

四维变分资料同化在风暴潮模拟中的平流作用分析

李毅能, 彭世球, 舒业强, 赖志娟

热带海洋环境国家重点实验室(中国科学院南海海洋研究所), 广东 广州 510301

摘要: 利用基于三维斜压非线性的普林斯顿海洋模型(POM)及其切向线性伴随模式的四维变分数据同化(4DVAR)系统对一个近岸风暴潮个例进行理想同化试验和模拟, 着重分析了四维变分数据同化增水改善中的二维平流作用。试验结果表明, 同化后的水位结果明显优于同化前的结果, 而且同化对预报的影响主要在前 5h, 尤其是积分到 3—4h 时同化和无同化的结果差异最大, 在 5h 后同化的影响变得非常小。从平流作用中分析得知, 无论是只同化水位还是同化水位和海表流速, 同化的结果都增大了沿岸和向岸的平流。与无同化结果相比, 同化试验的增水改善主要是来自向岸平流的增大, 但只同化水位时由于水位增大使向岸压力梯度减小从而阻碍了向岸流的进一步增大; 而同时同化水位和海表流速时, 由于流速也被改善, 故增水改善更明显和合理。

关键词: 风暴潮; 四维变分; 平流作用; 资料同化

中图分类号: P731 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2011)05-0019-08

Analysis of advection effects using four-dimensional variational data assimilation in storm surge simulation

LI Yi-neng, PENG Shi-Qiu, SHU Ye-qiang, LAI Zhi-juan

State Key Laboratory of Tropical Oceanography (South China Sea Institute of Oceanology, CAS), Guangzhou 510301, China

Abstract: A four-dimensional variational data assimilation (4DVAR) algorithm based on the three-dimensional Princeton Ocean Model (POM) and the adjoint of its tangent linear model was applied to a storm surge simulation using model-generated “pseudo-observations.” The analysis was focused on the role of horizontal advection in improving storm surge simulation by the 4DVAR. It is found that the significant impact of 4DVAR on the storm surge simulation is only seen in the first five hours of the simulation, with its maximum impact during the first 3–4 hours. The results show that the alongshore currents and the shoreward currents became greater after data assimilation. It is also found that the improvement of storm surge simulation by 4DVAR is from the increase in shoreward flux of water mass. However, the increase of the water level reduced the pressure gradient, leading to the weakening of the shoreward currents when only assimilating water level data. Assimilating both the water level and the surface currents helped to keep the intensity of the shoreward currents, and thus led to a better simulation of storm surge.

Key words: storm surge; four-dimensional variational data assimilation (4DVAR); advection effect; data assimilation

观测方法和卫星技术的发展使得大量观测数据的获得成为可能, 这使得数据同化方法在气象和海洋的预测和预报中的作用越来越重要。海洋资料同

化是在大气资料同化的基础上发展起来的, 海洋资料同化的目的是为了尽可能将可利用的观测数据协调地融合到高分辨率的数值模式中, 为海洋预报提

收稿日期: 2010-04-11; 修订日期: 2010-12-17。孙淑杰编辑

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-EW-208, KZCX2-YW-Q11-02); 中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-YW-12-01); 国家自然科学基金面上项目(41076009)

作者简介: 李毅能(1981—), 男, 广东省广州市人, 博士, 助理研究员, 从事海洋环境动力数值研究、风暴潮数值模拟以及海洋资料同化研究。E-mail: lyneng@scsio.ac.cn

通信作者: 彭世球。E-mail: speng@scsio.ac.cn

供尽可能准确的初值。

如今国内外的海洋资料同化系统大部分是基于三维变分、最优插值、集合最优插值等同化方法上的^[1-2]。近些年海洋资料同化发展迅速。随着技术资源的不断改变以及同化方案的不断改进, 四维变分同化、集合卡曼滤波等先进的同化方法也开始从理论研究进入到业务化系统中^[3]。

数据同化方法的种类主要有多项式内插法、最优插值法、客观分析法、融合法(Blending Method)、松弛逼近法(Nudging Method)、Kalman 滤波法、变分法等, 其中四维变分同化(4DVAR)方法是众多同化方法中最有效且精度较高的方法之一^[4-7], 它是一个基于伴随技术并能保持动力和物理一致性的先进的数据同化方法, 已经广泛地应用于气象和海洋数据同化、敏感性分析和参数估计中^[8-21]。在近岸区域海洋模拟中, 已有研究应用伴随方法对模式的初始条件、边界条件、风力拖曳系数、海洋涡旋黏性系数和底摩擦系数进行优化或反演^[22-31]。近几年, 随着电子计算机的广泛使用, 伴随方法也被应用到风暴潮的模拟中。吕咸青等^[32]尝试利用验潮站的水位资料优化渤、黄海的底摩擦系数, 借助伴随法实现了确定底摩擦系数的自动化, 试验结果表明, 利用伴随法优化渤、黄海的底摩擦系数能够有效减小数值模拟结果与观测结果之间的差异; Lionello 等^[33]利用一个浅水动力学模型同化海面高度观测值, 试验结果表明, 优化初始条件可以有效提高亚里亚的海域的风暴潮预报精度; Madsen 等^[34]在预报孟加拉湾北部地区风暴潮时, 利用数据同化优化台风路径和最大风速半径, 有效提高了预报精度。但这些研究所采用的模式都是相当简单的一维或二维海洋模式, 相应的伴随模式也是基于对物理过程简化后得到的。

