

基于假反扰动的江淮梅雨锋低涡初始误差分析

钟科¹ 王业桂² 董佩明³ 蔡其发⁴

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 北京 2433 信箱, 北京 100081

3 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

4 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

摘要 以一个江淮梅雨锋低涡的 48 h 模拟结果为基态计算了奇异矢量, 并利用奇异矢量构造了假反扰动。分析表明, 假反扰动能在一定程度上描述初始误差, 可以借助其进行初始误差分析; 在假反扰动中, 发展缓慢的奇异矢量分量是主体, 描述了绝大部分模拟误差且增长迅速的奇异矢量所占比例却很小; 分析假反扰动的具体形势发现 850 hPa 上初始误差主要是低涡西南方向的低压槽偏弱, 而在 500 hPa, 渤海湾低压槽向西南方向的伸展不够, 低压槽东边的高压脊应进一步向北伸展, 这些初始误差都分布在关键系统的周围, 并且具有中尺度的特征。另外, 假反扰动中不同物理量场改进预报质量的贡献各不相同, 各种物理量场间存在着使其空间分布趋于一致的动力相关关系。

关键词 假反扰动 奇异矢量 初始误差 梅雨锋 低涡

文章编号 1006-9585 (2007) 05-0647-12 **中图分类号** P444 **文献标识码** A

The Initial Error Analysis of Mesoscale Low on Meiyu Front Based on the Pseudo-inverse Perturbation

ZHONG Ke¹, WANG Ye-Gui², DONG Pei-Ming³, and CAI Qi-Fa⁴

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *P.O.Box 2433, Beijing 100081*

3 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

4 *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*

Abstract The singular vectors (SVs) is calculated with one Meiyu front mesoscale low simulation trajectory as base state, then the initial error is discussed with the pseudo-inverse perturbation; one kind of special perturbation formed with SVs. The pseudo-inverse perturbation is similar to initial error to certain extent; hence the initial error analysis could be implemented using pseudo-inverse perturbation. The slow-growing SVs dominate pseudo-inverse perturbation, while the quick-growing SVs, which are responsible for most of simulation error, are relatively weaker. The pseudo-inverse perturbation indicates some initial error: on 850 hPa the pressure trough to the west of the low is not deep enough, while on 500 hPa the pressure trough on Bohai sea should have extended to the south-west further and the pressure ridge to the east of pressure trough on Bohai sea should have reached to the north further. All these error scatter around the key system and have the mesoscale feature. The efficiency of different physical fields in pseudo-inverse perturbation of improving forecast are different, and one kind of dynamic correlation exists

among different physical fields, which makes the spatial distribution of pseudo-inverse perturbations tend to be consistent.

Key words pseudo-inverse perturbation, singular vector, initial error, Meiyu Front, low vortex

1 引言

梅雨锋低涡是江淮一带梅雨季节常见的中尺度涡旋系统,常常伴随有局地大、暴雨天气,对人民生命财产有极大的威胁,所以它一直是中尺度气象研究的重点。另外,由于具有空间尺度小、强度大、发展迅速的特点,它也是数值预报中的一个难点^[1,2]。

近年来的研究表明,初值中的微小误差也会导致数值预报出现大的偏差,改进初值是提高预报质量的关键,为了改进梅雨锋低涡的预报质量,对梅雨锋预报中初始误差构成、空间分布等特征进行分析是很有必要的,但在开展误差分析之前,必须有效地确定出初始误差,而近年来应用越来越广泛的奇异矢量计算提供了一种确定初始误差的近似方法。

奇异矢量已在地球流体力学、可预报性以及目标观测研究得到了广泛的应用。在地球流体力学研究方面,奇异矢量被用于解释实验流体的行为^[3];在温带气旋的发生、发展机理中,Buizza 和 Palmer^[4]讨论了奇异矢量演变的非保形属性,用奇异矢量分析了能量从气旋尺度到次气旋尺度的尺度下传,以及从斜压引导层到对流层高层急流的垂直传播。

在可预报性方面,奇异矢量早已被认为与初始误差的演变有着密切的关系^[5],Molteni 和 Palmer^[6]利用奇异矢量解释了太平洋—北美遥相关型符号对天气预报的作用;Barkmeijer 等^[7]用局地奇异矢量对欧洲地区的短期天气可预报性作了定量研究;在 ECMWF (欧洲中期天气预报中心) 奇异矢量被用来给业务运行的集合预报系统产生集合成员;Ehrendorfer 和 Tribbia^[8]把预报不确定性的演变方程与奇异矢量联系起来,用奇异矢量来描述初始分析误差中不确定性的演变过程;Gelaro 等^[9]用奇异矢量构造假反扰动 (the pseudo-inverse perturbation) 和梯度敏感扰动,讨论了这些扰动改进预报结果的实际能力和潜在

能力、奇异矢量的非保形特性,并为选用总能量模求算奇异矢量的合理性提供了佐证;Gelaro 等^[10]认为在同化静止卫星测风资料所导致的初始分析订正量中,那些投影在主导奇异矢量方向上的订正量在改进预报质量方面起了主要的作用。

用奇异矢量可以构造假反扰动和敏感梯度矢量^[9],这两种矢量都是初始误差的一种近似,而相比之下假反扰动具有更明确的科学依据,所以本文选择假反扰动来作为初始扰动的近似,通过计算奇异矢量构造了假反扰动,并检验了假反扰动对初始误差的接近程度,然后通过假反扰动对初始误差的成分、空间分布、上下层误差的相对重要性、以及各种物理量场误差的相对重要性及其间存在的动力相关性进行了讨论。

近来的研究表明目标观测是改进初始分析场的一种有效的方法^[11~21],Buizza 和 Montani^[18]论述了用奇异矢量作目标观测的基本方法,并对此类目标观测改进预报的潜在能力作了评估;Bergot 等^[15]用一个观测模拟系统分析了根据奇异矢量来确定目标观测区的具体方法。本文将结合初始误差分析对目标观测的一些相关问题作讨论。

2 个例描述、模式及试验配置介绍

2.1 个例描述

本文选用的个例是 1999 年 6 月 26~28 日发生的一次典型的梅雨锋低涡过程。1999 年 6 月下旬初期的对流层中层,西太副高 (西太平洋副热带高压) 西北部在长江中下游稳定维持,由贝加尔湖阻高、鄂海阻高以及位于我国东北的截断低压组成的两脊一槽型持续存在。两个体系的对峙导致了梅雨锋及其相联系的 850 hPa 切变线稳定在江淮流域中下游^[2]。

在这段时间内共有 3 个低涡沿着切变线由西向东移动,本文讨论的是第二个低涡。图 1 是此次低涡过程 850 hPa 高度场的实况分析和模拟结果,图 1a~c 是实况分析。1999 年 6 月 26 日 0000 UTC (图 1a) 在四川西部出现一个低涡,低涡中

