

# 暴雨系统中的非平衡运动与有限区域模式的初值化

陈受钧

郑良杰

(北京大学地球物理系)

(总参气象局气象研究所)

## 提 要

将非平衡风分成两部分：(1) 非平衡风的旋度部分  $\vec{V}'_R$  和 (2) 非平衡风的散度部分  $\vec{V}'_D$ 。在产生暴雨的次天气尺度系统中，这两种非平衡风具有同样重要的作用。所以在有限区域细网格模式的初值化中，不能只考虑散度风，即使用通常称为“散度初值化”的方案，而且要考虑非平衡风的旋度部分。根据散度方程分析， $\vec{V}'_R$  是维持、调整散度场的重要因子。试验了三种风场初值化方案，结果表明，在风场初值中同时考虑  $\vec{V}'_R$  和  $\vec{V}'_D$ ，可以明显改善模式的降水预报。

## 一、引言

暴雨系统中存在着强烈的非平衡运动\*。如果使用平衡风作为预报模式的初值，对雨量预报会有显著的影响。因为在平衡风初值中初始垂直速度为零。模式中的垂直运动是在积分过程中逐渐发展起来的。因此在预报开始的一个时段内，尤其是在起始积分的6小时内，凝结量很小。模式中降水发生时间将后延，预报的雨量过小<sup>[1]</sup>。此外，较少的凝结潜热反馈势必影响到暴雨环境场的预报。所以改进模式初值化方法已经成为数值天气预报研究中的一个重要内容。

在初始风场中加入散度风和垂直运动称为“散度初值化”。最普遍的方案是“准地转散度初值化”。用准地转  $\omega$  方程求出  $\omega$  的初值，由连续方程计算散度  $D$  和速度势  $\Psi$ ，得到散度风。再与平衡方程求得的平衡风合成作为风场的初值。这种方法在业务数值天气预报中已被采用<sup>[2][3]</sup>。但进一步的研究指出，这种方法无论对模式中的重力惯性振荡还是最终的降水量预报都没有显著的改进<sup>[4]</sup>。Tarbell 等<sup>[5]</sup>在  $\omega$  方程中考虑了从实测雨量计算的潜热加热的强迫，只有在初始时刻以前已有降水的情况下，才得到较好的结果。

## 二、非平衡风的分解

和通常的水平流场分解方法一样，大气中的非平衡风也可以分成两部分：(1) 非平衡风的散度部分  $\vec{V}'_D$  和 (2) 非平衡风的旋度部分  $\vec{V}'_R$ 。由于平衡风是无辐散的，因此实测风的散度部分  $\vec{V}_D$  即为  $\vec{V}'_D$ 。这两种非平衡风可以分别表示为：

$$\vec{V}'_D = \vec{V}_D \quad (1)$$

$$\vec{V}'_R = \vec{V}_R - \vec{V}_B \quad (2)$$

式中  $\vec{V}_R$  和  $\vec{V}_D$  分别为实测风的旋度部分和散度部分， $\vec{V}_B$  为平衡风。一般动力气象学教科书中主要讨论非地转（平衡）风产生的散度<sup>[6]</sup>，实际上是考虑  $\vec{V}'_D$ ，而对 (2) 式中  $\vec{V}'_R$  的效应讨论很少。

(2) 式中的  $\vec{V}_R$  通常由实测风计算涡度，再求解流函数得到。这样需要经过三次有限差计算，将使  $\vec{V}_R$  的精度下降。这里采取另一种作法。应用 O'Brien 方法修正实测风的散度场<sup>[7]</sup>得到散度风  $\vec{V}_D$ ，再用

$$\vec{V}_R = \vec{V} - \vec{V}_D \quad (3)$$

计算  $\vec{V}_R$ 。这样可以减少旋转风动能的损失。

\* 一般习惯于把地转风作为风与气压场之间的平衡运动，而非地转风表示与平衡状态的偏离。实际上，由平衡方程得到的平衡风是比地转风更近似的平衡运动。本文所说的非平衡风是指实测风与平衡风的差。

(3) 式中的 $\bar{V}$ 是在质量散度垂直积分为零的约束条件下, 去掉了重力外波后的风场, 这样处理后的初值, 计算是稳定的<sup>[8]</sup>。但可能保留部分实测风的观测误差和分析误差。

### 三、暴雨系统中的非平衡风

1976年8月上旬, 7613号台风在我国东南沿海登陆。西移过程中与西风带系统相互作用, 在河南东部, 山东一带产生暴雨。8月11日20(北京)时的地面图(图1)上, 减

