

王曼,李华宏,段旭,等. WRF 模式三维变分中背景误差协方差估计. 应用气象学报,2011,22(4):482-492.

WRF 模式三维变分中背景误差协方差估计

王曼^{1)2)*} 李华宏³⁾ 段旭¹⁾ 刘建宇¹⁾ 符睿¹⁾ 陈新梅¹⁾

¹⁾(云南省气象科学研究所,昆明 650034)

²⁾(中国气象局成都高原气象研究所,成都 610071) ³⁾(云南省气象台,昆明 650034)

摘 要

利用 WRF 模式 2008 年 5—10 月逐日预报结果,通过 NMC 方法进行背景误差协方差(B)估计。给出其结构特征,进行单点数值试验,并利用不同 B 进行 1 个月的数值模拟试验,检验模拟降水效果。结果表明:通过单点数值试验验证估算的 B 结构合理。不同的 B ,资料同化过程差别较大,应用重新统计的 B ,同化效率更高,目标函数收敛更稳定。模式模拟降水预报效果有所差别,经过重新统计与预报模式区域和各种参数相匹配的 B ,模式预报效果在中雨及以上量级优于通用的 B 预报效果。因此,在应用三维变分同化系统时,重新统计 B 非常必要。

关键词: 背景误差协方差; 单点试验; 数值试验; WRF 模式

引 言

为了使更多的常规和非常规资料进入数值模式,得到更完美的初始场,通常有三维和四维变分同化方法,但由于四维变分同化计算量较大,对计算环境要求较高,且需要模式的切线和伴随模式,比较复杂,因此在国内实际业务应用较少。而三维变分同化具有计算要求不高,能直接同化非常规观测资料的优点,是目前在研究和业务中普遍应用的同化方法。三维变分同化中代价函数用误差协方差来衡量背景场和各观测场中各因子的影响。根据最新资料统计,欧洲中期数值天气预报中心的同化系统生成的分析场只有 15% 的信息来自观测资料,其余 85% 的信息来自于背景场^[1]。这说明决定背景场影响的背景误差协方差(B)在变分同化系统中是一个重要部分,极大影响分析场的质量。因此,在三维变分同化系统引进和应用中,对 B 的确定十分重要。国内外对 B 的分析和调整已有大量研究。如 Ajjaji 等^[2]在同化试验中探讨了背景场误差和观测误差的作用,指出背景场误差和观测误差的调整工作应该对每个模式区域进行,以

得到适合模式区域地理特征和分辨率的背景场误差和观测误差。龚建东等^[3]通过 NMC(National Meteorological Center)方法^[4]统计了 T213L31 模式的 B ,并利用观测余差方法对 B 中误差均方差和特征长度进行优化调整,结果表明:优化后的 B ,改善了全球模式预报效果。朱立娟^[5]同样利用观测余差方法对用 NMC 方法统计出的 B 进行调整,应用于 WRF(Weather Research and Forecast)模式中,并进行个例试验,说明优化后的 B 更合理。范水勇等^[6]利用 NMC 方法计算了 MM5V3 模式在北京地区冷暖季背景场误差,分析其特征,发现不同模式变量、水平分辨率、垂直层,不同季节背景误差特征不相同;并强调在资源充足情况下,应重新计算 B ^[7]。刘磊等^[8]研究了不同气候背景条件下 B 的性质,结果表明: B 与天气背景、模式分辨率关系密切。曹小群等^[9]讨论了区域模式中 B 在变分同化中的重要性,计算 WRF 模式 1 个月预报资料,利用 NMC 方法得到 B ,并讨论了 B 的结构特征。庄照荣等^[10-11]利用观测余差方法对 T213 模式统计出 B ,并强调 B 的研究是一项基础性工作。我国格点模式 GRAPES(Global and Regional Assimilation and

2010-10-20 收到,2011-04-03 收到再改稿。

资助项目:中国气象局成都高原气象研究所开放基金(LPM2009012),云南省科技攻关及高新技术计划(2006SG25),云南省面上基金项目(2009CD145)

* E-mail: wangmanbox@163.com

Prediction System) 中的三维变分系统, 对 \mathbf{B} 进行了大量研究^[12-16], 结合我国实际, 设计出适合格点模式的同化方案, 通过变量变换对目标函数进行预调节, 避免了直接计算 \mathbf{B} 逆矩阵的困难。

以上研究讨论了 \mathbf{B} 的特征及其合理性调整, 而对应用不同 \mathbf{B} 模式预报效果的试验较少, 特别是在区域模式中利用不同 \mathbf{B} , 模式预报效果如何? 美国 WRF 中尺度模式及其同化系统在我国有广泛应用, 也取得较好效果^[17-22]。因此, 选用 WRF 模式系统^[23], 积累模式预报场, 利用其同化系统中的 NMC 方法进行 \mathbf{B} 的统计, 对 \mathbf{B} 特征进行分析, 通过单点理想试验验证其合理性, 并利用模式自带的通用的 \mathbf{B} 和重新统计的 \mathbf{B} 进行数值试验, 比较模式的预报效果。

1 背景误差协方差和 NMC 方法简介

三维变分同化方法的思想是用变分方法求解最优分析值问题, 即找到一个使得度量背景场和观测场之间的距离的目标函数极小的分析值, 目标函数定义为

$$J(x^a) = \frac{1}{2}[x^a - x^b]^T \mathbf{B}^{-1}[x^a - x^b] + \frac{1}{2}[y^o - H(x^a)]^T \mathbf{R}^{-1}[y^o - H(x^a)]. \quad (1)$$

式(1)中, $J(x^a)$, x^a , x^b , y^o , H , \mathbf{B} 和 \mathbf{R} 分别表示目标函数、分析变量场、背景场、观测场、观测算子、背景误差协方差和观测误差协方差。式(1)中, 除了背景误差和观测误差协方差不确定, 其他量为所求分析变量场、观测量和尺度模式提供预报场。而观测误差协方差一般与观测仪器的观测误差有关, 易确定, 只有背景误差协方差较难确定。

背景误差协方差在资料同化系统中的作用至关重要^[8], 它控制信息从观测位置向四周传播的方式, 决定模式变量之间在动力上是否协调一致。在三维变分同化系统实现过程中, 由于 \mathbf{B} 约为 $10^7 \times 10^7$ 的矩阵, 超过了计算机存储能力, 无法表示, \mathbf{B} 可以通过适当的控制变量转换来简化问题, 控制变量变换 \mathbf{U} 选择尽量满足关系式:

$$\mathbf{B} = \mathbf{U}\mathbf{U}^T. \quad (2)$$

它包括物理变换 \mathbf{U}_p 和空间变换, 空间变换可分解为垂直变换 \mathbf{U}_v 和水平变换 \mathbf{U}_h 。从而控制变量转换

和背景误差协方差分别表示为

$$\mathbf{U} = \mathbf{U}_p \mathbf{U}_v \mathbf{U}_h, \quad (3)$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{U}_p \mathbf{U}_v \mathbf{U}_h \mathbf{U}_h^T \mathbf{U}_v^T \mathbf{U}_p^T, \quad (4)$$

简化过程如图 1 所示。

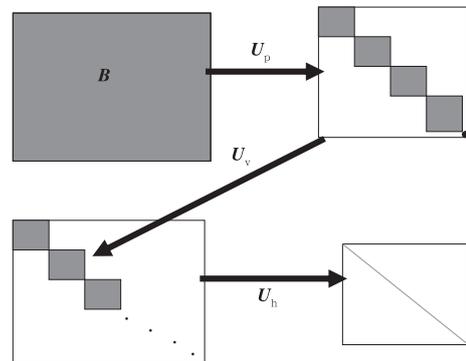


图 1 背景误差协方差与控制变量转换算子的关系

Fig. 1 The relation between background error covariance and control variable transformation operator

