

低层风场在暴雨发生中的动力作用

孙淑清

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

通过对两次中尺度暴雨过程的计算,分析研究了风的散度与涡度的变化以及与暴雨的关系,指出散度场比涡度场的变化快、尺度小,辐合增加的地区与暴雨区配合最好。对于中尺度系统,完全的散度方程中风速平流的散度项 $A \left(A = -\frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right)$ 是一个重要的项,它的正值分布区与暴雨区的位置比其他各项有较好的对应。低层流场中大风速中心或低空急流的出现直接导致了散度方程中 A 项及带有风速垂直切变项的增大,构成了暴雨发生的不可忽视的动力因素。

一、前 言

暴雨是一种中尺度天气现象。在我国影响暴雨的天气系统尺度也较小,大抵介于中尺度和次天气尺度(即中间尺度)之间,如低涡,切变线等。这类系统的强烈发展往往与暴雨发生有着密切的关系。近年来,研究它们发生、发展的工作日益增多。但是这些研究多数是沿用大尺度系统中气旋发展的方法,即运用简化了的涡度方程来讨论引起涡度增长的各种因子。它主要考虑了平流项和散度项对涡度变化的作用。我们在研究中发现用这类适合于大尺度运动的简化涡度方程来讨论中尺度系统的发生发展有很大的局限性。许多在该方程中被略去的项却是大项。此外,在中尺度系统发生发展中,散度是一个极为活跃的物理因子,它与中尺度系统的形成和暴雨的发生有着比涡度更为密切的关系。因此最好能直接讨论散度的变化。本文通过几次暴雨过程中低层涡旋及散度发生过程的分析 and 计算,来阐述中尺度系统中散度场、涡度场的特征和它们维持与消失的原因,从而探讨暴雨形成中低层风场的动力作用以及它的重要性。

二、散度及散度方程之研究

1. 中尺度系统发展中的涡度场与散度场

在分析暴雨系统的结构时,人们习惯于把它的涡度与散度分布综合起来讨论,有的就统称为涡散场。过去人们认为,正涡度区一定是辐合区,而辐散场则与反气旋涡度区相联系。但是尺度分析的结果指出:这在大尺度运动中是对的,因为大尺度运动主要是地转

且准水平的。这时系统运动的特征, 主要表征量为涡度场, 散度场比涡度场小一个量级, 而且与涡度场有较好的配合。可是对于尺度较小的系统, 情形就不同了。在这类系统中, 运动基本上为非地转, 垂直方向的运动不可忽略。因此散度就成为不可略去的量, 它是构成系统发生发展的一个重要因素。强烈辐合所对应的垂直上升运动是产生暴雨不可少的条件。因此, 研究散度场的变化, 就较别的因子能更好地与暴雨发生相联系。大量的计算事实表明, 盛夏频繁出现的中尺度低涡(如西南低涡, 小低涡等)并不全部与暴雨同时出现, 只有在它与低层强辐合中心配合时才有可能带来暴雨。下面我们用实际资料作进一步的讨论。

2. 散度局地变化的研究

我们已经指出过^[1,2], 对于次天气尺度或中尺度系统, 涡度方程中 fD (其中 $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$, f 为科氏系数) 项是十分重要的, 它对正涡度的生成 ($\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$, $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$) 来说是一个不可忽略的项。Fankhauser 等也曾指出^[3] 描写散度局地变化的散度方程在次天气尺度或中尺度系统中带有散度和垂直运动的项都为项, 不能象研究大尺度那样加以忽略。Shaefer^[4] 曾利用散度方程中关于垂直速度的项和散度倾向项所构成的“不平衡场”的演变与未来 12 小时强风暴的发生率联系起来, 得出比较好的结果。他是用对流层中层 500 毫巴的风场进行计算的。本文将着重研究与低层水平风场结构有关的项与暴雨系统发生和演变的关系。

散度方程可以写成如下比较简明的形式:

$$\begin{aligned} \frac{\partial D}{\partial t} = & -\frac{\partial}{\partial x} \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[u \frac{\partial v}{\partial x} \right. \\ & \left. + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} \right] - [\nabla^2 \phi - f\zeta] - \beta u \end{aligned} \quad (1)$$

