

利用变分结合正则化方法对高度计风速 资料调整海面风场的研究*

姜祝辉 黄思训[†] 杜华栋 刘 博

(解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

(2010 年 1 月 31 日收到; 2010 年 6 月 13 日收到修改稿)

利用变分结合正则化方法, 对高度计风速资料在无辐散和有辐散两种情形下的背景风场进行调整, 同时进行了数值试验. 试验表明: 高度计风速对背景风场的调整有积极作用, 特别是高度计沿轨区域风场调整效果更为明显. 对高度计后向散射截面进行了敏感性试验, 当后向散射截面存在随机扰动时, 利用高度计风速调整海面风场具有较强的抗噪性. 最后进行实例试验, 结果表明该方法是切实可行的.

关键词: 高度计, Kriging 插值, Tikhonov 正则化, 风场调整

PACC: 9260G, 9410J

1. 引 言

海面风场是海洋学中一个重要研究领域, 它与大尺度海流及小尺度海浪等有着紧密的联系^[1]. 另外, 海面风场对海洋资源的开发应用亦起着十分重要的作用. 所以, 对海面风场的探测已成为当前海洋学研究中的一个热点.

高度计的主要任务是探测海面高度, 同时还能反演有效波高和海面风速^[2]. Zieger 等^[3]指出, 各个高度计的风速在校准后准确率基本相同, 均方根误差在 $1.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以内, 但对高度计风速资料的应用研究较少. Wanninkhof^[4]研究了高度计海面风速与气体交换的关系, Jacques 等^[5]对高度计风速与大西洋船测风场进行了资料融合, Chen^[6]引入两个关于能量的规格化指数, 利用高度计风速资料研究了全球海面风场从季际到年际的变化, Ruchi 等^[7]提出了利用神经网络方法将远海的高度计风浪参量场投射到指定的沿海海区的方法. 由于高度计风速资料有沿轨分辨率高、误差小的特点, 因而具有广阔的应用前景.

由于真实海面风场无法得到, 所以用高度计风

速来调整海面风场的有效性无法进行定量分析. 本文针对高度计风速调整海面风场这一问题, 采用了变分结合正则化方法, 通过仿真试验和个例试验来检验方法的有效性, 为高度计风速资料应用提供必要的理论依据. 首先, 构造了无辐散和有辐散两个理想风场, 并对其作随机扰动和变分调整后得到合理的背景风场. 然后, 把理想风场插值到仿真高度计路径上得到仿真高度计风速, 再利用反问题的正则化方法得到中间风场并对其进行变分调整产生分析风场, 与理想风场进行比较后得出分析风场的误差. 利用 MCW 算法的逆运算, 由得到的高度计风速信息计算高度计后向散射截面. 进一步, 对高度计后向散射截面作随机扰动, 利用 MCW 算法得到扰动后的高度计风速. 令背景风场为理想风场, 在此基础上得到分析风场, 分析其误差与高度计后向散射截面扰动之间的关系. 最后, 利用变分结合正则化方法和 Jason-1 高度计风速资料对珊瑚台风进行风场调整试验. 试验表明, 本文所提出的利用高度计风速资料调整海面风场的方法是有效的.

本文仅考虑高度计风速与后向散射截面之间关系. 实际上, 高度计风速还与波浪状态等因素有关, 关于这部分内容本文不加讨论.

* 国家自然科学基金(批准号:40775023)资助的课题.

[†] 通讯联系人. E-mail: huangsxp@yahoo.com.cn

2. 仿真数据生成

下面介绍无辐散理想风场、有辐散理想风场、背景风场及高度计仿真数据的生成方法。

2.1. 无辐散理想风场仿真

无辐散理想风场经向分量 $u_{nd}^i = 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 无辐散理想风场纬向分量 $v_{nd}^i = 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. 该无辐散理想风场如图 1 所示, 以 $(0, 0)$ 点为中心, 经向距离为 500 km, 分辨率为 50 km, 纬向距离为 600 km, 分辨率为 50 km.

2.2. 有辐散理想风场仿真

先构造一个涡旋风场. 旋转流

$$\mathbf{v}_\phi(R) = v_{\phi\max}(R/R_{\max})^\alpha \hat{e}_\phi,$$

辐散流

$$\mathbf{v}_r(R) = v_{r\max}(R/R_{\max})^\alpha \hat{e}_r,$$

其中 R 是距涡旋中心的距离, 最大风速区域半径 $R_{\max} = 15 \text{ km}$, 旋转流流速最大值 $v_{\phi\max} = 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, \hat{e}_ϕ 为旋转流切向单位矢量, 辐散流流速最大值 $v_{r\max} = 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, \hat{e}_r 为辐散流径向单位矢量. 当 $R \geq R_{\max}$ 时, 取 $\alpha = -1$; 当 $0 < R < R_{\max}$ 时, 取 $\alpha = 1$. 将该涡旋风场转换到直角坐标系下, 得出如图 2 所示的有辐散理想风场 (u_d^i, v_d^i) . 经计算, $\alpha = -1$ 时, 该涡旋风场散度为零; $\alpha = 1$ 时, 散度为 $2v_{r\max}/R_{\max} = -0.0013 \text{ s}^{-1}$.

2.3. 背景风场仿真

为得到存在扰动的背景风场, 分别对无辐散理想风场 (u_{nd}^i, v_{nd}^i) 和有辐散理想风场 (u_d^i, v_d^i) 添加随机扰动, 并对该扰动风场进行变分调整, 构造无辐散背景风场 (u_{nd}^b, v_{nd}^b) 和有辐散背景风场 (u_d^b, v_d^b) .

