

一种初始方程中应用实测风进行 风场初值化的方法^{*}

沈 如 金

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

提 要

本文提出一种利用实测风场、高度场、温度场和地面三小时气压变化资料, 考虑风场和质量场之间基本满足准地转平衡关系, 大气具有准无辐散性, 但又保留一部分与地面气压变化相应散度的地转偏差, 将以实测的等压面风场插到 σ 坐标的风场进行订正的初值化方法, 并用一个单时资料进行初步试验, 文中还对风场初值化问题进行了讨论。

关键词: 数值预报; 风场; 初值化。

一、引 言

目前数值天气预报模式中风场初值化方法可以归纳成两类: 一类是由质量场求风场, 如根据高度场, 借助某种平衡关系求得风场, 这种方法可以使求得的风场与质量场之间满足一定的平衡关系, 但同时失去许多实测风场的信息, 而这些信息对于天气系统的发展往往是非常重要的; 另一类是利用实测风场, 由于人们愈来愈明显认识到风场信息在预报中的重要性和实测风的可利用性^[1,2], 因此, 实测风资料无论在天气诊断分析和数值天气预报中得到广泛的应用, 但如同通常气象观测资料既包含各种尺度大气运动的信息, 又不可避免地包含观测误差一样, 实测风场资料也包含一定的误差, 这些误差反映了一些虚假的大气运动信息, 在非气压坐标系(如 σ 坐标)的数值预报模式中, 借助于某种数学公式将观测的等压面上风场插到这些坐标中去, 又可能产生一些新的误差, 如果对这些风场不作适当的处理, 直接用作模式的初始场, 则在模式积分过程中便可能出现不协调、计算不稳定或者虚假的预报结果, 因此, 要求对实测风场进行初值化处理, 目前, 人们在这方面已作了不少研究, 提出一些初值化方法, 如正交模态初始化方法^[4,5], 整层无辐散处理^[6], 使用平衡方程和 ω 方程的方法^[7], 有限导数法^[8]等, 取得一定的成功, 但实际大气中风场的初值化比高度场和温度场初值化复杂, 目前风场初值化方法往往较多考虑风场本身特点, 用单时间风场资料, 在单点气柱内进行, 而对于实际大气的特点, 风场和质量场之间的准平衡关系考虑较少, 作者等曾指出^[9], 风场初值化不仅取决于风场本身随高度的分布, 还同时与别的气象要素(如高度场、温度场)的水平分布有关, 是一个多要素、三维、有时间演变的综合插值问题, 本文提出一种利用实测风场、高度场、温度场和地面三小时变压资料, 考虑风场和质量场之间基本满足准地转

1989年5月29日收到, 1990年1月19日收到再改稿。

^{*} 本文为国家“七五”科技攻关项目“中期数值天气预报研究”的子课题。

平衡关系, 大气具有准无辐散性, 但又保留一部分与地面气压变化相应散度的地转偏差, 将从实测等压面风场插到 σ 坐标的风场进行订正的风场初值化方法, 并用一个单时资料在一个有限区域预报模式范围内进行了试验.

二、方法的概述

由于风场初值化是一个多要素三维综合插值问题, 因此, 在本文提出的风场初值化方法中, 不仅输入实测的等压面上风场资料 (u_p, v_p) , 而且同时输入实测高度场和温度场资料 (φ_p, T_p) 以及地面三小时气压变化 (Δp_3) .

1. 风场初值化第一猜值的计算

作者等曾在气象要素垂直插值问题的研究中指出^[9], 即使是最简单的地转风, 其垂直廓线不仅取决于高度场随高度变化的特征, 而且还取决于温度场和气压场的水平梯度, 因为风速大小与气压梯度和温度场的水平梯度有密切的关系. 实际大气中包含着地转偏差, 风场插值就更复杂了, 但我们总可以选取某种关系或用某种方法, 如取以 $(\ln p)^2$ 形式的拉格朗日插值公式

$$d = a_1 (\ln p)^2 + b_1 \ln p + c_1, \quad (1)$$

将等压面上的风场 (u_p, v_p) 进行插值, 得到 σ 面上的风场 (u_σ, v_σ) , 作为风场初值化的第一猜值. (1)式中的系数 a_1, b_1, c_1 由实测风资料计算得到. 显然, 由(1)式得到的 σ 面上的风场包含了原来的实测风信息和误差, 又包含了因插值计算引起的误差.

