

# NWP 模式中纬向平均环流系统误差的动力诊断\*

张绍晴 刘还珠

(国家气象中心,北京,100081)

吴国雄

(中国科学院大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG),北京,100029)

杨云峰

(国家气象中心,北京,100081)

## 摘 要

证明了模式在预报时段的纬向平均环流误差,是由于在预报时段内模式大气和真实大气中西风加速过程的不同造成的。又由于原始方程的无加速定理中各强迫因子具有良好的线性迭加性,因此能够清楚地将造成模式系统误差的动力因子分解开来。通过对 T42L9 模式的分析,说明原始方程的无加速定理可以作为分析模式系统误差的良好手段。动力诊断分析结果表明,模式对纬向平均环流分布具有较好的预报能力,但在各纬带也存在明显的误差。通过无加速定理的分解分析,本文研究了这些误差的成因及改善模式的可能途径。

**关键词:** 西风加速,无加速定理,NWP 模式,系统误差。

## 1 引 言

早在 18 世纪平均经圈环流理论建立时,气象学家就已认识到平均经圈环流与纬向平均西风变化有关(Lorenz,1967)<sup>[1]</sup>。在大气动力学中,长期困扰人们的一个问题就是,大气运动的平均流是如何克服摩擦消耗而维持的,这就引发出了大气动力学中关于波流相互作用旷日持久的大量研究。1960 年代,Eliassen 和 Palm(1960)<sup>[2]</sup>,Charney 和 Drazin(1961)<sup>[3]</sup>在定常波及波能传播的研究中,研究平均流的加速和波动行为的关系,提出了 EP 理论和无加速定理。1970 年代,Andrews 和 McIntyre(1976)<sup>[4]</sup>推导出了传输的平均流方程系统,并定义了 EP 通量和余差经圈环流。1980 年代初,Edmon、Hoskins 和 McIntyre<sup>[5]</sup>(简称 EHM)发展了准地转的无加速理论,可用来研究任何尺度的涡动与平均流的相互作用,并发展了推广的 EP 通量。Stone 和 Salustri(1984)<sup>[6]</sup>引入了涡动水汽平流效应,定义了湿 EP 通量并论证了无加速理论在湿空气中的应用。吴国雄和刘还珠(1987)<sup>[7]</sup>与吴国雄、陈彪(1989<sup>[8]</sup>,1990<sup>[9]</sup>)利用传统的欧拉观念,建立了原始方程中的无加速定理,

\* 初稿时间:1993 年 3 月 3 日;修改稿时间:1994 年 2 月 1 日。

并利用长期平均资料统计,分析了大气环流各种尺度涡动通量及各种内外强迫因子对西风加速的作用,使我们对大气环流各种尺度涡动的波流相互作用有了直观而明确的认识。

本文的目的,是利用该理论去建立对数值天气预报(NWP)模式误差的检验和分析方法。并用之来分析国家气象中心业务模式 T 42L9 系统误差的成因,以求进一步改善模式及中期数值天气预报。

## 2 基本原理

### 2.1 原始方程中的无加速定理

吴国雄等<sup>[8,9]</sup>从完整的原始方程出发,得到欧拉概念下新的无加速定理的表达形式:

$$[u]_t = f^{-1}C\psi_p + [f + 2a^{-1}u \tan\varphi]^{-1}B\psi_\varphi + f^{-1}(F_1 + F_2 + F_3) \quad (1a)$$

$$[\theta]_t = - (a \cos\varphi)^{-1}[\theta]_\varphi \psi_p + (a \cos\varphi)^{-1}[\theta]_\varphi \psi_\varphi + \frac{a p}{R} \left(\frac{p}{p_0}\right)^k (H_1 + H_2 + H_3) \quad (1b)$$

式中平均经圈环流流函数  $\psi$  通过方程:

$$(A\psi_\varphi)_\varphi + 2B(\psi_{\varphi p}) + (C\psi_p)_p + B_p\psi_\varphi + B_\varphi\psi_p = (F_1 + F_2 + F_3)_p + (H_1 + H_2 + H_3)_\varphi = F_p + H_\varphi \quad (2)$$

求解而得,其中  $A, B, C$  及  $F_1, F_2, F_3, H_1, H_2, H_3$  分别定义为:

$$A = - (a^2 \bar{\rho} \cos\varphi)^{-1} [\ln\theta]_p$$

$$B = (a^2 \bar{\rho} \cos\varphi)^{-1} [\ln\theta]_\varphi$$

$$C = (\cos\varphi)^{-1} f \{ f - (a \cos\varphi)^{-1} [u \cos\varphi]_\varphi \}$$

$$F_1 = - \frac{f}{a \cos\varphi} [u^* v^* \cos^2\varphi]_\varphi$$

$$F_2 = - f [u^* \omega^*]_p$$

$$F_3 = fF$$

$$H_1 = - \frac{R}{a p} \left(\frac{p}{p_0}\right)^k (a \cos\varphi)^{-1} [v^* \theta^* \cos\varphi]_\varphi$$

$$H_2 = - \frac{R}{a p} \left(\frac{p}{p_0}\right)^k [\omega^* \theta^*]_p$$

$$H_3 = \frac{R}{a p} \left(\frac{p}{p_0}\right)^k Q_m$$

下标 1, 2, 3, 分别表达与水平涡动输送、垂直涡动输送和外源相联系的量,  $F$  表外力,  $Q_m$  为外热源,  $F_i$  和  $H_i$  分别表示动量和热量强迫。