最近, Peng 等^[35]发展了三维斜压非线性的普林斯顿海洋模式(POM)的切线性和伴随模式, 而且建立了相应的四维变分数据同化系统, 并将其应用到对风暴潮的模拟研究中, 通过对水位和海表流速进行同化模拟, 优化初始场或边界场, 计算结果显示有同化的模拟效果明显优于无同化的模拟效果。然而, 在他们的试验分析中, 同化得到的“最优”初始场是如何在模式积分过程中体现其效应并产生更好模拟结果的, 没有被进一步研究。因此, 本文将采用同样的风暴潮个例和同化方法, 但着重从平流变化的角度分析同化所得的“最优”初始场对沿岸和向岸物质输送通量的影响, 以及在一

个时间窗内“最优”初始场对模式模拟的影响随时间变化的情况。

本文的内容及结构如下: 第 1 节简单介绍模式及其相应的 4DVAR 系统; 第 2 节是对同化试验方案的描述; 对同化结果的分析在第 3 节给出; 最后一节是结论。

1 POM 模式及其切向线性伴随模式

本文采用普林斯顿海洋模式(POM2K 版本)作为预报模式。它是一个三维斜压原始方程模式, 垂向方向采用 σ 坐标, 垂向混合系数由二阶湍流闭合模型确定, 模式采用静力近似和 Boussinesq 近似, 并且包含了完整的热力学过程。另外, 此模式还具有自由表面, 采用时间分裂算法, 开边界采用辐射边界。关于 POM 模式的详细描述见文献^[36]、^[37]。采用 Peng 等^[35]的表达公式, POM 模式的控制方程可以写成如下通用形式:

$$\frac{\partial \mathbf{x}}{\partial t} = F(\mathbf{x}), \quad (1)$$

$$\mathbf{x}|_{t_0} = \mathbf{x}_0, \quad (2)$$

$$\mathbf{x}(t)|_r = \mathbf{y}(t), \quad (3)$$

式中 \mathbf{x} 代表模型变量矢量, 包括了流速 U 、 V , 温度 T , 盐度 S , 水位 η 和湍流流量 q^2 和 $q^2 l$ 。 \mathbf{x}_0 和 $\mathbf{y}(t)$ 代表 t_0 时刻的初始条件和在 t 时间区间的边界条件。

POM 模式的切向线性模式(tangent linear model, TLM)可以通过将非线性模型转化为变量轨迹方程得到^[35],

$$\frac{\partial \mathbf{x}'}{\partial t} = F(\mathbf{x}'), \quad (4)$$

$$\mathbf{x}'|_{t_0} = \mathbf{x}'_0, \quad (5)$$

$$\mathbf{x}'(t)|_r = \mathbf{y}'(t), \quad (6)$$

对于(4)–(6)式的伴随模式可以表示为,

$$-\frac{\partial \tilde{\mathbf{x}}}{\partial t} = \left(\frac{\partial F(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}} \right)^T \tilde{\mathbf{x}}, \quad (7)$$

$$\tilde{\mathbf{x}}|_{t_1} = 0, \quad (8)$$

$$\tilde{\mathbf{x}}(t)|_r = 0, \quad (9)$$

式中 $\tilde{\mathbf{x}}$ 代表伴随变量向量, t_1 代表向前积分的最末时间。(7)式左边的负号代表往回积分。

本文的同化试验采用了 Peng 等^[35]建立起来的三维 POM 伴随模式, 其中包含经过平滑简化的两层半 Mellor-Yamada 湍流方案。有关 POM 切线性模式及伴随模式的详细介绍请参考文献^[35]。

2 同化试验

本文所选取的研究个例为发生于美国东海岸的一个风暴潮实例。“伪观测”值由更高分辨率的模式结果提供^[38-40]。数值试验方案设计如下。

CTRL (control run): 无资料同化, 利用冷启动积分 12h 结果作初始场, 向前积分 9h(控制试验)。

4DVAR-1: 只同化水位, 利用同化后所得到的优化初始场, 向前积分 9h。

4DVAR-2: 同时同化水位和表层流速, 利用同化后所得到的优化初始场, 向前积分 9h。

图 1 给出了试验方案的示意图。数值试验的水平分辨率为 $2' \times 2'$ (约 $3.1\text{km} \times 3.7\text{km}$), 水平网格点为 136×106 , 垂向分 3 个 sigma 层。时间步长为 3min。“伪观测”也采用 POM 模式, 其空间分辨率是本次试验的 2 倍(一半的网格尺度), 并考虑“干湿”网格条件^[36]。“伪观测”包括试验模式全场的水位和表层流速, 取样间隔为 10min 一次。