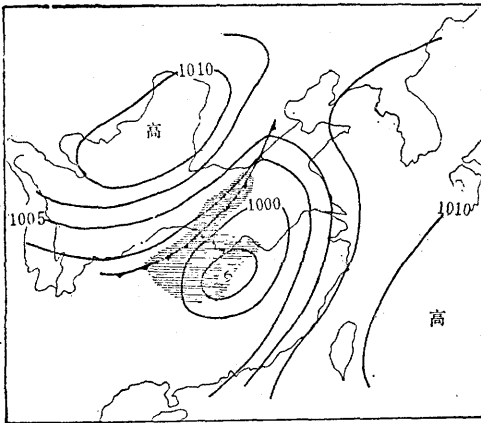


图1 1976年8月11日20时地面图  
阴影区为降水区

弱的台风位于湖南地区, 和台风及其北部倒槽相联系, 湖北到河南东部有一片雨区。由于北方冷空气入侵, 12小时后在台风倒槽内, 安徽、山东发展出一个弱气旋。该气旋向东北方向移动引起山东半岛一次暴雨过程。最大24小时降水量超过100mm(图3a)。

下面的分析是结合北京气象中心有限区域业务模式框架进行的。该模式采用 $\sigma$ 坐标, 从地面到 $\sigma=0.1$ 间分成五层, 详细的描述可参看文献<sup>[9]</sup>。

图2给出8月11日20时 $\sigma=0.91$ 面上 $\bar{V}'_D$ 和 $\bar{V}'_R$ 的分布。在台风区域,  $\bar{V}'_D$ 向中心辐合在湖南形成一个辐合中心。另外, 与台风倒槽相联系, 从河南伸展到山东有一条西南—东北向的辐合带, 和雨区相一致。在陕西, 与锋后冷高压相对应,  $\bar{V}'_D$ 清楚地表示出一个辐散中心。分析散度风的分布可

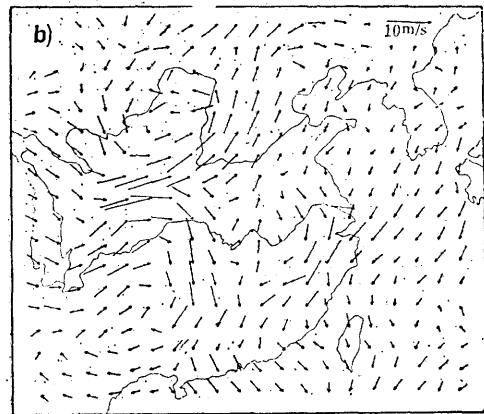
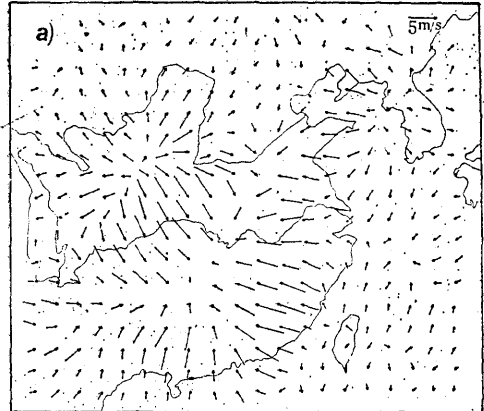


图2 1976年8月11日20时 $\sigma=0.91$ 面上  
a)  $\bar{V}'_D$ 和 b)  $\bar{V}'_R$ 的分布

以直观地看出产生辐合、辐散气流的强度与来源, 比散度场分析更清楚。因此 $\bar{V}'_D$ 分析可以作为暴雨系统诊断分析的一种工具。

$\bar{V}'_R$ 也呈现系统性分布。在台风的西南方 $\bar{V}'_R$ 呈反气旋式旋转, 从湖南西部一直延伸到河北。以后将指出, 这种反气旋涡度将激发出辐合区。在陕西,  $\bar{V}'_R$ 呈气旋式旋转, 最大的 $\bar{V}'_R$ 值达 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。比较图2(a)和(b)可以得出, 非平衡风不仅在散度风上表现得很清楚, 而且在风场旋转部分的不平衡也是很重要的。

从 $\bar{V}'_D$ 和 $\bar{V}'_R$ 的动能分析(表1)也可以看出这两种风场是同等重要的。总的说来,  $\bar{V}'_R$ 的动能 $K'_R$ 比 $\bar{V}'_D$ 的动能 $K'_D$ 大,  $K'_D$ 在对流层下层和上层最大。 $K'_R$ 随高度增

表1 预报区域内平均的 $K_R'$ ,  $K_D'$  (单位:  $\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}100\text{hPa}^{-1}$ ) 和平均的  $G_R$ ,  $G_D$  (单位:  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}100\text{hPa}^{-1}$ ) 随  $\sigma$  的分布