从以上诸式可看出,方程(2)的系数  $A, B, C$  分别表示静力稳定度、斜压稳定度和惯性稳定度,它们仅与基本气流的状态有关,与  $\psi$  无关,因而式(2)满足线性叠加原理。对于方程(2),大气环流参数总体满足  $B^2 - AC < 0$ , 故而该方程在通常情况下为椭圆型方程。如果方程(2)右边各项为零 ( $H_i = F_i = 0 \quad i = 1, 2, 3$ ), 又有齐次边界条件,则方程(2)的解为齐次解,即:  $\psi \equiv 0$ , 式(1a)及(1b)变为  $[u]_t = [\theta]_t = 0$ 。因而原始方程中的无加速定理

与 EHM 的意义相似。式(2)中,除动力外源  $F_3$  及热力外源  $H_3$  外,其它各量均可通过对数值模式输出资料进行处理而获得,而外源项可通过计算动量方程和热量方程的余差而获得。其中热力外源又可通过对模式输出的水汽及温度资料进行处理,而将大尺度(网格尺度)凝结潜热项分离出来。这样,建立在一组数值模式输出资料的基础上,可以获得影响西风加速的 7 大强迫因子。通过方程(2)解得每一强迫因子所激发出来的经圈环流流函数  $\psi$ ,可以从方程(1a)中第一项  $u_0 = f^{-1}C\psi_p + [f + 2a^{-1}u \tan\varphi]^{-1}B\psi_e$  估计出该因子所激发的经圈环流对西风加速的作用;第二项  $u_c = f^{-1}(F_1 + F_2)$  为动力内强迫因子对西风加速的直接作用,第三项  $u_s = f^{-1}F_3$  为外摩擦与山脉力矩等外强迫因子对西风加速的直接作用。于是方程(1a)可简写为

$$[u]_i = u_0(F_i, H_i) + u_c(F_i, H_i) + u_s(F_3) \quad i = 1, 2, 3 \quad (3)$$

于是,由给定的  $F_i, H_i$  计算出其对西风加速的直接和间接效应。

## 2.2 无加速定理在 NWP 误差分析中的应用

设  $t = T$  时刻预报量的纬向平均为  $A([u]$  或  $[\theta])$ , 预报值为  $A_f(T)$ , 分析值为  $A_a(T)$ , 则该时刻其纬向平均的预报误差  $\Delta A(T)$  应为:

$$\Delta A(T) = A_f(T) - A_a(T) \quad (4)$$

设  $t = 0$  时刻  $A$  的分析值为  $A_a(0)$ , 式(4)可改写为:

$$\Delta A(T) = [A_f(T) - A_a(0)] - [A_a(T) - A_a(0)] \quad (5)$$

用“ $-T$ ”表示该时段的平均,于是,在  $\Delta t = T$  期间,该量的平均误差为:

$$\overline{\Delta A}^T = \frac{\Delta A(T)}{T} = \frac{A_f(T) - A_a(0)}{T} - \frac{A_a(T) - A_a(0)}{T} \quad (6)$$

上式右端两项分别表示在  $t = 0$  到  $t = T$  期间,模式大气(预报)及“真实大气”(分析)中,该物理量的“平均变率”,它们可分别记为  $\frac{\partial \bar{A}_f}{\partial x}$  及  $\frac{\partial \bar{A}_a}{\partial x}$ , 于是有:

$$\overline{\Delta A}^T = \frac{\partial \bar{A}_f}{\partial x} - \frac{\partial \bar{A}_a}{\partial x} \quad (7)$$

式(7)表明,从某一初始场出发积分  $T$  时段后,模式预报的平均误差  $\overline{\Delta A}^T$  是由于模式大气和真实大气在该时段内平均变率的不同所造成的。

如取  $A = [u]$ , 根据式(3)有

$$\frac{\partial [u]_f}{\partial x} = (u_0)_f + (u_c)_f + (u_s)_f \quad (8)$$

$$\frac{\partial [u]_a}{\partial x} = (u_0)_a + (u_c)_a + (u_s)_a \quad (9)$$

把式(8)、(9)代入式(7)有

$$\overline{\Delta [u]}^T \approx \overline{\Delta u_0}^T + \overline{\Delta u_c}^T + * \overline{\Delta u_s}^T \quad (10)$$

上式取近似号,是由于只有当  $T \rightarrow 0$  时,式(10)才能取等号。

由于平均量实质上表示了物理量在该时段的平均积累,式(10)于是指出:  $T$  时刻预报模式的误差 ( $\overline{\Delta [u]}^T * T$ ) 是由于  $T$  时段中引起西风加速的各因子在模式大气和实际大气中累积贡献的不同的综合结果。在某一预报时刻  $T$  的预报误差率  $\delta^T A$  是由于在该预报时刻中导致西风加速的各因子在模式大气和实际大气中累积贡献的差异之共同作用的结