2. σ 面上地转风的计算

观测表明, 实际大气中风场和质量场之间存在着准地转的平衡关系, 这是风场初值化应该满足的一个基本平衡要求, 也是本方法遵循的基本原则之一.

作者等在研究温度初值化工作中^[10], 得到利用实测温度场, 配合合适的垂直插值方案, 可得比较接近实测温度的廓线; 同时, 根据温度场和高度场之间的准静力平衡的特点, 决定相应的高度场插值公式, 由此得到的高度场廓线与实际大气的相吻合, 并且由此计算的气压梯度力的误差也较小. 本文试验取温度场和高度场分别以 $\ln p$ 和 $(\ln p)^2$ 关系的拉格朗日插值公式将 p 坐标上的温度场和高度场插到 σ 坐标上, 得到 T_σ 和 φ_σ :

$$T_\sigma = a_2 \ln p + b_2, \quad (2)$$

$$\varphi_\sigma = a_3 (\ln p)^2 + b_3 \ln p + c_3. \quad (3)$$

显然, 由此得到的 T_σ 和 φ_σ 之间是满足准静力平衡的.

根据前面计算得到的 T_σ 和 φ_σ , 可以得到 σ 面上的地转风 $\vec{V}_\sigma(u_\sigma, v_\sigma)$, 为简便计, 略去下标 σ .

$$\begin{cases} f v_\sigma = \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{RT}{p + p_t/\sigma} \frac{\partial p_\sigma}{\partial x}, \\ -f u_\sigma = \frac{\partial \varphi}{\partial y} + \frac{RT}{p + p_t/\sigma} \frac{\partial p_\sigma}{\partial y}, \end{cases} \quad (4)$$

这里, $\sigma = (p - p_t)/p_\sigma$, $p_\sigma = p_s - p_t$, p_s 是地面气压, p_t 是模式大气顶的气压. 这部

地转风体现了风场和质量场之间的基本平衡关系, 应是风场的基本部份, 保留在调整后的风场中.

此外, 我们可以在 σ 坐标中计算原 p 坐标中风的散度和地转风散度. 已经证明^[10], 如果在模式格点附近小范围内计算时, 不考虑科里奥利参数 f 随纬度的变化, 则在 σ 坐标中计算的原 p 坐标中地转风散度也是无辐散的, 即

$$\text{div}_p \cdot \vec{V}_g = \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \right)_\sigma + \left(\frac{\partial v_g}{\partial y} \right)_\sigma - \frac{\sigma}{p_*} \left(\frac{\partial p_*}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial \sigma} + \frac{\partial p_*}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial \sigma} \right) = 0. \quad (5)$$

但在实际计算时, 上述地转风仍存在着一定误差, 并不完全满足准无辐散特点, 在后面分析中还将进一步讨论.

3. σ 面上地转偏差及其订正

由前面插值得到的 σ 面上风场的第一猜值 $\vec{V}_\sigma$ 和根据质量场 (φ, T) 计算得到的 σ 面上地转风 $\vec{V}_g$, 可以求得 σ 面上的地转偏差 $\vec{V}'$,

$$\vec{V}' = \vec{V}_\sigma - \vec{V}_g. \quad (6)$$

显然, $\vec{V}'$ 中包含着相当的误差, 而地转风 $\vec{V}_g$ 被认为是应保留的风的基本部分, 并认为有相当的精度, 在后面的对风场调整时不再作修正, 因此, 风场初值化问题变成根据一定要求的对 $\vec{V}'$ 进行的订正. 对于 $\vec{V}'$ 的订正有不同的方法, 目前使用比较广泛的是由 Anthes 等提出的整层无辐散处理^[6]. 最近黄亚辉提出利用实测地面三小时变压, 通过连续方程对初始风场作调整^[11]. 因为地面气压场的变化部分反映了天气系统变化的特点, 提供了系统的时间演变特征, 在实际天气预报中, 地面气压三小时(或24小时)变化是一个有意义的预报指标, 因此, 选用实测地面三小时变压资料作为订正的参考量, 即由风场计算的整层质量通量散度所引起的地面气压变化恰好等于地面气压变化的实测值, 这样订正得到的风场是满足大气准无辐散特征的. 我们这里对 $\vec{V}'$ 进行订正的方法与黄亚辉的方法相似, 但订正的对象和具体方法有区别.