在三维变分同化系统实现过程中, 首先进行物理变换, 物理变量变换是为了消除模式变量之间的相关性而引入的, 它利用平衡关系将模式变量分为平衡部分和非平衡部分, 平衡部分描述变量之间的相关性, 非平衡部分将作为分析变量。通过物理变换, 将相关的模式变量转换为不相关的控制分析变量, 从而 \mathbf{B} 矩阵成为块对角矩阵(图 1)。为了进一步简化, 假定 \mathbf{B} 值可以在水平和垂直方向上分离, 接着进行垂直变换, 垂直变换 \mathbf{U}_v 的处理首先是通过估计背景误差协方差的垂直分量, 然后通过经验正交函数 EOF 的特征模分解得到特征向量和特征值, 再将控制变量空间的分析增量投影到模式层上。最后进行水平变换, 水平变换是利用某种数学工具来近似描述背景误差水平相关模型, 如递归滤波是处理水平相关的有效方法, 其思想是利用变分同化需要得到 \mathbf{U}_h 与 1 个向量的乘积, 而并不是 \mathbf{U}_h 本身; 矩阵与向量相乘可以看成是一种滤波, 这样就能利用信号处理领域已被广泛研究的滤波器来处理 \mathbf{U}_h 。经过以上简化, \mathbf{B} 值统计量特征由 3 部分组成: ①物理变换中用于平衡变换的回归系数; ②垂直变换中垂直特征向量和特征值; ③水平变换中用于递归滤波计算的特征长度。

NMC 方法^[4]假定预报误差的统计结构在一定预报时效内变化很小。这样,背景误差的空间相关近似于同一时刻、不同预报时效的预报之差的相关(一般全球模式统计中为同一时刻的 48 h 预报减去 24 h 预报,区域模式中为 24 h 预报减去 12 h 预报)。NMC 方法比较容易在业务上实施,能够得到模式变量在模式区域和所有模式层上与模式动力和物理上相协调的误差统计结构。NMC 方法是目前数值天气预报业务中使用较为普遍的一种。

2 区域背景误差协方差统计量特征和单点试验

2.1 区域背景误差协方差统计量特征

以同一时刻预报时效为 12 h 和 24 h 预报差的统计结构近似背景场误差结构。利用 2008 年 5—10 月逐日资料,运行 WRF 模式,每天分别从 08:00 和 20:00(北京时,下同)开始进行两次 24 h 积分。对于当天 08:00 而言,前 1 天的 20:00 12 h 预报减去前 1 天 08:00 24 h 预报作为预报误差;而当天 20:00,则用当天的 08:00 12 h 预报减去前 1 天 20:00 24 h 预报作为预报误差。采用 WRF 3.0 版本,区域为三重嵌套,第 1 重区域中心为 26°N, 99°E,分辨率分别为 90 km × 90 km, 30 km × 30 km, 10 km × 10 km;水平格点数分别为 60 × 70, 61 × 61, 97 × 97。垂直方向分为 35 层;积云对流参数化方案三重区域分别采用 Betts-Miller-Janjic, Kain-Fritsch, Grell-Devenyi ensemble;除积云对流参数化方案外,其他物理方案三重区域均一致:YSU 边界层方案,Dudhia 短波辐射方案和 RRTM 长波辐射方案。

在 WRF 模式中变分同化系统中的控制变量分别为流函数、非平衡速度势、非平衡温度、假相对湿度和非平衡地面气压。非平衡场被定义为完整场和平衡场之间的差。平衡场是通过指定的预测场(这里是流函数 φ)进行回归分析得到,平衡速度势 χ_b 、平衡温度 T_b 、平衡地面气压 p_{sb} 和流函数之间的回归关系分别为 $\chi_b(k) = c(k)\varphi(k)$, $T_b(k) = \sum_{k_1} G(k_1, k)\varphi(k_1)$, $p_{sb} = \sum_{k_1} W(k_1)\varphi(k_1)$ 。其中, c, G, W 为回归系数, k_1, k 分别为流函数层数和温度层数。回归系数计算取整个水平点平均(WRF 模

式中参数 bin_types 赋值为 5)。因此,回归系数反映整个模式区域纬圈平均状况,同时回归系数也为高度的函数,表示边界层的影响。下面给出模式第 1 重区域统计 **B** 的结构特征。

图 2 表示平衡速度势、平衡温度与其完整场的比值系数随高度的分布。由于这里回归系数是选取整个水平点的平均,所以所有纬度上是相同的。速度势随高度分布反应了边界层的影响,在模式低层较大,高层较小。回归系数的大小与纬度关系较大,低纬度较小,随纬度增加而增大。统计区域为模式第 1 重网格,纬度约为 2.44°S~53.51°N。由于所取区域为中低纬度,统计出的平衡部分势函数和温度与完整场的相关系数相对较小。地面气压的平衡部分与完整场的比值为 0.16336,也比较小。

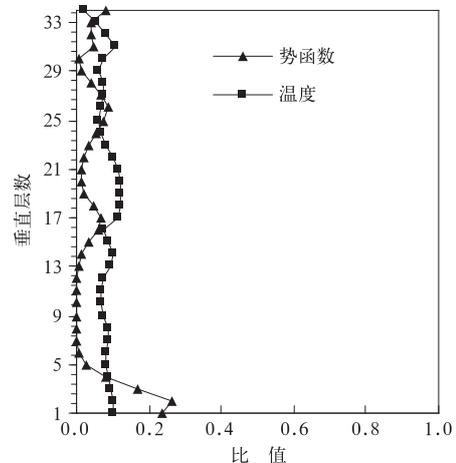


图 2 平衡势函数、平衡温度与其完整场的比值

Fig. 2 The ratio between balanced and full velocity potential, temperature

图 3 和图 4 分别为背景误差协方差垂直分量 EOF 分解后的前 5 个模态特征向量垂直分布和各模态的特征值。图 3 中特征向量以特征值的大小为顺序。第 1 特征向量为主要特征模态(特征值最大),它代表背景场误差分量的最主要结构,为大尺度模态。模数越高,垂直变化越多,基本上模数增加 1 个,垂直变化节点多 1 个。图 4 为每个模态的特征值,即第 1 模态特征值最大,代表能量最多。模态数越大,特征值越小,能量越小。取 99% 能量进行截断,流函数、非平衡速度势、非平衡温度和相对湿度的截断模态数分别取 15, 17, 24 和 22。