式中 ϕ 为位势高度, β 为科氏系数随纬度的变化, 其余皆为常用符号。如把前两项的水平风速部分和垂直速度部分分开, 方程还可写成:

$$\begin{aligned} \frac{\partial D}{\partial t} = & -\frac{\partial}{\partial x} \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right] \\ & - \omega \frac{\partial D}{\partial p} - \left[\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial p} \right] - f\zeta' - \beta u \end{aligned} \quad (2)$$

其中 $\zeta' = \zeta_s - \zeta$ 为地转风偏差的涡度。 βu 在这里为一个小项, 已有过研究, 这里不再多述。方程右端前两项代表由于水平风速平流的分布不均匀所造成的散度变化, 以后用 A 表示。

与垂直速度有关的项我们过去已有过讨论。一般情形下在辐合最大层以下 $\omega \frac{\partial D}{\partial p} > 0$, 而在发展最强层附近由于 $\frac{\partial D}{\partial p}$ 很小, 因而其值也较小, 平均值一般为 $10^{-10}/\text{秒}^2$ 左右。

方程 (2) 右端的第四项代表垂直速度在水平方向分布不均匀与风速切变所造成的散度变化。它在描述中尺度或次天气尺度运动时在方程中为一个项, 这点我们有过专文

进行讨论^[1,2]。在低空急流地区, $\frac{\partial \bar{V}}{\partial p}$ 皆可达到 10^{-1} 米/秒·毫巴, 在垂直速度梯度很大时, 该项量级可达 10^{-8} — 10^{-9} /秒²。

非地转涡度项对于散度变化所起的作用比较复杂。在大尺度运动中, 散度方程其余各项皆比这两项要小得多, 因而散度方程就演化成后两项相互平衡的地转的风压关系。对于切变线上的中尺度(如华南低涡)或次天气尺度低涡(如梅雨锋上的低涡)来说, 在其发展时期, 风场的正涡度明显, 而地转风正涡度的增长落后于风场的变化, 即 $f\bar{v}' = \nabla^2\phi - f\bar{v}' < 0$ 。只有在高度场出现较强的闭合中心时, $f\bar{v}'$ 才有可能为正值。其量级有时可以达到 10^{-8} — 10^{-9} /秒²。

方程(2)中的第一、二项为速度平流的散度项, 它在大尺度运动中比起其它项来皆小, 但是在中尺度运动中, 可以达到 10^{-8} — 10^{-9} /秒², 尤其值得注意的是它常常有利于辐合增长或维持, 与暴雨的关系最密切。因此有的气象工作者*就把这项的变化与暴雨联系起来, 设法利用它的分布来预报暴雨。本文将着重计算这项的大小, 并讨论它与暴雨的关系。

三、实例研究

1. 两次暴雨过程

1980年夏天长江流域的梅雨期特别长, 到七月底八月初, 仍有一条梅雨锋在长江流域活动。梅雨锋上产生的中尺度低涡使该地区降水变强。从7月29日至8月3日, 长江中游的恩施-宜昌-常德地区和下游的黄山-安庆-芜湖地区有两个大暴雨中心。这段时期的过程雨量(加上水文资料)最大值分别达到447毫米和354毫米, 使原来就处在紧张状态的长江水位再一次出现险情。这两个地区的大暴雨是由切变线上发展的中尺度系统引起的。从7月30日至8月3日恩施-宜昌-常德地区的暴雨中心是局地产生的, 它与上游地区隔着一个宽约8—10个纬距的晴空带。2日20时以前云团都在110°E附近产生而后东移的, 它与辐合中心关系密切。本文着重计算这个地区的物理量。

另一个例子是1979年5月下旬广州地区的一次局地性暴雨, 从5月27日至28日间, 广州地区有一次范围小而强度强的暴雨。12小时雨量大于25毫米的范围东西不到400公里, 南北只有100公里左右。佛山地区27日20时至28日08时12小时雨量148毫米, 广州、三水24小时雨量也分别为127.6毫米和180.4毫米。但是它的影响系统却不甚清楚。850毫巴上华南地区是横向切变线, 切变线上有两个低涡, 一个在贵阳, 一个在东端的江西地区。广州地区并无明显的风场或气压场的涡旋。这里要研究这类系统不明显的局地暴雨的物理量场的变化。