2.4. 高度计路径、风速及后向散射截面仿真

高度计路径仿真结果如图 1、图 2 所示. 高度计路径由南向北, 轨道倾角为 75° , 星下点分辨率为 6 km (图像显示时降到 18 km). 利用 Kriging 插值方法, 将无辐散理想风场 (u_{nd}^i, v_{nd}^i) 和有辐散理想风场 (u_d^i, v_d^i) 分别插值到高度计路径上得出无辐散和有辐散两种情形下的高度计风速 (视为观测场).

针对无辐散风场中高度计路径上的理想风速, 利用 MCW 算法逆运算计算相应的高度计后向散射

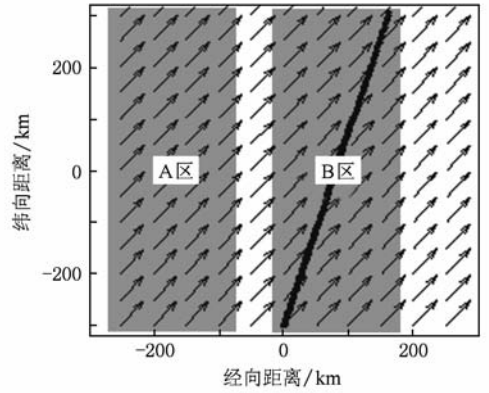


图 1 无辐散理想风场及高度计路径

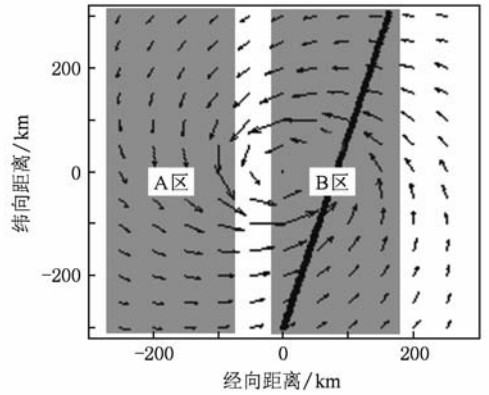


图 2 有辐散理想风场及高度计路径

截面 σ^i , 对 σ^i 添加扰动, 得到受扰动后的高度计后向散射截面 σ^o .

3. 卫星高度计风速资料调整海面风场的方法实施

利用高度计风速资料调整海面风场可分为三步实施. 第一步, 利用 Kriging 插值方法将背景风场的风速插值到高度计路径上产生高度计风速的观测算子 H . 第二步, 利用反问题中的正则化方法构建中间风场. 第三步, 采用变分分析方法对中间风场进行调整, 得到分析风场.

3.1. 构建卫星高度计风速的观测算子

该步骤的主要作用在于将背景风场的风速插值到高度计路径上获取观测算子, 为第二步实施正则化方法作准备.

假定 V_i^b 为背景风场中第 i 个点的风速 ($i = 1,$

$2, \dots, N)$, \bar{V}_k 为背景风场插值到高度计路径上第 k 个点 (观测点) 的风速 ($k=1, 2, \dots, K$), h_i^k 为第 i 个数据对第 k 个观测点的贡献权重. 记

$$\begin{aligned}\bar{Y} &= (\bar{V}_1, \bar{V}_2, \dots, \bar{V}_K)^T, \\ X^b &= (V_1^b, V_2^b, \dots, V_N^b)^T,\end{aligned}$$

则

$$\bar{Y} = \mathbf{H}X^b,$$

观测算子 \mathbf{H} 可表示为

$$\mathbf{H} = (h_i^k)_{K \times N}, \quad (1)$$

贡献权重 h_i^k 由下列 Kriging 方程组^[8]得到:

$$\begin{pmatrix} h_1^k \\ \vdots \\ h_n^k \\ \mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c(x_1, x_1) & \cdots & c(x_1, x_n) & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & 1 \\ c(x_n, x_1) & \cdots & c(x_n, x_n) & 1 \\ 1 & \cdots & 1 & 0 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} c(x_1, x^k) \\ \vdots \\ c(x_n, x^k) \\ 1 \end{pmatrix}.$$

这里 μ 为极小化处理时的拉格朗日乘子, $c(x_i, x_j)$ 为背景风场中网格点 x_i 与 x_j 之间的协方差函数, x^k 为高度计路径上的插值点. 本文采用指数型插值函数^[9]

$$c(L) = \begin{cases} 0 & (L = 0), \\ C_0 + C_1 \left(1 - \exp\left(-\frac{3L}{a}\right)\right) & (L > 0), \end{cases}$$

其中 L 为插值点与观测点之间的距离, C_0, C_1, a 均为常数.

3.2. 利用反问题中的正则化方法构建中间风场

关于将观测资料引入背景场的问题, 在气象上往往采用三维变分同化来实现, 即

$$J[X] = \min[J^o + J^b], \quad (2)$$

其中观测场代价函数为

$$J^o = [Y^o - \mathbf{H}X]^T \mathbf{R}^{-1} [Y^o - \mathbf{H}X],$$

背景场代价函数为

$$J^b = [X - X^b]^T \mathbf{B}^{-1} [X - X^b].$$

这里 Y^o 为高度计风速, X^b 为背景风场, X 为中间风场, \mathbf{R} 和 \mathbf{B} 分别为观测风场和背景风场的误差协方差矩阵. 在实施三维变分同化时, 需要满足 \mathbf{H} 为线性矩阵, \mathbf{R} 和 \mathbf{B} 为正定对称矩阵以及观测风场与背景风场不相关三个条件. 第三个条件将导致分析风场中的信息只有 15% 左右来自观测风场的贡献, 其

余 85% 左右来自背景风场的贡献^[10].