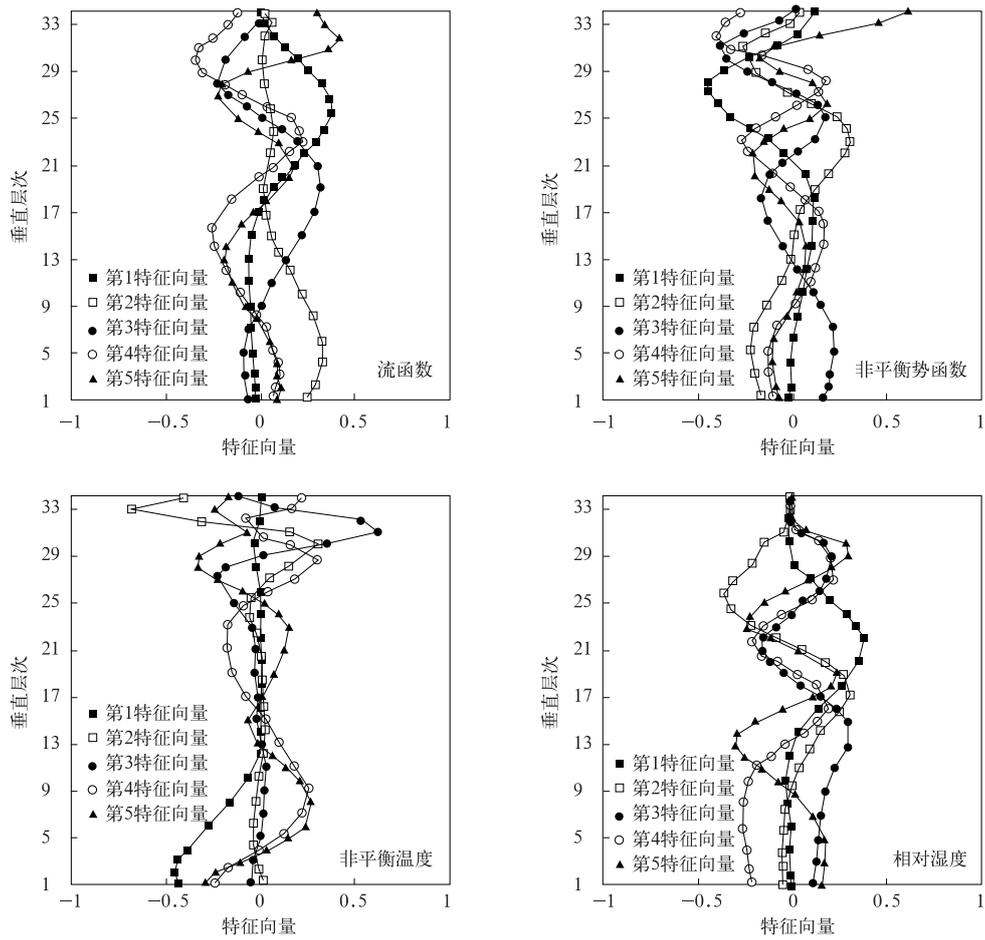


图 3 控制变量的前 5 个特征向量
Fig. 3 The five eigenvectors of control variables

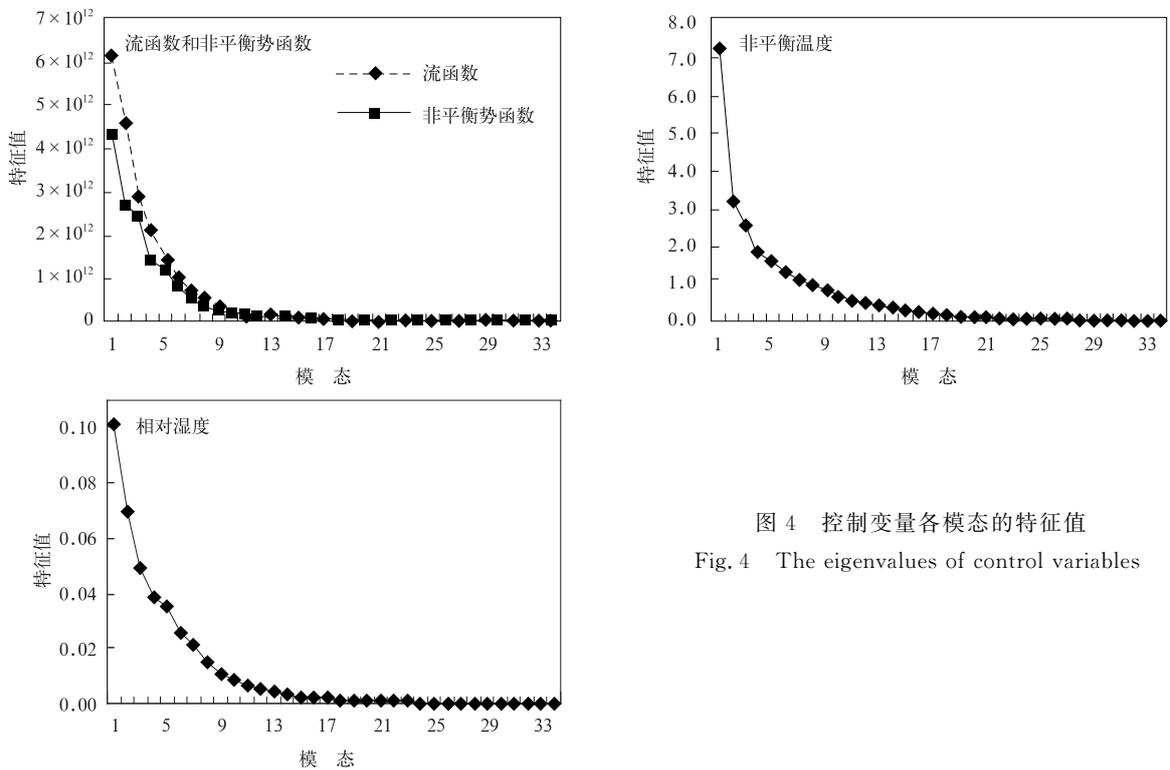


图 4 控制变量各模态的特征值
Fig. 4 The eigenvalues of control variables

特征长度尺度是递归滤波的一个重要参数,表征了背景误差影响的水平范围。图5为控制变量特征长度尺度在各个垂直特征模态上的分布。第1模态影响尺度最大,模态越高影响尺度越小(相对湿度最

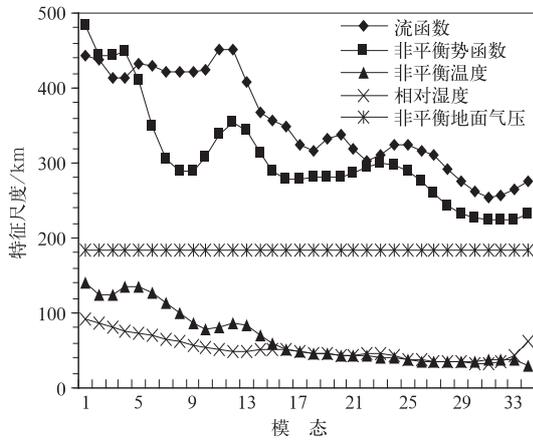


图5 分析变量特征长度尺度分布
Fig. 5 Lengthscales of control variables

后3个模态除外)。流函数和非平衡速度势较非平衡温度和相对湿度特征尺度大,反映了温度和湿度是局地变量。即温度和湿度观测和背景场的偏差对分析场的影响主要集中在观测位置周围的模式格点上。

2.2 单点试验

为了验证统计的 **B** 的正确性和合理性,通常进行单点理想试验。试验取模式第1重嵌套范围(水平分析区域取 60×70 个格点,格距 90 km,垂直方向 35 层),背景场取 2008 年 3 月 31 日 08:00 的 NCEP/GFS 资料。观测值和观测误差由人为给定,在模式的第 30(南北)格点、第 35(东西)格点、垂直方向第 24 层,分别给定观测场与背景场的差(新息向量)为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的纬向风和 1 K 的温度,观测误差分别为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 1 K。单点理想试验的结果反映 **B** 的结构。

