

低层流场短时波动和中尺度扰动 自激作用

金秀兰*

(江苏省气象研究所)

提 要

本文利用稠密地面自记资料分析了台风暴雨过程中地面强风及其波动与下游暴雨雨团发生、移动和雨强振荡的相对应事实;计算了涡(散)度方程中非线性项量值;讨论了地面风速分布不均匀引起散度局地变化和涡(散)度场相互作用对暴雨中尺度系统的激发过程。指出注意地面风场特征及其变化,将有助于捕捉暴雨中尺度系统和暴雨的短时预报。

对于暴雨中尺度系统而言,低空急流与暴雨中尺度系统有着密切关系^{[1][2]}。但目前高空资料的时空尺度远不能满足中尺度分析需要,因此充分发挥时空尺度较稠密的地面资料的优势有其现实意义。在地势平坦、下垫面性质较均匀的长江三角洲地区,地面风场的中尺度特征往往预示着暴雨中尺度系统的发生发展。作者曾发现台风倒槽北部的地面东北风风速脉动引起中尺度风速辐合线产生,并直接触发了暴雨雨团的发生^[3]。本文利用苏、浙、皖、沪一带较稠密的地面站网自记资料,分析揭示台风环流暴雨过程中地面强风及其短时风速波动与中尺度雨团发生、移动和雨强振荡相互对应的事实,并通过计算散度方程中非线性速度平流项、切变项和涡度方程中非线性散度项,讨论地面风场非线性分布对中尺度扰动的激发作用、中尺度雨团的孕育过程及物理成因。

一、地面风场变化和暴雨中尺度 系统关系

“8506”和“8707”两个台风在浙江南

部登陆后,都经过杭州、穿越太湖北上,由江苏北部入海。台风中心的穿越造成了江苏的大范围暴雨或大暴雨。江苏境内中尺度雨团活动频繁,生命史2小时以上的主要雨团共有15个。这些雨团发生在台风的各个方位,其中9个雨团集中在距台风中心2个纬距以内的北到东北方向。下面,我们通过分析这两个台风的15个雨团揭示地面风场变化与暴雨中尺度系统的一些关系。

1. 强风位置与暴雨雨团源地的关系

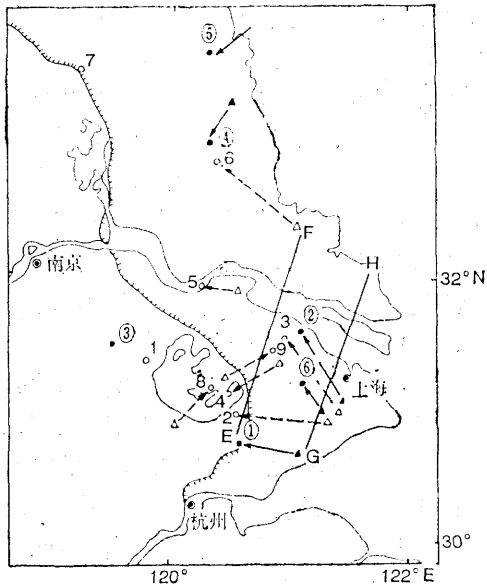
这两个台风暴雨期间的逐时地面风场表明,暴雨雨团的发生与一支风速 $\geq 9 \cdot \text{ms}^{-1}$ 的强风轴的活动密切相关。表1给出强风和雨团的有关数据。其中,雨团按两个台风分别以出现顺序编号;“距离”指雨团生成位置与风速 $\geq 9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强风轴顶点之间相对距离。图1给出上述雨团生成位置和对应强风轴顶点位置分布。由表1和图1可知:(1)15个雨团中的12个雨团发生在强风下游、距强风轴顶点1个纬距以内地区。这表明地面强风下游往往是暴雨雨团的源地。(2)雨团生成时间比上游相应强风出现时间晚1—4