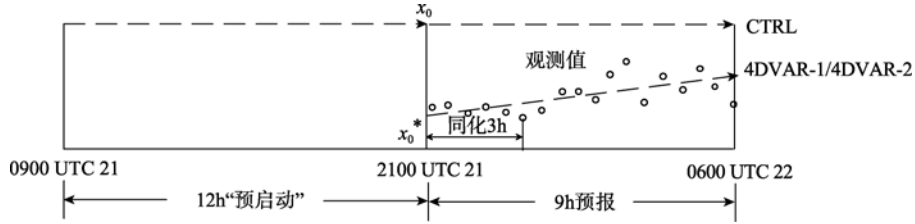


图 1 数值试验方案示意图

Fig. 1 Schematic diagram of experiment set-up

风场由 Holland 飓风模型计算得到, 且每 10min 更新一次。控制试验和 4DVAR 试验开始时刻为世界时 9 月 21 日 21 点(2100 UTC 21), 之前经过 12h 的预启动(spin-up)过程, 分别为控制试验提供初始场和 4DVAR 提供初猜场和背景场。“伪观测”场是由更高分辨率的模式产生的^[36-38]。同化时间窗为 3h, 即从 21 日 21 点到 22 日 0 点, 代价函数定义为:

$$J(\mathbf{x}_0) = (\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_b) + \sum_r \sum_i^N (\mathbf{W}_{r,i} - \mathbf{W}_{r,i}^{\text{obs}})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{W}_{r,i} - \mathbf{W}_{r,i}^{\text{obs}}), \quad (12)$$

这里 \mathbf{x}_0 代表 t_0 时刻的控制变量向量, \mathbf{x}_b 代表背景场, $\mathbf{W}_{r,i}$ 和 $\mathbf{W}_{r,i}^{\text{obs}}$ 代表在 i 点和 r 时刻水位和表层流速的模式输出场和观测场。 N 和 M 分别代表水平网格点数和观测的时间样本数。 \mathbf{B} 和 \mathbf{R} 分别是背景场和观测场的误差协方差矩阵。式中第一项是个简单的背景误差项, 用于量度被调整的初始场 \mathbf{x}_0 和背景初始场 \mathbf{x}_b 之间的距离。为了简便起见, 在本试验中 \mathbf{B} 被定义为一个对角矩阵。

求解“最优”初始场 \mathbf{x}_0^* 的过程就是利用伴随模式寻找使得代价函数 J 最小的初始场 \mathbf{x}_0 。本研究采用有限记忆(Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno, 简称 BFGS)准牛顿最小算法求解代价函数最小值, 步骤如下:

1)从原始初始场 \mathbf{x}_0 开始对式(1)进行 t_0 (即 21 日 2100 UTC)到 t_1 (即 22 日 0000 UTC)的积分, 将模式解 $\mathbf{x}(t)(t_0 \leq t \leq t_1)$ 存储起来用于生成伴随模式的线性

算子系数; 在有观测值的时刻 t_r 计算代价函数值。

2)从 $\hat{\mathbf{x}}(t_1) = \nabla_{\mathbf{x}} H(t_1)$ 开始对公式(10)进行从 t_1 到 t_0 的逆向积分; 最后在 t_0 时刻可以得到代价函数的梯度 $\nabla_{\mathbf{x}_0} J$ 。

3)利用求最小值 BFGS 算法更新 \mathbf{x}_0 。

4)重复步骤(1)—(3)直到得到收敛的结果。

3 试验结果分析

图 2 给出从 2100 UTC 21 时间点积分 3h 后(0000 UTC 22)同化前和同化后的水位结果。通过与“伪观测”(图 2a)对比, 可以看到同化后的水位结果要优于不同化的结果, 而在近岸的中部区域同时同化水位和流速的结果要优于只同化水位的结果。

为了更好地反映同化对增水的影响, 将计算区域中近岸处划分为 4 块(BOX 1—4), 并分析每块在同化前后及一个时间窗内增水的变化情况。同时, 利用块中垂直于岸线的 5 个边作为考察沿岸水通量的断面, 而平行于岸线的 4 个边作为考察向岸(或离岸)水通量的断面, 如图 3 所示。

图 4 给出 BOX1 和 BOX4 3min 累积增水随时间变化的情况。从图 4 可以看出, 在 9h 预报内同化的影响主要在前 300min, 后面随着积分的进行“最优”初始场的影响慢慢减弱, 可以看到在预报时间段的末端同化前后的增水结果已经基本一致了。这说明“最优”初始场对模式结果的影响主要在前 5h, 在 5h 后预报结果的差异几乎不再增加, 即同化前后预