因为本文试验是在 σ 坐标进行的, 因此, 处理时先把风场转换成质量通量形式, 令

$$\begin{aligned} \overline{\vec{V}}_\sigma &= \frac{p_*}{m} \vec{V}_\sigma, \\ \overline{\vec{V}}_g &= \frac{p_*}{m} \vec{V}_g, \\ \overline{\vec{V}}' &= \frac{p_*}{m} \vec{V}', \end{aligned} \quad (7)$$

这里, m 为地图投影系数, $\overline{\vec{V}}_\sigma = \overline{\vec{V}}_g + \overline{\vec{V}}'$.

由 σ 坐标中连续方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_*}{\partial t} &= -m^2 \int_0^1 \left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V}}{\partial y} \right) d\sigma = -m^2 \int_0^1 \left\{ \left(\frac{\partial \overline{U}_g}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V}_g}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial \overline{U}'}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V}'}{\partial y} \right) \right\} d\sigma \\ &= -m^2 \sum_k D_k \cdot \Delta \sigma_k = -m^2 \sum_k (D_g)_k \cdot \Delta \sigma_k - m^2 \sum_k D'_k \cdot \Delta \sigma_k, \end{aligned} \quad (8)$$

这里, $D = \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial y}$, $D_s = \frac{\partial \bar{U}_s}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}_s}{\partial y}$, $D' = \frac{\partial \bar{U}'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}'}{\partial y}$, 它们都不是 σ 坐标中相应风的散度, 而是与水平质量通量有一些联系的某种辐散辐合的表达形式, 但我们在本文中仍借用“散度”这个术语, 在下面行文中使用“水平质量通量散度”来表示. 显然, $D_s \neq 0$, 与 σ 坐标中计算的 p 坐标地转风散度也不同.

若模式中垂直分层的厚度相等, 则 (8) 式可改写成

$$-m^2 \Delta \sigma \sum_k D_k' = \frac{\partial p_s}{\partial t} + m^2 \Delta \sigma \sum_k (D_s)_k. \quad (9)$$

由于假定地转风在调整中保持不变, 调整只是对地转偏差部分进行订正. 由 (9) 式可见, 可以根据实测的地面气压变化和由计算的地转风所引起的水平质量通量的散度对地转偏差引起的气柱水平质量通量的散度进行订正. 如果假定大气是整层无辐散的, 则 $\partial p_s / \partial t = 0$, 调整后由地转偏差引起的气柱水平质量通量散度总和为

$$\sum_k \tilde{D}_k' = -\sum_k (D_s)_k. \quad (10)$$

在本试验中, 假定由风场计算的整层质量通量散度引起的地面气压变化等于实测的地面气压变化, $\partial p_s / \partial t = (\partial p_s / \partial t)_{\text{obs}}$, 则调整后的由地转偏差引起的气柱水平质量通量散度总和为

$$-m^2 \Delta \sigma \sum_k \tilde{D}_k' = \left(\frac{\partial p_s}{\partial t} \right)_{\text{obs}} + m^2 \cdot \Delta \sigma \sum_k (D_s)_k = A, \quad (11)$$

在 (10)、(11) 式中, $\tilde{D}'$ 为经订正的地转偏差所引起的水平质量通量的散度.

另一方面, 由风场第一猜值 $\bar{V}_s$ 和地转风 $\bar{V}_g$ 得到的地转偏差 $\bar{V}'$ 直接计算的气柱水平质量通量散度总和为

$$-m^2 \Delta \sigma \sum_k D_k' = -m^2 \cdot \Delta \sigma \sum_k \left(\frac{\partial \bar{U}'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}'}{\partial y} \right) = A_{\text{计算}}. \quad (12)$$

