

## 梅雨锋暴雨的不平衡场

赵瑞星

陶诗言

(总参气象局)

(中国科学院大气物理研究所)

### 提 要

中尺度散度及其变化和梅雨锋暴雨有较好的对应关系。在散度方程中,散度的局地变化项与垂直速度( $\omega$ )、散度( $D$ )有关的项的量级在强降水区比在弱降水区要大。用中尺度资料计算的不平衡场( $U$ )和不均匀场( $A$ )和强降水区基本一致。因此,计算不平衡场和不均匀场及散度变化可以为暴雨等中尺度天气现象的短时预报提供线索。

在中尺度系统的发生发展中,散度是一个极其活跃的物理因子,它的配置及其变化与中尺度系统的形成发展及暴雨的发生有十分密切的关系。近年来人们利用散度及其变化与中尺度系统的这种对应关系分析和预测风暴、暴雨等中尺度天气现象取得了可喜的成果<sup>[1]</sup>。但用时间间隔为12小时的数据很难得到中尺度散度变化<sup>[2]</sup>。因此,过去的研究多注重寻找引起散度变化的主要因子。Schaefer<sup>[3]</sup>曾定义“不平衡场”,指出了用500hPa风场计算得到的不平衡场和未来12小时强风暴的发生率有非常好的对应关系。孙淑清<sup>[4]</sup>计算散度方程中表示水平风场分布不均匀的项(我们称之为不均匀场),发现它和未来强降水区有较密切的关系。华东中尺度天气试验获得了6小时一次的中尺度观测资料,利用这些加密观测资料我们可以直接研究散度及其变化与强对流天气的关系。本文选用1983年6月24日至26日的梅雨锋暴雨两个例分析计算了这次暴雨过程的散度,散度收支和不平衡场(水平格距为45km),得到了较满意的结果。

### 1. 散度、散度变化和不同降水区的散度收支

散度和强降水有较好的对应关系,强降水出现的时间和高层辐散、低层辐合最强值出现的时间相吻合(图1)。由图1可见,降水峰值出现在24日13时和26日01时,低层的辐合和高层辐散最强值也出现在24日13时和26日01时至07时。值得注意的是在24日13时降水量和辐合、辐散都出现了最大值,且在24日07时至13时散度变化 $|\nabla D|$ 出现了最大值,可见散度变化和强降水也有较好的关系。

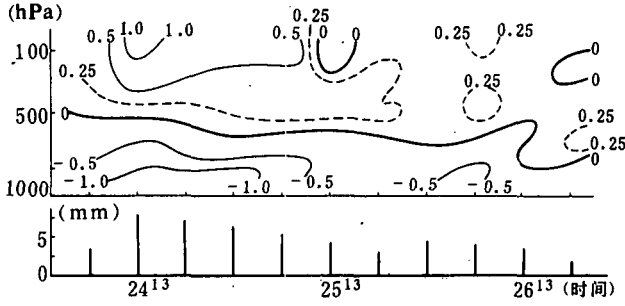


图 1 1983 年 6 月 24 日至 26 日研究区域(11×11 格点)平均散度的时间剖面图(上)  
(单位  $10^{-5}s^{-1}$ ,等值线间隔为  $0.5 \times 10^{-5}s^{-1}$ )和研究区平均降水量(下)

表 1 1983 年 6 月 24 日 13 时强(a)、弱(b)降水区的散度收支( $10^{-10}s^{-2}$ )

