深水区,风应力拖曳系数与风速之间呈线性关系,浅水区的拖曳系数受波浪影响出现较大变异性。XU等^[29]基于数值模式和数据同化方法,模拟了渤海、黄海、东海海域的风暴潮水位。结果显示,在风暴潮模拟中,数据同化方法的性能优于风应力拖曳系数公式。

本研究基于数值模式和数据同化方法,采用

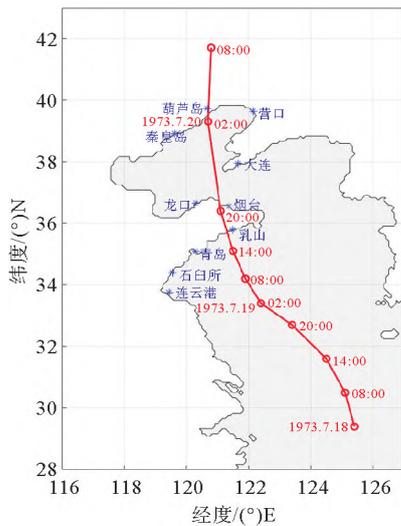
SMITH^[30]、HWANG^[14]、YELLAND 和 TAYLOR^[12] 给出的风应力拖曳系数经验公式,以及常数形式的风应力拖曳系数,模拟了 7303 号台风期间渤、黄、东海海域的风暴潮水位,并研究了天文潮对风暴模拟精度的影响。

1 数据和方法

1.1 台风和验潮站

7303 号台风(Billie)于 1973 年 7 月 11 日生成在西太平洋表面,向北偏西方向移动,穿过东海和黄海海域,于 7 月 19 日 17 时前后在山东海阳首次登陆,继而穿过山东半岛进入渤海,7 月 20 日 4 时前后在辽宁兴城第二次登陆,此后,向北移动到内蒙古自治区境内消失。

在本研究中,7303 号台风的选定时间段的轨迹以及 10 个验潮站的位置如图 1 所示,空白区域为陆地,灰色区域为海域。台风路径和强度数据来自温州台风网(wztf121.com)。



红色实线表示 7303 号台风路径,红色圆圈表示台风时间序列,蓝色星号表示验潮站位置。

图 1 7303 号台风路径和 10 个验潮站的位置

Fig. 1 Path of typhoon 7303 and the locations of the 10 tide gauge stations

1.2 模型介绍与模式设置

1.2.1 数值模型

考虑天文潮影响的风暴潮数值模式,是在风暴潮模式基础上通过添加引潮势得到。在右手笛卡尔坐标系下,垂直积分的连续性方程和动量方程组成二维平均流模型的控制方程:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [(h + \zeta)u]}{\partial x} + \frac{\partial [(h + \zeta)v]}{\partial y} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv + \frac{ku\sqrt{u^2 + v^2}}{h + \zeta} -$$

$$A \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + g \frac{\partial (\zeta - \bar{\zeta})}{\partial x} + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial x} -$$

$$\frac{\rho_a C_d W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{\rho_w (h + \zeta)} = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fv + \frac{kv\sqrt{u^2 + v^2}}{h + \zeta} -$$

$$A \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + g \frac{\partial (\zeta - \bar{\zeta})}{\partial y} + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial y} -$$

$$\frac{\rho_a C_d W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{\rho_w (h + \zeta)} = 0. \quad (3)$$

其中, t 为时间, x 和 y 分别为经度和纬度, h 为静水水深, ζ 为风暴潮增水水位, $\bar{\zeta}$ 为引潮势, u 和 v 分别为纬度方向和经度方向的深度平均流, f 为科里奥利参数, $k=0.0016$ 为底摩擦系数, A 为涡动粘性系数, g 为重力加速度, $\rho_w=1.025 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 为海水密度, $\rho_a=0.0012 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 为空气密度, C_d 为风应力拖曳系数, W_x 和 W_y 分别为 x 和 y 方向的风速, P_a 为海面气压。

1.2.2 数据同化方法

关于数据同化方法,根据其本身的特点、所解决问题的类型,以及看问题角度的差异,学者们有不同的分类方法。其中, Kalman 滤波法、基于最优控制理论原理的伴随算子法以及 Lagrange 乘子法是最有代表性的 3 种数据同化方法。根据数值模型方程可以计算风暴潮水位,但是由于方程、参数、近似假设等可能会导致计算结果产生误差,因此模拟水位可能与实测数据不太一致。本研究为了减小模拟值与实测值之间的误差,引入了数据同化方法中的 Lagrange 乘子法。

Lagrange 乘子法是建立在严格的数学基础上的一种方法,它将所要解决的实际问题作为条件最小值问题。在此过程中流体力学方程组及其初值、边值条件作为约束条件,使得根据具体问题而设计的代价函数达到最小。