由此得到整层水平质量通量散度和的误差为

$$\begin{aligned} R = A_{\text{计算}} - A &= -m^2 \cdot \Delta \sigma \sum_k D_k' - \left[\left(\frac{\partial p_s}{\partial t} \right)_{\text{obs}} + m^2 \cdot \Delta \sigma \sum_k (D_s)_k \right] \\ &= -m^2 \cdot \Delta \sigma \sum_k D_k' - \left(\frac{\partial p_s}{\partial t} \right)_{\text{obs}}, \end{aligned} \quad (13)$$

这也是通过调整要滤去的整层水平质量通量的散度值. 这个值在垂直方向的分配, 黄亚辉认为^[11], 风的观测误差在对流层高层较大, 同时对流层低层包含的大气运动信息较多, 精度较高, 因此只对模式最高一层作订正. 这种做法比较绝对了一些. 比较合理的作法是对流层上部订正值相对大一些, 对流层低层取小一些. 这里我们引入一个分配函数 $\alpha(k)$, 满足

$$\sum_k \alpha(k) = 1. \quad (14)$$

由此得到调整后各层水平质量通量散度的订正公式为

$$\tilde{D}' = D_k + \frac{\alpha(k)}{m^2 \cdot \Delta\sigma} (A_{\text{修正}} - A). \quad (15)$$

由(15)式求得的订正后地转偏差引起的气柱水平质量通量散度和是满足(11)式的。

4. 地转偏差 $\tilde{V}'$ 订正的具体方法

流体力学中, 对于任何一个矢量都可以分解成两部分——旋度部分和散度部分。前面地转偏差质量通量 $\tilde{V}'$ 也可以分成两部分,

$$\tilde{V}' = \tilde{V}_\psi + \tilde{V}_\chi = \tilde{k} \Delta \nabla \psi - \nabla \chi, \quad (16)$$

这里, ψ 是流函数, χ 是势函数。 $\tilde{V}_\psi$ 是 $\tilde{V}'$ 的旋度部分, 这部分对于水平质量通量的散度是无辐散的, 对风场散度影响相对也较小, 因此, 假定在调整时保持不变; $\tilde{V}_\chi$ 是 $\tilde{V}'$ 的散度部分, 也是主要部分。对风场散度场的影响, 主要是 $\tilde{V}_\chi$ 的作用。大气中各种误差也主要包含在 $\tilde{V}_\chi$ 中, 需要通过订正部分或全部予以消除。

在调整前

$$\tilde{V}' = \tilde{V}_\psi - \tilde{V}_\chi = \tilde{V}_\psi + \tilde{V}_\chi, \quad (17)$$

调整时, $\tilde{V}_\psi$ 保持不变。经过调整, 得到订正后的地转偏差质量通量为

$$\tilde{\tilde{V}}' = \tilde{V}_\psi + \tilde{\tilde{V}}_\chi = \tilde{V}' - \tilde{V}_\chi + \tilde{\tilde{V}}_\chi, \quad (18)$$

这里 $\tilde{\tilde{V}}_\chi$ 为调整后的地转偏差质量通量的散度部分, 所以

$$\tilde{\tilde{V}}' - \tilde{V}' = -\tilde{V}_\chi + \tilde{\tilde{V}}_\chi = \nabla \chi - \nabla \tilde{\chi} = -\nabla (\tilde{\chi} - \chi). \quad (19)$$

设 $\Theta = \tilde{\chi} - \chi$, 则

$$\nabla \cdot \tilde{\tilde{V}}' - \nabla \cdot \tilde{V}' = -\nabla^2 \Theta, \quad (20)$$

或

$$\nabla^2 \Theta = -(\nabla \cdot \tilde{\tilde{V}}' - \nabla \cdot \tilde{V}') = -(\tilde{D}' - D'), \quad (20')$$