对于利用高度计风速资料调整海面风场的问题, 不能假定观测风场与背景风场不相关. 该问题要充分体现高度计风速的作用, 于是采用反问题的正则化方法, 在 $\|Y^o - Y^l\| \leq \delta$ 条件下, 使中间风场 X 满足 $J^o \leq \delta^2$, 其中 Y^l 为高度计路径上的风速真实值, δ 为高度计风速观测误差. 由 Tikhonov 正则化方法^[11,12]知

$$J[X] = \min[J^o + \gamma J^b], \quad (3)$$

其中 γ 为正则化参数. 由 Morozov 偏差原则^[13-15]可知, γ 应满足

$$J^o(\gamma) = \delta^2. \quad (4)$$

由(3)式可以导出

$$\begin{aligned}X(\gamma) &= X^b + (\gamma \mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H})^{-1} \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} (Y^o - Y^b). \quad (5)\end{aligned}$$

记

$$F(\gamma) = J^o(\gamma) - \delta^2, \quad (6)$$

可以证明, 当 $\gamma \in (0, +\infty)$ 时, $F(\gamma)$ 严格单调上升, 且 $\lim_{\gamma \rightarrow 0} F(\gamma) = -\delta^2$, $\lim_{\gamma \rightarrow \infty} F(\gamma) > 0$, 所以存在唯一 γ 使 $F(\gamma) = 0$. 对(6)式求导后可得

$$F'(\gamma) = 2 \left\langle \frac{dX(\gamma)}{d\gamma}, \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} [\mathbf{H}X(\gamma) - Y^o] \right\rangle, \quad (7)$$

其中

$$\begin{aligned}\frac{dX(\gamma)}{d\gamma} &= -(\gamma \mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H})^{-2} \mathbf{B}^{-1} \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} (Y^o - \mathbf{H}X^b). \quad (8)\end{aligned}$$

采用牛顿迭代法

$$\gamma_n = \gamma_{n-1} - \frac{F(\gamma_{n-1})}{F'(\gamma_{n-1})}, \quad (9)$$

通过迭代运算有 $\lim_{n \rightarrow \infty} \gamma_n = \gamma_r$, $\lim_{n \rightarrow \infty} X_n = X_r$. 这里下标 n 表示迭代次数, X_r 是待求的中间风速场, γ_r 是相应的正则化参数. 对中间风场风向取背景风场风向, 即可得到整个中间风场 $(\tilde{V}, \tilde{\theta})$.

3.3. 中间风场的变分调整

从上述计算可得出中间风场 $(\tilde{V}, \tilde{\theta})$. 记中间风场经向分量

$$\tilde{u} = \tilde{V} \cos \tilde{\theta},$$

中间风场纬向分量

$$\tilde{v} = \tilde{V} \sin \tilde{\theta},$$

中间风场散度

$$\tilde{D} = \frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{v}}{\partial y}.$$

令 Ω 为风场区域, $\partial\Omega$ 为该区域的边界; (u_{nd}^a, v_{nd}^a) 为无辐散背景风场经高度计风速资料调整后的分析风场, 其散度

$$D_{nd}^a = \frac{\partial u_{nd}^a}{\partial x} + \frac{\partial v_{nd}^a}{\partial y};$$

(u_d^a, v_d^a) 为有辐散背景风场经高度计资料调整后的分析风场, 其散度

$$D_d^a = \frac{\partial u_d^a}{\partial x} + \frac{\partial v_d^a}{\partial y}.$$

第一种情形是背景风场为无辐散风场. 由于 (\tilde{u}, \tilde{v}) 不满足风场水平无辐散的条件, 为得到高质量的分析风场, 必须对所得到的中间风场进行无辐散约束控制^[16,17], 即分析风场需满足 $D_{nd}^a = 0$. 建立目标泛函

$$J_{nd}[u_{nd}^a, v_{nd}^a] = \min \left\{ \int_{\Omega} [(u_{nd}^a - \tilde{u})^2 + (v_{nd}^a - \tilde{v})^2 - 2\lambda D_{nd}^a] d\Omega \right\}, \quad (10)$$

通过变分计算可以得出

$$\begin{aligned} u_{nd}^a &= \tilde{u} - \frac{\partial \lambda}{\partial x}, \\ v_{nd}^a &= \tilde{v} - \frac{\partial \lambda}{\partial y}. \end{aligned} \quad (11)$$

这里 λ 应满足 Poisson 方程^[18], $\Delta \lambda = \tilde{D}$, $\lambda|_{\partial\Omega} = 0$. 利用超松弛迭代方法解出 $\lambda(x, y)$, 将该 $\lambda(x, y)$ 代入(11)式即可求出 (u_{nd}^a, v_{nd}^a) .

第二种情形是背景风场为有辐散风场. 在这种情形下, 中间风场的散度很小但不为零, 若采用强约束的方法会带来误差, 于是采用弱约束的方法. 建立目标泛函

$$J_d[u_d^a, v_d^a] = \min \left\{ \frac{1}{2} \int_{\Omega} [(u_d^a - \tilde{u})^2 + (v_d^a - \tilde{v})^2 + \lambda'(D_d^a)^2] d\Omega \right\}. \quad (12)$$

为使(12)式量纲匹配, 在数值计算过程中取 $\lambda' = \eta(\Delta x)^2$, 其中 Δx 为积分步长. 由 $\delta J_d = 0$ 可得

$$\begin{aligned} u_d^a &= \tilde{u} + \lambda' \frac{\partial D_d^a}{\partial x}, \\ v_d^a &= \tilde{v} + \lambda' \frac{\partial D_d^a}{\partial y}, \end{aligned} \quad (13)$$

$$D_d^a|_{\partial\Omega} = 0.$$

此时容易导出 D_d^a 满足 Helmholtz 方程 $\lambda' \Delta D_d^a - D_d^a = -\tilde{D}$, $D_d^a|_{\partial\Omega} = 0$. 利用超松弛迭代方法解出 $D_d^a(x, y)$, 将该 $D_d^a(x, y)$ 代入(13)式即可求出 (u_d^a, v_d^a) .