首先构造目标函数:

$$J(\zeta) = \frac{1}{2} K_\zeta \int_{\Sigma} (\zeta - \zeta_{\text{obs}})^2 dx dy dt. \quad (4)$$

其中, K_ζ 为常数, ζ 为模拟值, ζ_{obs} 为实测值。

然后根据目标函数构造的 Lagrange 函数如下:

$$\begin{aligned}
L = J(\zeta) + & \int_{\Sigma} \zeta_a \left\{ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [(h + \zeta)u]}{\partial x} + \frac{\partial [(h + \zeta)v]}{\partial y} \right\} dx dy dt + \\
& \int_{\Sigma} u_a \left[\frac{kv\sqrt{u^2 + v^2}}{h + \zeta} - A \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \right. \\
& \left. \frac{\rho_a C_d W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{\rho (h + \zeta)} \right] dx dy dt + \\
& \int_{\Sigma} v_a \left[\frac{kv\sqrt{u^2 + v^2}}{h + \zeta} - A \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \right. \\
& \left. \frac{\rho_a C_d W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{\rho (h + \zeta)} \right] dx dy dt. \quad (5)
\end{aligned}$$

参照文献[31]构建伴随模型的方法,得到方程组(1)~(3)的伴随方程如下:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta_a}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta_a}{\partial y} + \frac{ku\sqrt{u^2 + v^2}u_a}{(h + \zeta)^2} + \\
\frac{kv\sqrt{u^2 + v^2}v_a}{(h + \zeta)^2} + g \frac{\partial u_a}{\partial x} + g \frac{\partial v_a}{\partial y} = K_{\zeta}(\zeta - \hat{\zeta}), \quad (6)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u_a}{\partial t} - \left[f + \frac{ kuv }{ (h + \zeta)\sqrt{u^2 + v^2} } \right] v_a - v_a \frac{\partial u}{\partial x} - \\
u_a \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}(uu_a) + \frac{\partial}{\partial y}(vu_a) + (h + \zeta) \frac{\partial \zeta_a}{\partial x} + \\
A \left(\frac{\partial^2 u_a}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_a}{\partial y^2} \right) - \frac{k(2u^2 + v^2)u_a}{(h + \zeta)\sqrt{u^2 + v^2}} = 0, \quad (7)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial v_a}{\partial t} - \left[f + \frac{ kuv }{ (h + \zeta)\sqrt{u^2 + v^2} } \right] u_a - u_a \frac{\partial u}{\partial y} - \\
v_a \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x}(uv_a) + \frac{\partial}{\partial y}(vv_a) + (h + \zeta) \frac{\partial \zeta_a}{\partial y} + \\
A \left(\frac{\partial^2 v_a}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_a}{\partial y^2} \right) - \frac{k(u^2 + 2v^2)v_a}{(h + \zeta)\sqrt{u^2 + v^2}} = 0. \quad (8)
\end{aligned}$$

其中, ζ_a, u_a, v_a 分别为 ζ, u, v 对应的伴随变量。

1.2.3 模式设置

在本工作中,风暴潮模拟的计算区域为 24.5~41°N 和 117.5~130.5°E,覆盖渤、黄、东海海域,网格分辨率为 5'×5'。该模型在冷启动条件下运行,流速和海平面的初始值取 0,假设底摩擦系数恒定(0.0016)。数值模式的初始条件为 $\zeta=U=V=0$ 。模式中的开边界条件是台湾海峡和第一岛链。沿着闭边界,假设没有水流入或流出海岸。在该模式中,采用了交错网格(Arakawa C 网格),风应力和压力是驱动力。在实验过程中,将 7303 号台风的过程划分为 9 个阶段,每个阶段持续 6 h,时间步长为 60 s。采用数据同化方法时,每个阶段都进行数据同化,也

就是同化窗口为 6 h。并且,在同化的过程中,验潮站的观测水位既全部用来同化,也全部用来作检验。

数值模式中的风场模型采用文献[32]提出的圆形风场模型,如下:

$$\begin{aligned}
\vec{W} = & \begin{cases} \frac{r}{R+r}(V_{ox}\vec{i} + V_{oy}\vec{j}) + W_R \frac{1}{r} \left(\frac{r}{R} \right)^{\frac{3}{2}} (A\vec{i} + B\vec{j}), & 0 < r \leq R, \\ \frac{R}{R+r}(V_{ox}\vec{i} + V_{oy}\vec{j}) + W_R \frac{1}{r} \left(\frac{R}{r} \right)^{\frac{1}{2}} (A\vec{i} + B\vec{j}), & r > R. \end{cases} \quad (10)
\end{aligned}$$

其中, \vec{i} 和 \vec{j} 分别为 x 轴和 y 轴的单位矢量, V_{ox} 和 V_{oy} 为台风中心的瞬时移动速度, r 为计算格点 (x, y) 和台风中心 (x_c, y_c) 之间的距离, R 为台风最大风速 W_R 的半径。 $A = -[(x - x_c) \sin \theta + (y - y_c) \cos \theta]$, $B = [(x - x_c) \cos \theta + (y - y_c) \sin \theta]$, 其中 θ 为梯度风吹入角,取为

$$\theta = \begin{cases} 20^\circ, & r \leq R, \\ 15^\circ, & r > R. \end{cases} \quad (11)$$