果。式(7)、式(10)于是成为应用无加速定理去分析模式误差原因的物理基础。通过比较预报时段模式大气中和实际大气中式(10)右端各项的相对大小,便可以分析模式大气中各内、外强迫作用项对模式纬向平均环流误差的相对贡献,从而诊断出导致模式系统误差的物理原因。

### 3 T42L9 模式中纬向平均西风的系统误差

本文利用中国国家气象中心(CNMC)存档的1992年1月和7月的分析资料相应的120h( $T=5d$ )预报资料对该模式的纬向平均环流的月平均误差进行检验。在进行统计时,主要进行下述工作:

(1)由式(4)计算逐日的第五天预报误差 $\Delta[u]$ 。例如1日的预报误差由1991年12月27日为起始场的第5d预报减去1992年1月1日的分析场得到,其余类推。

(2)以24h为间隔,由式(8)、(9)计算某天模式大气和真实大气在5d预报期间每1d各项强迫因子及其所造成的西风加速 $u_o, u_e$ 及 $u_s$ ,再求5d的平均,从而得到该式(10)右端各西风加速因子的分布。

(3)以24h为间隔,对经上述1,2两项计算得到的逐日预报误差分布和西风加速因子的分布求月平均,从而得到月平均误差分布及月平均西风加速因子的分布。

图1为1992年1月和7月月平均的纬向平均环流预报、分析和误差分布。图中显示,模式预报与分析的纬向平均环流分布是很相似的,急流位置和东风带的分布都对应得很好。然而,在预报场和分析场之间也存在若干误差。其总的特征是热带和极地东风偏强;中纬度,尤其是中、高对流层,西风偏强。冬半年高纬地区误差较大。根据式(5)和式(6),上述误差场可以分解为模式大气中和实际大气中纬向西风在预报时段( $T$ )内总变化之差,图2中分别给出1月和7月模式大气及真实大气中月平均的纬向平均环流总变化率,以及两者之差。

比较图2和图1可以看出,两者具有完全一致的分布。这是因为,根据式(6),模式大气和实际大气中纬向平均环流变率之差异精确地等于模式的平均误差,或说“系统误差”。

### 4 西风加速和系统误差

纬向平均大气满足静力关系,为了分析纬向平均环流误差,在图3中展示了T42L9模式大气中1992年1月和7月纬向平均位温 $[\theta]$ (a)和经圈环流 $[\psi]$ (b)的5d预报的月平均误差。在平流层中,模式大气在热带偏暖,中高纬度偏冷,北极区冬季气温偏高。对流层中,尤其是近地面层亦具有类似的特征,只是1月份近地层负偏差范围是从 $30^{\circ}N$ 到 $45^{\circ}N$ 左右,而高层是 $30^{\circ}N$ 到 $70^{\circ}N$ ,7月份负偏差范围要大得多,仅在北极地区中层(500hPa附近)有一较小的正偏差区;说明T42模式120h位温预报在副热带地区有一个梯度偏大区,而在近极地附近有一个梯度偏小区。南极地区误差极大。这种温度场误差导致模式大气纬向平均环流在高低纬偏弱,中纬度偏强,与图1和2的结果一致。1月份(图3b<sub>1</sub>)直接环流(Hadely环流)及中纬度的间接环流(Ferrel环流)均比分析要强,直(间)接环流的质