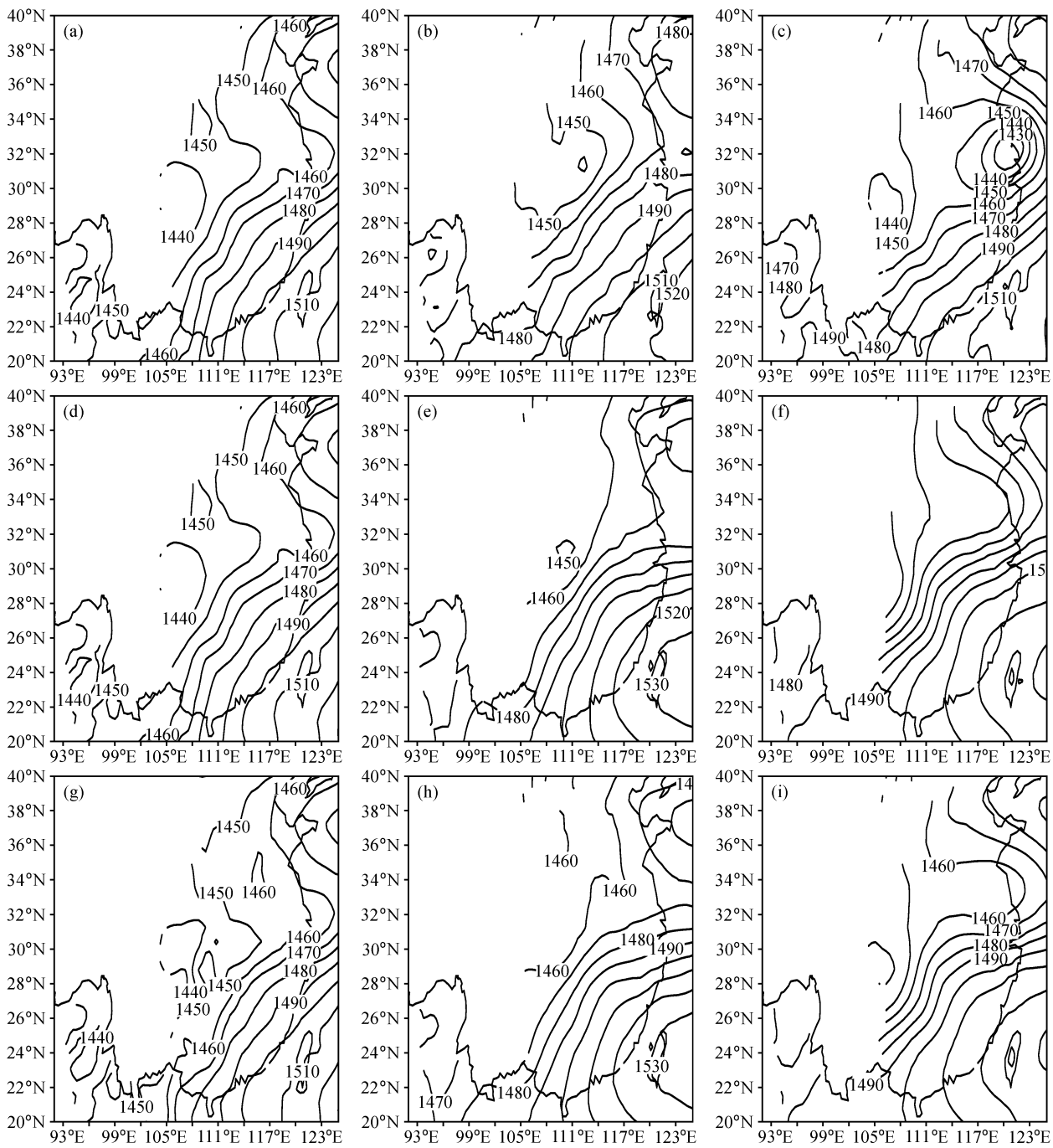


图1 1999年6月26~28日低涡过程的850 hPa再分析场和数值模拟场(实线是位势高度场,单位:gpm): (a)~(c) 26日0000 UTC~28日0000 UTC间隔24 h的再分析场; (d)~(f) 26日0000 UTC~28日0000 UTC间隔24 h的控制预报; (g)~(i) 26日0000 UTC~28日0000 UTC间隔24 h的扰动预报

Fig. 1 The reanalysis and simulation of the low case occurring during 26 and 28 Jun 1999 on 850 hPa (the solid contour line is geopotential, units: gpm): (a) — (c) is the reanalysis during 0000 UTC 26 and 0000 UTC 28 Jun 1999 with interval of 24 hours; (d) — (f) is the control forecast; (g) — (i) is the disturbed forecast

心的位势高度为1 440 gpm, 此后该低涡向东移动, 在东移的过程中强度不断增强: 27日0000 UTC (图1b), 低涡移动到湖北地区, 低涡中心的位势高度为1 439 gpm, 在28日0000 UTC (图1c), 低涡移动到江苏和上海的交界地区, 低涡进一步加深, 中心位势高度下降到1 419 gpm。