2. 散度场与涡度场之比较

我们计算了对流层低层850毫巴该时期的散度、实测风涡度和地转风涡度。并把它

* 刘春霖同志作了这方面工作, 尚未发表。

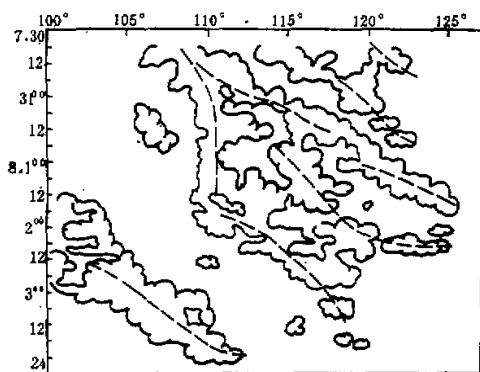


图 1a

沿 30°N 的白亮云团时间剖面图。弧形线为白亮云团区,粗虚线为云团走向

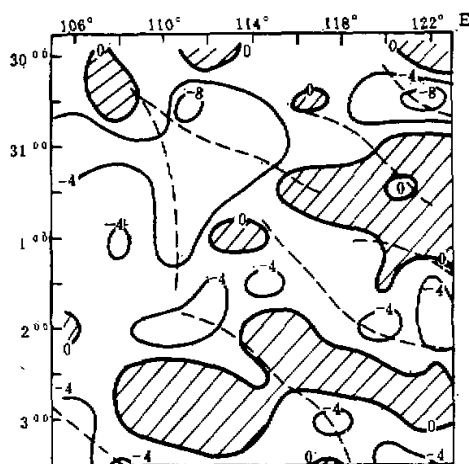


图 1b

沿 30°N 的散度时间剖面图。阴影区为辐散区,粗虚线为云团走向(同图 1a)。单位: $10^{-3}/\text{秒}$

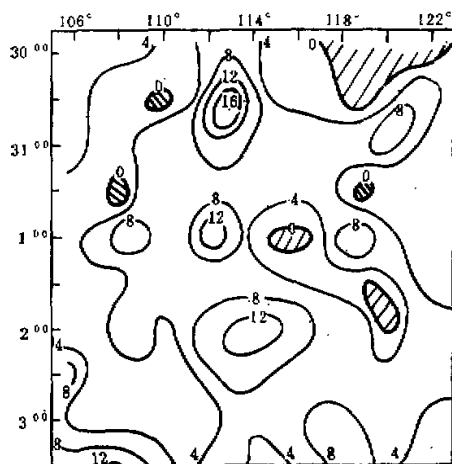


图 1c

沿 30°N 的风场涡度(ζ)时间剖面图。阴影区为负涡度。单位: $10^{-3}/\text{秒}$

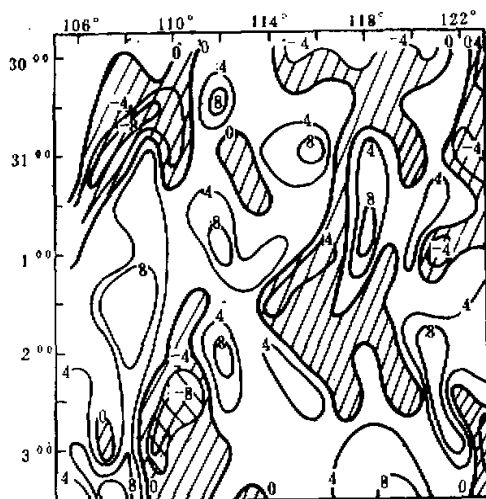


图 1d

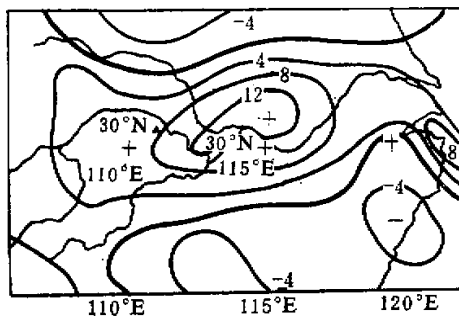
沿 30°N 的地转涡度(ζ_g)时间剖面图。阴影区为负涡度。单位: $10^{-3}/\text{秒}$