4. 正则化参数 γ 与弱约束系数 η 的确定

高度计风速观测误差 δ 与正则化参数 γ 存在着——对应的关系, 部分观测误差与正则化参数的对应关系如表 1 所列. 由于高度计的观测误差在 $1.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以内^[3], 当观测误差 $\delta = 1.7029 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 相应的正则化参数 $\gamma = 0.5137$, 所以本文试验中选取的正则化参数 $\gamma = 0.5137$.

表 1 观测误差 δ 与 γ 的对应关系

$\delta/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	γ
0.8944	0.6695
1.2247	0.6343
1.4142	0.6048
1.7029	0.5137

对有辐散理想风场的风速添加均方根误差为 $1.0051 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的扰动, 利用弱约束方法进行变分调整, 以确定弱约束系数 η . 不同的 η 值对风场调整结果的计算误差如表 2 所列. 当 $\eta = 26$ 时, 计算误差最小, 所以确定该值为最优弱约束系数.

表 2 不同的弱约束系数 η 与相应的计算误差

η	误差 / $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
0.001	1.0051
24	1.0041
25	1.0040
26	0.9480
50	0.9482
100	0.9483

5. 背景风场存在误差时调整结果的敏感性分析

下面针对背景风场存在误差的情况, 对调整结果进行敏感性分析. 具体的研究流程如图 3 所示.

5.1. 无辐散风场模拟结果

当理想风场的风速为 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右时, 背景风场的风速均方根误差一般不超过 $1.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. 由于

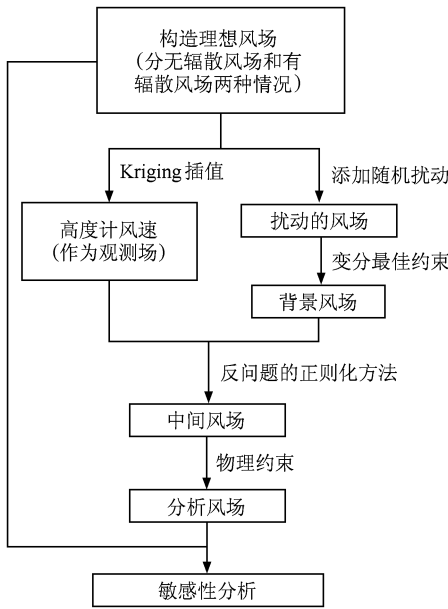


图3 背景风场存在误差时的研究流程

选取的无辐散理想风场的风速均为中等风速 ($10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), 所以对该理想风场添加 $\varepsilon = 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的扰动 (记 ε 为最大扰动振幅), 这样可得到扰动风场. 对扰动风场进行变分调整得到背景风场, 然后引入模拟的高度计风速, 采用反问题的正则化方法计算出中间风场, 再对中间风场进行变分调整得到分析风场. 图4所示为无辐散情形下高度计路径上的风速. 该路径上高度计风速为 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 背景风速最小为 $9.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大为 $10.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. 利用高度计风速对背景风场调整后得出的高度计路径上分析风速在 $9.5\text{--}10.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间振荡, 明显抑制了扰动, 即采用变分结合正则化方法对高度计风速在无辐散情形下调整背景风场是有效的.

为考察本文方法在不同扰动强度、不同区域内对背景风场的调整效果, 将图1所示的风场分成A区和B区两个区, 其中A区为距离高度计轨迹比较远的风场区域, B区为高度计扫过的风场区域. 下面对整体无辐散风场以及A区无辐散风场和B区无辐散风场的调整结果进行敏感性分析. 取 $\varepsilon = 0.5, 1, 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 将背景风场和分析风场分别与无辐散理想风场进行比较, 计算得到相应的均方根误差, 结果如表3—表5所列, 其中 e_{nd}^{bu} 为无辐散背景风场经向分量均方根误差, e_{nd}^{bv} 为无辐散背景风场纬向分量均方根误差, e_{nd}^{au} 为无辐散分析风场经向分量均方根误差, e_{nd}^{av} 为无辐散分析风场纬向分量均方根误差. 综合分析表3—表5可知, 随着 ε 的减小, 分析风场

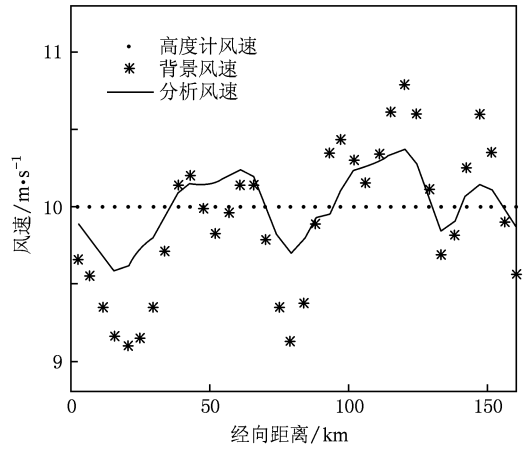


图4 无辐散情形下高度计路径上的风速

的均方根误差随之减小. 当 $\varepsilon = 0.5, 1, 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 分析风场经向分量和纬向分量的均方根误差均比背景风场经向分量和纬向分量的均方根误差小, 说明高度计风速调整无辐散背景风场的方法起到了积极作用. 由于离高度计轨迹较远的A区背景风场不能得到高度计风速的有效调整, 背景风场和分析风场的均方根误差几乎相同, 结果如表4所列. 而高度计扫过的B区背景风场则得到了较好的调整, 分析风场的均方根误差均明显小于背景风场的均方根误差 (表5). 统计表明: 在B区, 利用高度计风速资料进行调整及无辐散约束后, 能够使背景风场的均方根误差降低15%左右. 整体无辐散风场经向分量和纬向分量的均方根误差介于A区无辐散风场与B区无辐散风场经向分量和纬向分量的均方根误差之间. 由此可知, 利用本文方法对无辐散风场的调整是有效的.