图6给出了纬向风单点观测同化试验分析增量

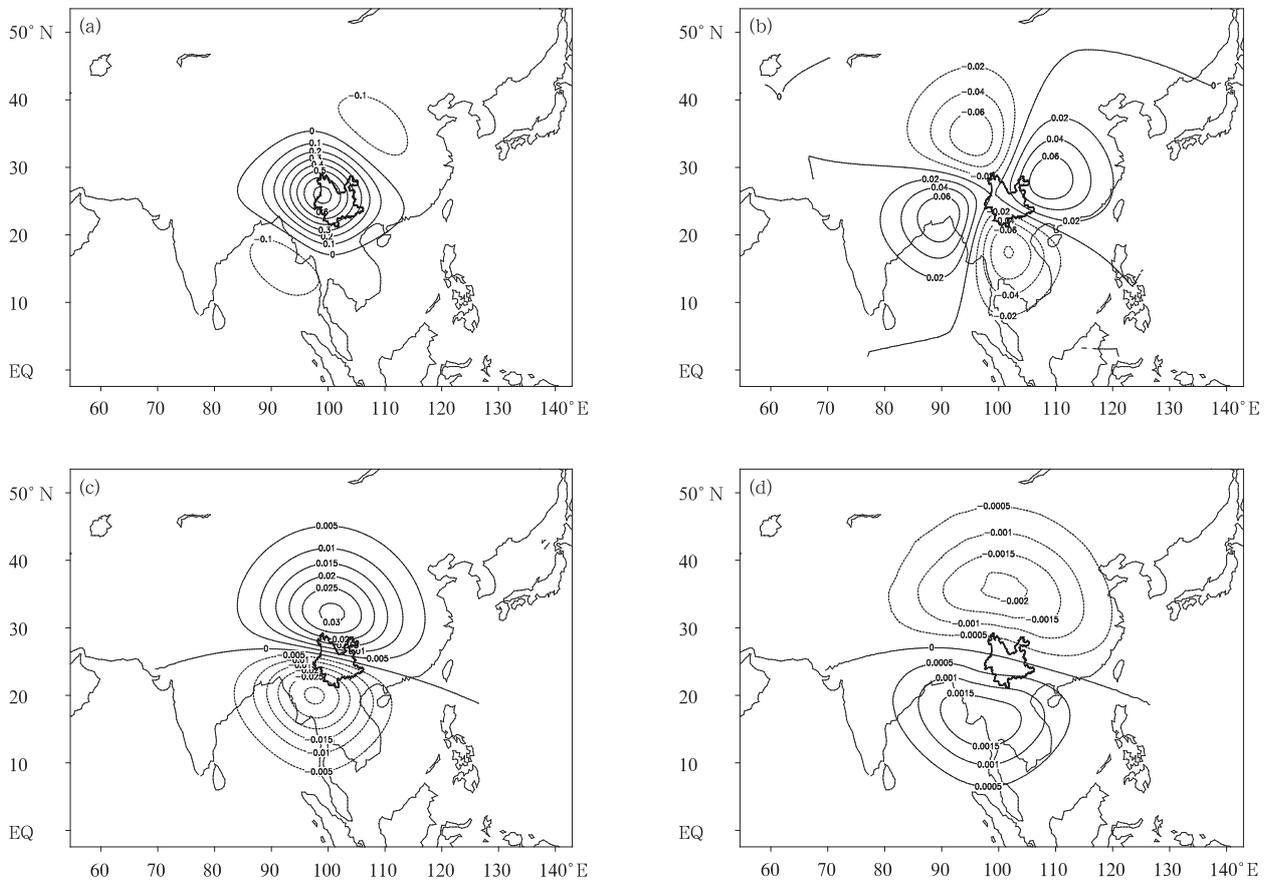


图6 纬向风单点观测同化试验 (a)纬向风分析增量场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
(b)经向风分析增量场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (c)气压分析增量场(单位:Pa), (d)温度分析增量场(单位:K)

Fig. 6 The assimilation test of zonal wind speed single observation
(a)zonal wind increment structure(unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (b)meridional wind increment structure(unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
(c)pressure increment structure(unit:Pa), (d)temperature increment structure(unit:K)

场(第 24 层)分布。同化后的纬向风分析增量场(图 6a),形成了自内向外逐步减少的椭圆环分布,中心增量最大,向外逐步减小,且外围西南、东北方向产生小的东风增量。影响范围较大,与前面背景误差协方差中流函数特征长度较大的统计结果(图 5)相一致。经向风分析增量场(图 6b),分析区域内垂直坐标轴向右旋转 30°左右,第 1、第 3 象限为南风,第 2、第 4 象限为北风,同时该层气压和温度的增量(图 6c,6d),都有向右旋转。与经典的风压场地转平衡有所差别。主要是由于 **B** 统计的范围是中低纬度地区,同化分析的量平衡部分占总量的部分比较小(图 1),所以出现非平衡的旋转。经向风单点试验结果与纬向风单点

试验结果类似,也有向右旋转的现象(图略)。

图 7 为温度单点观测同化试验分析增量场分布。温度场分析增量场(图 7a),形成了自内向外逐步减少的圆环分布,其范围较小。与前面背景误差协方差特征长度统计结果(图 5)一致,即温度特征长度较表示风场的流函数和地面气压都小,为局地量。由于温度场平衡部分与流函数相关,从而分析风场也产生增量如图 7b,7c 所示,为一反气旋。由于温度平衡部分占总的温度比例较小,所以从量值上看,风场增量较小。由于平衡和非平衡量的共同作用,风场有右旋。地面气压由于与流函数有相关性,气压产生相应的增量(如图 7d 所示)。