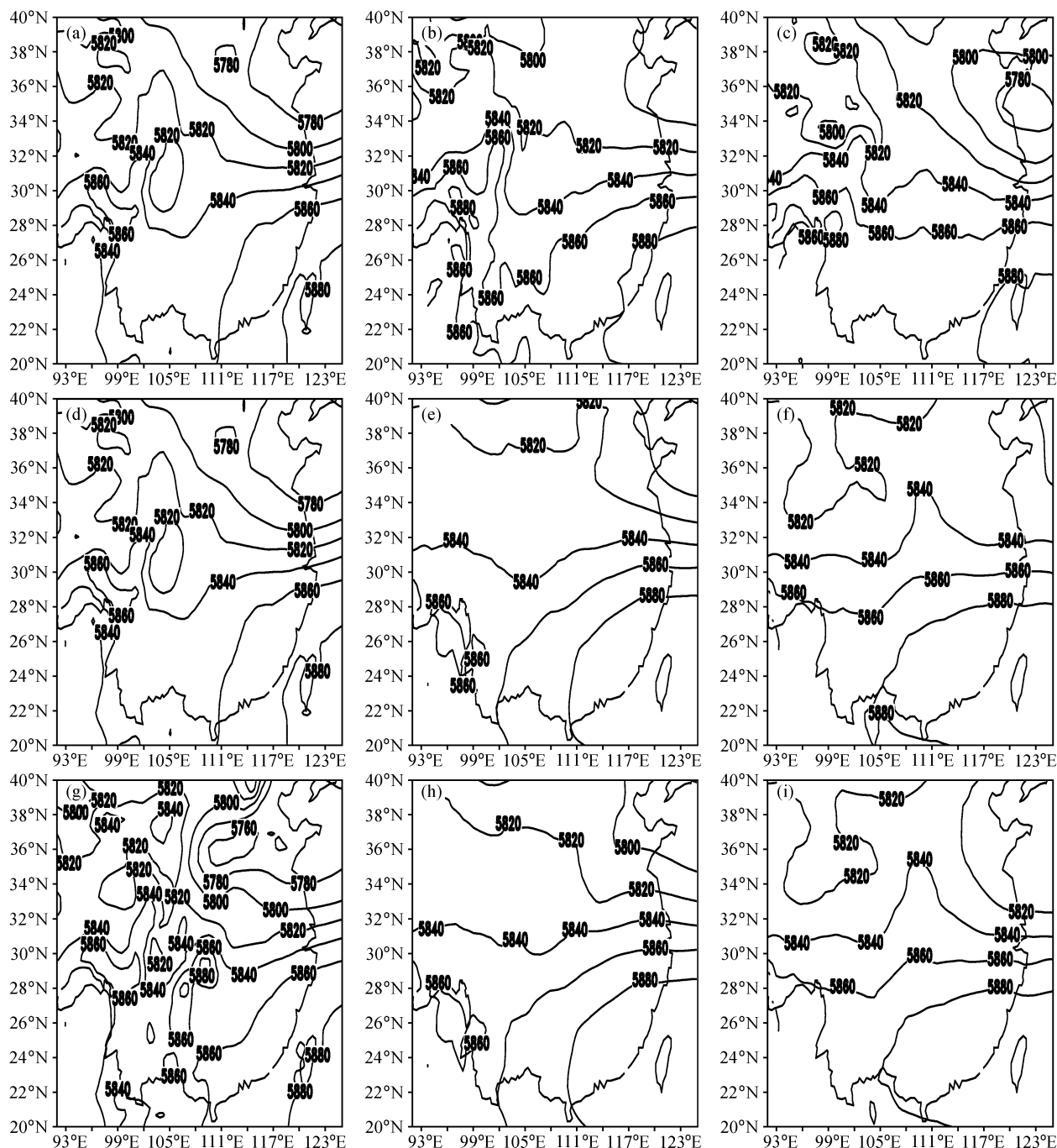


图2 1999年6月26~28日低涡过程的500 hPa再分析场和数值模拟场(实线是位势高度场,单位:gpm): (a)~(c) 26日0000 UTC~28日0000 UTC间隔24 h的再分析场; (d)~(f) 26日0000 UTC~28日0000 UTC间隔24 h的控制预报; (g)~(i) 26日0000 UTC~28日0000 UTC间隔24 h的扰动预报

Fig. 2 The reanalysis and simulation of the low case occurring during 26 and 28 Jun 1999 on 500 hPa (the solid contour line is geopotential, units: gpm): (a) — (c) is the reanalysis during 0000 UTC 26 and 0000 UTC 28 Jun 1999 with interval of 24 hours; (d) — (f) is the control forecast; (g) — (i) is the disturbed forecast

图2是此次低涡过程500 hPa高度场的实况分析和模拟结果,图2a~c是实况分析。在6月26日的对流层中层(500 hPa),虽然阻塞形势已

经不存在,但原先截断低压及贝加尔湖阻高对应位置仍然有渤海湾伸出的槽线及该槽线西边的高压脊存在(图2a),这种形势的作用与6月下旬初

期两槽一脊的作用类似，另外，西太平洋副高西伸到重庆和湖北交界处的高压脊仍然维持；6 月 27 日 0000 UTC（图 2b），渤海湾的低压槽进一步发展加深，其西边的气压脊也在 35°N 以北发展起来，该气压脊把西北边移来的低压槽与渤海湾的低压槽隔离开来；6 月 28 日 0000 UTC（图 2c），气压脊北伸发展成一个闭合的高压中心，而西北方向的低压槽与渤海湾的低压槽打通了高压脊，在山东、江苏沿海生成闭合低压。

根据以上及已有文献的描述可知：这次低涡过程的关键系统是对流层低层的低涡和切变线、对流层中层的渤海湾伸出槽线及该槽线西边高压脊，以及西太平洋副高西伸到长江中下游的部分。

2.2 模式及试验配置介绍

本文所用中尺度有限区域模式是 NCAR/PSU（美国国家大气研究中心/宾夕法尼亚大学）的 MM5 第 1 版及其对应的切线性、伴随模式。MM5 是使用地形高度 σ 坐标、Arakawa-Lamb B 跳点网格的原始方程模式，近年来在研究及业务预报方面都得到了广泛的应用。MM5 的伴随模式考虑了湿过程，其物理方案很全面，包括积云对流参数化方案、高分辨率边界层方案和辐射方案等等。

本文用于数值积分的区域如图 3 中 D01 所示，整个区域东西方向 45 个格点、南北方向 43 个格点，垂直方向一共有 15 层，水平格距为 60 km，积分区域中心经纬度是（30°N，122°E）。在物理配置方面，非线性模式、切线性模式和伴随模式都采用一致的物理选项，即非显式水汽方案、Grell 积云对流参数化方案、高分辨率 PBL 边界层方案。

初值采用 NCEP（美国国家环境预报中心）的每天 4 个时次的再分析资料生成。由于本文关心的是低涡的模拟误差，所以选择图 3 中的 D02 作为计算模拟误差的目标区域，与图 1c 比较可以看出 D02 正是 6 月 28 日 08 时低涡在 850 hPa 所处位置。在计算奇异矢量时采用干能量模：

$$\iiint \bar{\rho} \left(\frac{u^2}{2} + \frac{v^2}{2} + \frac{w^2}{2} + \frac{1}{2} \frac{g^2}{N^2} \frac{\theta^2}{\theta^2} + \frac{1}{2 \bar{\rho}^2} \frac{p^2}{c_s^2} \right) \frac{\partial p}{\partial \sigma} dx dy d\sigma,$$

其中， u 、 v 、 w 、 θ 、 p 分别是假反扰动的东西向风速、南北向风速、垂直方向风速、位温、扰动气压，在实际计算中 θ 用 t 近似代替， $\bar{\rho}$ 是基态密

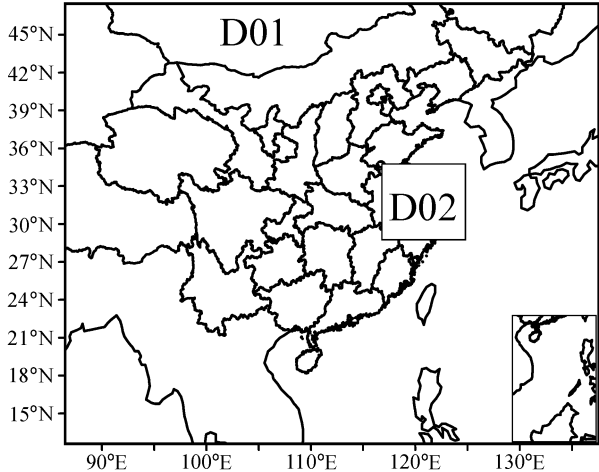


图 3 数值积分区域（D01）及误差分析区域（D02）
Fig. 3 The integral domain (D01) and the error analysis domain (D02)

度， $\bar{N}$ 是布伦特-维莎拉频率， c_s 是基态声速。
积分从 1999 年 6 月 26 日 0000 UTC 开始到 1999 年 6 月 28 日 0000 UTC 结束，共积分 48 h。在下文中，把从原始分析出发的模拟称为控制预报，而把从叠加了假反扰动出发的模拟称为扰动预报。

3 奇异矢量计算及假反扰动构造方法介绍

数值预报中，在初始时刻引入小扰动 δx_0 ，在将来某个时段内（称为优化时段）增长最快的小扰动可以通过求解以下特征值问题来得到：

$$\mathbf{E}^{-1/2} \mathbf{L}^T \mathbf{P}^T \mathbf{E} \mathbf{P} \mathbf{L} \mathbf{E}^{-1/2} \mathbf{z}_0 = \lambda^2 \mathbf{z}_0,$$