压力场如下所示:

$$P_a = \begin{cases} P_0 + \frac{1}{4}(P_\infty - P_0) \left(\frac{r}{R} \right)^3, & r \leq R, \\ P_\infty - \frac{3}{4}(P_\infty - P_0) \left(\frac{R}{r} \right), & r > R. \end{cases} \quad (12)$$

其中, P_a 为距离台风中心为 r 处的海面气压, P_0 为台风中心气压, P_∞ 为台风外围气压。

1.3 选择的风应力拖曳系数与实验设计

1.3.1 风应力拖曳系数

为探究不同形式的风应力拖曳系数对风暴潮水位的影响,本研究采用线性函数(SMITH^[30])、二次函数(HWANG^[14])和分段函数(YELLAND 和 TAYLOR^[12])3 种形式的风应力拖曳系数公式进行数值模拟,具体形式如下:

$$C_d = (0.61 + 0.063 \times U_{10}) \times 10^{-3}, 6 < U_{10} < 22, \quad (13)$$

$$C_d = (8.058 + 0.967 \times U_{10} - 0.016 \times U_{10}^2) \times 10^{-4}, 0 < U_{10} \leq 50, \quad (14)$$

$$C_d = \begin{cases} (0.29 + 3.1/U_{10} + 7.7/U_{10}^2) \times 10^{-3}, & 3 \leq U_{10} \leq 6, \\ (0.6 + 0.07U_{10}) \times 10^{-3}, & 6 \leq U_{10} \leq 26. \end{cases} \quad (15)$$

其中 U_{10} 为海面 10 m 高处的风速。图 2 展示了公式(13)~(15)的风应力拖曳系数随风速的变化曲线。

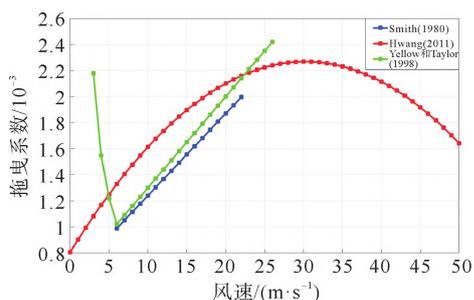


图 2 SMITH^[30]、HWANG^[14]、YELLAND 和 TAYLOR^[12] 的 3 个风应力拖曳系数在海面 10 m 处随风速变化的曲线

Fig. 2 Three wind stress drag coefficients as a function of wind speed at 10 m above the sea surface from the work of SMITH^[30], HWANG^[14], YELLAND and TAYLOR^[12]

1.3.2 实验设计

为了探讨不同形式的风应力拖曳系数对风暴潮水位的影响,设计了 5 个实验:

实验 E1:根据 SMITH 线性函数形式的风应力拖曳系数表达式(13)模拟 7303 号台风引起的风暴潮水位。

实验 E2:根据 HWANG 二次函数形式的风应力拖曳系数表达式(14)模拟 7303 号台风引起的风暴潮水位。

实验 E3:根据 YELLAND 和 TAYLOR 分段函数形式的风应力拖曳系数表达式(15)模拟 7303 号台风引起的风暴潮水位。

实验 E4:风应力拖曳系数的初值取常数 0.002 6,利用数据同化方法反演得到空间分布的风应力拖曳系数,并用得到 7303 号台风引起的风暴潮水位。

实验 E5:在实验 E4 的基础上考虑天文潮(M_2 分潮)对风暴潮的影响,模拟 7303 号台风引起的风暴潮水位。

在实验 E1,E2 和 E3 中,如果风速超出风应力拖曳系数公式中的给定范围,则超出范围的风速下的风应力拖曳系数取为常数 0.002 6。

2 结果与讨论

2.1 风应力拖曳系数的空间分布的比较

本节运用数值模式和数据同化方法模拟 7303 号台风引起的风暴潮水位。首先,反演了 7303 号台风风暴潮的每一个阶段的风应力拖曳系数空间分布,然后选取了实验 E1~E4 中第 5 个过程的风应力拖曳系数空间分布结果进行分析,如图 3 所示。