表3 在不同振幅扰动情形下整体无辐散风场的背景风场和分析风场相对于理想风场的均方根误差

$\varepsilon/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{bu}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{bv}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{au}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{av}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
0.5	0.1514	0.1838	0.1375	0.1774
1.0	0.3800	0.4860	0.3595	0.4698
2.0	0.6529	0.8307	0.6331	0.8144

表4 在不同振幅扰动情形下A区无辐散风场的背景风场和分析风场相对于理想风场的均方根误差

$\varepsilon/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{bu}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{bv}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{au}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{av}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
0.5	0.1331	0.1693	0.1305	0.1691
1.0	0.4190	0.5519	0.4158	0.5519
2.0	0.6348	0.8213	0.6337	0.8204

表 5 在不同振幅扰动情形下 B 区无辐散风场的背景风场和分析风场相对于理想风场的均方根误差

$\varepsilon/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{nd}}^{\text{bu}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{nd}}^{\text{bv}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{nd}}^{\text{au}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{nd}}^{\text{av}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
0.5	0.1761	0.2087	0.1458	0.1883
1.0	0.3537	0.4421	0.2893	0.3865
2.0	0.6517	0.8298	0.6096	0.7849

5.2. 有辐散风场模拟结果

有辐散理想风场的风速在 $0\text{--}20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间, 对该风场添加最大振幅为 $\varepsilon = 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的扰动, 得到扰动风场. 对扰动风场进行变分调整, 得到背景风场. 引入模拟的高度计风速, 采用反问题的正则化方法计算出中间风场, 再对中间风场进行变分调

整, 得到分析风场. 图 5 所示为有辐散情形下高度计路径上的风速. 从图 5 可以看出: 背景风速与理想风速(即高度计风速)之差最大值为 $2.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 在经向距离 $120\text{--}130\text{ km}$ 范围内背景风速大于高度计风速, 在经向距离 $0\text{--}40$ 和 $50\text{--}90\text{ km}$ 范围内, 背景风速明显小于高度计风速. 背景风速在经向距离 75 km 附近的极小值点明显偏离高度计风速在该区域的极小值点, 在与高度计风速偏离较大之处(如经向距离 $0\text{--}40, 50\text{--}90\text{ km}$ 范围)背景风速得到明显改善. 在高度计风速的两个峰值附近, 虽然背景风速的扰动相对较大, 但分析风速相对于高度计风速偏离较小. 这表明, 在有辐散风场中, 反问题的正则化方法及散度弱约束方案有明显效果.

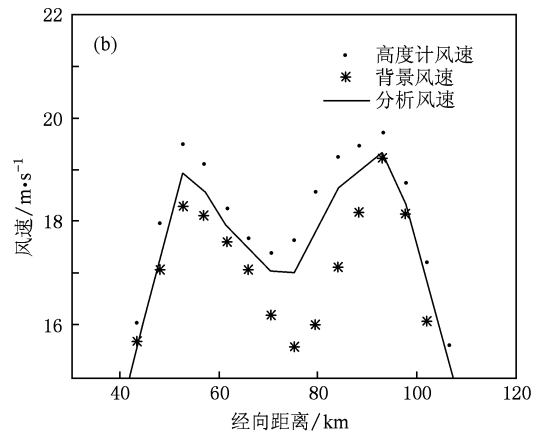
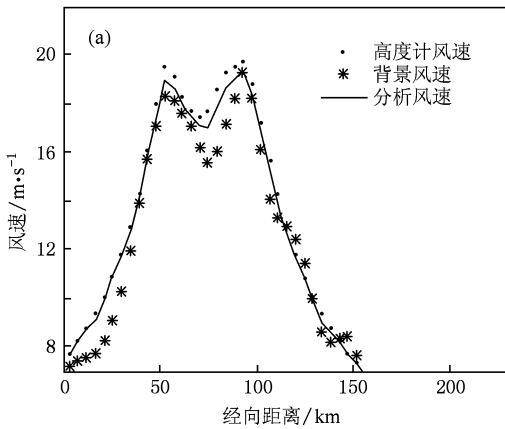


图 5 有辐散情形下高度计路径上的风速 (a) 经向距离 $0\text{--}150\text{ km}$, (b) 经向距离 $42\text{--}105\text{ km}$

将图 2 所示风场分成 A 区和 B 区两个区, 其中 A 区为距离高度计轨迹比较远的风场区域, B 区为高度计扫过的风场区域. 下面对整体有辐散风场以及 A 区有辐散风场和 B 区有辐散风场的调整结果进行敏感性分析. 取 $\varepsilon = 1, 3, 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 将背景风场和分析风场分别与理想有辐散风场进行比较, 得出相应的均方根误差, 结果如表 6—表 8 所列, 其中 e_{d}^{bu} 为有辐散背景风场经向分量均方根误差, e_{d}^{bv} 为有辐散背景风场纬向分量均方根误差, e_{d}^{au} 为有辐散分析风场经向分量均方根误差, e_{d}^{av} 为有辐散分析风场纬向分量均方根误差.