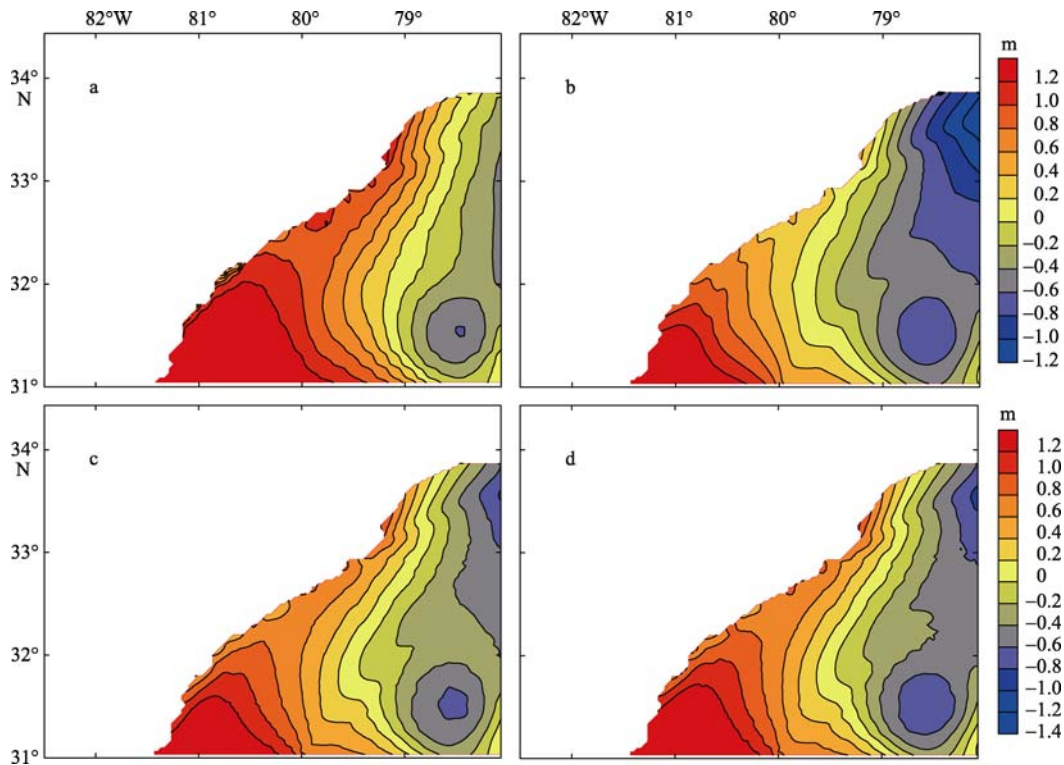


图 2 9月22号00点(0000 UTC 22)同化前后水位结果对比

a. “伪观测”; b. CTRL; c. 4DVAR-1; d. 4DVAR-2

Fig. 2 Water level at 00Z September 22 of (a) pseudo-observations, (b) CTRL run, (c) 4DVAR-1, and (d) 4DVAR-2

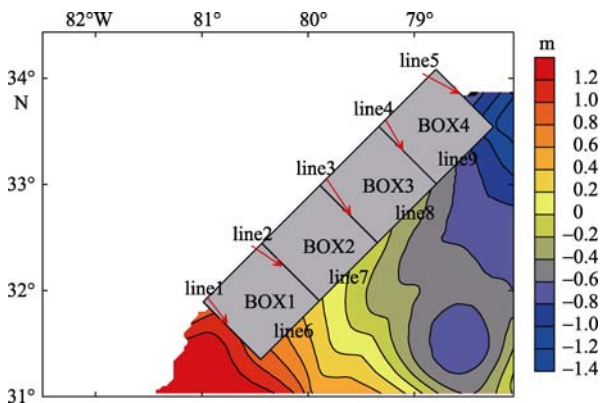


图 3 用于统计的断面 (line) 和“箱块”(BOX)划分图
等值线填充代表水位

Fig. 3 Schematic illustration of the cross sections (line) and boxes used for statistics (the contours refer to water level)

报结果的差异都来自前 5h 及初始场差异的累加; 对比图 2 中“OBS”和“CTRL”增水的差异可以看到, 高分辨率的“伪观测”海表风应力的作用要强于低分辨率的“CTRL”试验, 且风向的精度也较高, 由于 Ekman 效应, “OBS”中在岸线的中部会有较强的向岸流并出现高增水情况, 而“CTRL”试验则由于风应力的差异而主要产生沿岸海流。从 U 和 V 方向通量导致的增水变化(图 5)可以看到, 在预报的 2

—3h, 同化的结果都增大了 U 和 V 方向的增水通量, 说明向岸和沿岸的流都得到了增强, 从动力上讲在无同化的算例中由于增水主要来自被风拖动的沿岸流, 因而会在右上角的区域出现过度减水的情况, 而同化后增强了向岸的流可以在保证增水总量的同时使得右上角的区域不至于过度减水, 这是个动态守恒的过程。

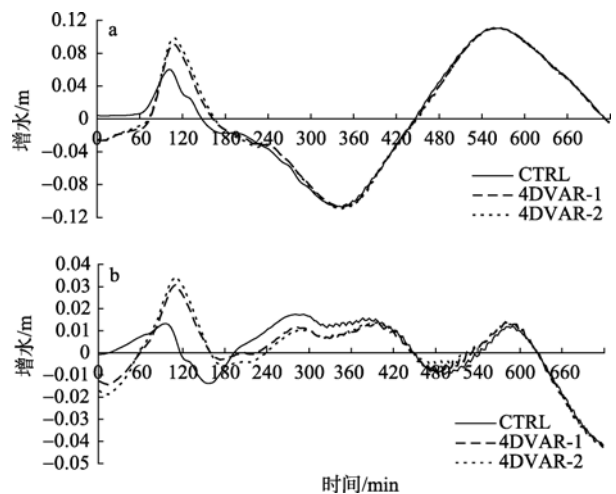


图 4 BOX1(a)和 BOX4(b)3min 累积的增水变化情况

Fig. 4 Variation of the 3-min-accumulated surge increment for (a) BOX1 and (b) BOX4