们与同步卫星上该地区的白亮云团的分布进行比较。图 1 给出这些物理特征的时间剖面图。图中代表 30°N 附近的平均值。图 1a 上的弧形区为该时段卫星云图上所显示的白亮云团。7 月 30 日 08 时,在 108°E 地区开始出现一个对流云团,其对应的 6 小时雨量为 60 毫米,以后缓慢东移,31 日 20 时移至 113°E 附近,6 小时雨量达 53 毫米,在东部地区这时也有一个云团并东移,31 日 08 时前后在 118°—119°E (即黄山-芜湖地区) 6

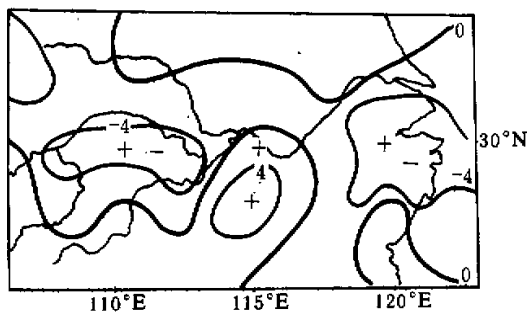
小时降水量达 100 毫米。考察这段时期中散度场就可发现：上述两个地区的降水云团正好对应 850 毫巴上 110° — 113° E 和 118° — 122° E 间的两个强辐合中心(图 1b)，图中的粗虚线即图 1a 中云团的移向线，它与辐合中心的移动趋势几乎一致。8 月 1 日 08 时在 110° E 地区和 2 日 08 时以后在 106° E 以西地区产生的新的云团及其东移，也都有低层的强辐合中心与之对应。在这段时期中介于这些白亮云团之间的晴空区也是与低层的辐散区相配合的。从连续的云图看到，2 日 08 时以后，原在高原地区的西风带槽系与高原南侧的南支槽开始合并，并一起东移。在它于 110° E 附近梅雨锋上的低涡扰动之间的广阔晴空区也开始东移，它正与低空的辐散场一致。另一块与辐散场一致的晴空区为 7 月 31 日 20 时至 8 月 1 日 20 时的东部地区。

对照(图 1c)中的实测风涡度(ζ)场，可以看出：在一般情形下，正涡度区与辐合区对应，但是中心位置大有偏移，而且在 30° N 附近的这个切变区(梅雨锋所在的位置)内，几乎都为正涡度，只有小块的很弱的负涡度区。象 7 月 31 日 115° E 以东的大片辐散区内涡度都为正值。8 月 2 日 08 时以后的情况更为特殊，与大块晴空区相连的辐散区全为正涡度，且在 112° — 116° E 间出现极强的正涡度中心，而这个范围内却几乎没有降水。可以看出散度场与对流云区配合好，而风场的正涡度区附近则可以没有降水。

下面再看地转涡度 ζ_g 的变化(图 1d)。地转涡度场与高度场变化一致。计算所得的



(a)



(b)

图 2 8 月 2 日 08 时 850mb 涡度(a)与散度(b)分布图。粗线为零线， $D > 0$ 为辐散， $\zeta > 0$ 为正涡度。单位： $10^{-3}/\text{秒}$

逐日正地转涡度区是与 850 毫巴高度上由西南方向延伸的倒槽区相一致的。从风场看在 111° — 115°E 间, 30°N 附近 7 月 30 日至 8 月 2 日都有明显的正涡度中心, 低层流场的涡旋结构也十分清楚。但是高度场上除了 30 日 20 时有一个小的横槽切变外, 其余时段的涡旋结构很不明显, ζ_z 值虽然也为正值, 但是分布零乱。

比较图 (1b—1d) 看出, 散度中心的尺度较涡度中心为小, 大于 $4 \times 10^{-3}/\text{秒}$ 的辐合区范围一般都在 500 公里以下。而涡度场的范围则较大, 几乎达到上千公里。图 2 给出 8 月 2 日 08 时的 ζ 和 D 分布。辐合值大于 $4 \times 10^{-3}/\text{秒}$ 的中心在恩施-宜昌-常德地区, 而涡度中心却在汉口一带, 两个场是不协调的, 且正涡度区范围横贯长江中下游, 尺度较大。这就说明散度这个物理量能较好地表征暴雨的中尺度运动, 它们的尺度匹配, 变化快, 辐合中心与雨团配合好。而 ζ_z 的变化则最为迟钝, 与雨团更无直接的联系。