把该特征值问题的特征矢量 $(\mathbf{z}_0)_i$ 和特征值 λ_i 称为奇异矢量和奇异值，并把奇异值按 $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3 \geq \dots$ 排列，排列次序越靠前的奇异矢量奇异值越大， λ_1 对应的奇异矢量是优化时段内线性增长最快的扰动^[9]。其中， $\mathbf{L}$ 是非线性模式 F 的切线性模式， $\mathbf{L}^T$ 是 $\mathbf{L}$ 的伴随模式， $\mathbf{P}$ 是局地投影矩阵， $\mathbf{E}$ 是用于定义内积的正定哈密顿矩阵，在本文中 $\mathbf{E}$ 是前述的干能量模。

初始时刻的分析误差 e_0 可用奇异矢量 $(\mathbf{z}_0)_i$ 精确表示为

$$e_0 = \mathbf{E}^{-1/2} \sum_i a_i (\mathbf{z}_0)_i, \tag{1}$$

其中， $a_i = \langle \mathbf{E}^{1/2} (\mathbf{z}_0)_i, e_0 \rangle$ ，是初始误差在奇异矢

量上的投影系数。但在现实中,初始误差是不可能知道的,但 a_i 和 e_0 可以用以下方法近似求算。

在 t_k 时刻,引入

$$d_i = \langle \mathbf{E}^{1/2}(\mathbf{z}_k)_i / \lambda_i, \mathbf{P}e_k \rangle,$$

其中, $(\mathbf{z}_k)_i = \mathbf{E}^{1/2} \mathbf{P} \mathbf{L} \mathbf{E}^{-1/2} (\mathbf{z}_0)_i$ 是奇异矢量在 t_k 时刻的状态矢量, e_k 是预报误差, d_i 是局地投影区域内预报误差 $e_{k,p} = \mathbf{P}e_k$ 在单位矢量 $(\mathbf{z}_k)_i / \lambda_i$ 上的投影系数。

在一级近似的条件下 $e_k = \mathbf{L}e_0$, 那么

$$\begin{aligned} d_i &= \langle \mathbf{P}^T \mathbf{E}^{1/2} (\mathbf{z}_0)_i / \lambda_i, \mathbf{L}e_0 \rangle \\ &= \langle \mathbf{E}^{1/2} \mathbf{E}^{-1/2} \mathbf{L}^T \mathbf{P}^T \mathbf{E}^{1/2} \mathbf{P} \mathbf{L} \mathbf{E}^{-1/2} (\mathbf{z}_0)_i / \lambda_i, e_0 \rangle \\ &= \langle \mathbf{E}^{1/2}, \lambda_i^2 (\mathbf{z}_0)_i / \lambda_i, e_0 \rangle \\ &= \lambda_i a_i, \end{aligned}$$

所以 $a_i = d_i / \lambda_i$, 将其代入 (1), 取前 N 个奇异矢量, 得到初始误差在一级近似下的表述形式:

$$\tilde{e}_0 = \mathbf{E}^{-1/2} \sum_i d_i / \lambda_i (\mathbf{z}_0)_i, \quad (2)$$

一般把 (2) 式定义的初始误差称为假反抗动。把 $\tilde{e}_0$ 加到初始分析上, 可以使初始条件和随后的预报得到改进。

4 假反抗动与初始误差接近程度的确定

假反抗动是初始误差的一级近似, 但两者接近到什么程度? 这取决于切线性模式对非线性模式中小扰动的描述能力。初始误差经过非线性模式的积分, 在预报终止时刻产生预报误差, 该误差可以分解为非线性成分, 切线性模式可描述线性成分, 以及切线性模式不可描述线性成分 (这里暂时不考虑模式误差)。在这 3 种成分中, 切线性模式可描述线性成分所占比例越高, 切线性模式对非线性模式中小扰动的描述能力也就越强, 而假反抗动也就越接近初始误差。

所以, 确定假反抗动对初始误差接近程度也就是要确定切线性模式对非线性模式中小扰动的描述能力, 这一般是通过直接比较小扰动在切线性和非线性模式中的演变来进行的。图 4 中给出了初始时刻相同的小扰动在两种模式中不同积分时刻的状态。在 24 和 48 h 两种小扰动的中心位置和分布形态都很一致, 只是量值差异随着积分时

间的增加而增加, 两种小扰动在 24 和 48 h 的相关系数分别达到了 0.93 和 0.78。从图 4 来看切线性模式对非线性模式中小扰动的发展具有一定的描述能力, 但这种描述能力能使假反抗动在多大程度上接近于初始误差需要进一步讨论。

图 1、2 是实况分析、控制预报、扰动预报在初始时刻和 48 h 的形势场。图 2 中, 积分到 48 h, 实况 (图 2c) 中 500 hPa 渤海湾的闭合低压在扰动预报 (图 2i) 被较好地再现出来, 而该闭合低压在控制预报中 (图 2f) 却没有能够模拟出来; 图 1 中扰动预报 (图 1i) 和控制预报 (图 1f) 在实况 (图 1c) 850 hPa 的低涡位置都仅仅模拟出了一个低压槽, 但从低压槽形态与在低压槽与实况低涡位置的接近程度上, 扰动预报优于控制预报。

图 5 给出了控制预报和扰动预报的总误差干能量随奇异矢量数目的变化曲线, 计算时使用了奇异值谱中前 30 个奇异矢量。比较两种预报误差发现, 导入假反抗动使得预报误差减少了近 34%, 由于从理论上来说, 假反抗动是初始误差的一级近似, 那么可以认为假反抗动在一定程度上描述了初始误差。在文章的以下部分将对假反抗动进行分析, 以了解其描述的初始误差。

5 假反抗动分析

5.1 假反抗动的成分分析

图 6 是用于构建假反抗动的前 30 个奇异矢量 $(\mathbf{z}_0)_i$ 的系数 $a_i = d_i / \lambda_i (i=1, 2, \dots, 30)$ 变化, 其中下标 i 表示奇异矢量的序号。 a_i 可以看作一种能量谱曲线, 由 a_i 的数值可知能量分布不均匀, 能量主要集中在能量谱的右端, 这表明假反抗动主要由那些发展相对不快的奇异矢量构成, 而快速增长的奇异矢量所占比例很小。

再结合图 5 来看。图 5 中的曲线有以下几个特征: 1) 扰动预报误差小于控制预报误差 (除了 $N=1$ 时, 这可能是小扰动非线性发展所致), 表明 $\tilde{e}_0$ 描述了部分初始误差, 使预报得到了改进, $\tilde{e}_0$ 的引入最多使模拟误差减少了 34.90%; (2) 在整个 N 的变化范围内, 扰动预报误差大体呈单调递减, 但在 $1 \leq N \leq 10$ 的范围内, 扰动预报误差迅速减少, 其绝大部分误差减少量都在这个阶段完成, 所以因引入 $\tilde{e}_0$ 而减少的模拟误差主要是由快