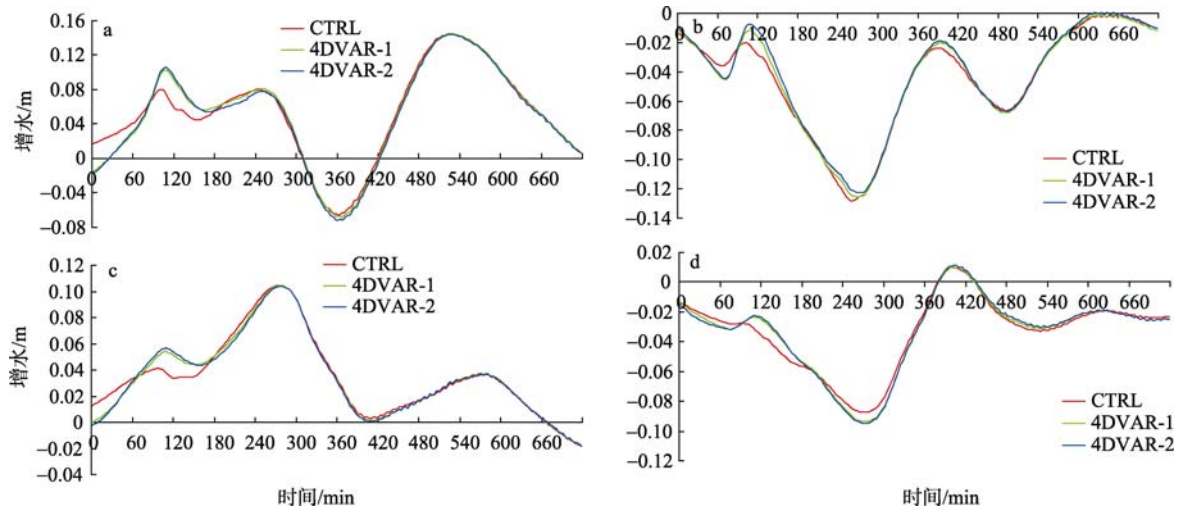


图 5 BOX1 *U* 方向(a)和 *V* 方向(b)及 BOX4 *U* 方向(c)和 *V* 方向(d)3min 累加的水通量导致的增水变化
 Fig. 5 Variation of the 3-min-accumulated surge increment in the direction of (a) *U*-component and (b) *V*-component caused by the water flux for BOX1. The same is for (c) and (d) except for BOX4

图 6 给出 1h 累加增水变化的结果。可以看出 2—5h 累积的同化前后增水差异较大, 且在第 3 小时差异最大, 达到 0.4—0.5m。图 7 给出 3—5h 累加的各断面水通量。Line1—line5 断面代表沿岸流导致的水通量, line6—line9 代表向岸(离岸)流导致的水通量。从图上可以看到, 同化结果在 1—5h 积分过程都增强了沿岸流和向岸流, 且只同化水位时沿岸流

的增加最大, 而同时同化水位和流速时向岸流的增加最大。从表 1 中可以看到, 在沿岸流和向岸流都增大的情况下, 对增水的贡献主要来自向岸流, 而同化“最优”初始场对增水的影响也主要来自增大向岸流, 同化的结果几乎没有改变沿岸流的净通量, 而向岸流净通量的增加直接导致了中部区域增水的改善(占总增水的 99.4%以上)。另外只同化水位的结