这里 D' 和 $\tilde{D}'$ 分别为调整前和经调整保留的由地转偏差引起的水平质量通量的散度, 可由前面一节计算得到。

给定计算区域 Θ 的边值, 即可由 Poisson 方程求得区域内的 Θ 值。在本试验中, 假定调整前后边界上 χ 值不变, 这可能比解一般 Poisson 方程假定边界上速度势的值为零更有物理意义。因为 Θ 不是速度势本身, 而是调整前后速度势的差。求得 Θ 以后, 由(19)式得

$$\tilde{\tilde{V}}' = \tilde{V}' - \nabla \Theta, \quad (21)$$

这就是经订正的地转偏差的质量通量。将质量通量形式转成风场, 加上原来的地转风, 即得经初值化处理的风场。

综上所述, 本文提出的风场初值化方法, 是将一个多要素 ($\tilde{V}, \varphi, T, \Delta p_s$) 三维综合插值订正取代一般实测风单要素、单点资料进行插值处理的方法, 且考虑了它们的水平和垂直分布特征和实际大气中它们之间存在着的准平衡关系的风场初值化方法。温度场和高度场之间满足准静力平衡, 风场既保留了与质量场平衡的地转风, 又包含了部分地转偏差, 它所引起的整层水平质量通量散度之和与实测地面气压变化和地转风水平质量通量散度和相适应。这样, 在初始风场中由观测误差和插值误差引起的散度场误差得以较大纠正, 从而避免大幅度的重力外波和地面气压振荡, 有可能使模式预报结果特别是预报初期的

1. 地面三小时变压场

图1是由前面风场第一猜值计算的地面三小时变压分布,可见未经订正、直接由等压面插到 σ 坐标的风场资料包含很大的误差,由此计算得到的地面三小时变压分布很不规则,其中心值可达 ± 100 hPa左右,与实测地面三小时变压(图2)有很大的差异。我们还用以 $(\ln p)^3$ 形式的拉格朗日插值公式和用降低实际地形高度一半等方案进行相似试验,得到的地面三小时变压分布和中心值与图1相似。经本文提出的对风场水平质量

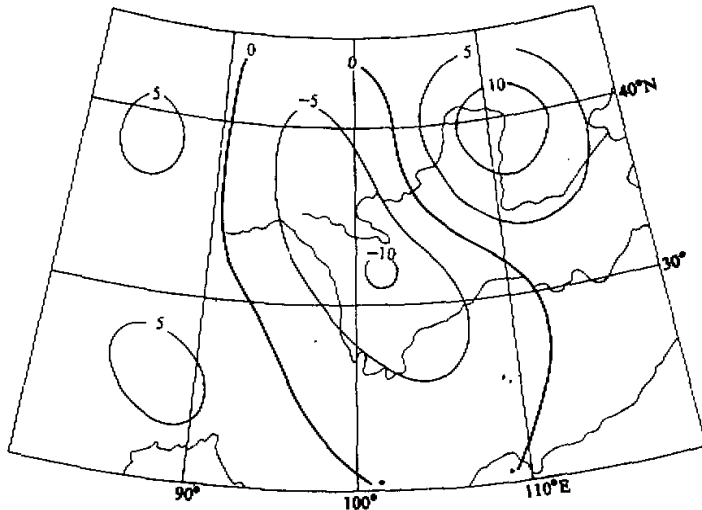


图3 由调整后风场计算的地面三小时变压分布(单位: hPa)

通量散度进行订正,用订正后的水平质量通量散度计算的地面三小时变压(图略)与实测值完全一致,即图2。根据订正后的风场水平质量通量散度,我们可进一步求得调整后的风场。本文采用Poisson方程,根据订正前后的地转偏差质量通量散度求解调整前后速度势的差,即(20)式,进而求得调整后的风场。这时,由于Poisson方程求解方案所引起的误差,由调整后风场计算的质量通量散度与原经订正的质量通量散度是不同的,由此计算的地面三小时变压又会出现一些误差(图3)。与图1相比较,它的分布和中心值方面有了明显的改进,但与实测地面三小时变压(图2)相比较,仍存在一定的差异。

2. 单站风速廓线

我们在试验区域内选取邻近模式格点附近有高空探空资料的16个台站,对它们的实测风廓线、第一猜值风廓线、地转风、调整前后的地转偏差风廓线进行比较,发现输入的格点风和经插值得到的第一猜值风廓线与格点附近台站的实测风廓线基本一致;大部分格点的地转风分量(u_g, v_g)廓线与格点风廓线的趋势也基本一致,地转偏差相对较小,尤其是中、高纬度和对流层中、上层这种特征更明显;但也有少部分格点,一个地转风分量与实测风分量较为接近,另一个地转风分量(往往是经向风分量)与实测风分量有较大的差异;个别格点地转风与实测风偏离较大,地转偏差反而成为风的基本部分,