(a)													
项目 $p$ (hPa)	$\partial D/\partial t$	$\omega \partial D/\partial p$	$\nabla \omega \cdot \frac{\partial v}{\partial p}$	$J(\psi, D)$	$J_1(u, v)$	$J_2(u, v)$	$J_3(u, v)$	$J_4(u, v)$	$D^2$	$\nabla \chi \cdot \nabla D$	$\nabla^2 \varphi$	$\beta u$	$f\xi$
100	3.6	0.0	0.0	7.9	8.7	3.5	0.0	2.1	14.9	9.1	0.0	0.0	0.0
200	40.3	2.0	-0.3	1.0	0.2	7.4	1.1	4.2	35.0	0.3	5.8	0.1	21.9
300	-10.0	2.4	-3.0	-2.4	-3.2	0.9	-0.1	-2.6	4.2	0.7	-6.6	0.0	-12.3
400	-14.7	-7.7	4.9	-1.3	-0.1	1.8	-3.7	4.1	9.6	7.6	0.5	0.0	24.8
500	1.0	-7.9	-8.0	-0.3	-1.4	0.0	-0.4	-0.1	0.1	0.7	-3.1	0.4	-10.3
600	-1.0	2.5	3.8	0.0	1.5	-0.3	1.3	5.7	0.1	0.1	-9.4	0.3	26.1
700	-2.8	4.9	-6.2	0.4	7.9	-0.4	2.2	7.4	0.5	0.5	-5.3	0.2	47.1
800	-4.4	4.2	-1.8	-2.4	13.4	0.2	1.6	-0.9	1.2	0.6	-0.2	0.2	65.2
900	-11.8	-1.5	0.2	-7.4	7.8	1.8	3.1	-0.6	8.1	6.3	1.1	0.4	50.0
1000	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.2	-0.3	1.4	-1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
(b)													
项目 $p$ (hPa)	$\partial D/\partial t$	$\omega \partial D/\partial p$	$\nabla \omega \cdot \frac{\partial v}{\partial p}$	$J(\psi, D)$	$J_1(u, v)$	$J_2(u, v)$	$J_3(u, v)$	$J_4(u, v)$	$D^2$	$\nabla \chi \cdot \nabla D$	$\nabla^2 \varphi$	$\beta u$	$f\xi$
100	-3.2	0.0	0.0	-1.6	-0.1	-0.5	0.4	0.0	0.3	0.7	0.0	0.0	0.0
200	-7.9	0.0	0.0	3.3	-2.6	-0.3	2.0	11.1	2.5	3.5	-37.7	-0.1	-15.8
300	-3.9	-0.4	0.7	-2.4	2.7	0.1	-0.1	0.7	0.6	2.7	-18.2	-0.1	-26.7
400	8.3	0.2	0.1	-0.1	10.4	0.6	-0.5	0.8	3.5	0.2	-11.1	-0.2	-54.0
500	7.5	0.0	-0.7	0.1	4.7	0.4	1.7	3.6	2.7	-0.1	-4.0	0.0	34.8
600	3.6	-0.1	-0.1	0.9	4.1	0.0	0.8	4.2	0.6	0.1	-1.2	0.0	32.4
700	-1.8	0.0	0.0	-0.9	3.4	0.0	-0.3	-1.4	0.1	1.2	1.1	-0.1	29.7
800	-0.1	0.0	0.0	7.3	0.9	-0.3	-0.6	-5.3	0.1	4.1	2.2	-0.3	31.5
900	-2.0	0.0	0.3	4.7	0.5	-0.5	-0.3	-6.8	1.5	2.8	1.1	-0.1	15.7
1000	0.0	0.0	0.0	0.0	-3.4	-0.6	0.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

以上分析了研究区域平均散度及其变化和暴雨的关系,为进一步了解散度变化和降水的关系及引起散度变化的主要因子,分析不同区域的散度收支是必要的。表1给出了1983年6月24日13时强降水区(过去6小时雨量22.8mm,未来6小时雨量8.4mm)和弱降水区(过去6小时雨量0.1mm,未来6小时雨量2.9mm)散度方程中各项的值。可以看到,在强降水区,散度倾向项达到了 $10^{-9}$ 的量级,200hPa和900hPa的值分别达到 $4.0 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ 和 $1.2 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ ;与 $\omega$ 有关的项也达到了 $10^{-9}$ 的量级,它们量级较大的值出现在中层(500hPa);其它与 $D$ 有关的项也基本上达到 $10^{-9}$ 的量级,但它们的量级的最大值出现在高层和低层。表1所给出的上述各值均没有达到Fankhauer<sup>[5]</sup>计算一次飑线过程时所得的值( $10^{-8} \text{s}^{-2}$ ),但比汪钟兴等<sup>[2]</sup>计算的1982年6月一次暴雨个例的值( $10^{-10} \text{s}^{-2}$ )要大,尤其是散度局地变化项 $\partial D/\partial t$ 比汪钟兴等给出的值大一至二个量级。这说明用6小时一次的中尺度资料可以反映出中尺度散度场的变化。在弱降水区域,散度平流项 $J(\psi, D)$ 和 $\nabla \chi \cdot \nabla D$ 及上下层 $\partial D/\partial t$ 的量级均变小,特别是与 $\omega$ 有关的项其量级仅达到 $10^{-11} \text{s}^{-2}$ 。这表明强降水区和弱降水区散度收支平衡是不同的,在强降水区平衡的风压关系式不成立,与垂直速度 $\omega$ 、散度 $D$ 有关的项在散度收支中起着较大的作用,而在弱降水区与 $D$ 有关的项作用较小,与 $\omega$ 有关的项作用更小。