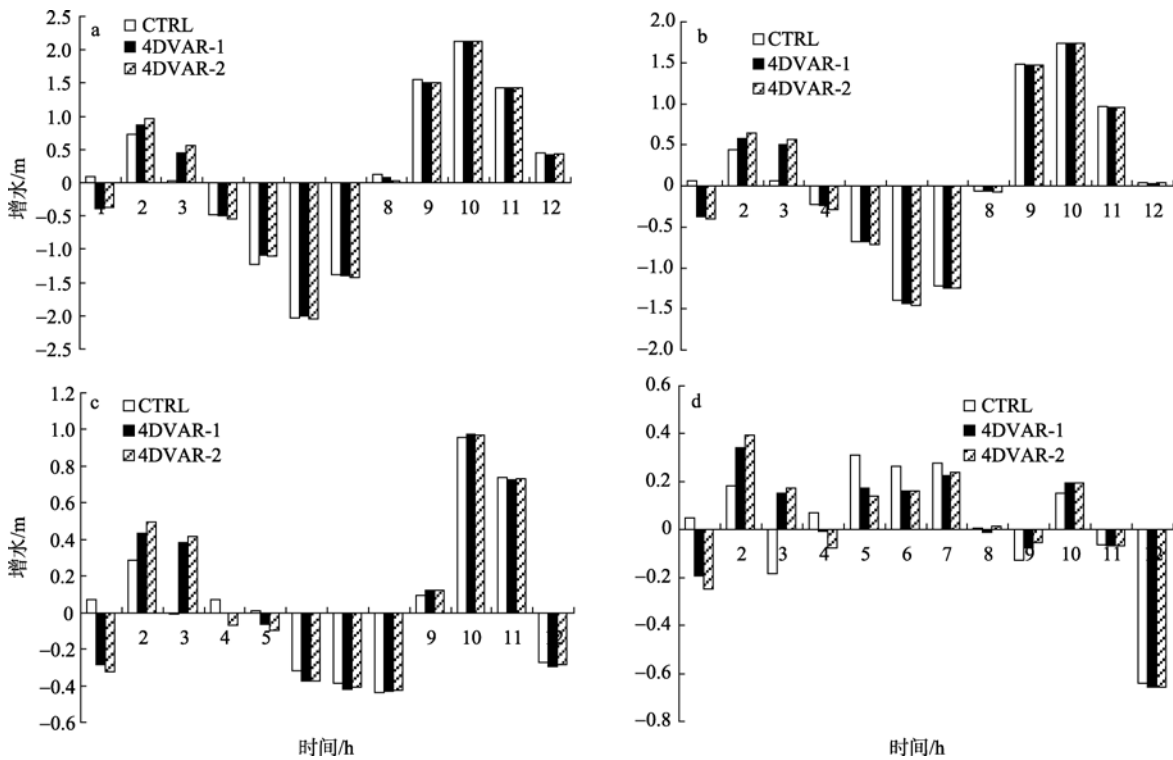


图 6 1h 累积增水变化
 a. BOX1; b. BOX2; c. BOX3; d. BOX4
 Fig. 6 Variation of the 1-hour-accumulated surge increment for (a) BOX1, (b) BOX2, (c) BOX3 and (d) BOX4

果虽然通过增强向岸流增加了中部区域的水位,但也同时使得向岸方向的压力梯度变小而阻碍了向岸流的进一步增大,同时也影响了流场的结果,而同

时同化水位和表层流速的结果则没有这样的现象,由于流速也得到改善,其增水改善更加明显和合理。

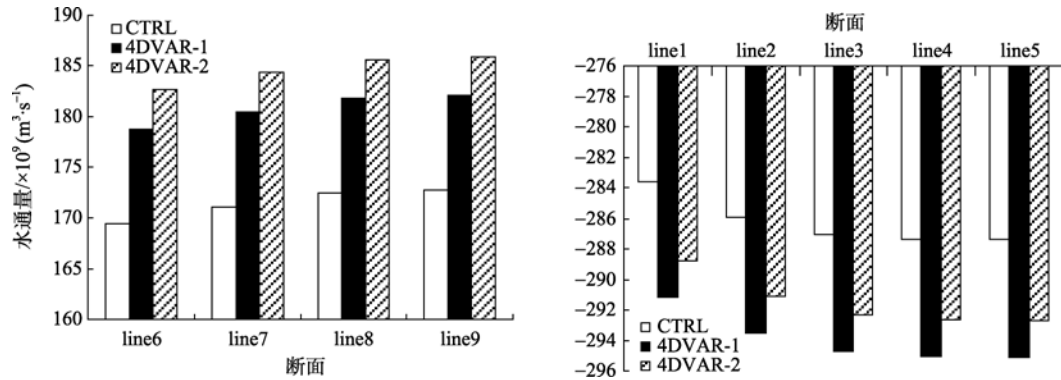


图7 各统计断面1—5h累加的水通量对比

Fig. 7 Water flux accumulated during 1–5 h for each cross section indicated in Fig. 3

表1 数值试验中各BOX的1—5h累积净流量对比(单位: $10^9 \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

Tab. 1 Comparison of net water flux accumulated during 1–5 h for each BOX indicated in Fig. 3 (units: $10^9 \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

试验方案	BOX1			BOX2			BOX3			BOX4		
	沿岸 净通量	向岸 净通量	总 净通量	沿岸 净通量	向岸 净通量	总 净通量	沿岸 净通量	向岸 净通量	总 净通量	沿岸 净通量	向岸 净通量	总 净通量
CTRL	2.3	169.4	171.7	1.2	171.1	172.2	0.3	172.4	172.7	0.0	172.7	172.8
4DVAR-1	2.3	178.7	181.0	1.2	180.5	181.7	0.3	181.8	182.1	0.1	182.0	182.1
4DVAR-2	2.3	182.7	185.0	1.2	184.4	185.6	0.3	185.6	186.0	0.1	185.9	185.9

以上结果表明,利用4DVAR方法同化水位或表面流速可以显著提高模式的模拟精度,但由于4DVAR方法最小化过程中需要多次运行向前模式与伴随(向后)模式,因此所需计算机时很大,其中相当部分时间花在模式运算过程中大量的存储与读取上。为了比较所用时间,我们将原始的向前预报模式(CTRL)积分3h(其中每10min输出一次积分结果)所需时间作为参照时间,将3h同化窗口的4DVAR过程中单次向前模式和伴随模式运行时间以及不同最小化迭代次数所需时间相对于参考时间的比值列在表2上。注意每个最小化迭代次数可能需要一次或多次运行向前模式和伴随模式,如果把运行一次向前模式和伴随模式称为一次循环,

那么表中最小化迭代次数括号里的数字表示循环次数。从表2可以看出,由于4DVAR向前模式过程需要存储每步计算结果和中间变量,而CTRL(无同化)只需每10min存储结果变量,故4DVAR向前模式的计算时间远长于CTRL(约6.3倍);而伴随模式由于需要读取向前模式输出的每步计算结果和中间变量以及进行额外的一些基本量的计算,所需时间约为CTRL的4倍左右,因而一次向前向后积分循环的计算时间是CTRL的10倍左右,而最小化过程中迭代1次、10次和30次所需时间分别约为CTRL的40倍、130倍和340倍左右,而且4DVAR-2的计算时间比4DVAR-1的略微长一点,但相差不大。

表2 3h同化窗口的4DVAR过程所需时间相对于参考时间的比值(将原始的向前预报模式积分3h且每10min输出一次积分结果所需时间作为参照时间)