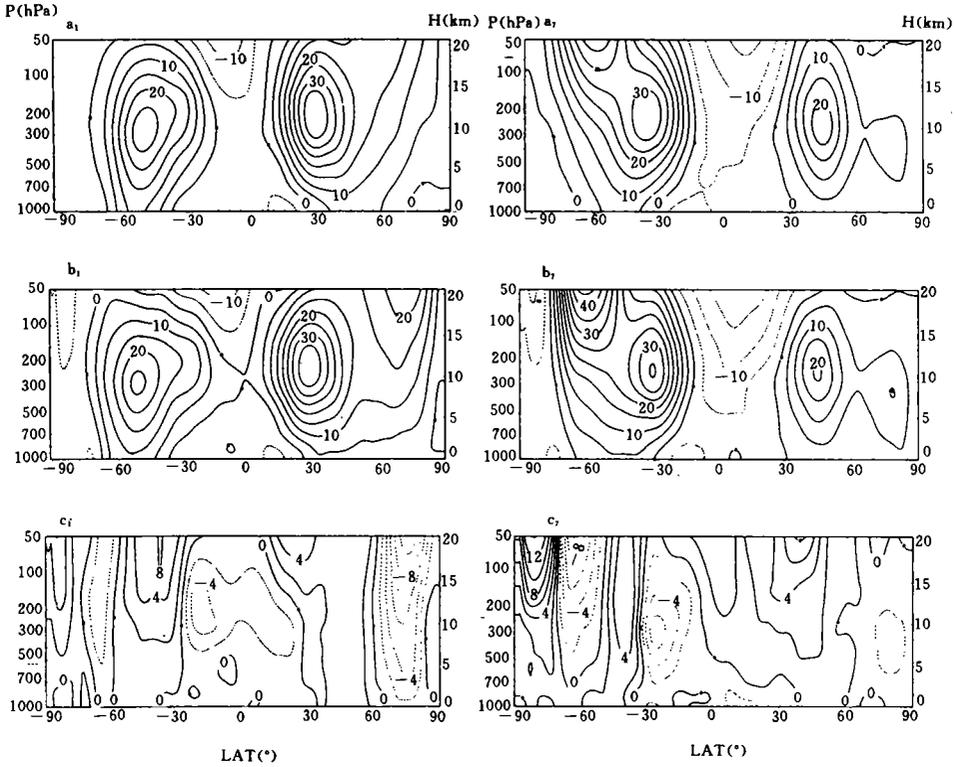


图1 1992年1月(左列)和7月(右列)月平均第5天预报的纬向平均环流分布( $a_1$ 和 $a_7$ )、相应的分析值( $b_1$ 和 $b_7$ )、以及它们的差异分布( $c_1$ 和 $c_7$ )

(等值线间隔 $a, b$ 为 $5.0 \text{ms}^{-1}$ ,  $c$ 为 $2.0 \text{ms}^{-1}$ , 各分图横坐标为纬度,

左侧纵坐标为压力(hPa), 右侧纵坐标为高度(km))

量通量中心数值均比分析大一倍, 相应北半球副热带下沉区的下沉运动亦偏强, 7月份(图3 $b_7$ )赤道附近有较强的上升运动, 而北半球副热带地区亦存在比实况强得多的下沉运动。过强的下沉运动导致这里有过强的质量辐散, 因而在位势高度场上, 无论是冬季还是夏季都表现出T42预报的副高过强, 副热带急流偏强。而夏季副热带地区长期被强大副高控制, 影响了对季节的调整和主要雨带的预报能力。这种经圈环流误差分布的原因将另文分析。其直接效果之一, 如即将看到的, 是损害了热带的加热场分布, 使纬向平均环流预报出现误差。为检验无加速定理在模式纬向平均环流误差检验中的可行性, 首先, 根据式(8)、(9)右端各项, 计算出模式大气和真实大气中的西风加速情况, 以及它们之间的差异。然后与上节得到的相应大气的纬向平均环流变化率和平均系统误差相比较。

图4是在2.1节所述的7项强迫因子共同作用下1992年1月和7月T42的月平均西风5d平均加速的分布,  $a$ 为预报,  $b$ 为分析,  $c$ 为预报与分析的差。图中分析和预报均呈类似的西风加速分布, 热带、副热带地区以西风减速为主, 只是中层(500hPa附近)有一弱西风加速区; 中高纬为一致的西风加速区, 而1月高纬南北近极为西风减速区, 7月仅南极地附近为西风减速区。说明T42模式在动力框架和对各种物理过程的处理, 总体