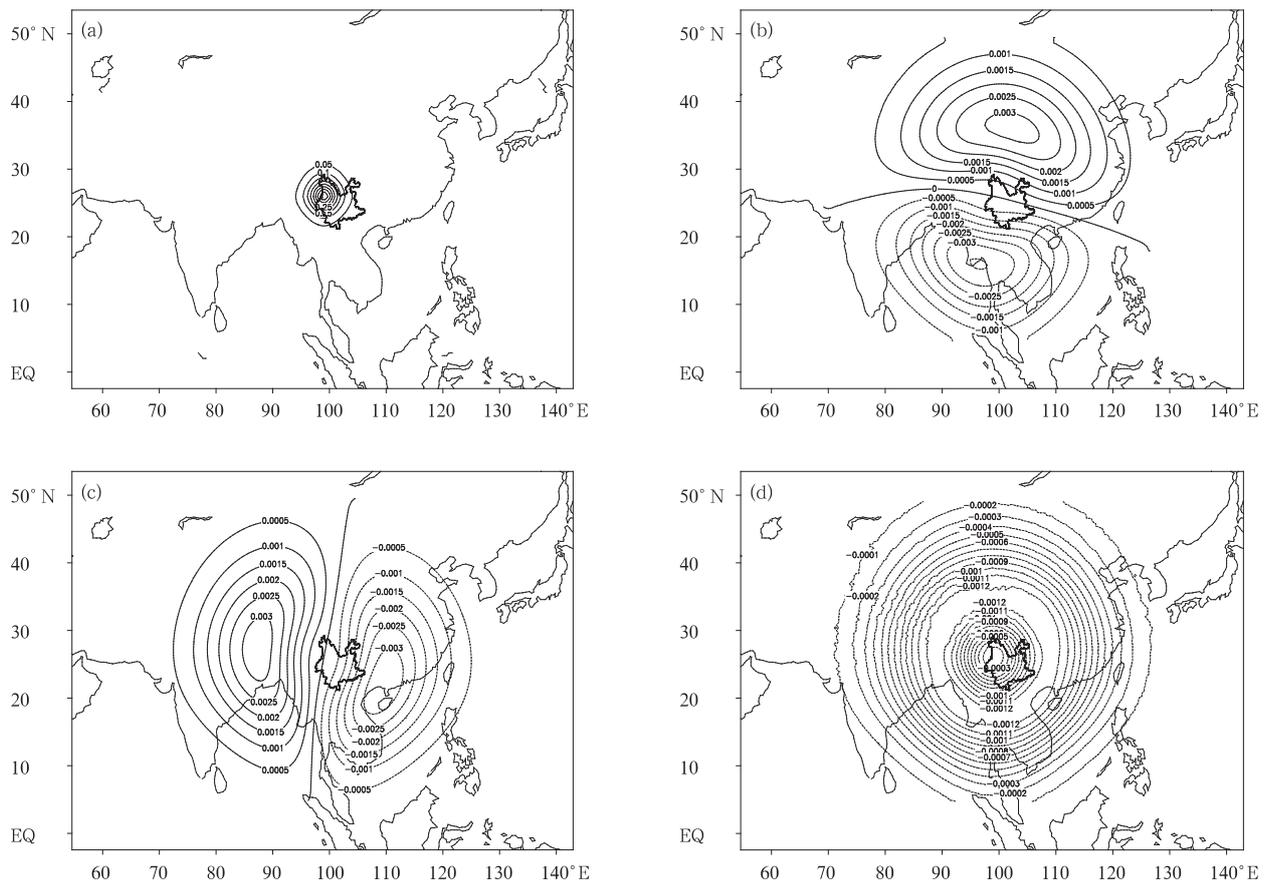


图 7 温度单点观测同化试验

(a)温度分析增量场(单位:K), (b)纬向风分析增量场(单位: $m \cdot s^{-1}$),
(c)经向风分析增量场(单位: $m \cdot s^{-1}$), (d)气压分析增量场(单位:Pa)

Fig. 7 The assimilation test of temperature single observation

(a)temperature increment structure(unit:K), (b)zonal wind increment structure(unit: $m \cdot s^{-1}$),
(c)meridional wind increment structure(unit: $m \cdot s^{-1}$), (d)pressure increment structure(unit:Pa)

单点理想试验结果表明,利用重新统计的背景误差协方差进行的三维变分分析结果与经典的位势

高度场及风场的背景场误差水平相关模型^[24](即地转平衡关系)不完全一致,与 **B** 值统计特征一致,平

衡部分占总量比例较小有关。增量影响范围与特征尺度大小一致,量值范围合理。因此,重新统计的 \mathbf{B} 反映中低纬度地区非地转平衡关系,且反映多变量之间的相互作用关系,结构合理。

WRF 模式系统中的同化模块自带了通用的 \mathbf{B} (CV3- \mathbf{B})^[25],利用 CV3- \mathbf{B} 也能实现同化。CV3- \mathbf{B} 是通过美国 NCEP 的 GFS 模式 T170 分辨率的 24 h 和 48 h 的预报,累加了 357 个时次,用 NMC 方法统计得到。CV3- \mathbf{B} 的统计与本地化 \mathbf{B} 统计方法在垂直方向有所区别,CV3- \mathbf{B} 通过递归滤波进行分析而不是用 EOF 分析特征值和特征向量的方法。为了比较两种 \mathbf{B} 的具体差别,这里用 CV3- \mathbf{B} 做同样位置和层次的单点理想试验,图 8 为纬向风和温度单点试验的部分增量分析结果,从纬向风增量看,与

应用本地化 \mathbf{B} 单点试验结果(图 6a)相比,影响范围稍大,且中心值为 $0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,较本地化的 $0.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 大,经向风增量也较大,说明 CV3- \mathbf{B} 的水平风场的特征尺度和方差都较本地化 \mathbf{B} 大。从图 8a,8b 看,风场增量分布对称,说明满足地转平衡关系。从温度单点试验结果看(图 8c,8d),温度增量中心量值为 0.35 K ,较应用本地化 \mathbf{B} (图 7a)的 0.4 K 小,但增量影响范围明显扩大。纬向风增量基本南北对称,中心量值 $0.07 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 较本地化 \mathbf{B} (图 7b) $0.003 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 大,说明 CV3- \mathbf{B} 的温度方差较小,而特征尺度较大。从理想试验结果看,两种不同的 \mathbf{B} ,在方差、特征尺度以及各种量之间相关关系都有所差别。特别是本地化 \mathbf{B} 平衡关系较弱,而 CV3- \mathbf{B} 基本满足地转平衡关系。

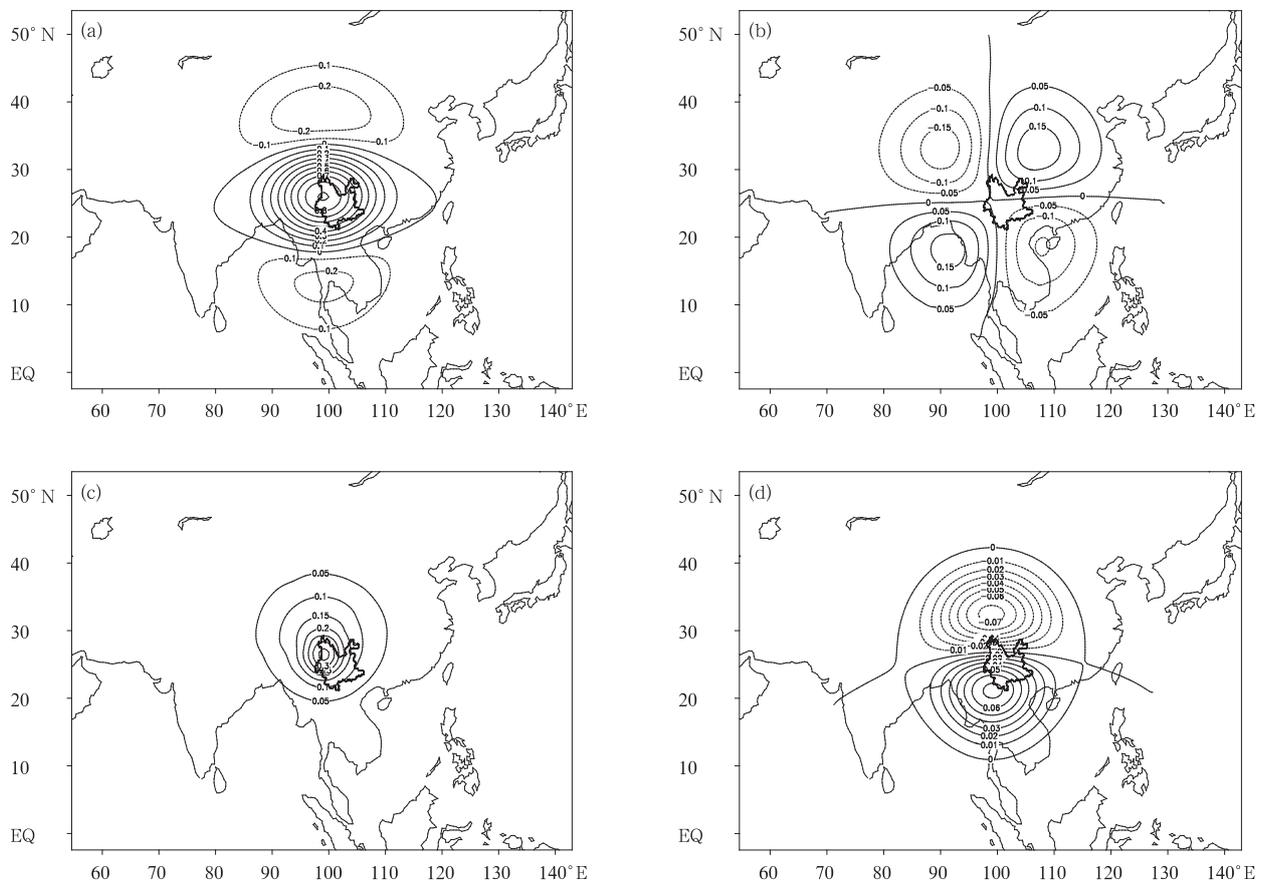


图 8 纬向风(a,b)和温度(c,d)单点观测同化试验

(a)纬向风分析增量场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (b)经向风分析增量场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),