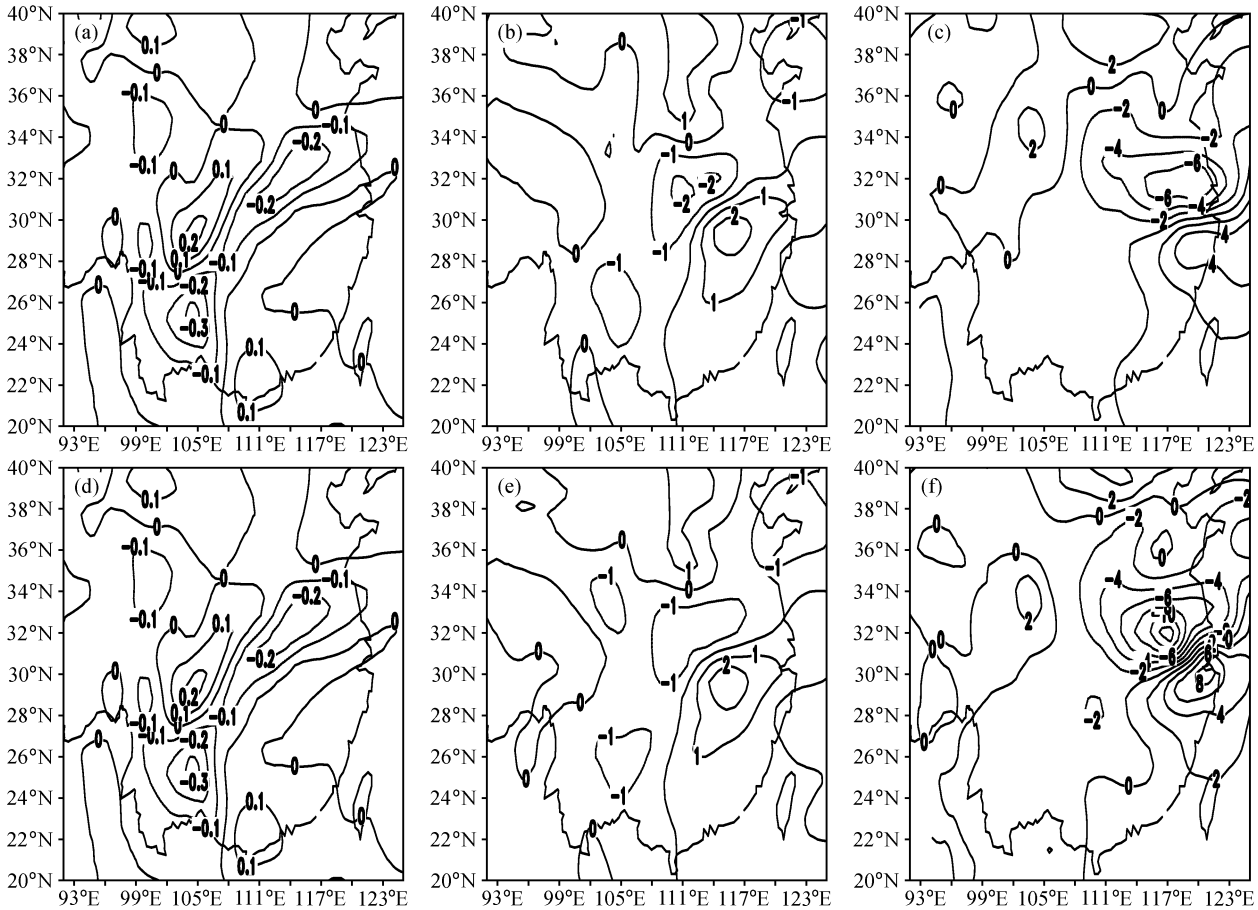


图 4 1999 年 6 月 26~28 日 0000 UTC 低涡过程在积分过程中间隔 24 h 以及 $\sigma=0.81$ 等 σ 面上切线性模式和非线性模式积分中各时刻的小扰动 u (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) ~ (c) 非线性模式积分中在 0、24、48 h 的小扰动; (d) ~ (f) 是切线性模式积分中在 0、24、48 h 的小扰动。(a)、(d) 的等值线间隔为 $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, (b)、(e) 的等值线间隔为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, (c)、(f) 的等值线间隔为 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Fig. 4 The perturbations of u (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in the tangent linear model and nonlinear model when simulating the mesoscale low case occurring during 26 and 28 Jun 1999 on $\sigma=0.81$. The contour interval in (a) and (d) is $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, in (b) and (e) is $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, and in (c) and (f) is $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. (a) — (c) are the perturbations in nonlinear model at 0, 24, and 48 h, respectively; (d) — (f) are the perturbations in tangent linear model at 0, 24, and 48 h

速增长的奇异矢量导致的。

以上分析表明快速增长的奇异矢量在假反扰动中虽然所占比例很小,但是对预报误差的产生却有着重要的贡献,在改进初值分析时,重点应该放在消除那些有着高增长率结构的误差扰动上,针对这一点在本文以下的分析中,将只针对奇异值谱中前 10 个奇异值对应的奇异矢量进行分析。

5.2 假反扰动空间分布特征

记对 $\tilde{e}_0$ 的各个分量求平方而得到的矢量为 $\tilde{e}_0$, 对 $\tilde{e}_0$ 求整层大气的垂直积分 $\int \tilde{e}_0^2 d\sigma$, 图 7a 是 $\int \tilde{e}_0^2 d\sigma$ 水平风速分量的 $\int \tilde{e}_0^2 d\sigma$ 的水平分布。在图 7a

中, $\int \tilde{e}_0^2 d\sigma$ 表现出明显的局地特征,不同物理量场的 $\int \tilde{e}_0^2 d\sigma$ 分布也趋于一致 (由于其他物理量场有相似的特征,所以只给出了水平风速的图示)。 $\int \tilde{e}_0^2 d\sigma$ 的局地化表明初始误差中快速增长扰动结构的分布具有相对集中的特征,这个特征对于目标观测的实际实施具有重要的意义,因为如果误差区本身就很分散,即使能把目标观测区与这些误差区严格地对应起来,要把数量有限的可移动观测设备设置到很分散的目标观测区也是困难的。

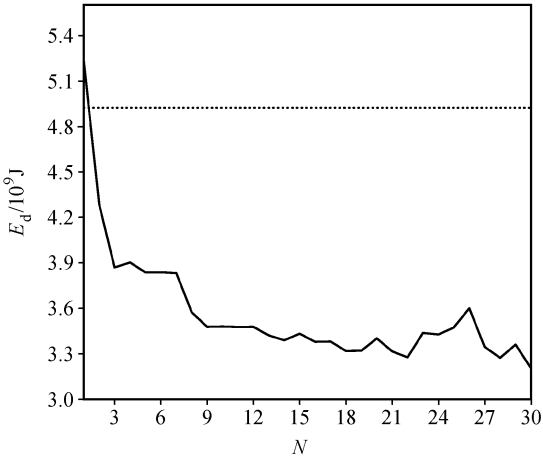


图 5 控制预报误差干能量(点线)和扰动预报误差干能量(实线)的变化。N 为奇异矢量的数量
Fig. 5 The dry energy of control forecast error (dot line), disturbed forecast error (solid line). The abscissa is the number of singular vector

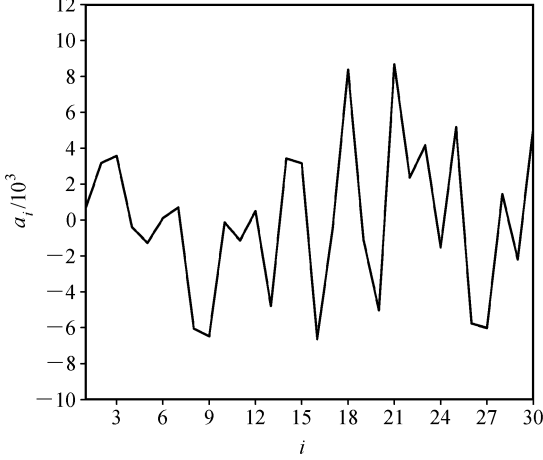


图 6 $a_i=d_i/\lambda_i$ 的变化。 i 为奇异矢量的序号
Fig. 6 The curve of $a_i=d_i/\lambda_i$. The abscissa is the order number of singular vector