1979 年广州地区的例子也相类似, 计算这个地区各层的涡度、散度, 给出表 1。从 27—28 日四个时次的值看, 该地区低空的正涡度值不明显, 除了 27 日 20 时暴雨最强时 700 毫巴上为弱的正涡度外, 27 日 08 和 28 日 08 时皆在 850 毫巴以下, 且强度太弱。但是辐合却比较强, 无辐散层在 500 毫巴以上。整个暴雨过程中辐合气柱比较明显, 至 28 日 20 时消失。从 850 毫巴等压面上看, 广州地区从 27 日 08 时至 28 日 08 时都有一个小区域的辐合中心, 到 28 日 20 时转成辐散, 而涡度场上则无明显的中尺度中心。

表 1

项目 日期 高度(mb)	ζ				D			
	27 ⁰⁸	27 ²⁰	28 ⁰⁸	28 ²⁰	27 ⁰⁸	27 ²⁰	28 ⁰⁸	28 ²⁰
100(毫巴)	-6.8	-4.9	-2.8	-4.6	30	-0.4	3.3	4.4
300(毫巴)	-3.3	-2.6	-2.6	-1.6	1.9	1.2	1.2	1.3
500(毫巴)	-2.5	0	-1.3	-2.1	-0.7	1.1	-0.1	-2.9
700(毫巴)	-3.1	0.7	-0.6	1.7	-3.0	-2.1	-1.7	-1.9
850(毫巴)	-2.2	2.8	0	0.4	-2.7	-1.9	-2.0	1.5
1000(毫巴)	-0.8	1.0	0.1	-1.4	-2.1	-1.9	-1.3	-1.7

所以, 风场涡度与暴雨的形成联系得并不紧密, 而关键却是有没有辐合出现。因此, 用散度场以及上升运动来研究与暴雨有密切联系的中尺度系统的发生与演变, 较其它物理量有更好的代表性, 这是与大尺度系统不同的。

3. 散度方程中主要项的作用

$\left[\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial p} \right]$ 项: 前已指出, 散度方程中该项很大, 这里对 1980 年长江中游恩施-宜昌-常德这个暴雨发生地带也作了计算。在该地区, $\frac{\partial v}{\partial p}$ 皆大于 10^{-1} 米/秒·毫巴, 从 8 月 1 日 20 时至 2 日 08 时看, 对流层低层存在一个小区域的上升运动区, 其绝对值大于 4×10^{-3} 毫巴/秒的范围正好就是恩施-宜昌-常德地区附近, 其东西两侧和南边迅速变为下沉区, 因而 ω 的梯度 $\nabla \omega$ 很大, $\nabla \omega \cdot \frac{\partial v}{\partial p}$ 的值可达 $5 \times 10^{-3}/\text{秒}^2$ 以上。它对辐合的形

成起了极大的作用。

[f_5'] 项: 在涡旋运动发生初期, 风场 ξ 增长很快, f_5' 一般皆小于零。在我们所研

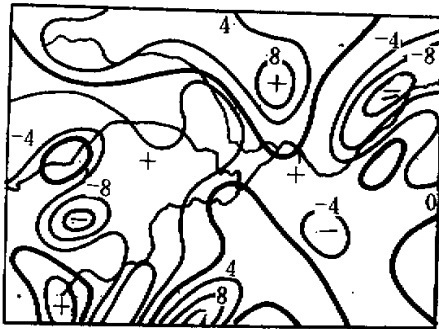


图 3 7 月 31 日 08 时 850mb 的 f_5' 分布, 粗实线为零线, 单位: $10^{-9}/\text{秒}^2$

究的长江流域例子中, f_5' 可达 $-5.4 \times 10^{-9}/\text{秒}^2$, 它使散度的局地变化大于零。

图 3 是 7 月 31 日 08 时 850 毫巴上的 f_5' 值分布。这时在高度场上从阜阳到信阳间出现高度值为 1430 位势米的低压中心。而图 3 上这个地区也出现了一个大于 $1.0 \times 10^{-9}/\text{秒}^2$ 的中心。图的北端和南端的正值则是由于反气旋涡度区中风场的反气旋涡度比高度场的反气旋涡度值大所引起的。其它如 30 日 20 时在重庆-贵阳间和 8 月 2 日 20 时的合肥-霍山间也都有高度场的中尺度闭合低涡,