$\sigma$	$K_R'$	$K_D'$	$G_R$	$G_D$
0.19	80.3	7.0	4.72	0.97
0.37	21.1	1.6	2.70	0.17
0.55	8.8	3.6	-0.14	-0.30
0.73	7.1	5.2	-0.21	-0.14
0.91	25.0	13.7	0.28	0.89

大, 在对流层中下层与 $K_D'$ 有同一量级, 在对流层上层比 $K_D'$ 大一个量级。大气中动能的制造绝大部分来源于非平衡风。在 $\sigma$ 坐标系中 $\vec{V}'_R$ 的动能制造为 $G_R = -\vec{V}'_R \cdot [\nabla\varphi + \frac{RT}{\sigma}\nabla P_s]$ ,  $\vec{V}'_D$ 的动能制造为 $G_D = -\vec{V}'_D \cdot$

$[\nabla\varphi + \frac{RT}{\sigma}\nabla P_s]$ 。式中 $P_s$ 为地面气压。

从表1可以看出两者基本上是同一量级, 在对流层上层 $G_R$ 大于 $G_D$ 。对这个例子所作的系统动能收支计算结果也表明旋转风的动能制造是重要的<sup>[10]</sup>。

略去垂直运动后的散度方程可以写成如下形式<sup>[11]</sup>：

$$\frac{\partial D}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla D + D^2 = f\zeta + 2J(u, v) - \beta v - \nabla^2\varphi \quad (4)$$

式中 $D$ 为散度。平衡方程为

$$\zeta_B = -2J(u_B, v_B) + \beta v + \nabla^2\varphi \quad (5)$$

$\zeta_B$ 为平衡风的涡度。如忽略(4)式和(5)式右边 $u_B, v_B$ 与 $u, v$ 的差别。在开始激发散度场时非线性平流项为小量。这样由(4)、(5)式可简化成：

$$\frac{\partial D}{\partial t} = f(\zeta - \zeta_B) = f\zeta' \quad (6)$$

上式表示了散度产生率与 $\zeta'$ 的关系。当 $\zeta' > 0$ 时, 实测风涡度大于平衡风涡度, 亦即 $\vec{V}'_R$ 呈现气旋式涡度, 则有 $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$ , 将产

生辐散场。反之, 当 $\zeta' < 0$ 时,  $\vec{V}'_R$ 呈现反气旋式涡度,  $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$ , 辐合将增强。这是

由于实测风涡度和平衡风涡度不一致, 通过适应过程将激发出散度场和相应的垂直运动, 使流场和高度场调整到准平衡状态。所以, 非平衡风的旋度部分在激发、维持散度场中有重要作用, 这是数值模式中应用实测风场初值化的另一个意义。

#### 四、风场初值化的试验

为了考察不同的风场初值化方案对降水预报的影响, 设计了三个试验。模式中包括大尺度降水, 对流参数化, 边界层物理过程。水平分辨率为150km。试验(1)为平衡风初值( $\vec{V}_B$ )。试验(2)为平衡风加上散度风( $\vec{V}_B + \vec{V}'_D$ ), 即通常称为‘散度初值化’的方法。试验(3)为实测风初值, 即在风场中既包括散度风还包括非平衡的旋转风( $\vec{V} = \vec{V}_B + \vec{V}'_D + \vec{V}'_R$ )。等压面高度场

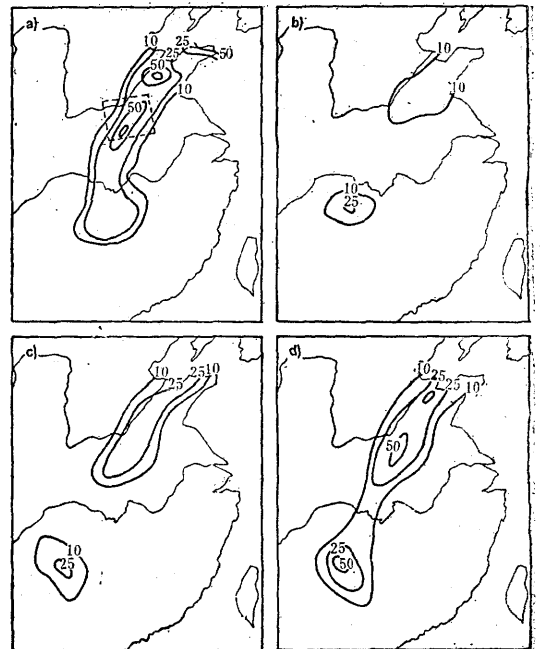


图3 1976年8月11日20时—12日20时雨量(mm)