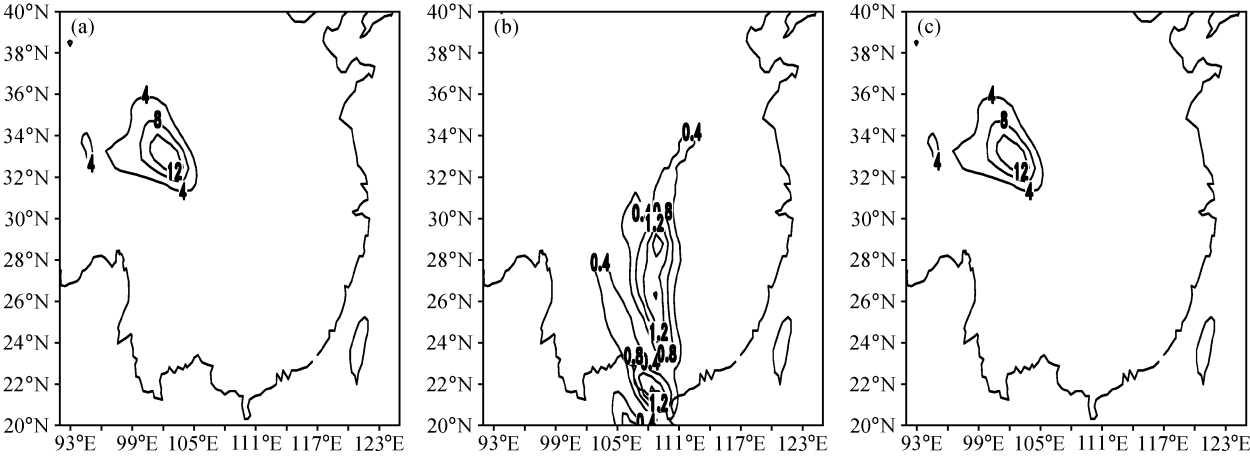


图 7 矢量 $\bar{e}_0$ 水平风速分量(单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) 垂直积分的水平分布: (a) 整个对流层的垂直积分; (b) 对流层下层的垂直积分; (c) 对流层中上层的垂直积分。 (a) 和 (c) 的等值线间隔 $4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, (b) 的等值线间隔 $0.4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$
Fig. 7 The horizontal distribution of vertical integral of $\bar{e}_0$ (units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$). (a) is the vertical integral in the entire troposphere, (b) is in the lower troposphere, and (c) is in the middle and upper troposphere. The contour interval in (a) and (c) is $4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, while is $0.4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ in (b)

在垂直方向上,图 7b 和 7c 是 $\bar{e}_0$ 在对流层下层和中上层积分的水平分布。图中可以看出两个特征,首先 $\bar{e}_0$ 随着高度增加而向西北方向倾斜,在已往的集合预报研究中已证明这是快速发展扰动的特征^[22],这个特征与目前讨论的是奇异值谱中前 10 个发展最快的奇异矢量的事实相对应。

其次, $\bar{e}_0$ 主要集中在对流层中高层,图 7a 和 7b 几乎完全相似也说明了这一点。虽然假反扰动主要集中在对流层中上层,但不能据此认为对流

层中上层的假反扰动对改进预报就更重要一些。

为了确认对流层上下层假反扰动对改进预报质量作用的相对大小,需要做进一步的工作。本文设计了 2 个试验:第 1 个试验(Exp1)把 $\bar{e}_0$ 的 $\sigma \leq 0.63$ 分量都设置为 0,再把改变过后的 $\bar{e}_0$ 迭加到初始分析值上,向前积分得到不同于控制预报的预报结果,第 2 个试验(Exp2)与 Exp1 类似,只是 Exp2 中是把 $\bar{e}_0$ 的 $\sigma > 0.63$ 分量都设置为 0。 $\sigma = 0.63$ 大约对应于 500 hPa 的高度,所以

表 1 Exp1、Exp2 和 Ctrl 在 D02 内整层大气的预报误差干能量

Table1 The dry energy of forecast error of Exp1, Exp2, and Ctrl in the entire atmosphere in domain D02

	Exp1	Exp2	Ctrl
预报误差干能量	4. 75	3. 37	4. 92

Exp1 和 Exp2 分别对应于只考虑对流层低层和中高层 $\tilde{e}_0$ 的情形。

表 1 列出了 Exp1、Exp2 和 Ctrl（控制预报）在 D02 内整层大气的预报误差干能量。Exp1 和 Exp2 都比 Ctrl 的误差小，表明无论在对流层中上层，还是在对流层下层引入 $\tilde{e}_0$ 都可以改进预报质量；同时，Exp2 小于 Exp1，这表明相比之下对流层中上层的 $\tilde{e}_0$ 对改进预报的贡献更大一些。据此可以认为无论是改进观测还是分析，相对于对流层下层来说，中上层都应该给予更多的关注。

以上分析了 $\tilde{e}_0$ 的总体分布特征，而在各个高度层次上 $\tilde{e}_0$ 又是怎样分布的？图 8 是 $\tilde{e}_0$ 在 500 hPa 的水平分布。从图中可以看出 $\tilde{e}_0$ 具有中尺度的特征，与图 2 比较可以发现 $\tilde{e}_0$ 主要分布在初始分析的关键系统周围，这使得扰动分析中，500 hPa 的关键系统与原始分析都有了明显的差别（图 2a 和 1g）。由渤海湾延伸出的低压槽线进一步向南伸展，低压槽西边的高压脊加深，在重庆与湖北交界处的西太平洋副高西伸脊线增强北伸。850 hPa 的 $\tilde{e}_0$ 也有类似的特征（图 1a 和 1g），在扰动分析中，低涡西南方向的低压槽加深了。针对此项特征，为了改进预报，应该加强对关键系统的观测，以获得更多的中尺度信息。

5.3 假反扰动中不同物理量场的相对重要性

本节将讨论不同物理量场的 $\tilde{e}_0$ 对改进预报质量作用的相对大小。只保留 $\tilde{e}_0$ 中的某一种物理量场，而把其他物理量场都设置为 0，得到 $\tilde{e}_{0,var}$ ，下标 var 指示了保留下来的物理量，取值为 (u, v) （水平风场扰动）、 w 、 t 、 q 、以及 p 。比较引入不同 $\tilde{e}_{0,var}$ 的预报误差就可以看出 $\tilde{e}_0$ 中不同物理量场的相对重要性。

表 2 列出了引入不同 $\tilde{e}_{0,var}$ 的预报误差干能量。比较这些数据发现， p 对改进预报质量的作用最大，其次是 t 和 (u, v) ， w 的作用很小， q 的作用最为微弱（引入 q 的预报误差与 Ctrl 的预报误差