同时也对应有正的 f_5' 值中心区。除此之外, 在其它切变线地区 f_5' 几乎全为负值。

对于 1979 年 5 月下旬的广州地区, f_5' 值全为负值。从 5 月 27 日 08 时至 28 日 20 时其平均值分别为 $-0.90, -0.74, -0.10$ 和 $-0.93 \times 10^{-9}/\text{秒}^2$, 这时在广州地区只能算出流场的正涡度区, 而高度场上几乎没有什么反映。

总之, 在中小尺度运动中, 非地转运动是经常存在的。非地转涡度所引起的散度变化往往有利于辐散增加。在散度方程中由别的项来平衡它。这些结果与我们过去的讨论是完全一致的。

$A = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right]$ 项: 在大尺度运动中, 平衡方程所保留的只是这项的 $2J(u \cdot v)$ 部分, 而把其它部分 (如 $D^2, v \cdot \nabla D$ 等) 都略去了。这里综合计算由于惯性加速的不均一造成的散度变化, 发现它不仅可达 $10^{-9}/\text{秒}$, 而且与暴雨区的关系最好。

先看长江流域的例子。自 1980 年 7 月 30 日至 8 月 2 日, 在洞庭湖以西地区 A 值几乎全为正。在 30°N 附近这个正值区的范围最小时从 110° 至 112°E , 最大时东西可达 7 个经度。中心最大值为 $3.8 \times 10^{-9}/\text{秒}^2$, 这就相当于在 12 小时内辐合增长 $1.7 \times 10^{-4}/\text{秒}$ 。

表 2

时间 (日)	30 ⁰⁸	30 ²⁰	31 ⁰⁸	31 ²⁰	1 ⁰⁸	1 ²⁰	2 ⁰⁸	2 ²⁰	3 ⁰⁸	3 ²⁰
$A \times 10^{-9}/\text{秒}^2$	1.0	1.8	2.2	0.8	0.7	1.1	1.3	0.8	0.5	0.7

表 2 给出每隔 12 小时恩施-宜昌-常德地区的平均 A 值。这段时期中 A 皆为正, 达 $1-2 \times 10^{-9}/\text{秒}^2$, 图 4 为 A 的正中心分布与降水区的位置。图中降水区为散度计算的时次以后 12 小时的雨区, 实线所围的区域内 12 小时降水量大于 25 毫米。等 A 线所围的区域内 $A \geq 1 \times 10^{-9}/\text{秒}^2$ 。由于篇幅所限, 这里只给出降水较强的时段 7 月 30 日 20 时至 8

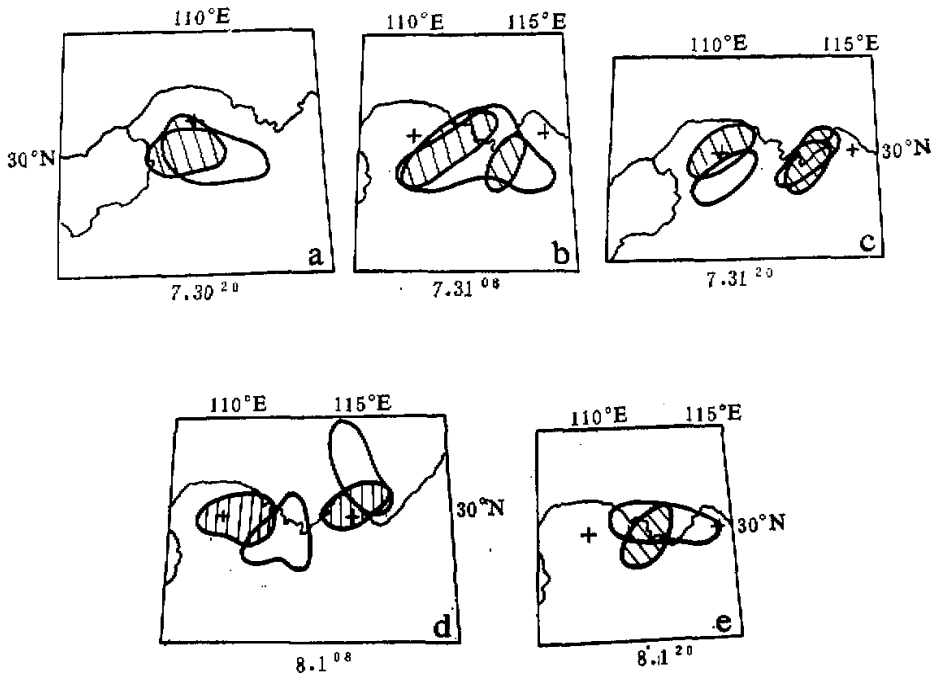


图4 A 区与12小时暴雨区之配置图. 阴影区为12小时雨量大于25mm区. 实线区内为 $A \geq 1 \times 10^{-9}/\text{秒}^2$ 区. a, b, c, d, e各图分别代表7.30²⁰, 7.31⁰⁸, 7.31²⁰, 8.1⁰⁸, 8.1²⁰各时刻的情况.