(c)温度分析增量场(单位: K), (d)纬向风分析增量场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),

Fig. 8 The assimilation test of zonal wind (a,b)and temperature(c,d) single observations

(a)zonal wind increment structure(unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (b)meridional wind increment structure(unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),

(c)temperature increment structure(unit: K), (d)zonal wind increment structure(unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

3 不同数值试验结果分析

利用 WRF 模式系统自带的 CV3-**B**, 以及根据自身模式区域 2008 年 5—10 月预报统计得到本地化 **B** 进行预报试验。预报试验中, 模式背景场均为 NCEP/GFS 资料, 同化常规地面高空资料, 模式除同化系统中 **B** 不同外, 模式其他参数均相同。试验时间为 2009 年 6 月 1—30 日, 每天 14:00 起报的 6 h 预报, 即到 20:00, 进行常规地面和高空资料的同化, 同化后进行 24 h 预报, 对同化过程和预报结果进行分析比较。

2009 年 6 月, 云南省出现 4 次大雨过程(按照云南省气象台标准, 全省大雨及以上量级降水站数达到 22 站及以上为 1 次大雨过程)。选取一次切变线为主要影响系统的降水过程(6 月 30 日 20:00—7

月 1 日 08:00) 进行分析。为了更好地分析同化差别, 只选取滇西的腾冲站(25.02°N, 98.5°E) 探空资料进行同化。图 9 为 700 hPa 的风矢量场。2009 年 6 月 30 日 20:00, 初始场的切变线位于石屏—景东—大理一线(图 9a)。应用本地化 **B**(图 9b) 和 CV3-**B**(图 9c) 进行同化后的风矢量增量场进行比较, 发现 CV3-**B** 的整体风矢量增量较本地化 **B** 的大, 并且增量范围较大, 影响了整个模拟区域。切变线所在区域为一致的西风增量, 使切变东推减弱, 相对影响范围过大, 不合理; 而本地化 **B** 影响范围较小, 且在切变线附近增量有风向的变化, 相对合理, 使切变线有所增强。风矢量的增量与前面分析的本地化 **B** 方差和特征尺度都较 CV3-**B** 偏小相一致。图 10 为 2009 年 6 月 30 日 20:00—7 月 1 日 08:00 降水, 从降水实况看(图 10a), 降水基本发生初始场切变线的南侧。应用 CV3-**B** 模拟的降雨带

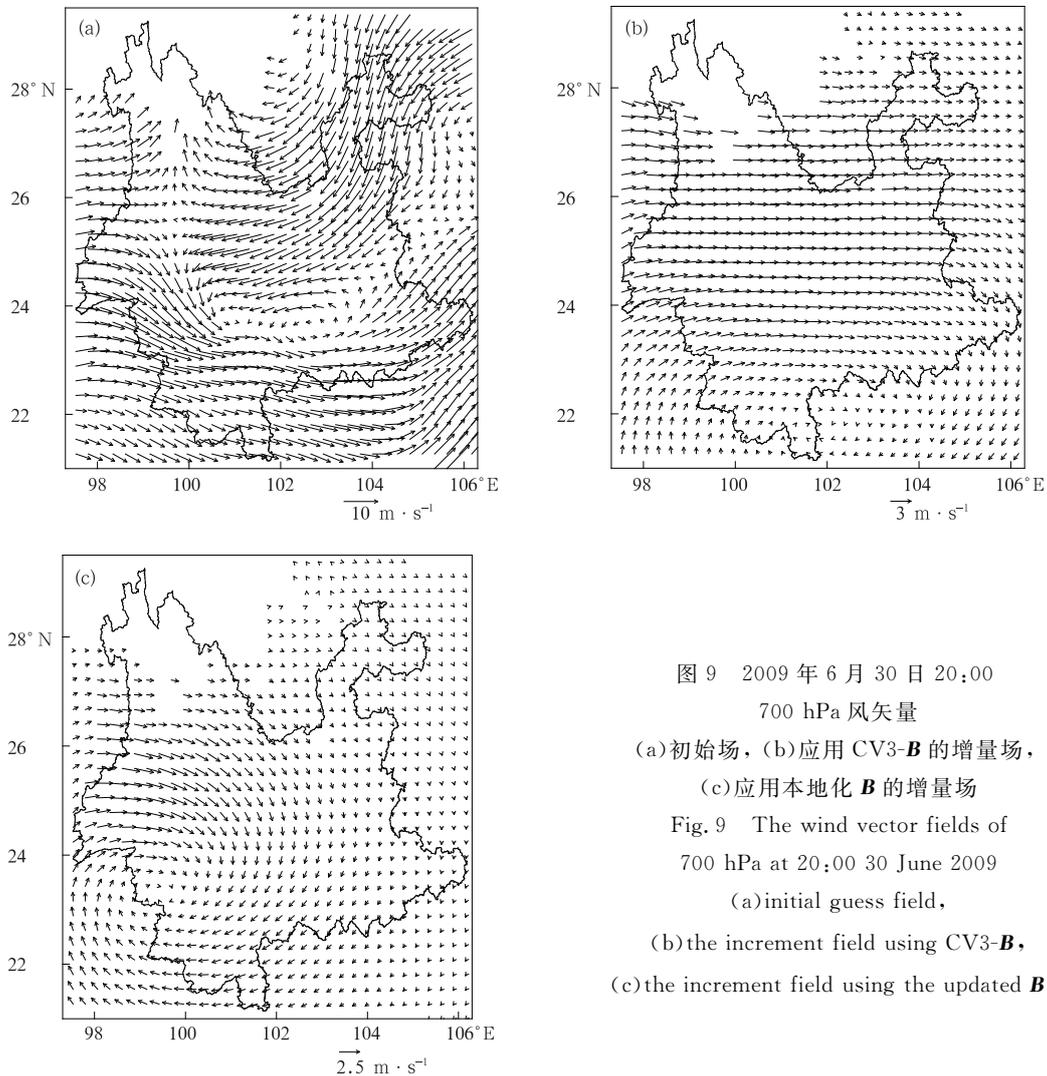


图 9 2009 年 6 月 30 日 20:00
700 hPa 风矢量
(a) 初始场, (b) 应用 CV3-**B** 的增量场,
(c) 应用本地化 **B** 的增量场
Fig. 9 The wind vector fields of
700 hPa at 20:00 30 June 2009
(a) initial guess field,
(b) the increment field using CV3-**B**,
(c) the increment field using the updated **B**