表 6 在不同振幅扰动情形下整体有辐散风场的背景风场和分析风场相对于理想风场的均方根误差

$\varepsilon/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{bu}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{bv}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{au}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{av}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
1	0.4440	0.4381	0.4296	0.4328
3	1.3655	1.1325	1.2767	1.1091
5	2.2366	2.1935	2.1366	2.1669

表 7 在不同振幅扰动情形下 A 区有辐散风场的背景风场和分析风场相对于理想风场的均方根误差

$\varepsilon/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{bu}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{bv}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{au}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{av}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
1	0.3922	0.4848	0.3916	0.4848
3	1.2274	1.3008	1.2267	1.3005
5	2.1331	2.4320	2.1325	2.4319

表 8 在不同振幅扰动情形下 B 区有辐散风场的背景风场和分析风场相对于理想风场的均方根误差

$\varepsilon/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{bu}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{bv}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{au}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$e_{\text{d}}^{\text{av}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
1	0.4870	0.3190	0.4560	0.2990
3	1.6511	0.9146	1.4240	0.8236
5	2.2368	1.5732	1.8958	1.4668

从表 6—表 8 可知, 随着 ε 的增大, 分析风场的均方根误差也随之增大. 当 $\varepsilon = 1, 3, 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 分析风场经向分量和纬向分量的均方根误差均比背景风场经向分量和纬向分量的均方根误差小, 体现

了高度计风速对背景风场调整的积极作用. 在 A 区, 分析风场经向分量和纬向分量的均方根误差与背景风场经向分量和纬向分量的均方根误差基本相同, 即当高度计的轨迹远离关注区域时, 本文所提出的变分结合正则化方法调整效果不明显. 由于高度计轨迹经过 B 区, 同时 B 区也是风速变化最大的区域, 所以 B 区比 A 区的风场调整效果更为明显. 从整体有辐散风场的调整结果(表 6)可以看出, 背景风场得到明显改善. 由此可知, 利用本文方法对有辐散风场的调整是有效的.

6. 高度计后向散射截面存在误差时风场调整的敏感性分析

由于反演方法和数据量的不同, 从 1981 年至今已发展出很多高度计的风速反演算法. 1981 年, Brown 等^[19]利用 GEOS-3 搭载的高度计后向散射截面与 184 个浮标资料进行拟合并提出 Brown 三段风速反演算法, 随后文献[20—25]分别通过高度计后向散射截面与浮标、散射计或数值模式资料的对比得出统计反演算法, Zhao 等^[26]提出物理反演算法进行海面风速的反演, 文献[27]还考虑了有效波高对风速反演的影响. MCW 算法是 ERS-1, ERS-2 和 Topex/Poseidon 等高度计的业务运行算法, 由于该算法具有较高的运行效率和精度, 所以本文采用 MCW 算法来考察高度计后向散射截面的误差对风场调整结果的影响. 在考虑有效波高后进行仿真试验会比较复杂, 因而在本文模拟试验中暂不考虑有效波高对调整结果的影响.

下面针对高度计后向散射截面存在误差的情况, 对无辐散背景风场调整结果进行敏感性分析, 具体研究流程如图 6 所示. MCW 算法的均方根误差为 $1.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 其误差来源可能有多种, 例如模式误差、后向散射截面误差等, 下面仅考虑后向散射截面误差.

理想的高度计后向散射截面 σ^i 与添加随机扰动后的高度计后向散射截面 σ^o 的分布如图 7 所示. 从图 7 可以看出, $\sigma^i = 10.1 \text{ dB}$, 对 σ^i 进行扰动后(这里仅考虑最大扰动振幅为 1 dB 的情况)得出的 σ^o 最大偏差可达 1 dB, 相应的风速偏差如图 8 所示. 从图 8 可以看出, 当背景风速等于 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 高度计风速与背景风速之差最大值可达 3.5952

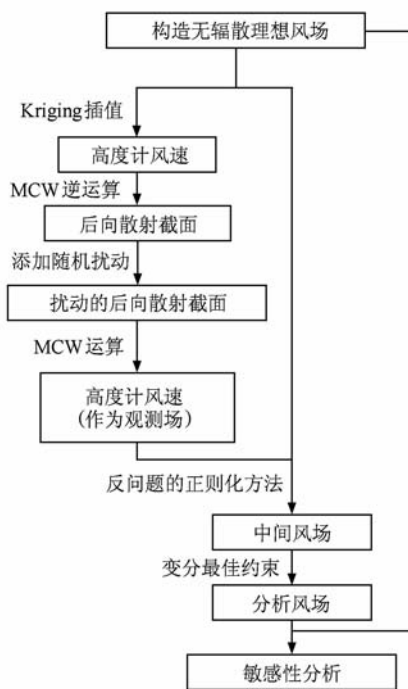


图 6 高度计后向散射截面存在误差时的研究流程

$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 统计得到高度计风速的均方根误差为 $1.8269 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. 假设对无辐散背景风场不作扰动, 即 $(u_{nd}^b, v_{nd}^b) = (u_{nd}^i, v_{nd}^i)$, 在这种情况下利用反问题的正则化方法并进行变分分析后可知, 分析风场由于计入高度计后向散射截面随机扰动而有小幅度扰动, 但不明显. 高度计后向散射截面受扰动后, 针对整体无辐散风场以及 A 区无辐散风场和 B 区无辐散风场, 计算了各个风场经向分量和纬向分量相对于理想风场经向分量和纬向分量的均方根误差, 所得结果如表 9 所列. 从表 9 可知, 当高度计后向散射截面存在误差时, 沿轨区域的均方根误差稍大一些, 远离沿轨区域的均方根误差稍小一些, 整体的

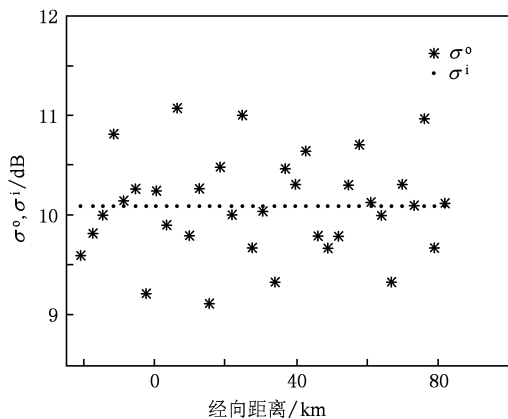


图 7 σ^o 和 σ^i 的分布

风速误差仅在 $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 级. 所以, 高度计后向散射截面误差对风场调整结果的影响很小.