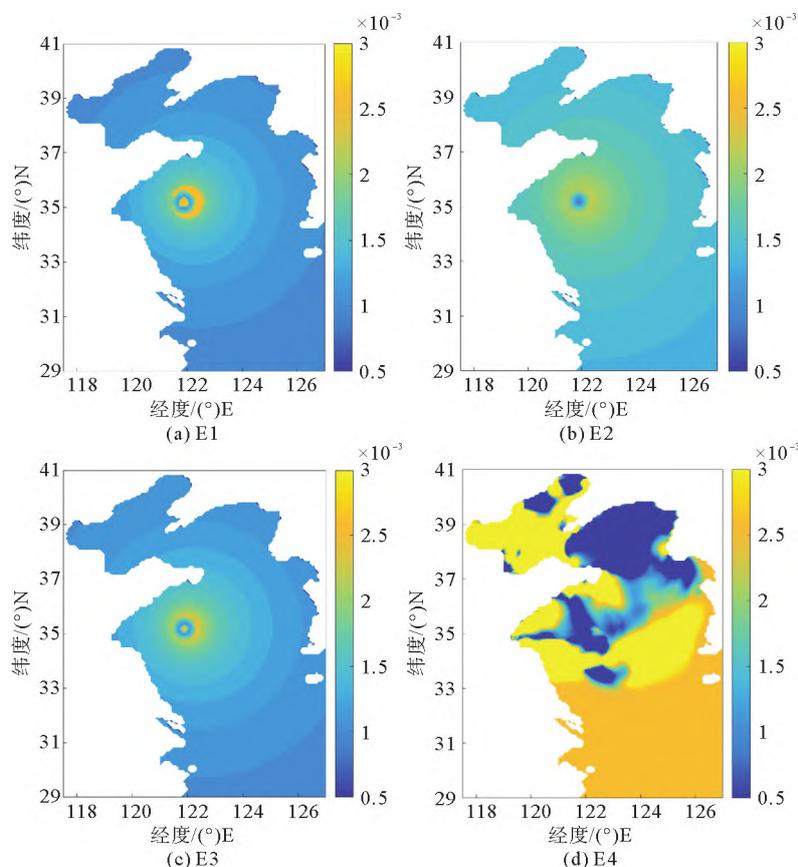


图 3 7303 号台风风暴潮第 5 个过程(1973 年 7 月 19 日 8:00)反演的风应力拖曳系数的空间分布

Fig. 3 Spatial distribution of wind stress drag coefficients for the inversion of the fifth period of typhoon 7303 (July 19, 1973, 8:00)

从图 3 可以看出,虽在同样的海区模拟 7303 号台风风暴潮,但是反演得到的风应力拖曳系数的空间分布是不同的, C_d 的分布形状与极值分布差别较大,主要是由于数值模式与数据同化模式的模拟结果不同。E1~E3(图 3(a)~(c))中 C_d 从台风中部到边缘逐渐降低,最小 C_d 位于台风中心附近,E1 的最大 C_d 位于台风眼周围及台风边缘,E2、E3 的最大 C_d 位于台风眼周围。由于在数值模式中采用了文献[32]的圆形风场模型,导致 C 呈圆形的空间分布。从 E4(图 3(d))的反演结果来看, C_d 极值主要分布在渤海和黄海,尤其在沿岸处更明显,但是在东海,E4 的风应力拖曳系数几乎没有变化。根据以上分析可知,风应力拖曳系数在海岸线曲折的海域(渤海和黄海)变化较大,在开阔海域(东海)变化较小。

2.2 风应力拖曳系数对风暴潮水位的影响

为了研究不同形式的风应力拖曳系数对风暴潮水位模拟精度的影响,比较了实验 E1~E4 的风暴潮模拟水位与观测水位的结果,并给出以下分析。

表 1 列出了 7303 号台风期间 9 个过程的风暴潮模拟水位与观测水位之间的均方差。实验 E1、E2、E3 采用风应力拖曳系数经验公式得到的模拟水位与观测水位的均方差平均值结果相近,分别为 30、29、29,模拟精度在同一水平。而实验 E4 的均方差平均值为 19,明显优于实验 E1~E3。这表明在风暴潮水位的模拟中,采用数据同化方法明显优于直接采用经验公式。表 2 给出了台风 7303 期间实验 E1~E4 在 10 个验潮站的风暴潮模拟水位与观测水位之间的均方差,结果与表 1 类似。

表 1 7303 号台风风暴潮在 9 个过程中模拟水位和观测水位的均方差

Table 1 Root mean square errors between the simulated storm surge levels and observations in 9 periods of typhoon 7303 /cm

实验	1	2	3	4	5	6	7	8	9	平均值
E1	15	17	23	15	26	13	32	51	77	30
E2	15	17	22	15	25	13	31	50	77	29
E3	15	20	21	15	23	14	28	47	75	29
E4	9	19	18	13	12	17	21	19	42	19

表 2 7303 号台风风暴潮在 10 个验潮站的模拟水位与观测水位的均方差

Table 2 Root mean square errors between the simulated storm surge levels and observations at 10 tidal stations during Typhoon 7303 /cm

验潮站	E1	E2	E3	E4
大连	50	47	49	22
营口	45	44	45	15
葫芦岛	45	43	45	22
秦皇岛	41	40	41	36
龙口	37	34	36	15
烟台	35	33	34	18
乳山	27	25	26	19
青岛	16	15	16	11
石臼所	18	17	17	10
连云港	31	29	30	28
平均值	35	33	34	20