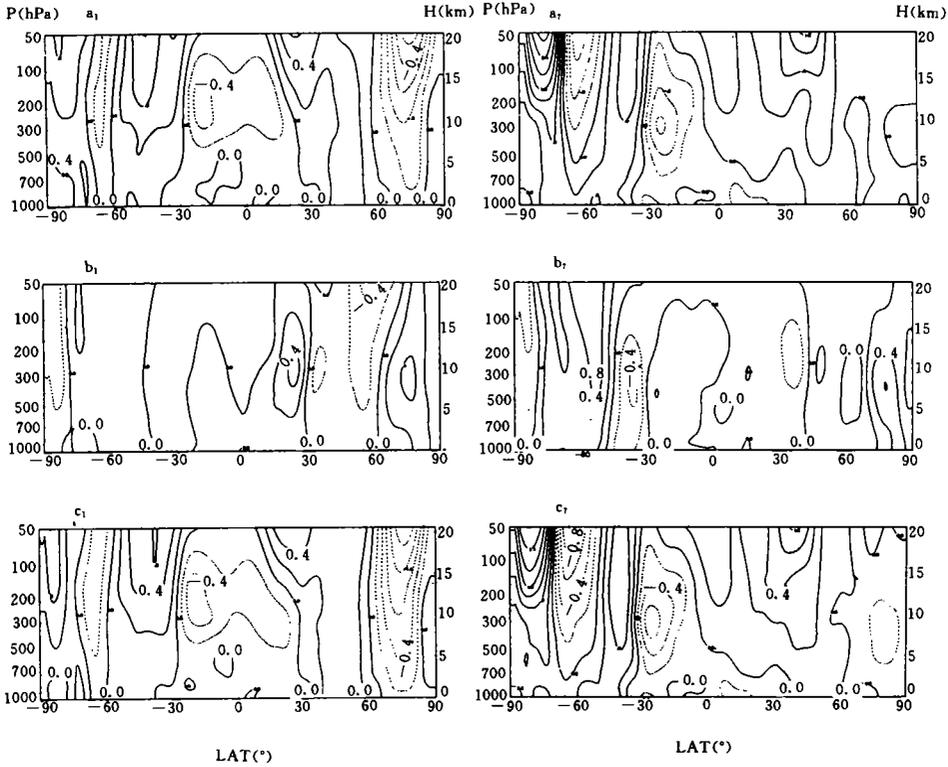


图 2 1992 年 1 月(左列)和 7 月(右列)T42L9 模式大气和真实大气中月平均的纬向平均环流 5d 平均变率(参见式 6)及其差异分布(等值线间隔  $a$  为  $0.4\text{ms}^{-1}\text{d}^{-1}$ ,  $b$  为  $0.2\text{ms}^{-1}\text{d}^{-1}$ ,  $c$  为  $0.4\text{ms}^{-1}\text{d}^{-1}$ , 横坐标为纬度, 左侧纵坐标为压力(hPa), 右侧纵坐标为高度(km))

上说是基本合理的。把图 4 与图 2 比较可见, 两者有十分相似之处。不管是模式大气(a), 还是真实大气(b), 西风加(减)速的地方, 在图 2 中有纬向平均环流正(负)变率相对应。在模式大气和实际大气之间西风加速差异(图 4c)的加(减)速区也与误差场中(图 2c)西风的正(负)误差区有良好的对应关系, 即预报在西风加速作用数值偏大的地方, 一般对应纬向平均环流预报偏强(东风偏弱), 预报在西风减速数值偏大的地方, 一般对应纬向平均环流预报偏弱(东风偏强); 仅有个别局部区域二者存在微小的差距, 这一方面是由于解方程(2)时的边界处理所造成, 另一方面还由于在  $T$  较大时式(10)只是一个近似等式。从图 4 来看, T42 总的西风加速作用的预报与分析的误差, 在低纬地区( $25^{\circ}\text{S}-25^{\circ}\text{N}$ )以负误差为主、中纬地区( $25^{\circ}\text{N}(\text{S})-50^{\circ}\text{N}(\text{S})$ )以正误差为主、北半球  $50^{\circ}\text{N}$  以北以负误差为主、南半球  $50^{\circ}\text{S}-70^{\circ}\text{S}$  为负误差区、 $70^{\circ}\text{S}$  以南以正误差为主的分布, 这与该模式预报的纬向平均环流误差的分布(图 2c)是完全吻合的。

因此, 无加速定理作为一个诊断工具去分析 NWP 模式系统误差的成因是相当有效的。

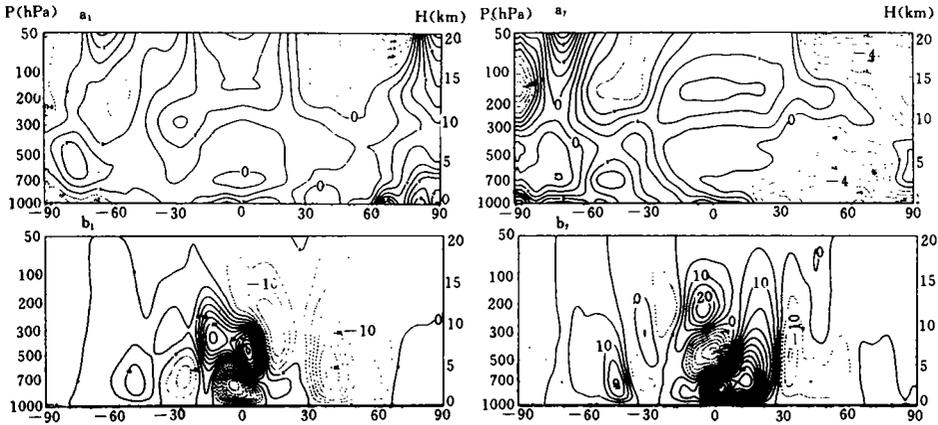


图 3 1992 年 1 月(左列)和 7 月(右列)T42L9 模式第 5 天预报的月平均系统误差分布  
(a, 纬向平均位温, 等值线间隔为 1K; b, 纬向平均经圈环流,  
等值线间隔为  $5 \times 10^3 \text{kg s}^{-1}$ , 横坐标为纬度, 左侧纵坐标为压力(hPa), 右侧纵坐标为高度(km))