在中尺度散度收支中,非地转项也起着很大的作用,表1中的最后三项就是表示这部分作用的。如果 $\nabla^2 \varphi$ 的值与 $f\xi + \beta u$ 近似相等,那么非地转作用较小。否则,非地转作用较大。从表中可以看出,无论强降水区还是弱降水区均存在非地转作用,在强降水区的低层非地转作用尤为明显,其量值几乎是弱降水区的两倍。可见,梅雨锋区均存在明显的非地转作用,在较强的降水区这种作用更为明显。

中尺度散度收支中的另一部分因子是 $u, v$ 分量的Jacobi项即 $J(u, v)$ ,表1中给出了 $J(u, v)$ 的四个分量 $J_1, J_2, J_3$ 和 $J_4$ 。它们分别表示为:

$$\begin{cases} J_1(u, v) = J(u_\varphi, v_\varphi) \\ J_2(u, v) = J(u_\varphi, v_x) \\ J_3(u, v) = J(u_x, v_\varphi) \\ J_4(u, v) = J(u_x, v_x) \end{cases} \quad (1)$$

从计算结果看, $J_1$ 和 $J_4$ 的量值较大,强降水区 $J_1$ 的最大值出现在800hPa, $J_4$ 的最大值出现在700hPa,而弱降水区 $J_1$ 和 $J_4$ 的最大值分别出现在400hPa和200hPa。由(1)式可知, $J_1$ 表示无辐散风分量的水平分布不均匀性, $J_4$ 表示辐散风分量水平分布不均匀性。因此,以上计算结果说明了在强降水区,无辐散风分量和辐散风分量不均匀性作用较大的值出现在较低层(800hPa,700hPa),在弱降水区则出现在较高层(200hPa和400hPa)。

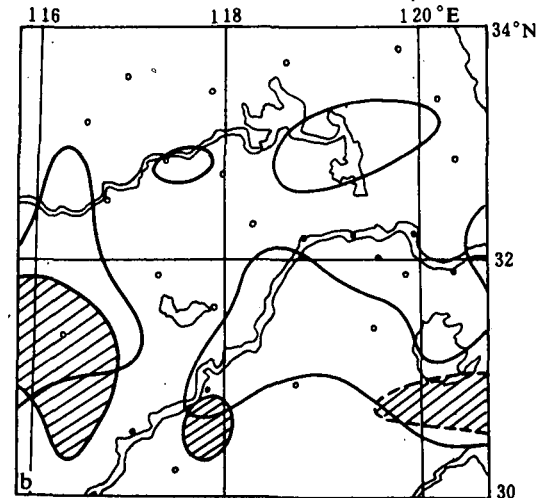
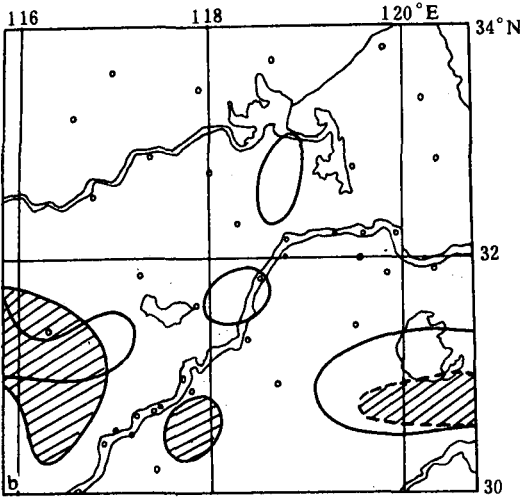
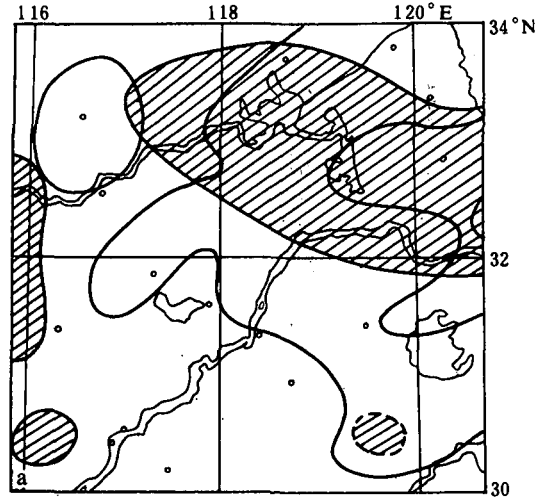
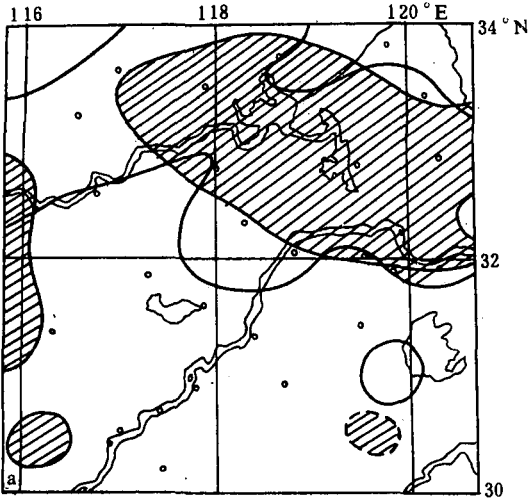
## 2. 不平衡场 $U$ 、不均匀场 $A$ 与降水的关系