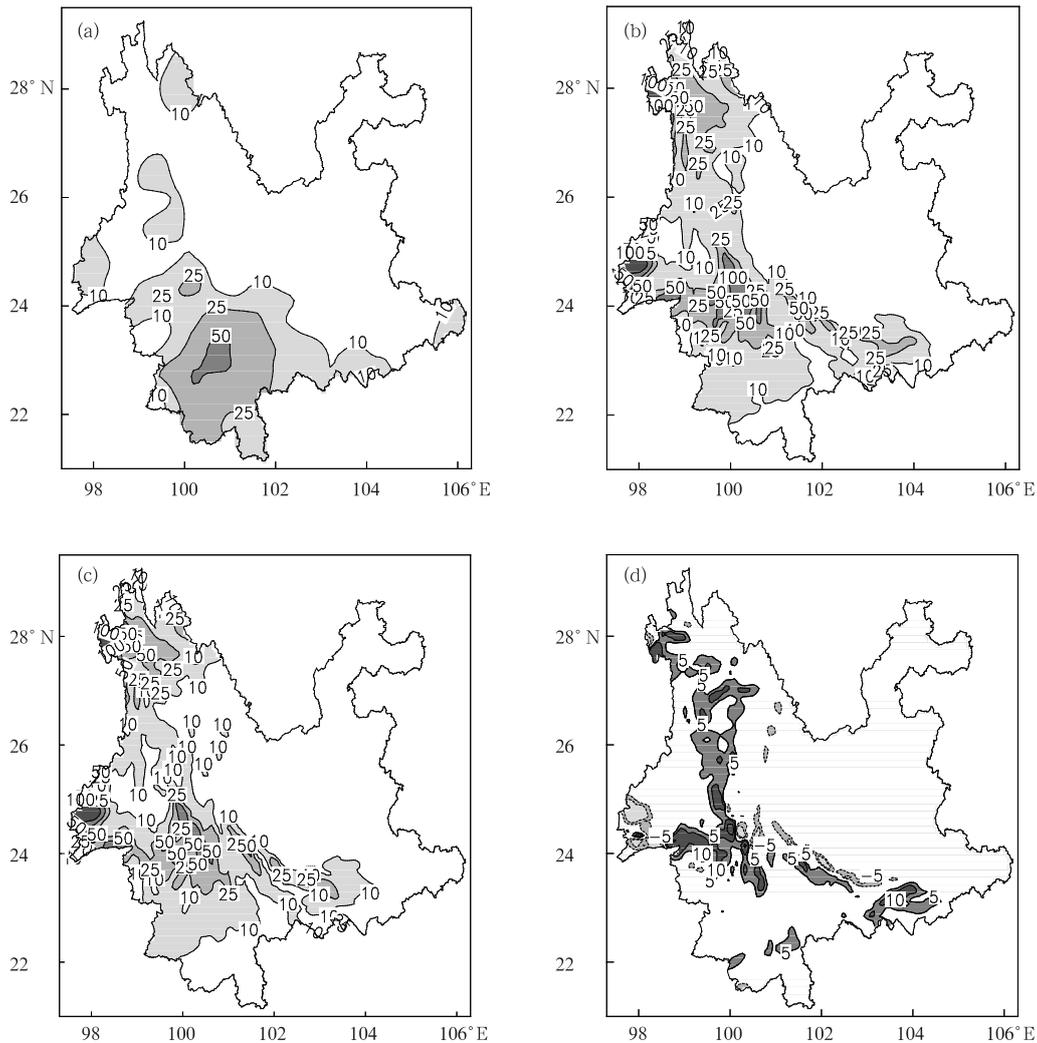


图 10 2009 年 6 月 30 日 20:00—7 月 1 日 08:00 降水量(单位:mm)

(a) 实况, (b) 应用本地化 **B** 模拟, (c) 应用 CV3-**B** 模拟, (d) 模拟差值(本地化 **B**—CV3-**B**)

Fig. 10 Accumulated precipitation from 20:00 30 June to 08:00 7 July in 2009(unit:mm)

(a) observation, (b) simulated precipitation using updated **B**,

(c) simulated precipitation using CV3-**B**, (d) the difference

of simulated precipitation with different **B**(updated **B** minus CV3-**B**)

(图 10b)基本与实况一致,但强中心较实况偏北,滇西德宏地区有大暴雨的空报。应用本地化 **B**(图 10c,10d),在切变线南侧附近有 5~10 mm 降水加强,与前面风矢量增量使切变线增强相一致。强降水中心略南移,滇西的空报有 5~10 mm 的减弱,模拟降水较 CV3-**B** 接近实况。CV3-**B** 一致的西风增量使切变线略东移,从而降水范围较本地化 **B** 略大,因而在切变线附近出现本地化 **B** 模拟的降水有所减弱。整体上看,应用本地化 **B** 的同化后的增量合理,降水模拟更接近实况。

应用常规地面和高空资料对 2009 年 6 月进行不同 **B** 模拟试验。对同化过程中目标函数和梯度进行比较发现。从迭代的过程看,最小化收敛标准

均为 0.01,应用本地化 **B** 同化迭代 20 步左右,而利用 CV3-**B** 迭代步数为 40 步左右。并且应用本地化 **B**,除了少数步数有波动,其他迭代步均为单调下降,而且下降速度较快,而 CV3-**B** 则在下降过程中波动较多,下降速度较慢。从同化过程看,利用本地化 **B** 效率更高、收敛更稳定。

对 2009 年 6 月逐日模拟结果进行 24 h 降水检验,检验区域为模式的第 3 重区域,即云南省范围,降水检验结果如表 1 所示。综合 TS 评分、公平 TS 评分(ETS)和预报偏差,小雨量级, CV3-**B** 的预报效果略好;中雨及以上量级降水,应用本地化 **B** 进行常规地面高空资料同化后模式模拟的效果优于 CV3-**B** 的。从降水分布上看,中雨预报偏差略大于

CV3-B的,大雨和暴雨量级的偏差都较CV3-B接近1,特别在大雨量级上的差别较明显。

表1 CV3-B和本地化B作为背景误差协方差WRF模式降水预报检验
Table 1 The precipitation forecast test with CV3-B and updated B in WRF

量级	TS/%		ETS		偏差	
	CV3-B	本地化B	CV3-B	本地化B	CV3-B	本地化B
小雨	71.880	68.738	0.583	0.554	1.48	1.63
中雨	17.179	19.850	0.096	0.116	1.77	1.97
大雨	8.091	8.729	0.060	0.059	1.75	1.21
暴雨	6.783	7.719	0.045	0.052	1.88	1.71

4 小结

利用WRF模式三维变分同化系统,用NMC方法重新统计了背景误差协方差,对背景误差协方差结构特征进行分析,并通过单点理想试验进行验证,发现通过WRF模式同化系统NMC方法统计B的结构合理。并通过模式自带的通用B与重新统计的B进行模拟试验,试验结果表明,不同的B,同化过程差别较大,应用本地化B同化后,初始场变化的尺度和大小较合理。同化效率更高,目标函数收敛更稳定。降水模拟的分布差别较大。通过降水检验评分发现,应用本地化B同化后模拟的降水在中雨及以上量级预报效果有所改进。小雨量级预报效果略差。说明背景误差协方差的重新统计对模式预报效果改进有一定作用,在应用三维变分同化系统时,重新统计B十分必要。

但这里试验过程中模式同化的资料相对较少,仅用了常规地面和高空资料,对资料同化后模式降水预报效果影响相对小。同化更多资料,如GPS/PWV、自动站资料和卫星、雷达等资料的试验,以及更长时间的预报检验,有待下一步研究。

致谢:本文得到美国国家大气研究中心(NCAR)的黄向宇老师、刘志权老师和张昕老师的耐心指导,在此一并表示感谢。

参考文献

- [1] Cardinali C, Pezzulli S, Anderson E. Influence-matrix diagnostic of a data assimilation system. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2004, 130: 2767-2786.
- [2] Ajjaji Radi, Al-Katheri A A, Dhanhani A. Tuning of WRF 3D-Var Data Assimilation System over Middle-East and Arabian Peninsula. The 8th WRF User Workshop, 2007.
- [3] 龚建东, 赵刚. 全球资料同化中误差协方差三维结构的准确估计与应用: 背景误差协方差调整与数值试验分析. *气象学报*, 2006, 64(6): 669-682.