图 4 给出了实验 E1~E4 中 7303 号台风在 1973 年 7 月 19 日 14:00 的风暴潮模拟水位的空间分布。从图 4((a)~(d))可以看出,实验 E1~E4 的高水位均集中于渤海及黄海西部沿岸,低水位集中于东海中部,主要是因为台风中心到达黄海北部。实验 E1~E3 中不同公式形式风应力拖曳系数产生了相似的风暴潮水位,E4 的风暴潮水位极值更加突出。

图 5~7 展示了实验 E1~E4 在营口、青岛和龙口三个验潮站的风暴潮模拟水位与观测水位,以及它们之间的差。可以看出,实验 E1~E3 之间的水位比较接近,实验 E4 与实验 E1~E3 之间的水位差距较大,实验 E4 的模拟水位更接近观测水位。

综合以上统计结果分析,可得到以下结论:实验 E1、E2、E3 的模拟精度在同一水平,不同风应力拖曳系数参数化方案对风暴潮水位数值模拟结果产生的影响较小;实验 E4 的模拟精度优于实验 E1、E2、E3,说明数据同化方法能够有效提高风暴潮模拟水位的精度。

2.3 天文潮对风暴潮水位的影响

本节探讨了 7303 号台风期间 M_2 分潮对风暴潮水位的影响。表 3 给出了实验 E4 和实验 E5 计

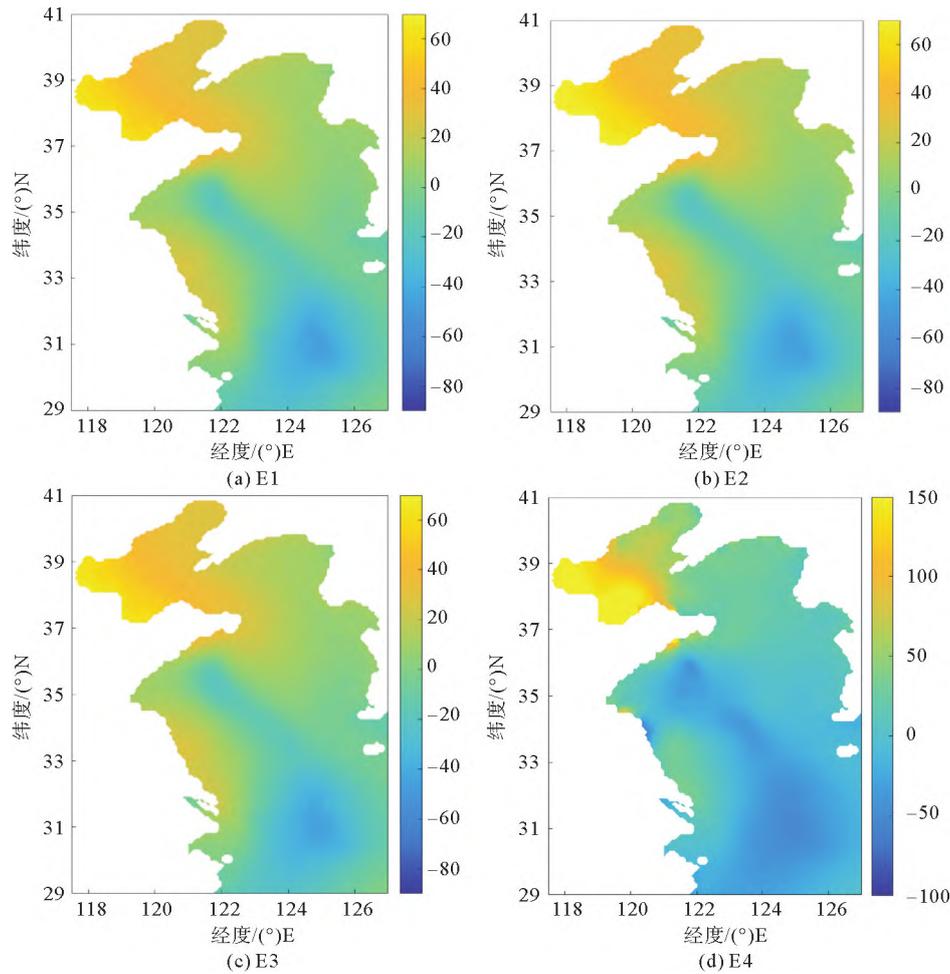


图 4 7303 号台风风暴潮第 6 个过程(1973 年 7 月 19 日 14:00)风暴潮模拟水位的空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of simulated storm surge levels of the sixth period of typhoon 7303 (July 19, 1973, 14:00)