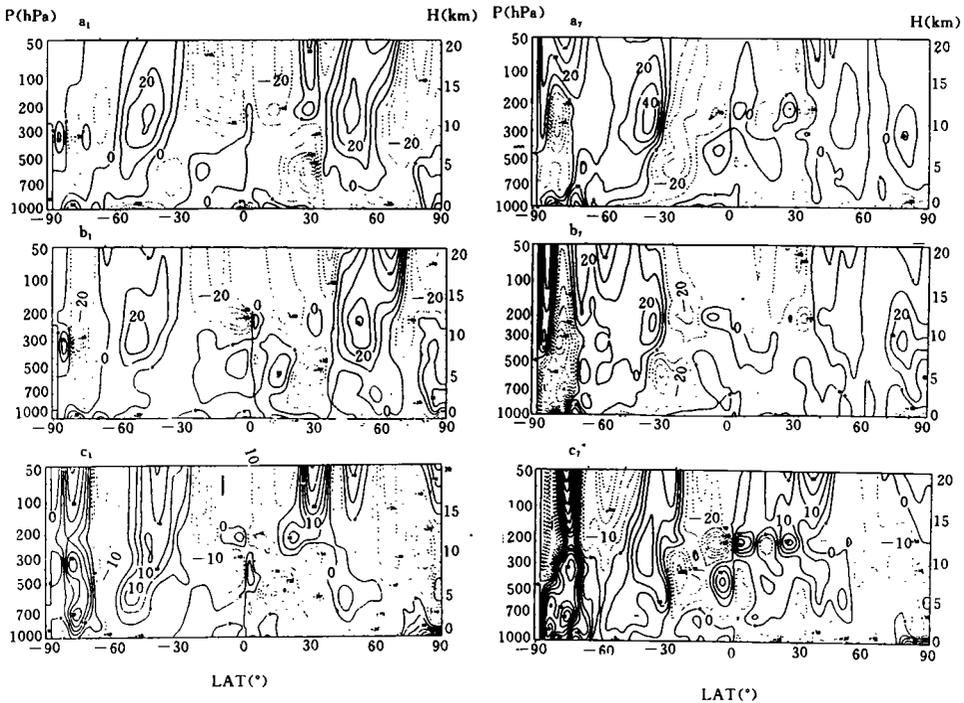


图 4 1992 年 1 月(左列)和 7 月(右列)T42L9 模式大气和  
“真实大气”所有因子对西风加速的总作用

(a 为预报, b 为分析, c 为预报与分析之差。等值线间隔 a、b 分别为  $10.0 \times 10^{-6} \text{ms}^{-2}$ ,  
c 为  $5.0 \times 10^{-6} \text{ms}^{-2}$ 。横坐标为纬度, 左侧纵坐标为压力(hPa), 右侧纵坐标为高度(km))

## 5 模式误差的成因分析

### 5.1 动力强迫对西风加速的作用

图 5 为预报场和分析场中,动力内强迫因子  $F1 + F2$  (a) 和外强迫因子  $F3$  (b),造成西风加速差异的分布。图 5c 包括了所有动力因子  $F1 + F2 + F3$  的共同作用。它与总西风加速的差异分布(图 4c)和模式的误差分布(图 2c)十分近似,表现动力强迫误差是模式纬向平均环流误差的主要因子。它还表明,造成中高纬度西风加速作用预报与分析误差的主要贡献者是动力强迫。从动力内外强迫的相对大小来看,在 200hPa 以上的平流层,中纬度  $40^{\circ}\text{N}$  以北,以动力内强迫所引起的误差为主, $40^{\circ}\text{N}$  以南,动力外强迫作用对平流层的西风加速起着不可忽视的作用,它使纬向平均环流在这里有较强的误差中心,这一方面与西风急流位置预报的偏差有关,另一方面可能是模式没有加入重力波拖曳过程,使得传播到那里的地形激发重力波得不到合理抑制所致,特别是在  $30-40^{\circ}\text{N}$ ,由于动力外强迫作用而产生比南半球相应层次和纬度上强得多的西风加速正误差,这可能与在青藏高原大地形激发的重力波得不到抑制有关。100hPa 以上的平流层中,在中高纬带西风加速误差的大部分特征是与动力内强迫作用相关联。而低纬带则反映了动力内外强迫的共同作用。另外,一个显著的特征是,近地层的误差几乎都是由动力外强迫所造成的,近地层中纬地区负误差中心与中纬地区西风偏强所引起的较强的摩擦作用相对应,而赤道附近及高纬正误差中心与赤道附近的强东风及高纬偏弱西风所引起的摩擦作用相对应。