上面分析表明,散度变化及散度方程中与垂直速度 $\omega$ 、散度 $D$ 有关的项和降水关系较密切。因此,可以应用散度变化及散度方程中与 $\omega, D$ 有关的项定义一物理量,找出它与中尺度强降水的关系,用于预测强降水的发生。如Schaefer曾定义不平衡场 $U$

$$U \equiv \frac{\partial D}{\partial t} + \omega \frac{\partial D}{\partial p} + \nabla \omega \cdot \frac{\partial \vec{v}}{\partial p} = -\nabla^2 \left( \varphi + \frac{\vec{v} \cdot \vec{v}}{2} \right) - \nabla \cdot \left[ \vec{k} \times \vec{v} (\xi + f) \right] \quad (2)$$

用等号右边的各项代替等号左边的各项,计算了 500hPa 的不平衡场,发现不平衡场  $U$  和风暴频数有较好的相关性。孙淑清根据我国暴雨过程多伴有低空急流的事实,考虑散度方程中与水平风场分布不均匀性有关的项定义为  $A$  场(我们称之为不均匀场)

$$A \equiv \frac{\partial}{\partial x} \left( u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ = D^2 + J(\psi, D) + 2J(u, v) - \nabla \chi \cdot \nabla D \quad (3)$$



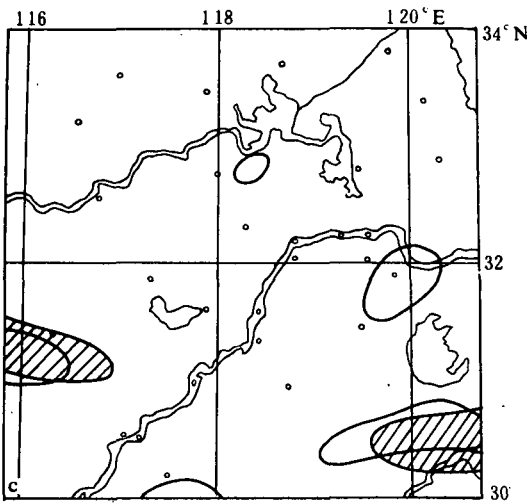


图2 1983年6月24日13时(a),25日13时(b),  
26日13时(c)的不平衡场 $U$ 和未来6小时  
强降水区(阴影区)