Tab. 2 Ratios of the computation time of different 4DVAR procedures to a pure forward model run with a 3-hour window

试验方案	4DVAR 向前模式	4DVAR 伴随模式	4DVAR-1	4DVAR-2
迭代次数(循环次数)	—	—	1(4)	10(13)
相对计算时间/倍	6.3	4	40.6	130.1

图8是4DVAR-1的最小化过程中代价函数值及其对于控制变量的梯度随迭代次数变化曲线图。从图中可以看出, 代价函数值及其梯度值的下降主要发生在前10次迭代内, 10次以后的变化已经很小了, 尤其是代价函数值梯度在前几个迭代过程里就迅速下降, 到10次迭代已经降了一个量级以上, 说明已经达到收敛要求, 因此在实际应用中, 取迭代10次的结果即可。尽管4DVAR的计算机时大大高于原模式的计算机时, 然而, 随着高性能计算机及并行计算技术的飞速发展, 使实现该同化方法在风暴潮实时业务预报中的应用成为可能, 这样可以在不提

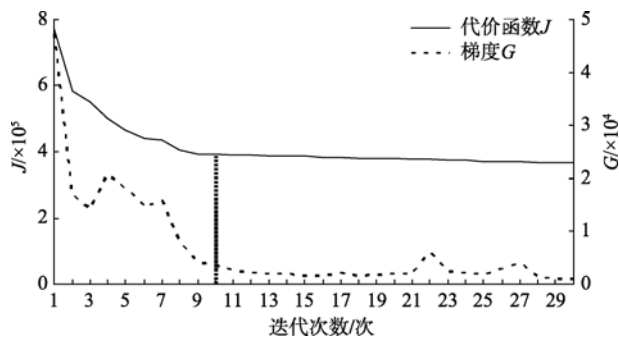


图8 代价函数和梯度在4DVAR-1的最小化过程中随迭代次数变化的曲线图

Fig. 8 Variation of the values of the cost function and gradient with respect to the number of iterations during minimization procedure in Exp 4DVAR-1

参考文献

- [1] BENNETT A F. Monographs Inverse Methods in Physical Oceanography[M]//Cambridgeon Mechanics and Applied Mathematics. Cambridge: Cambridge University Press, 1992: 346.
- [2] GHIL M, MALANOTTE-RIZZOLI P. Data Assimilation in Meteorology and Oceanography[J]. Adv Geophys, 1991, 33: 141-266.
- [3] BOUTTIER F, COURTIER P. Data assimilation concepts and methods[M]// ECMWF. Meteorological Training Course Lecture Series. 1999:1-75.
- [4] THEPAUT J N, HOFFMAN R N, COURTIER P. Interactions of dynamics and observations in a 4-dimensional variational assimilation[J]. Mon Weather Rev, 1993, 119: 3393-3414.
- [5] ZUPANSKI M. Regional four-dimensional variational data assimilation in a quasi-operational forecasting environment[J]. Mon Weather Rev, 1993, 121: 2396-2408.
- [6] ZUPANSKI D, MESINGER F. Four-dimensional variational data assimilation of precipitation data[J]. Mon Weather Review, 1995. 123: p. 1112-1127.
- [7] ZUPANSKI D. A general weak constraint applicable to operational 4DVAR data assimilation systems[J]. Mon Weather Rev, 1997, 125: 2274-2292.
- [8] SASAKI Y. Some basic formalisms in numerical variational analysis[J]. Mon Weather Rev, 1970, 98: 875-883.
- [9] LEDIMET F X, TALAGRAND O. Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: theoretical aspects[J]. Tellus, 1986, 38A: 97-110.
- [10] DERBER J C. Variational four-dimensional analysis using quasi-geostrophic constraints[J]. Mon Weather Rev, 1987, 115: 998-1008.
- [11] TALAGRAND O, COURTIER P. Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. Part I: Theory[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1987, 113: 1311-1328.
- [12] COURTIER P, TALAGRAND O. Variational assimilation of meteorological observations with the direct and adjoint shallow-water equation[J]. Tellus, 1992, 42A: 531-549.
- [13] THEPAUT J N, COURTIER P. Four-dimensional variational data assimilation using the adjoint of a multilevel primitive-equation model[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1991, 117,

高模式网格分辨率的情况下提高风暴潮预报精度。

4 结论

本文利用 Peng 等^[35]发展的基于 POM 模式及其伴随模式的四维变分资料同化系统对一个风暴潮例子进行同化试验, 着重分析了资料同化对风暴潮增水的二维平流作用。

结果表明, 只同化水位或同时同化水位和海表流速对风暴潮模拟有明显改善, 而同时同化水位和海表流速略优于只同化水位; 而且资料同化对风暴潮预报的影响主要在前 5h, 而积分到 3—4h 同化和无同化的结果差异最大, 在 5h 后同化的影响变得非常小。从平流作用分析, 无论只同化水位还是同时同化水位和流速, 同化的结果都增大了沿岸和向岸的平流。与无同化结果相比, 同化试验的增水改善主要是来自向岸平流的增大, 但只同化水位时由于水位增大向岸压力梯度减小从而阻碍了向岸流的进一步增大, 而同时同化水位和海表流速时由于流速也被得到改善故增水改善更明显和合理。由于 4DVAR 方法最小化过程中需要多次运行向前模式与伴随(向后)模式, 因此所需计算机时比无同化试验大大增加。然而, 随着高性能计算机及并行计算技术的飞速发展, 在未来风暴潮实时业务预报中应用该同化方法提高预报精度将变得可行。