- [4] Parrish D F, Derber J C. The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system. *Mon Wea Rev*, 1992, 120: 1747-1763.
- [5] 朱立娟. 背景场误差协方差估计技术的应用研究. 南京: 南京信息工程大学, 2005: 1-60.
- [6] 范水勇, 张朝林, 仲跻芹. MM5 三维变分系统在北京地区冷暖季背景场误差的对比分析. *高原气象*, 2006, 25(5): 855-861.
- [7] 范水勇, 郭永润, 陈敏, 等. 高分辨率 WRF 三维变分同化在北京地区降水预报中的应用. *高原气象*, 2008, 27(6): 1181-1188.
- [8] 刘磊, 费建芳, 程小平, 等. 我国东部海区不同气候背景条件下背景误差协方差的性质对比分析. *海洋预报*, 2009, 26(4): 25-35.
- [9] 曹小群, 黄思训, 张卫民, 等. 区域三维变化同化中背景误差协方差的模拟. *气象科学*, 2008, 28(1): 8-14.
- [10] 庄照荣. 背景场误差的结构特征及其对三维变分同化影响的研究. 北京: 中国气象科学研究院, 2004: 1-87.
- [11] 庄照荣, 薛纪善, 庄世宇, 等. 资料同化中背景场位势高度误差统计分析的研究. *大气科学*, 2006, 30(3): 533-544.
- [12] 张华, 薛纪善, 庄世宇, 等. GRAPES 三维变分同化系统的理想试验. *气象学报*, 2004, 62(1): 31-41.
- [13] 黄丽萍, 伍湘君, 金之雁. GRAPES 模式标准初始化方案设计与实现. *应用气象学报*, 2005, 16(3): 374-384.
- [14] 庄世宇, 薛纪善, 朱国富, 等. GRAPES 全球三维变分同化系统——基本设计方案与理想试验. *大气科学*, 2005, 29(6): 872-884.
- [15] 马旭林, 庄照荣, 薛纪善, 等. GRAPES 非静力数值预报模式的三维变分资料同化系统的发展. *气象学报*, 2009, 67(1): 50-60.
- [16] 薛纪善, 陈德辉. 数值预报系统 GRAPES 的科学设计与应用. 北京: 科技出版社, 2008: 1-61.
- [17] 刘红亚, 薛纪善, 沈桐立, 等. 探空气球漂移及其对数值预报影响的研究. *应用气象学报*, 2005, 16(4): 518-526.
- [18] 陈炯, 王建捷. 北京地区夏季边界层结构日变化的高分辨模拟对比. *应用气象学报*, 2006, 17(4): 403-411.
- [19] 徐广阔, 孙建华, 雷霆, 等. 多普勒天气雷达资料同化对暴雨模拟的影响. *应用气象学报*, 2009, 20(1): 36-46.
- [20] 苗世光, 孙桂平, 马艳, 等. 青岛奥帆赛高分辨率数值模式系统研制与应用. *应用气象学报*, 2009, 20(3): 370-379.
- [21] 董佩明, 王海军, 韩威, 等. 水物质对云雨区卫星微波观测模拟影响. *应用气象学报*, 2009, 20(6): 682-691.
- [22] 仲跻芹, 陈敏, 范水勇, 等. AMDAR 资料在北京数值预报系统中的同化应用. *应用气象学报*, 2010, 21(1): 19-28.
- [23] Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech Note, NCAR/TN-475+STR, 2008: 125.
- [24] Wu W S, Purser R J, Parrish D F. Three dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariance. *Mon Wea Rev*, 2002, 130: 2905-2916.
- [25] Derber J, Bouttier F. A reformulation of the background error covariance in the ECMWF global data assimilation system. *Tellus*, 1999, 51: 195-221.

Estimating Background Error Covariance in Regional 3DVAR of WRF

Wang Man¹⁾²⁾ Li Huahong³⁾ Duan Xu¹⁾ Liu Jianyu¹⁾ Fu Rui¹⁾ Chen Xinmei¹⁾

¹⁾ (Yunnan Institute of Meteorology, Kunming 650034)

²⁾ (Chendu Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chendu 610071)

³⁾ (Meteorological Observatory of Yunnan Province, Kunming 650034)

Abstract

In order to explore the statistical structure of background error covariance (\mathbf{B}) and its impact on initial field and three-dimensional variational data assimilation system, based on day by day WRF model forecast data from May to October in 2008, \mathbf{B} is estimated using NMC method. The statistical structure of \mathbf{B} is analyzed and validated with single ideal experiment, showing that it can reasonably reflect the geostrophic balance relationships and the relationships among multivariable in middle and lower latitudes. The characteristics of \mathbf{B} structure are presented as well.

A \mathbf{B} file provided in three-dimensional variational data assimilation system, it is a generic background error statistics file called CV3- \mathbf{B} that can be used for any resolution or area case. The CV3- \mathbf{B} is the NCEP background error covariance, which is estimated in grid space by the NMC method. The statistics are estimated with the differences of 24 and 48-hour GFS forecasts with T170 resolution valid at the same time for 357 cases distributed over a period of one year. The major differences between these two kinds of \mathbf{B} are the vertical covariance. CV3- \mathbf{B} uses the vertical recursive filter to model the vertical covariance but the modified \mathbf{B} uses the empirical orthogonal function (EOF) to represent the vertical covariance. In order to compare the difference of the two \mathbf{B} in detail, a simulation experiment for June 2009 with two different \mathbf{B} are performed to comparatively analyze the initial fields and precipitation distributing of strong rainfall case, and test the simulation effect in a month precipitation. The results show that different \mathbf{B} lead to great differences in data assimilation processes. With the same background fields and observation, the minimizing convergence standards are equal to 0.01, the iterative step is about twenty using updated \mathbf{B} , while the iterative step is about forty using CV3- \mathbf{B} . And using updated \mathbf{B} , for most instances it's monotonic decreasing during the iteration except for few iterative steps, and the decrease velocity is more rapid. But using CV3- \mathbf{B} the value fluctuates from time to time. From data assimilation process, the efficiency in the iteration is higher using updated \mathbf{B} , and the convergence of object function is steadier. The heavy rainfall process triggered by shear on 30 June 2009 in Yunnan Province is selected to analyze the effect of using different \mathbf{B} on initial fields and precipitation distribution. Assimilating the sounding data of Tengchong in the west of Yunnan Province, the increment fields of wind vector on 700 hPa is analyzed. It is found that the increment impact spreads to the whole Yunnan Province using CV3- \mathbf{B} , which is unreasonable. Using modified \mathbf{B} the increment impact is within the adjacent area of the shear, leading to a relatively reasonable result. The precipitation simulation also indicate that using updated \mathbf{B} which is consistent with model fields and all kinds of parameter, the TS in moderate rain or over is higher than using CV3- \mathbf{B} . The whole simulating effect using updated \mathbf{B} is remarkably superior to that using CV3- \mathbf{B} . Thus estimating \mathbf{B} afresh is important when three-dimensional variational data assimilation system is applied.

Key words: background error covariance; single observation test; numerical experiment; WRF model