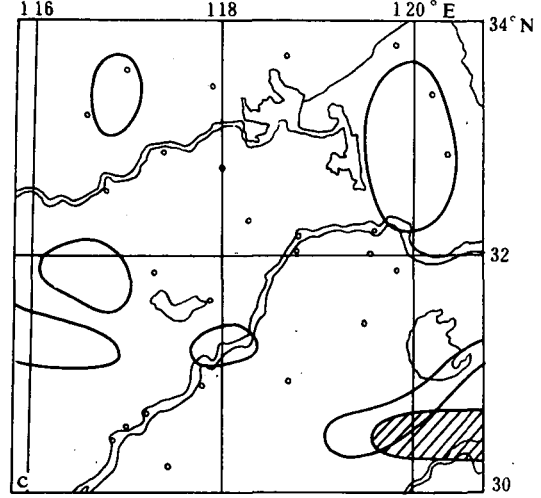


图3 1983年6月24日13时(a),25日13时(b),  
26日13时(c)的不均匀场 $A$ 和未来6小时  
强降水区(阴影区)

计算得到低层 $A$ 场和强降水区有较好的对应关系,且 $A$ 场具有超前性,可以用来预测未来强降水的发生。我们用加密观测的中尺度资料(格距45km)计算了1983年6月24日至26日梅雨锋暴雨过程低层(900hPa)的不平衡场 $U$ (2)式等号左边的各项)和不均匀场 $A$ 。图2是不平衡场( $U \leq -1.0 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ )和未来6小时强降水区( $\geq 10 \text{mm}$ )分布图。不平衡场 $U$ 分布和强降水区分布基本一致,主要强降水区都出现在 $U$ 值 $\leq -1.0 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ 的区域。小范围的强降水及西部山区的降水区和 $U$ 值的分布略有偏差。计算得到的不均匀场 $A$ 和强降水区也有较好的对应关系(图3),但比不平衡场 $U$ 和强降水的关系要略差些。由不平衡场的定义和前面的分析可知,低层 $U$ 的主项是散度变化项 $\frac{\partial D}{\partial t}$ ,而不均匀场 $A$ 仅是引起散度变化 $\partial D/\partial t$ 的一个因子。由于用中尺度资料直接计算得到的散度变化和强降水有较好的对应关系,因此,不均匀场 $A$ 和强降水的对应关系不如不平衡场 $U$ 和强降水的对应关系好。由上节的分析还可知,强降水区低层的非地转作用也较强。从 $A$ 和 $U$ 的表达式可以看到,不平衡场包括了非地转项,而不均匀场却不然,这也是 $A$ 场不如 $U$ 场和强降水区对应好的原因之一。但是从计算结果看出,不均匀场和强降水也有较好对应关系,在一定情况下,在实际的使用中不均匀场也是可以代替不平衡场的。

### 参 考 文 献

- [1] 孙淑清,散度变化在中尺度对流系分析预报中之应用,气象,15,1,1989.
- [2] 汪钟兴,孙淑清,暴雨系统中环境涡度场与散度场之间相互关系,气象学报,46,4,1988.
- [3] Schaefer, J. T., On the applicability divergence equation to the severe storm forecasting. Tenth conference on severe local storms, 358—363, 1977.
- [4] 孙淑清,低层风场在暴雨发生中的动力作用,大气科学,6,4,1982.
- [5] Fankhauser, J. C., The derivation of consistent fields of wind and geopotential data, *J. Appl. Met.*, 13, 637—646, 1974.

## THE IMBALANCE FIELD OF THE HEAVY RAINFALL IN THE MEIYU FRONT

Zhao Ruixing

*(Meteorological Bureau, Headquarters  
of the General Staff, PLA)*

Tao Shiyan

*(Institute of Atmosphere Physics, Academia Sinica)*

### Abstract

The mesoscale divergence and its change are in good coincidence with the heavy rainfall in the Meiyu front. The orders of the divergence change and the terms related to vertical velocity ( $\omega$ ) and divergence ( $D$ ) in divergence equation are larger in the region of heavy rainfall than in the region of weak rainfall. The low-level imbalance field ( $U$ ) and nonhomogeneous field ( $A$ ) that are calculated using mesoscale data coincide with the region of heavy rainfall. Calculation of these field and divergence change can provide important information for the nowcast of the mesoscale weather phenomena such as heavy rainfall.