这种情况往往出现在位置偏南、地形复杂或高原的对流层低层。图4给出银川、汉口、拉萨三台站的风廓线,比较有代表性地反映了上述情况。在图上可以看到地转偏差的订正值一般是不大的,本试验中,垂直分配函数取0.30, 0.25, 0.15, 0.10, 0.10, 0.10分布,得到对流层下部地转偏差订正值在 $0.1 \sim 0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间,高层为 $0.5 \sim 2.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。但由于水平质量通量散度和地面三小时变压的改变对风场改变是很敏感的,因此,由此引起的各层水平质量通量散度的改变比较大(图略),图1和图3地面三小时变压的明显改变也说明了这一点。

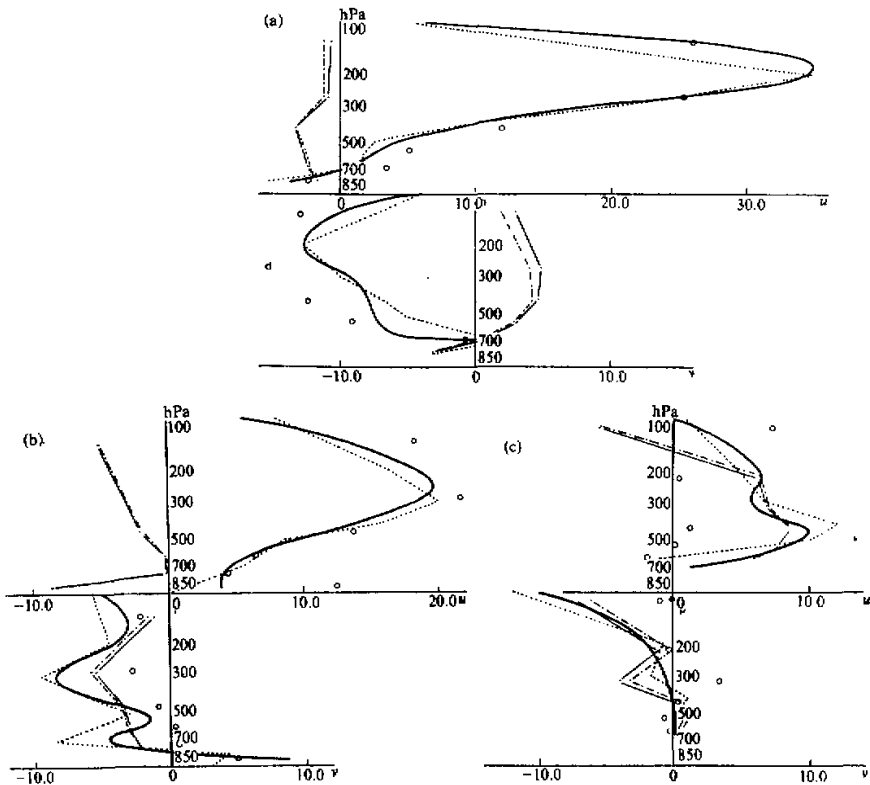


图4 单站风速廓线和测站附近格点的计算风廓线

上部为 u 分量,下部为 v 分量;点线为风实测值,粗实线为格点风的第一端值,“o”为相应 σ 面上的地转风,细实线为订正后的地转偏差,点划线为订正后的地转偏差,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

(a) 银川, $38^{\circ}29' \text{N}$, $106^{\circ}13' \text{E}$; (b) 汉口, $30^{\circ}31' \text{N}$, $114^{\circ}23' \text{E}$; (c) 拉萨, $29^{\circ}40' \text{N}$, $91^{\circ}08' \text{E}$ 。

3. σ 面上计算的人为的地转风散度

前面已经指出,风场中地转风部分体现了风场与质量场之间基本平衡关系,是风场基本部分,而且在调整时保持不变,因此,本文风场初值化方法特别强调要求计算的地转风能比较真实地反映大气实际情况。这就需要对初始高度场和温度场资料,对由它们计算的地转风进行检验。如果初始输入的高度场和温度场资料中有较大的误差(包括观