月1日20时的情况. 其余时次情况大致相同.

从图4这五个时次看, A 大于 $10^{-9}/\text{秒}^2$ 的地区与未来12小时暴雨区有着较好的相关. 除了8月1日08时两者位置略有偏离外, 其他几个时次 A 的正区基本与暴雨区重合, 并且一起移动. 这说明大的正 A 值引起未来的辐合增加, 从而激发暴雨的发生.

由图看出 A 大于 $10^{-9}/\text{秒}^2$ 的范围一般为几个纬距, 它的尺度基本上是中尺度的, 从而可对中尺度辐合的维持起着较大的作用.

用1979年5月下旬广州地区暴雨的例子也得到同样的结论. 从27日08时至28日20时, 该地区的平均 A 值分别为0、0.8、0.5、 $0.2 \times 10^{-9}/\text{秒}^2$. 在5月27日20时暴雨最强时 A 值达到最大.

根据量级比较和实例计算可以看出: 散度方程中, 惯性加速的散度项, 带有风速垂直切变的项以及地转风偏差涡度作用项构成了中尺度或次天气尺度系统散度变化的主要因素, 在中尺度涡旋发展初期, 它们的综合效果是使辐合增长, 量级皆在 $10^{-9}/\text{秒}^2$.

四、低空急流的作用

低空急流的维持和加强对于散度的变化起着十分重要的作用.

低层出现急流的最主要标志, 就风场本身而言就是存在狭窄的强风轴. 在轴周围有

强风速水平切变和垂直切变。在散度方程右端,除了非地转作用项外,其余各项都分别与风的水平切变和垂直切变有关。只有在急流轴所在地区,风速垂直切变达到 10^{-1} 米/秒·毫巴,这时与尺度较小的 ω 区相重叠时才能使 $\nabla\omega \cdot \frac{\partial v}{\partial p}$ 项达到 $10^{-9}/\text{秒}^2$ 。而在风速分布均匀地区, $\frac{\partial v}{\partial p}$ 极小,该项自然也很小。急流所造成的强风速垂直切变的作用是显见的。

考察风的水平梯度 (∇v) 对散度变化的作用。水平运动方程写作

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} - f v - \frac{\partial \phi}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} = -f u - \frac{\partial \phi}{\partial y} \end{aligned} \right. \quad (3)$$

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} - f v - \frac{\partial \phi}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} = -f u - \frac{\partial \phi}{\partial y} \end{aligned} \right. \quad (4)$$

对于大尺度运动,方程的左端比起右端的科氏力和气压梯度力要小一个量级左右。一般为 $10^{-4} \sim 10^{-3}$ 米/秒²。因此大尺度运动中地转近似是可行的。但是在中尺度运动中,尤其是在有低空急流出现时,低层的风和风速梯度都很大,平流因之也很大。对 1980 年长江的例子,西南风低空急流一直在芷江、长沙、赣州、桂林间形成一个大的风速中心,急流轴在 1500 米左右,中心风速达 16 米/秒以上。这个大风中心经常北伸至 30°N 以北,30 日 08 时、1 日 08 时和 2 日 08 时汉口风速分别为 12, 14, 16 米/秒。区域性的大风中心造成了强平流。我们令 $\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_\pi = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y}$ 和 $\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_\pi = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y}$, $\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_\pi$ 和 $\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_\pi$ 分别代表由于平流所造成的 u, v 的局地变化。逐日计算该区平均值 (表 3), 可以看出其平均值一般皆为正值, 它使风速增加, 急流强时其值也大。在急流风速最大的 31 日、8 月 1 日, 它的中心值可达 10^{-3} 米/秒², 2 日 20 时以后急流中心减弱并东移, $\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_\pi$ 和 $\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_\pi$ 的值也减小, 甚至反号。第三节中讨论到 A 对散度场维持的作用以及它与暴雨区的对应关系, 从 A 的表达式可以得知: A 的大小决定于惯性加速项的水平分布。由于低空急流的存在使惯性加速项在小范围内显著增大, 该地区周围的水平梯度也必然增大, 因此低层低空急流的出现对于 A 值的增大, 从而使局地散度发生变化是一个极为有利的动力因素。