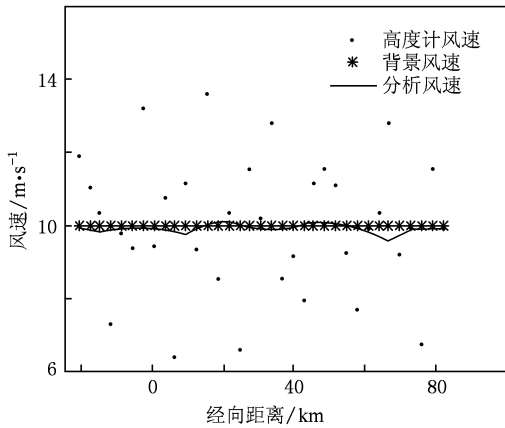


图8 无辐散情形下 σ^i 受扰动后高度计路径上的风速

表9 在 σ^i 受扰动后无辐散情形下背景风场和分析风场相对于理想风场的均方根误差

	$e_{nd}^{bu}/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{bv}/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{au}/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	$e_{nd}^{av}/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
整体区域	0.0000	0.0000	0.0333	0.0420
A 区	0.0000	0.0000	0.0052	0.0032
B 区	0.0000	0.0000	0.0540	0.0694

7. 实例分析

以 2006 年 9 月 16 日 00 时的美国国家环境预报中心 (NCEP) 资料为初始时刻, 利用数值模式积分 194 min, 得出的结果即为背景风场, 其分辨率为 54 km, 如图 9 所示. 该风场为非对称台风风场, 且风场左下角区域风速偏小. 选取 Jason-1 高度计的第 172 圈第 240 轨风场资料, 该风场刚好扫过珊瑚台风风速极大值区. 利用 Vandemark-Chapron 算法^[24] 计算得到高度计风速作为观测风场 (由于 Vandemark-Chapron 算法适用于 $0-20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的风速, 所以将 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的风速予以剔除), 采用反问题的正则化方法并进行变分调整, 得出高度计路径上高度计风速、背景风速和分析风速, 结果如图 10 所示. 从图 10 可以看出, NCEP 资料经数值模式积分的结果与高度计风速偏离很大, 调整后的分析风速明显与高度计风速更为接近, 在北纬 22.9° 和 25.8° 附近, 背景风速明显偏离高度计风速, 分析风速受到背景风速的影响略偏向背景风速. 若以高度计风速为真实风速, 背景风速均方根误差为 $2.3964 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 而分析风速均方根误差降低到 1.2905

$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 即背景风速明显得到改善, 进一步证明了本文风场调整方法有效. 而高度计风速曲线的振荡较明显, 可能是由后向散射截面误差或模式误差所致, 但经调整后的分析风速曲线较平滑 (在北纬 24° 与 25° 之间的折线是由于剔除了其间大于 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的风速的缘故), 且与高度计风速的总体趋势相同, 说明高度计后向散射截面存在误差时对调整结果影响不明显.

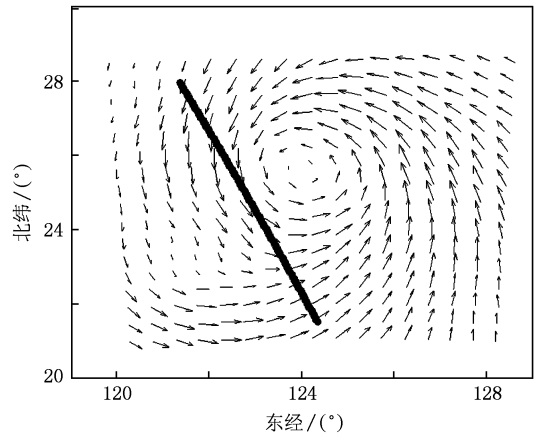


图9 2006 年 9 月 16 日 3 时 14 分珊瑚台风风场及高度计路径

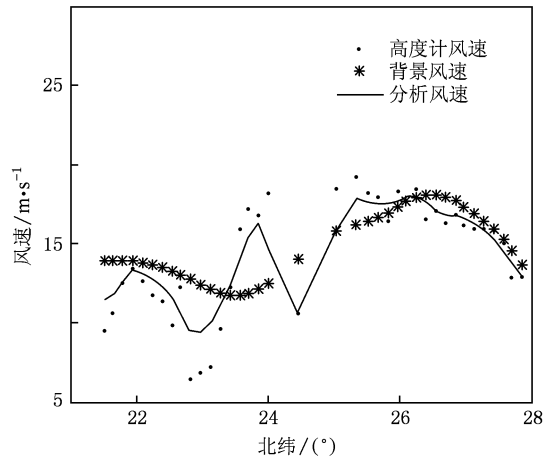


图10 珊瑚台风高度计路径上的风速

8. 结 论

在总结国内外研究工作的基础上, 针对高度计风速调整海面风场这一问题提出了变分结合正则化的新方法, 并进行了数值模拟试验和实例分析. 首先, 在无辐散风场和有辐散风场两种情形下进行

了数值模拟试验,数值模拟结果表明,高度计风速对背景风场的调整有积极作用,高度计沿轨区域风场调整效果明显,远离高度计沿轨区域效果次之.然后,对高度计后向散射截面进行了敏感性试验,当高度计后向散射截面存在扰动时,整体风场受扰动的幅度较小,这说明利用本文方法调整的风场具有较强的抗噪性.最后,利用 Jason-1 高度计风速资

料对珊瑚台风进行了具体个例的分析试验,进一步证实了高度计风速资料对背景风场的调整是可行而有效的.