- a) 为实况, 断线框为图4的计算区域;
- b) 平衡初值24小时预报;
- c) 散度初值24小时预报;
- d) 实测风初值24小时预报

和实测风场的初值都取自实际观测记录的分析值。

图3是8月11日20时—12日20时降水量和这三个试验预报的24小时降水量。平衡初值(图3b)报出了山东半岛和湖南地区的雨区,但没有预报出河南东部的暴雨。预报的雨量较小,仅为实况的1/3左右。散度初值化方案的预报比平衡初值有改进(图3c),主要表现在河南东部的雨区预报范围较大,预报的降水量也略有增加。实测风初值(图3d)准确地报出了山东、河南的暴雨区。预报的暴雨中心雨量比平衡初值大40mm以上。实测风初值在湖南地区的雨量预报值偏大,可能与初始风场中包含部分误差有关,需进一步研究。

重要的是模式中降水的发展应该与实况比较一致。图4给出有代表性的区域内(计算区域示于图3a)预报的累积降水量。由于缺乏每小时实测雨量,只能满足于和6小时实测雨量相比(图4)。平衡初值起始时刻的降水很少,6小时后才开始显著的凝结。但凝结增长很慢,前12小时预报的平均降水量仅2.5mm。散度初值化比平衡初值有改进,但凝结增长率仍偏小。实测风初值能使降水发生时间提前。前12小时降水量达17.5mm。区域平均的24小时预报降水量比平衡初值大17mm。

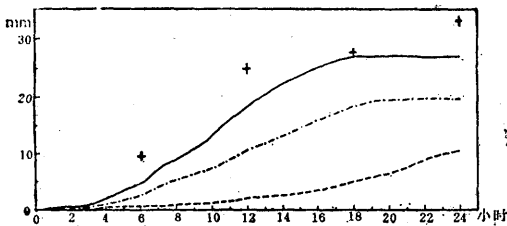


图4 三个试验预报的累积降水量

计算区域见图3a中虚线框,虚线为平衡初值,点划线为散度初值,实线为实测风初值的预报。+为实测累积6小时降水量

Lejenas强调初值中垂直速度的重要性<sup>[1]</sup>,看来是不够全面的。事实上,初始的

散度和垂直速度必需要由模式中的风压场来维持,否则有可能会被频散掉。散度初值化方法虽然有初始的垂直速度,但不一定能维持。在初值风场中考虑了 $\nabla \cdot \mathbf{V}'_R$ 后,在初值中有了流场涡度和平衡风涡度之间的不平衡。在积分过程中将在模式中建立起更合理的垂直速度,同时缩短了模式中湿度场的调整过程,较快的建立起合理的散度场,使降水时间提前,从而提高了雨量预报的质量。这就是用实测风初值的优点。应该指出,这种初值化必须应用独立分析的高度场。显然,如果高度场是由实测风的旋转部分通过平衡方程求得的,则不能达到上述目的。

## 五、结 论

实测风与平衡风的差别不仅仅只是散度风部分,而且包括非平衡的旋转风部分。两者对暴雨的发生都有显著的影响。在暴雨的诊断分析和数值预报中都必须加以考虑。

散度初值化对降水预报有改进,但还不够。应用实测风初值化后有更明显的改进。

## 参 考 文 献

- [1] Lejenas, H., 1979; Mon. Wea. Rev. 107, 1299—1305.
- [2] Benwell, G. R. R. et al., 1971; Meteor. Off. Sci. Paper, No. 32, H. M. S. O..
- [3] Nitta, Ta., Y. Yamagishi and Y. Okamma, 1979; J. Meteor. Soc. Japan, 57, 308—330.
- [4] Lejenas, H., 1977; Contrib. Atmos. Phys. 50 154—168.
- [5] Tarbell, T. C., T. T. Warner and R. A. Anthes, 1981; Mon. Wea. Rev., 107, 77—95.
- [6] Haltiner, G. J. and F. L. Martin, 1957; Dynamical and physical meteorology, McGraw-Hill, 470pp.
- [7] O'Brien, J. J., 1970; J. Appl. Meteor., 9, 197—203.
- [8] 陈受钧等, 1980; 气象学报, 38, 122—150.
- [9] 郭肖容等, 1984; 数值天气预报文集, 气象出版社, 77—88.
- [10] 谢安等, 1982; 气象学报, 40, 289—299.
- [11] Haltiner, G. J., 1971; Numerical weather prediction, John Wiley & sons, 470pp.

# The non-balance motions in the heavy rainstorm and the initialization of the limited area model

Chen Shoujun

(Department of Geophysics, Beijing University)

Zheng Liangjie

(Meteorological Research Institute, Headquarters of the General Staff, PLA)

## Abstract

The non-balance wind (difference between real and balance winds) is decomposed into divergent and rotational components. The dynamical impacts of these two components on the development of heavy rainstorm are analysed. It is found that the rotational part plays a role in maintenance of the divergent field.

Three experiments with differential initialization methods are carried out by using a 5 level limited area model. The precipitation forecast is improved if both the divergent and rotational components are included in the initial wind field.