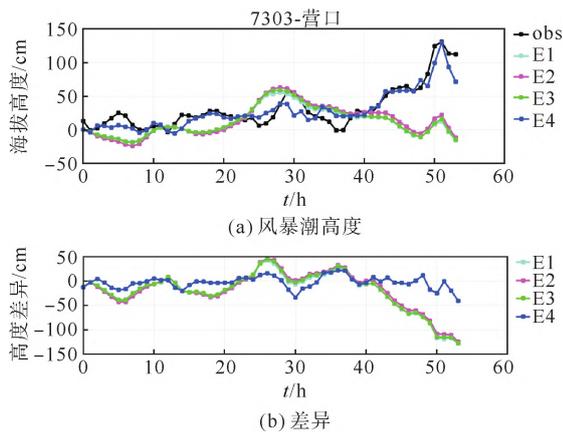


图 5 7303 号台风期间营口验潮站 4 次实验(E1~E4)的模拟水位值与观测水位值的风暴潮高度及它们之间的差异

Fig. 5 Storm surge elevations in four experiments (E1—E4) and observations, and the differences between them during typhoon 7303 at Yingkou station

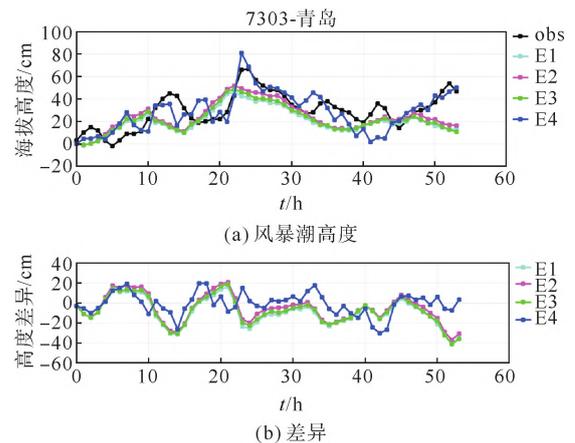


图 6 7303 号台风期间青岛验潮站 4 次实验(E1~E4)的模拟水位值与观测水位值的风暴潮高度及它们之间的差异

Fig. 6 Storm surge elevations in four experiments (E1—E4) and observations, and the differences between them during typhoon 7303 at Qingdao station

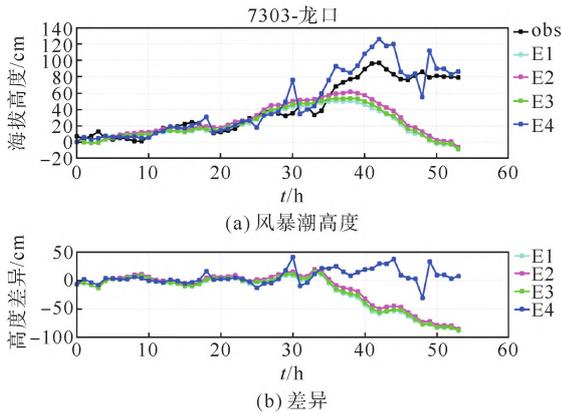


图 7 7303 号台风期间龙口验潮站四次实验(E1~E4)的模拟水位值与观测水位值的风暴潮高度及它们之间的差异
Fig. 7 Storm surge elevations in four experiments (E1—E4) and observations, and the differences between them during typhoon 7303 at Longkou station

算的 7303 号台风风暴潮在 9 个阶段的模拟水位与观测水位之间的均方差。表 3 中实验 E4、E5 的均方差平均值分别为 19、17, E5 的模拟结果略优于 E4。这表明,在风暴潮模型中考虑了 M2 分潮后,模拟的风暴潮水位更接近观测值。表 4 列举了实验 E4 和实验 E5 计算的 7303 号台风风暴潮在 10 个验潮站的模拟水位与观测水位之间的均方差。从表 4 可以看出,实验 E5 的模拟精度略优于实验 E4,与表 3 结果一致。

表 3 7303 号台风风暴潮在 9 个过程中模拟水位和观测水位的均方差

Table 3 Root mean square errors between the simulated storm surge levels and observations in 9 periods of typhoon 7303 /cm

实验	1	2	3	4	5	6	7	8	9	平均值
E4	9	19	18	13	12	17	21	19	42	19
E5	10	14	9	12	14	12	16	20	49	17

图 8 展示了 7303 号台风期间龙口验潮站的风暴潮模拟水位与观测水位,以及它们之间的差。可以看出,与实验 E4 相比,实验 E5 的风暴潮模拟水位更接近观测水位。

综合以上统计结果可得到以下结论:实验 E5 的模拟精度优于实验 E4,说明在数据同化模型中,考虑天文潮能够有效提高风暴潮水位的模拟精度。

表 4 7303 号台风风暴潮在 10 个验潮站的模拟水位与观测水位的均方差

Table 4 Root mean square errors between the simulated storm surge levels and observations at 10 tidal stations during typhoon 7303 /cm