本文所使用的高度计资料取自美国宇航局喷气动力实验室,使用的珊瑚台风风场数据由解放军理工大学袁炳博士提供,在此谨表谢意.

- [1] He Y J, Chen G, Guo P F, Wang H Y 2002 *Altimeter Research and Application on Oceanic Remote Sensing* (Beijing: Science Press) p111 (in Chinese) [何宜军、陈 戈、郭佩芳、王海瑛 2002 高度计海洋遥感研究与应用(北京:科学出版社)第 111 页]
- [2] Fedor I S, Brown G S 1982 *J. Geophys. Res.* **87** 3254
- [3] Zieger S, Vinoth J, Young I R 2009 *J. Atmos. Ocean. Tech.* **26** 2549
- [4] Wanninkhof R 1992 *J. Geophys. Res.* **97** 7373
- [5] Jacques S, Francis G, Alain M 1993 *J. Atmos. Ocean. Tech.* **10** 880
- [6] Chen G 2002 *J. Atmos. Ocean. Tech.* **19** 1849
- [7] Ruchi K, Deo M C 2007 *Coastal Eng.* **54** 187
- [8] Hirota S, Sean A M, Zimmerman D A, Timothy C C 2005 *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* **19** 71
- [9] Jouhaud J C, Sagaut P, Labeyrie B 2006 *J. Fluids Eng.* **128** 847
- [10] Cardinali C, Pezzulli S, Anderson E 2004 *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **130** 2767
- [11] Tikhonov A N, Arsenin V Y 1977 *Solutions of Ill-Posed Problems* (Washington: Winston V H and Sons Press) p46
- [12] Huang S X, Wu R S 2001 *Methods of Mathematical Physics in Atmospheric Science* (Beijing: China Meteorological Press) p422 (in Chinese) [黄思训、伍荣生 2001 大气科学中的数学物理问题(北京:气象出版社)第 422 页]
- [13] Cai Q F, Huang S X, Gao S T, Zhong K, Li Z Q 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 3912 (in Chinese) [蔡其发、黄思训、高守亭、钟 科、李自强 2008 物理学报 **57** 3912]
- [14] Huang S X, Sheng Z 2006 *Acta Phys. Sin.* **55** 6720 (in Chinese) [黄思训、盛 峥 2006 物理学报 **55** 6720]
- [15] Li J, Huang S X 2001 *Sci. China D* **31** 70 (in Chinese) [李俊、黄思训 2001 中国科学 D **31** 70]
- [16] Sasaki Y K 1969 *J. Meteor. Soc. Jpn.* **49** 115
- [17] Lin M S 2000 *J. Remote Sens.* **4** 61 (in Chinese) [林明森 2000 遥感学报 **4** 61]
- [18] Huang S X, Cai Q F, Xiang J, Zhang M 2007 *Acta Phys. Sin.* **56** 3022 (in Chinese) [黄思训、蔡其发、项 杰、张 铭 2007 物理学报 **56** 3022]
- [19] Brown G S, Stanley H R, Roy N A 1981 *IEEE J. Oceanic Eng.* **6** 59
- [20] Chelton D B, McCabe P J 1985 *J. Geophys. Res.* **90** 4707
- [21] Chelton D B, Wentz F J 1986 *J. Geophys. Res.* **91** 14250
- [22] Witter D L, Chelton D B 1991 *J. Geophys. Res.* **96** 8853
- [23] Young I R 1993 *J. Geophys. Res.* **98** 20275
- [24] Gourrion J, Vandemark D, Bailey S, Chapron B, Gommenginger G P, Challenor P G, Srokosz M A 2002 *J. Atmos. Ocean. Tech.* **19** 2030
- [25] Chen G, Chapron B, Ezraty R, Vandemark D 2002 *J. Geophys. Res.* **107** 3226
- [26] Zhao D L, Toba Y 2003 *J. Oceanogr.* **59** 235
- [27] Yang L, Lin M S, Zou J H, Li Z H, Pan D L 2008 *Acta Oceanol. Sin.* **27** 49

A new approach to adjusting sea surface wind using altimeter wind data by variational regularization method*

Jiang Zhu-Hui Huang Si-Xun[†] Du Hua-Dong Liu Bo

(*Institute of Meteorology, University of Science and Technology of
Chinese People's Liberation Army, Nanjing 211101, China*)

(Received 31 January 2010; revised manuscript received 13 June 2010)

Abstract

To adjust non-divergent and divergent background wind fields by altimeter wind data, a novel approach, the variational regularization method, is presented. Numerical simulation results show that it is positive to use altimeter wind speed to adjust the background wind field, particularly effective in the altimeter track region. At the same time, the radar backscattering cross-section sensitivity is evaluated, when the backscattering cross-section contains noise, and the result proves that the above method can be used to suppress the noise. Finally, a real case shows that the above method is feasible and effective. This approach is an effective and reliable method of using the altimeter wind data to adjust the sea surface wind.

Keywords: altimeter, Kriging interpolation, Tikhonov regularization, wind adjustment

PACC: 9260G, 9410J

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 40775023).

[†] Corresponding author. E-mail: huangxp@yahoo.com.cn