广州地区暴雨的情况也类似。 $\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_\pi$ 和 $\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_\pi$ 值皆为正, 但其值比长江流域例要小, 因而平均 A 值也较小。这是由于这次过程低空急流轴比较偏西, 广东地区无明显的急流中心, 风速梯度较小的结果。这也进一步说明急流轴上大风速中心存在的作用。

表 3

时间 (日)	30 ⁰⁸	30 ²⁰	31 ⁰⁸	31 ²⁰	1 ⁰⁸	1 ²⁰	2 ⁰⁸	2 ²⁰	3 ⁰⁸	3 ²⁰
$\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_\pi \times 10^{-4} \text{米/秒}^2$	-0.8	-1.1	1.6	3.9	4.8	2.6	3.0	0.4	-1.1	0.9
$\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_\pi \times 10^{-4} \text{米/秒}^2$	3.1	-0.9	3.9	4.6	4.9	2.3	3.1	0.1	1.6	1.3

总之,由于低空急流在三度空间上风速分布的不均匀,在切变最大地区引起质量的堆积或疏散,造成局地散度场的激烈变化。因为急流不均一区的范围是有限的,这就决定了散度激烈变化的尺度也只可能是次天气尺度或是中尺度的。

实际上在上述所有的计算中,限于高空资料的稀少,所取网格为 1—2 个纬距,一般来说能够反应次天气尺度或较大的中尺度系统。如果能有更多稠密的资料,计算网格可以缩小,散度及与散度变化有关的项(如文中 A 项、与垂直切变关联项等)以及运动方程中的非线性项也可能会加大,它对于散度变化所起的作用也将更为显著。

五、结 语

上面的研究证明,与暴雨或中尺度系统紧密相关的物理量是低层风速散度,散度中心的尺度较小,生命史短,与中尺度系统相当。辐合的不断产生以及由此而激发出的重力波系统有利于触发中尺度系统的发展和暴雨的产生。因此研究风场中散度部分的变化和强弱,对于了解暴雨过程的动力学本质是必不可少的。低层风场中风速中心或低空急流的存在对于散度局地变化能发生极为有利的作用,它使散度方程中带有散度和垂直速度的项变得更大。

参 考 文 献

- [1] 孙淑清、田生春、朱率烟、陈怀义,长江中游低涡的发生发展及其与暴雨的关系,《长江流域暴雨文集》,气象出版社(即将出版)。
- [2] 孙淑清,华南地区低涡暴雨发生发展的研究,《华南前汛期暴雨文集》,气象出版社(即将出版)。
- [3] Fankhauser, J. C., The derivation of consistent fields of wind and geopotential height from mesoscale rawinsonde data. *J. of Appl. Met.* Vol. 13, No. 6, 1974, 9.
- [4] Shaefer, J. T., On the applicability of the divergence equation to severe storm forecasting. Tenth Conference on severe local-storms. p. 358—363, 1977.

THE DYNAMIC EFFECT OF WIND FIELD IN LOW-LEVEL ON THE FORMATION OF HEAVY RAINFALL

Sun Shu-qing

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

The characteristics of the fields of divergence and vorticity and the mechanism of their increase and maintenance during the period of heavy rainfall are studied. The main terms in the divergence equation are calculated. It is indicated that the divergence field is more active and its scale is smaller than that of vorticity field. The divergence field in meso-scale system is related more closely with heavy rainfall than the vorticity field. In the meso-scale system, the local change term in divergence equation is a larger one. The tilting term and the divergence of horizontal wind speed advection $A \left(A = -\frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right)$ are both important factors, which cause the increment of convergence. The region with positive A (it makes $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$) is in good coincidence with the region of heavy rainfall 12 hours later.

The strong wind shear both in vertical and in horizontal along the axis of low-level jet leads directly to the increasing of A value and the tilting term. All of these dynamic factors are to be considered as indispensable for the formation of heavy rainfall.