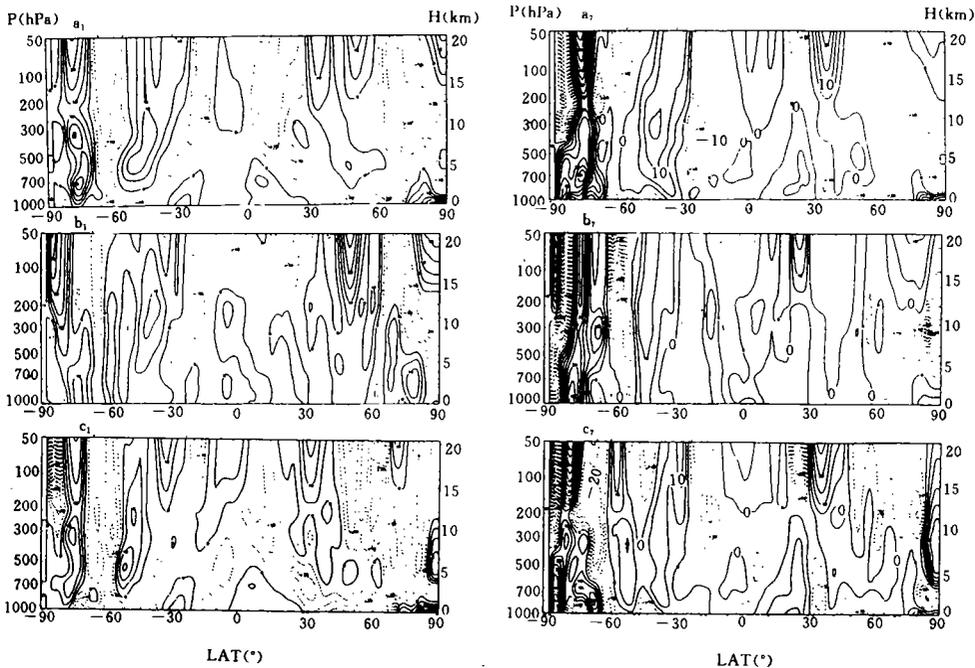


图 5 1992 年 1 月(左列)和 7 月(右列)T42L9 模式大气和“真实大气”中动力强迫激发的西风加速差异

(a 为动力内强迫  $F1 + F2$ , b 为动力外强迫  $F3$ , c 为动力内外强迫之和。等值线间隔为  $5.0 \times 10^{-6} \text{ms}^{-2}$ , 横坐标为纬度,左侧纵坐标为压力(hPa),右侧纵坐标为高度(km))

## 5.2 热力强迫对西风加速的作用

热力强迫对西风加速的贡献是通过其激发的次级环流  $u_0$  来实现的。一般地,热力内强迫的作用要比总的热力作用小一个量级以上(图略)。图 6 给出了模式大气和“真实大气”中除大尺度凝结潜热外的非绝热加热(以下简称非绝热加热)作用( $H3$ , a),大尺度凝结潜热加热(以下称网格尺度湿非绝热加热)作用( $H4$ , b),及总加热强迫( $H$ )引起的西风加速的差异。一般地,网格尺度湿非绝热加热的作用(图 6b)与非绝热加热的作用(图 6a)有相互补偿的关系。把图 6c 与图 4c 比较发现,在热带地区  $30^{\circ}\text{S}$  和  $30^{\circ}\text{N}$  之间,模式西风总加速的误差(图 4c)基本上是由于热力强迫的误差(图 6c)引起的。特别是赤道上空高对流层的“双偶极”型加速中心,在总加速及热力强迫加速中均明显存在,它们与模式中过强的热带直接环流(图 3b)有很好的对应关系。位于赤道的这种强误差环流在柯氏力作用下(南北半球  $f$  反号),导致双偶极型西风加速误差的存在。比较图 6b 和 6c 发现,总加热强迫引起的热带西风加速误差是由于非绝热加热误差过大,或其不足为网格尺度湿非绝热加热所补偿。看来,改善热带大气预报的一个重要方面,是改进辐射等若干物理过程的参数化,以及积云对流及对流降水的参数化。

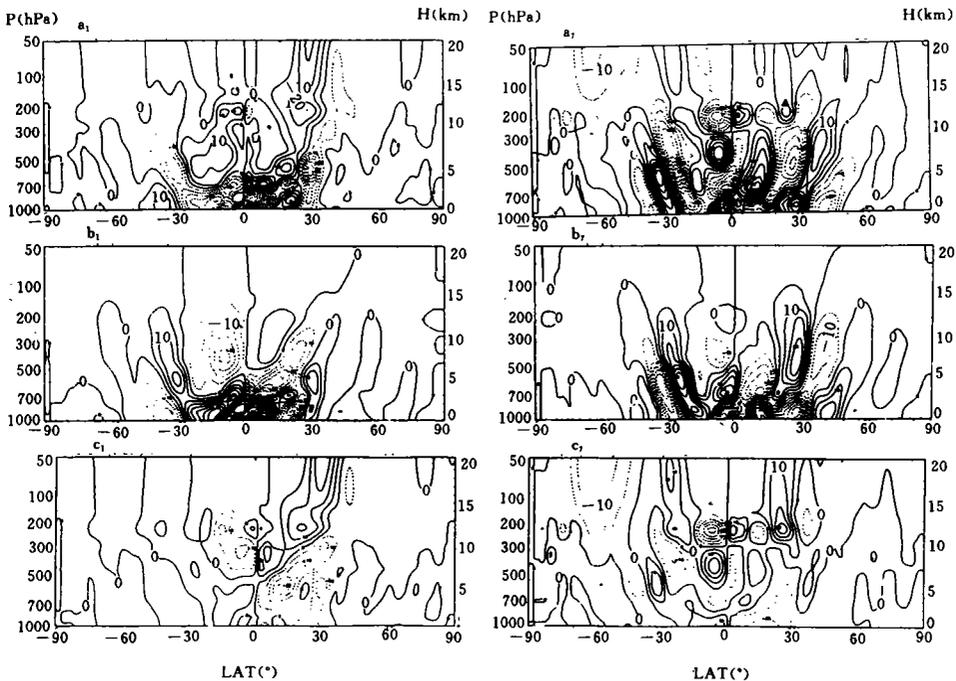


图 6 1992 年 1 月(左列)和 7 月(右列)T42L9 模式大气和“真实大气”中热力强迫激发的西风加速的差异

(a 为非绝热加热强迫, b 为网格尺度湿非绝热加热强迫, c 为热力内外强迫之和。

等值线间隔为  $5.0 \times 10^{-6} \text{ms}^{-2}$ , 横坐标为纬度, 左侧纵坐标为压力(hPa), 右侧纵坐标为高度(km))