相差极小，在表 2 中计数方法下，直到小数点后 3 位两者才出现差异）。由表 2 中数据可知，如果在观测和分析时要侧重于某一种物理量场时，优先取位势高度场，其次温度场，再其次水平风场，会是一种比较合理的取舍顺序。

5.4 假反扰动中各种物理量场的动力相关性

图 8 是 $\tilde{e}_0$ 在 500 hPa 的水平分布。观察图 8 发现，位势高度扰动 h （图 8a）的符号与 t （图 8b）和 q （图 8c）的符号相反，结合图 1 和图 2 初始分析场中主要系统的空间分布进行分析，可以看到在 h 、 t 和 q 之间存在着某种动力相关关系。

由前面的叙述可知初始分析中 500 hPa 的主要系统是渤海上空的槽线，槽线西边的高压脊，以及在重庆和湖北交界处的西太平洋副高西伸脊 [这几个关键系统集中在 $(24^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E})$ 和 $(45^{\circ}\text{N}, 120^{\circ}\text{E})$ 之间]^[23~25]。在扰动分析场中，这几个系统相对于原始分析场都有增强的趋势。

初始分析场的温度和湿度场方面，在 $(24^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E})$ 和 $(45^{\circ}\text{N}, 120^{\circ}\text{E})$ 之间，低气压和高气压分别由（高温、高湿）和（低温、低湿）控制（图略）。在扰动分析场中，正如气压场的变化那样，这些区域的温度、湿度对应的控制系统也增强了。据此可以认为假反扰动的标量场都使得分析场中对应的控制系统得到了增强，在不同物理量场的假反扰动间存在某种使其呈现出协调一致特征的动力相关关系。

这种动力相关关系也存在于位势高度场与水平风场间。图 9 是在 $(24^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E})$ 和 $(45^{\circ}\text{N}, 120^{\circ}\text{E})$ 之间 $\tilde{e}_0$ 的 h 和水平风场。图中高度场有明显扰动的区域，风场也有明显的扰动存在，并且高度场与风场的扰动场间在一定程度上满足地转风平衡关系。

虽然前面的分析指出假反扰动中不同物理量场的相对作用有大有小，在观测和分析时对不同物理量场可以有所侧重，但考虑到动力相关关系的存在，在观测和分析时应该尽可能协调一致地

表 2 引入不同 $\tilde{e}_{0,var}$ 的预报误差干能量

Table 2 The dry energy of forecast error due to introduce different $\tilde{e}_{0,var}$

	$\tilde{e}_{0,(u,v)}$	$\tilde{e}_{0,w}$	$\tilde{e}_{0,t}$	$\tilde{e}_{0,q}$	$\tilde{e}_{0,p}$
预报误差干能量	4. 30	4. 91	4. 11	4. 92	3. 90

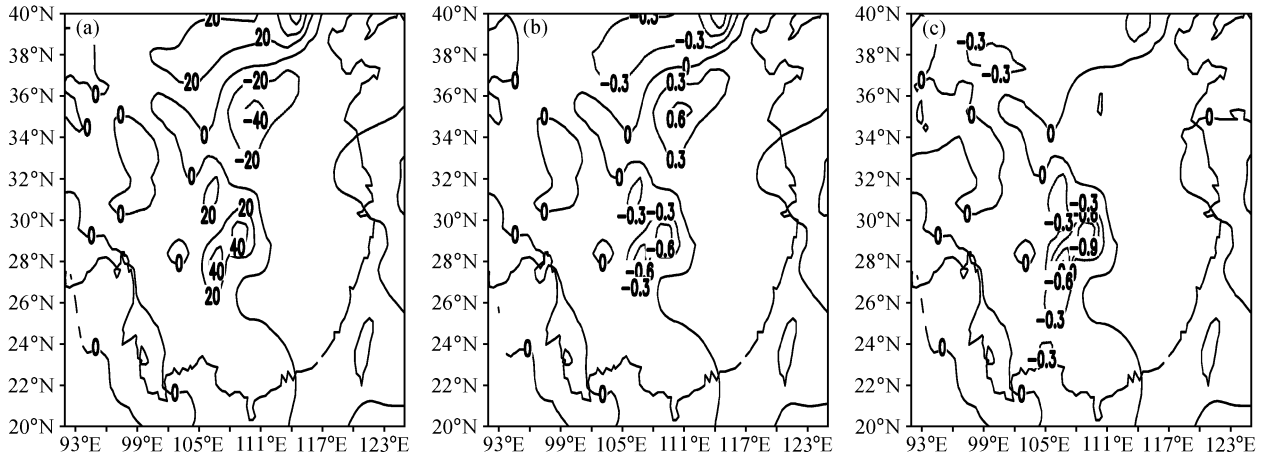


图 8 $\bar{\epsilon}_0$ 在 500 hPa 的水平分布: (a) 位势高度扰动对应的 $\bar{\epsilon}_0$ (单位: gpm, 等值线间隔 20 gpm); (b) 温度扰动对应的 $\bar{\epsilon}_0$ (单位: K, 等值线间隔是 0.3 K); (c) 比湿扰动对应的 $\bar{\epsilon}_0$ (单位: $1.0 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$, 等值线间隔是 $0.3 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 8 The horizontal distribution of $\bar{\epsilon}_0$ on 500 hPa; (a) is the geopotential component (units: gpm), which contour interval is 20 gpm, (b) is the temperature component (units: K), which contour interval is 0.3 K, and (c) is the mixed vapor ratio component (units: $1.0 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$), which contour interval is $0.3 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$

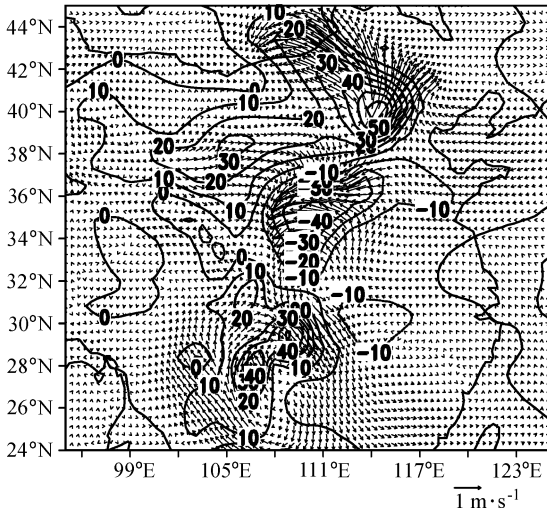


图 9 500 hPa (24°N, 100°E) ~ (45°N, 120°E) $\bar{\epsilon}_0$ 对应的位势高度 (实线, 单位: gpm, 等值线间隔为 10 gpm) 和水平风矢量

Fig. 9 The geopotential (solid line, units: gpm, the contour interval is 10 gpm) and horizontal wind vector (vector) in region of (24°N, 100°E) to (45°N, 120°E) on 500 hPa

改进所有的物理量场。

假反扰动的不同物理量场间的动力相关关系使得假反扰动的各种物理量 (图 8) 的空间分布趋向于一致, 这一特征对目标观测的实际实施也有一定的意义, 因为如果不同物理量场的假反扰动有不同的空间分布区域, 在观测与误差区对应的

目标观测区时, 就需要不同的可移动观测设备去观测不同的物理量, 而当所有物理量的假反扰动重合在一起, 则一组可移动观测设备就可以在一个目标观测区对所有物理量进行观测。