- 1225-1254.
- [14] NAVON I M, ZOU X, DERBER J, SELA J. Variational data assimilation with an adiabatic version of the NMC spectral model[J]. *Mon Weather Rev*, 1992, 120: 1433-1446.
- [15] RABIER F, COURTIER P. Four-dimensional assimilation in the presence of baroclinic instability[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*. 1992, 118: 649-672.
- [16] ZOU X, NAVON I M, SELA J. Control of gravitational oscillations in variational data assimilation[J]. *Mon Weather Rev*, 1993, 121: 272-289.
- [17] ANDERSSON E, PAILEUX J, THE'PAUT J N, et al. Use of cloud-cleared radiances in three/four-dimensional variational data assimilation[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1994, 120: 627-653.
- [18] COURTIER P, THE'PAUT J N, HOLLINGSWORTH A. A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1994, 120: 1367-1388.
- [19] 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(6): 836-860.
- [20] PENG S Q, ZOU X. Assimilation of NCEP multi-sensor hourly rainfall data using 4D-Var approach: a case study of the squall line on 5 April 1999[J]. *Meteor Atmos Phys*, 2002, 81: 237-255.
- [21] PENG S Q, ZOU X. Assimilation of ground-based GPS zenith total delay and rain gauge precipitation observations using 4D-Var and their impact on short-range QPF[J]. *J Meteor Soc Jpn*, 2004, 82: 491-506.
- [22] BENNETT A F, MCINTOSH P C. Open ocean modeling as an inverse problem: tidal theory[J]. *J Phys Oceanogr*, 1982, 12: 1004-1018.
- [23] YU L, O'BRIEN J J. Variational estimation of the wind stress drag coefficient and the oceanic eddy viscosity profile[J]. *J Phys Oceanogr*, 1991, 21: 709-719.
- [24] DAS S K, LARDNER R W. On the estimation of parameters of hydraulic models by assimilation of periodic tidal data[J]. *J Geophys Res*, 1991, 96 (C8): 15187-15196.
- [25] SEILER U. Estimation of open boundary conditions with the adjoint method[J]. *J Geophys Res*, 1993, 98: 22855-22870.
- [26] LU J, HSIEH W E. Adjoint data assimilation in coupled atmosphere-ocean models: determining initial model parameters in a simple equatorial model[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1997, 123: 2115-2139.
- [27] LU J, HSIEH W E. Adjoint data assimilation in coupled atmosphere-ocean models: determining initial conditions in a simple equatorial model[J]. *J Meteor Soc Jpn*, 1998a, 76: 737-748.
- [28] LU J, HSIEH W E. On determining initial conditions and parameters in a simple coupled atmosphere-ocean model by adjoint data assimilation[J]. *Tellus*, 1998b, 50A: 534-544.
- [29] HEEMINK A W, MOUTHAAAN E A, ROEST M R T, et al. Inverse 3D shallow water flow modeling of the continental shelf[J]. *Continental Shelf Res*, 2002, 22: 465-484.
- [30] ZHANG A, PARKER B B, WEI E. Assimilation of water level data into a coastal hydrodynamic model by an adjoint optimal technique[J]. *Continental Shelf Res*, 2002, 22: 1909-1934.
- [31] ZHANG A J, WEI E, PARKER B B. Optimal estimation of tidal open boundary conditions using predicted tides and adjoint data assimilation technique[J]. *Continental Shelf Res*, 2003, 23: 1055-1070.
- [32] 吕咸青, 田纪伟, 吴自库. 渤、黄海的底摩擦系数[J]. *力学学报*, 2003, 35(4): 465-468 .
- [33] LIONELLO P, SANNA A, ELVINI E, et al. A data assimilation procedure for operational prediction of storm surge in the northern Adriatic Sea[J]. *Continental Shelf Research*, 2006, 26: 539-553.
- [34] MADSEN H, JAKOBSEN F. Cyclone induced storm surge and flood forecasting in the northern Bay of Bengal [J]. *Coastal Engineering*, 2004, 51: 277-296.
- [35] 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: 1-18.
- [36] BLUMBERG A F, MELLOR G L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model[C]//HEAPS N S. *Three Dimensional Coastal Ocean Models*. Washington, DC: American Geophysical Union, 1987: 1-16.
- [37] Mellor G. L. Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model (June 2003 version)[C]// *Prog in Atmos. and Ocean Sci*. Princeton University, 2003: 1-53.
- [38] XIE L, PIETRAFESA L J, PENG M. Incorporation of a mass-conserving inundation scheme into a three-dimensional storm surge model[J]. *J Coastal Res*, 2004, 20: 1209-1223.
- [39] PENG M, XIE L, PIETRAFESA L J. A numerical study of storm surge and inundation in the Croatan-Albemarle-Pamlico Estuary System[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 2004, 59: 121-137.
- [40] PENG M, XIE L, PIETRAFESA L J. A numerical study on hurricane induced storm surge and inundation in Charleston Harbor, South Carolina[J]. *J Geophys Res*, 111, C08017.