测、分析、插值误差), 则计算的地转风误差较大, 而这些误差又被认为是“正确”的信息保留下来, 则肯定影响地转偏差及其订正, 最后调整的风场依然保留了这些视为“正确”的错误信息。作者等曾提出一种检验初值资料的方法^[10], 这就是在 σ 坐标上计算原 p 坐标上的地转风散度。如果不考虑科里奥利参数在格点附近小范围内的变化, 这个地转风也是无辐散的, 因此, 任何初始地转风散度都是作为人为扰动影响模式大气的。如果这部分散度值很大(如达到天气尺度系统所具有的量级)或分布很不规则, 则必须检查初始高度场和温度场资料, 并加以适当的调整。图5是本试验例子计算的第1、3、5层(大致相当于对流层高层、中层和低层)的地转风散度, 一般来说, 平原地区和高原腹地其值都比较小, 在 $\pm 1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以内, 高原边缘陡度较大地区其值较大, 但也未超过 $\pm 2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 而且范围很小, 结合前面单站风速廓线的分析, 说明这个试验例子的输入资料和计算的地转风是比较合理的。

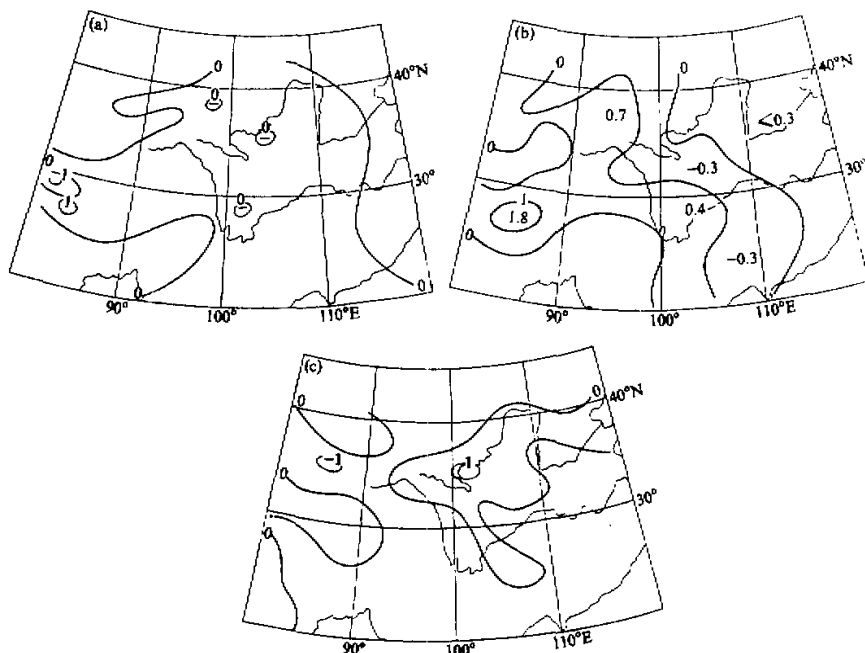


图5 试验例子计算的 σ 面上地转风散度(单位: 10^{-5} s^{-1})

(a) 第1层; (b) 第3层; (c) 第5层。

应该指出, 上述风场初值化方法主要适用于天气尺度系统, 对中小尺度系统则不适用。这是因为天气尺度系统要求基本满足准静力平衡和准地转(梯度风)平衡的关系, 而中尺度系统对风-压场关系, 即使在边界层以上也是超地转(梯度)风平衡的, 小尺度系统则主要是非静力平衡的^[12], 因此, 风场初值化问题更为复杂。

四、结语和讨论

本文提出一种利用实测风场、高度场、温度场和地面三小时变压资料, 将从等压面

风场插到 σ 坐标的风场进行订正的风场初值化方法，并用一个单时资料进行初步试验，得到：

(1) 实测风资料包含了大气运动的信息，但又不可避免地包含一定的误差，在非气压坐标系的数值预报模式中，因插值转换又可能产生一些新的误差，因此，初始风场中包含着一些虚假的大气运动信息，影响模式的计算和结果。用本文风场初值化方法处理的风场具有准无辐散特征，保留了与质量场平衡的地转风部分，又包含了一部分与地面变压相应散度的地转偏差，达到方案设计的基本要求。