6 结论

本文对在 1999 年 6 月 26~28 日发生、发展起来的一个江淮梅雨锋低涡个例进行了数值模拟, 用模拟结果作为基态计算了奇异矢量、利用奇异矢量构造了假反扰动, 并以假反扰动作为初始误差的一种近似, 对初始误差的各种特征作了分析。

叠加了假反扰动后的预报精度有了一定的改进, 在计算了模拟误差干能量之后发现扰动预报较控制预报使模拟误差减少了 34%, 可以认为假反扰动在一定程度上描述了初始误差。

分析假反扰动的具体形势发现 850 hPa 上初始误差主要是低涡西南方向的低压槽偏弱, 而在 500 hPa, 渤海湾低压槽向西南方向的伸展不够, 低压槽东边的高脊向北伸展不够。这些初始误差都分布在关键系统的周围, 并且具有中尺度的特征。

假反扰动的成分分析指出初始时刻的假反扰动中, 发展缓慢的奇异矢量是主体, 而增长迅速的奇异矢量所占的比例很小, 但到了模拟终止时

刻, 发展迅速的奇异矢量占据了模拟误差的主体, 这说明对本次模拟而言, 关键的误差是那些快速发展的误差结构, 尽管这些误差结构的振幅并不明显, 它们却造成了绝大部分的模拟误差。

假反扰动在水平方向上具有局地化、各种物理量分布一致的特征, 这个特征对于目标观测的实际实施有重要的意义, 因为如果额外观测点分布在广泛的空间区域内, 并且不同的物理量场有不同的目标观测区, 那么用数量有限的可移动观测设备来对这些分散而且不重合的额外观测点进行观测是很困难的。

计算结果表明由奇异矢量构造的假反扰动具有改进模拟质量的潜在能力和实际能力, 由于初始扰动在非线性模式积分的演变过程中有非线性成分和切线性模式不可描述的线性成分, 实际能力总是低于潜在能力, 为了进一步提高假反扰动与初始误差的接近程度, 也为了提高假反扰动改进模拟质量的实际能力, 应该对切线性模式作进一步的改进。

本文在一级近似的条件下用奇异矢量构造了虚拟的初始误差: 假反扰动, 并对其进行了分析, 但真实的初始误差是否确实具有本文提示的这些结构特征? 为了解答这个问题可以在初始分析时加入卫星资料, 在确认卫星资料的引入对预报结果有明显的改进后, 再把初始分析场的增量与假反扰动进行对比。此类工作将是我们以后工作的一个重点。

参考文献 (References)

[1] 高坤, 徐亚梅. 1999 年 6 月下旬长江中下游梅雨锋低涡扰动的结构研究. *大气科学*, 2001, **26** (6): 740~756
Gao Kun, Xu Yamei. A simulation of mesovortex along Meiyu front during 22–30 June 1999. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2001, **26** (6): 740~756

[2] Ding Yihui, Zhang Yan, Ma Qiang, et al. Analysis of the large-scale circulation features and synoptic systems in east Asia during the intensive observation period of GAVE/HUBEX. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 2001, **79**: 277~300

[3] Trefethen L N, Trefethen A E, Reddy S C, et al. Hydrodynamic stability without eigenvalues. *Science*, 1993, **261**: 578~584

[4] Buizza R, Palmer T N. The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, 1995, **52**: 1434~1456

[5] Lorenz E N. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, 1965, **17**: 321~333

[6] Molteni F, Palmer T N. Predictability and finite-time instability of the northern winter circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1993, **119**: 269~298

[7] Barkmeijer J, Houtekamer P, Wang X. Validation of a skill prediction method. *Tellus*, 1993, **41A**: 424~434

[8] Ehrendorfer M, Tribbia J J. Optimal prediction of forecast error covariances through singular vectors. *J. Atmos. Sci.*, 1997, **54**: 286~313

[9] Gelaro R, Buizza R, Palmer T N, et al. Sensitivity analysis of forecast errors and the construction of optimal perturbations using singular vectors. *J. Atmos. Sci.*, 1998, **55**: 1012~1037

[10] Gelaro R, Reynolds C A, Langland R H, et al. A predictability study using geostationary satellite wind observations using NORPEX. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128**: 3789~3807

[11] Emanuel K, Raymond D, Betts A, et al. Report of the first prospectus development team of the U. S. weather research-program to NOAA and ther NSF. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1995, **76**: 1194~1208

[12] Langland R, Rohaly G. Adjoint-based targeting of observation for FASTEX cyclones. In: *Preprints, Seventh Conf. on Mesoscale Process, Reading*. United Kingdom: Amer. Meteor. Soc., 1996. 369~371

[13] Joly A, Jorgensen D, Shapiro M A, et al. The Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX): Scientific objectives and experimental design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1997, **78**: 1917~1940

[14] Palmer T N, Gelaro R, Barkmeijer J, et al. Singular vectors, metrics, and adaptive observations. *J. Atmos. Sci.*, 1998, **55**: 633~653

[15] Bergot T, Hello G, Joly A, el al. Adaptive observation: A feasibility study. *Mon. Wea. Rev.*, 1999, **127**: 743~765

[16] Berliner L M, Lu Z-Q, Snyder C. Statistical design for adaptive weather observations. *J. Atmos. Sci.*, 1999, **56**: 2536~2552

[17] Bishop C H, Toth Z. Ensemble transformation and adaptive observations. *J. Atmos. Sci.*, 1999, **56**: 1748~1765

[18] Buizza R, Montani A. Targeting observations using singular vector. *J. Atmos. Sci.*, 1999, **56**: 2965~2985

[19] Hansen J A, Smith L A. The role of operational constraints in selecting supplementary observations. *J. Atmos. Sci.*, 2000, **57**: 2859~2871

[20] Bishop C H, Etherton B J, Majumdar S J. Adaptive sam-

- pling with the ensemble transform kalman filter. Part I: Theoretical aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 2001, **129**: 420~436
- [21] Majumdar S J, Bishop C H, Etherton B J. Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part II: Field program implementation. *Mon. Wea. Rev.*, 2002, **130**: 1356~1369
- [22] Rabier F, Klinker E, Courtier P, et al. Sensitivity of forecast errors to initial conditions. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 1996, **122**: 121~150
- [23] 张雁, 丁一汇, 马强. 持续性暴雨的环流特征分析. 气候与环境研究, 2001, **6**: 161~167
Zhang Yan, Ding Yihui, Ma Qiang. Analysis of the atmospheric circulation in relation to persistent rain storm on the Meiyu front. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2001, **6**: 161~167
- [24] 李柏, 曹性善, 周昆, 等. 江淮梅雨锋暴雨过程中尺度系统的演变及结构特征分析与研究. 气候与环境研究, 2001, **6**: 168~173
Li Bai, Cao Xingshan, Zhou Kun, et al. The analysis and research to the evolution and structure characters of the mesoscale systems during the Meiyu front heavy rain processes. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2001, **6**: 168~173
- [25] 彭京备, 宋正山. 1999 年夏季江淮地区热源和水汽汇时空变化特征. 气候与环境研究, 2001, **6**: 153~160
Peng Jingbei, Song Zhengshan. The characteristics of temporal and spatial variabtions of heat sources, moisture sinks over the Changjiang-Huaihe valley in summer 1999. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2001, **6**: 153~160