验潮站	E4	E5
大连	22	25
营口	15	22
葫芦岛	22	23
秦皇岛	36	40
龙口	15	10
烟台	18	19
乳山	19	14
青岛	11	10
石臼所	10	9
连云港	28	17
平均值	20	19

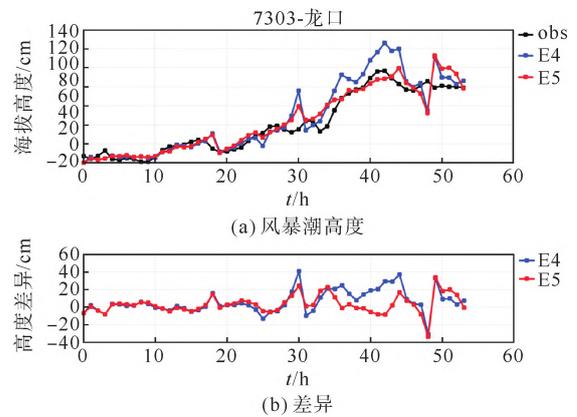


图 8 7303 号台风期间龙口验潮站两次实验(E4~E5)的模拟水位值与观测水位值的风暴潮高度及它们之间的差异
Fig. 8 Storm surge elevations in two experiments (E4—E5) and observations, and the differences between them during typhoon 7303 at Longkou station

3 结 论

利用数值模式和数据同化方法,模拟了 7303 号台风(Billie)在渤海、黄海以及东海海域的风暴潮水位。经初步研究得到以下结论:

1) 数值模拟结果中实验 E1、E2、E3 的模拟精

度在同一水平上,表明采用不同形式的风应力拖曳系数经验公式对数值模拟的结果影响很小。

2) 实验 E4 的模拟结果比实验 E1—E3 更接近观测值,实验 E4 的计算精度明显优于前三个实验。这表明,数据同化方法能够有效减小模拟水位与观测水位之间的误差,在风暴潮模型中具有显著的优越性。

3) 实验 E5 的模拟精度优于实验 E4,表明考虑天文潮能够有效提高数据同化模拟结果的精度,在风暴潮模型中应当考虑天文潮的影响。

在本研究中,实验设计基于 7303 号台风,并获得了一系列的结果,对于其他台风,风应力拖曳系数和天文潮的选择对风暴潮模型的影响可能不同,在未来的研究中,将继续探讨相关问题。

参 考 文 献

- [1] 张莉, 商少平, 张峰, 等. 福建沿岸天文潮-风暴潮-台风浪耦合漫堤预警系统[J]. 海洋预报, 2016, 33(5): 61-69.
ZHANG Li, SHANG Shaoping, ZHANG Feng, et al. A tide-storm surge-wave coupled inundation warning system for Fujian coast[J]. Marine Forecasts, 2016, 33(5): 61-69.
- [2] HAIGH I D, MACPHERSON L R, MASON M S, et al. Estimating present day extreme water level exceedance probabilities around the coastline of Australia: Tropical cyclone-induced storm surges[J]. Climate Dynamics, 2014, 42(1): 139-157.
- [3] HUANG L, CHEN S L, PAN S Q, et al. Impact of storm surge on the Yellow River Delta: Simulation and analysis[J]. Water, 2022, 14(21): 3439.
- [4] LI Z, LI S Q, HU P, et al. Numerical study of storm surge-induced coastal inundation in Laizhou Bay, China[J]. Frontiers in Marine Science, 2022, 9: 952406.
- [5] JUNG W, KYPRIOTI A P, ADELI E, et al. Exploring the sensitivity of probabilistic surge estimates to forecast errors[J]. Natural Hazards, 2023, 115(2): 1371-1409.
- [6] JONES J E, DAVIES A M. Storm surge computations for the Irish Sea using a three-dimensional numerical model including wave-current interaction[J]. Continental Shelf Research, 1998, 18(2/3/4): 201-251.
- [7] WU J. Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions—a revisit [J]. Journal of Physical Oceanography, 1980, 10(5): 727-740.
- [8] LARGE W G, YEAGER S G. The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set[J]. Climate Dynamics, 2009, 33(2): 341-364.
- [9] ZIJLEMA M, VAN VLEDDER G P, HOLTHUIJSEN L H. Bottom friction and wind drag for wave models[J]. Coastal Engineering, 2012, 65: 19-26.
- [10] MAURER K D, BOHRER G, KENNY W T, et al. Large-eddy simulations of surface roughness parameter sensitivity to canopy-structure characteristics[J]. Biogeosciences, 2015, 12(8): 2533-2548.
- [11] POWELL M D, VICKERY P J, REINHOLD T A. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones[J]. Nature, 2003, 422(6929): 279-283.
- [12] YELLAND M, TAYLOR P K. Wind stress measurements from the open ocean[J]. Journal of Physical Oceanography, 1996, 26(4): 541-558.
- [13] JAROSZ E, MITCHELL D A, WANG D W, et al. Bottom-up determination of air-sea momentum exchange under a major tropical cyclone[J]. Science, 2007, 315(5819): 1707-1709.
- [14] HWANG P A. A note on the ocean surface roughness spectrum[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2011, 28(3): 436-443.
- [15] ZOU Z S, ZHAO D L, TIAN J W, et al. Drag coefficients derived from ocean current and temperature profiles at high wind speeds[J]. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 2018, 70(1): 1463805.
- [16] CHEN F, ZHANG C, BRETT M T, et al. The importance of the wind-drag coefficient parameterization for hydrodynamic modeling of a large shallow lake[J]. Ecological Informatics, 2020, 59: 101106.
- [17] WU T F, QIN B Q, HUANG A N, et al. Reconsideration of wind stress, wind waves, and turbulence in simulating wind-driven currents of shallow lakes in the Wave and Current Coupled Model (WCCM) version 1.0[J]. Geoscientific Model Development, 2022, 15(2): 745-769.
- [18] 何创新, 邓志文, 刘应征. 湍流数据同化技术及应用[J]. 航空学报, 2021, 42(4): 167-184.
HE Chuangxin, ZHENG Zhiwen, LIU Yingzheng. Turbulent Flow Data Assimilation and its Applications[J]. Acta Aeronautica et Astronautica Sinica, 2021, 42(4): 167-184.
- [19] EDWARDS C A, MOORE A M, HOTEIT I, et al. Regional ocean data assimilation[J]. Annual Review of Marine Science, 2015, 7: 21-42.
- [20] WANG W, KOU X H. Methods for hydrological data assimilation and advances of assimilating remotely sensed data into rainfall-runoff models[J]. Journal of Hohai University: Natural Sciences, 2009, 37(5): 556-562.
- [21] 秦耀军, 周晓勇, 杨亚宾, 等. 基于数据同化技术的地质参数