## 6 结论与讨论

由于在预报时段内,模式大气和真实大气中西风加速的差异是导致纬向平均环流预报误差的根本原因。又由于原始方程的无加速定理对各强迫因子具有良好的线性迭加性,能够清楚地将造成模式系统误差的动力因子分解开来,通过对 T42L9 模式的分析,说明原始方程的无加速定理,可以为模式系统误差动力成因的分析提供有效工具。

用无加速定理对 T42L9 模式动力诊断分析的结果表明,T42L9 模式的 5a 预报能基本上报出大气中东西风带的分布。但也存在着误差。其误差的总体特征是,热带和极地东风偏强,中纬度,尤其是中高对流层西风偏强。

应用无加速定理对上述误差的分析表明,在热带模式纬向平均环流误差主要是由于热力外强迫引起的,进一步改善辐射加热过程以及积云对流参数化会有助于减少热带纬向平均环流的预报误差。近地面层及高层的纬向平均环流误差主要由于动力外强迫诱发。因此,改善摩擦过程、海气、陆气耦合及地形效应等,将有助于近地层风及高层风的预报。在中高纬度地区,模式的水平动量辐合过强,不能为热量输送所激发的次级环流效应所抵消。这表明模式中扰动的水平倾斜过强。进一步完善模式的动力框架,提高分辨率将有助于中高纬度纬向平均环流预报的改进。

本文的工作仅仅是对模式输出的一些基本量进行处理,对各种强迫作用对模式纬向平均环流系统误差的贡献作了初步探讨。对于各种与热量、水汽、动量有关的物理过程,只能分析它们的综合效果。在不久的将来,当一个用户界面比较灵活的数值模式并行试验的支持系统建立起来的时候,将可以直接从模式里输出各种物理过程所产生的强迫,计算并比较它们对误差的贡献。对那些误差贡献比较大的物理过程进行深入研究,设计出新的参数化方案。然后进行再试验、再比较,以进一步改善中国中期业务数值预报模式。

## 参考文献

- [1] Lorenz E N. The nature and theory of the general circulation of the atmosphere. 1967. WMO. Geneva. 161.
- [2] Eliassen A and Palm E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. *J Geof Publ.* 1960. 22: 1—22.
- [3] Charney J G and Drazin P G. Propagation of the planetary-scale disturbance from the lower into the upper atmosphere. *J Geof Res.* 1961. 66: 83—109
- [4] Andrews D G and McIntyre M E. Planetary waves in horizontal and vertical shear: the generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J Atmos sci.* 1976. 33: 2031—2048.
- [5] Edmon H S. Hoskins B J and McIntyre M E. Eliassen-Palm cross-sections for the troposphere. *J A S.* 1980. 37: 2600—2616.
- [6] Stone P H and Salustri G. Generalization of the quasi-geostrophic Eliassen-Palm flux to include eddy forcing of condensation heating. *J A S.* 1984. 41: 3527—3536.
- [7] 吴国雄, 刘还珠. «全球大气环流时间平均统计图集». 北京: 气象出版社. 1987 年.
- [8] Wu Guoxiong and Chen Biao. Non-acceleration theorem in a primitive equation system. *Adv Atmos Sci.* 1989. 6: 1—20.
- [9] 吴国雄, 陈彪. 原始方程系统中的无加速定理( I ) 纬向平均温度的变化. *大气科学.* 1990. 2: 143—154.

## DIAGNOSIS OF NWP SYSTEMATIC FORECAST ERRORS IN ZONAL WIND

Zhang Shaoqing Liu Huanzhu

(National Meteorological Center, Beijing, 100081)

Wu Guoxiong

(State Key Lab of Numerical Modeling for Atmospheric Physics  
and Geophysical Fluid Dynamics(LASG), Academic Sinica, Beijing, 100029)

Yang Yunfeng

(National Meteorological Center, Beijing, 100081)

### Abstract

It is proved in this paper that NWP systematic forecast errors in zonal mean circulation are due to the difference in westerly acceleration process during the forecasting period between the model and real atmospheres.

Those forcing factors which evoke the zonal wind variation can be split into various linear terms according to the non-acceleration theorem in a primitive equation system. By applying this scheme to diagnosis of the forecast products of the T42L9 model, it is indicated that the model has the ability of forecast the zonal mean wind to a reasonable extent, but there are still some errors in several places. The results of analysis by employing this scheme show the reason responsible for the systematic forecast errors of the zonal mean wind in the model and the possible way of improving it.

And it is also shown that non-acceleration theorem can be used as an efficient tool to diagnose the physical processes of NWP models.

**Key words:** Westerly acceleration, Non-acceleration theorem, NWP model, Model systematic errors.