(2) 本文风场初值化方法强调地转风计算的合理性，以保证风场的基本部分与质量场之间的平衡，因此，除了要求精度较高的实测风资料外，同时要求温度场和高度场的观测、分析和它们的插值公式有较高的精度，气压梯度力计算方案比较合理。如果地转风部分误差较大，在调整时又作为正确的信息保留下来，则必将影响地转偏差的计算和订正。尽管调整后的风场是准无辐散的，又保留了与质量场相平衡的地转分量，但由于这部分地转分量仍保留着较大的误差，大气可能仍不是准地转的。当然，实际大气在局部地区不一定是准地转的，这是需要进一步分析的。风场初值化中特别强调高度场和温度场资料的分析，是本文风场初值化方法不同于其它初值化方法的区别之一。

(3) 求解 Poisson 方程也是风场初值化中一个重要问题。虽然本文中解 Poisson 方程的边值处理更合乎物理意义，但求解得到的订正后的地转偏差仍会出现一些新的误差，使调整后风场引起的地面气压变化又有一些改变。我们在试验中曾采用不同的求解方案，发现结果有所不同，说明求解 Poisson 方程尚需做进一步工作。

(4) 本文风场初值化方案只对一次单时资料进行了试验，给出调整前后风场和地面三小时变压的差异。显然，方案是否合理，优越性如何，尚需作更多的试验和与别的初值化方法比较，并在实际的数值预报中检验，这是作者下一步所要做的。

致谢：在本工作中，纪立人教授提出了许多宝贵意见，作者在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] 曹庆存, 1977, 实测风场在数值天气预报中的应用, 大气科学, 第1卷, 第3期, 165—173.
- [2] 赵思雄、周晓平, 1984, 风场在预报暴雨发生中的作用, 大气科学, 第8卷, 第1期, 1—6.
- [3] Anthes, R. A., 1983, Regional models of the atmosphere in middle latitudes (Review), *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1306—1335.
- [4] Daley, R., 1981, Normal mode initialization, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 450—468.
- [5] Briere, S., 1982, Nonlinear normal mode initialization of a limited-area model, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1166—1186.
- [6] Washington, W. M. and D. P. Baumhefner, 1975, A method of removing Lamb waves from initial data for primitive equation models, *J. Appl. Meteor.*, 14, 114—119.
- [7] Miyakoda, K. and A. Rosat, 1977, One-way nested grid models; The interface condition and the numerical accuracy, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1092—1107.
- [8] Browning, G. et al., 1980, Initialization of the primitive equations by the bounded derivative method, *J. Atmos. Sci.*, 37, 1424—1436.
- [9] Shen, R-J. et al., 1986, Vertical interpolation of meteorological variables, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 123—134.

- [10] Shen, R-J. et al., 1987, On temperature initialization in primitive equation forecast models. *Advances in Atmospheric Sciences*, 5, No. 2, 195 — 208.
- [11] 黄亚辉, 1987, 中尺度天气数值预报中的初值试验研究——地面三小时变压资料的应用问题, 大气物理研究所研究生硕士毕业论文.
- [12] Pielke, R. A., 1987, The challenge of using mesoscale data in mesoscale models. *Mesoscale Analysis and Forecasting, Proceedings of an International Symposium, Vancouver, Canada, 17 — 19 August 1987*, 651 — 652.
- [13] Shen, R-J. et al., 1986, A simplified hydrodynamic mesoscale model suitable for use over high plateau regions. *Arch. Meteor. Geoph. Biocl., Ser. A*, 34, 251 — 296.

A New Approach for Wind Initialization Using the Observed Winds in Primitive Numerical Weather Prediction Equation

Shen Rujin

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029)

Abstract

A new approach for wind initialization using the observed wind, geopotential height, temperature and surface pressure change fields is presented in this paper, in which not only the quasi-geostrophic equilibrium between wind and pressure fields is essentially taken into account; but also certain geostrophic deviation associated with the surface pressure change is retained. It also takes into account the quasi-nondivergence of the atmosphere and revises the winds in σ -coordinates interpolated from the observed winds in p -coordinates. A preliminary test was conducted with a set of real-time data for verifying this technique. Some aspects of wind initialization were also discussed.

Key words: Wind field; Initialization; Numerical weather prediction.