- 反演分析研究[J]. 水科学与工程技术, 2017(6): 78-82.
- QIN Yaojun, ZHOU Xiaoyong, YANG Yabin, et al. Back analysis of geological parameters based on data assimilation[J]. Water Sciences and Engineering Technology, 2017(6): 78-82.
- [22] 房培勋, 何创新, 徐嗣华, 等. 基于实验数据同化的湍流模型常数标定: 含滤网蒸汽阀门通流特性数值预测[J]. 空气动力学学报, 2021, 39(2): 12-22.
- FANG Peixun, HE Chuangxin, XU Sihua, et al. Calibration of turbulence model constants using measurement data assimilation: Prediction of steam valve flow characteristics with filter[J]. Acta Aerodynamica Sinica, 2021, 39(2): 12-22.
- [23] HE Y J, LU X Q, QIU Z F, et al. Shallow water tidal constituents in the Bohai Sea and the Yellow Sea from a numerical adjoint model with TOPEX/POSEIDON altimeter data[J]. Continental Shelf Research, 2004, 24(13/14): 1521-1529.
- [24] PENG S Q, XIE L. Effect of determining initial conditions by four-dimensional variational data assimilation on storm surge forecasting[J]. Ocean Modelling, 2006, 14(1/2): 1-18.
- [25] PENG S Q, XIE L, PIETRAFESA L J. Correcting the errors in the initial conditions and wind stress in storm surge simulation using an adjoint optimal technique[J]. Ocean Modelling, 2007, 18(3/4): 175-193.
- [26] LI Y N, PENG S Q, YAN J, et al. On improving storm surge forecasting using an adjoint optimal technique[J]. Ocean Modelling, 2013, 72: 185-197.
- [27] 刘猛猛, 吕咸青. 风暴潮数值模拟中风应力拖曳系数的伴随法反演研究[J]. 海洋与湖沼, 2011, 42(1): 9-19.
- LIU Mengmeng, LYU Xianqing. Study on the drag coefficient in the simulation of storm surges with adjoint method[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 2011, 42(1): 9-19.
- [28] ZHENG X Y, MAYERLE R, WANG Y B, et al. Study of the wind drag coefficient during the storm Xaver in the German Bight using data assimilation[J]. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 2018, 83: 64-74.
- [29] XU J L, NIE Y L, MA K, et al. Assimilation research of wind stress drag coefficient based on the linear expression[J]. Journal of Marine Science and Engineering, 2021, 9(10): 1135.
- [30] SMITH S D. Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds[J]. Journal of Physical Oceanography, 1980, 10(5): 709-726.
- [31] HE Y J, LU X Q, QIU Z F, et al. Shallow water tidal constituents in the Bohai Sea and the Yellow Sea from a numerical adjoint model with TOPEX/POSEIDON altimeter data[J]. Continental Shelf Research, 2004, 24(13/14): 1521-1529.
- [32] JELESNIANSKI C P. A numerical calculation of storm tides induced by a tropical storm impinging on a continental shelf[J]. Monthly Weather Review, 1965, 93(6): 343.

(责任编辑 姜丰辉)