*张佩承担本文物理量计算,杨琴贤参加资料工作。

表1

暴雨雨团和上游强风有关数据

雨团编号	雨团		强风		雨团与强风	
	生成时间 (月.日.时)	最强时强度 (mm/小时)	出现时间 (月.日.时)	风向(方位)	时差(小时)	距离(纬距)
850601	7.31.07	13.4	(无强风)		/	/
850602	7.31.11	47.0	7.31.10	NE	1	0.5
850603	7.31.15	20.7	7.31.11	SE	4	0.7
850604	7.31.17	33.1	7.31.15	SE	2	0.9
850605	7.31.18	24.1	7.31.17	NE	1	0.3
850606	7.31.21	17.9	7.31.18	ESE	3	0.9
850607	8.1.02	32.2	(无强风)		/	/
850608	8.1.03	30.2	8.1.02	SW	1	0.4
850609	8.1.06	33.2	8.1.04	SW	2	0.5
870701	7.28.07	29.9	7.28.04	SE	3	0.5
870702	7.28.09	11.3	7.28.06	SE	3	0.7
870703	7.28.10	17.3	(无强风)		/	/
870704	7.28.12	34.1	7.28.11	NE	1	0.4
870705	7.28.14	14.2	(在海上)		/	/
870706	7.28.17	22.4	7.28.16	SE	1	0.5

图1 雨团生成位置 and 对应强风轴
顶点位置分布

○(或●)为8506(或8707)台风的雨团生成位置,角上的数字为雨团编号(见表1)
△(或▲)为8506(或8707)台风的强风轴顶点位置
虚(实)箭矢为8506(或8707)台风的雨团与强风对应指示线

小时。(3) 12次强风过程中, 10次为东北到东南风, 可见台风东部多强风过程。

2. 强风短时波动和下游雨强振荡关系

在各站风速的时间演变曲线上, 强风时段内常常可看到明显的风速波动。我们以强风持续期间出现连续数小时风速增大且其中某1小时的增量 $\geq 2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的变化, 定为一次强风波动。以台风东部测站为例, 各站强东南风持续时间长者达14—17小时, 短者仅5—7小时; 风速波动数目也不一样, 多则3—4次, 少则1—2次; 各波峰间隔3—6小时。为探讨强风波动与雨强振荡的关系, 我们把

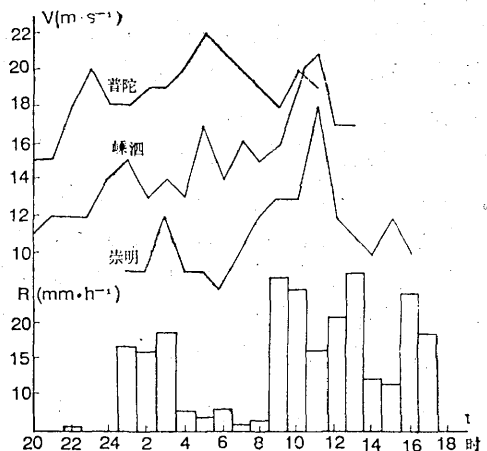


图2 1987年7月27日20时—28日18时普陀、嵊泗、崇明三站地面东南强风风速时间曲线和下游雨强变化

普陀、嵊泗和崇明三站东南风风速时间演变曲线和下游地区雨强峰值绘于图2。图2表明，强风的强度虽自南向北递减，但各站风速波动均十分明显，在强风时段内，主要风速波动共3次，波峰分别出现在7月27日23时至28日03时、28日05时和28日10—11时。它们下游的相应雨强峰值出现在28日01—03时、28日09—10时和28日12—13时。因此，雨强振荡和强风波动基本相互对应，雨强峰值比强风波峰落后1—4小时。

3. 雨团移动与上游强风传播方向的关系

在所分析的15个雨团中，雨强 ≥ 20 mm/小时的强降雨团共有10个（见表1）。现以“870701”号雨团为例，讨论雨团移动和强风传播的关系。我们分别绘制了沿此雨团移动路径（图1中EF）的雨强时空分布（图3a）和沿对应强风传播方向（图1中GH）的风速时空分布（图3b）。对照分析图3a和图3b可知：（1）乍浦强风持续3小时，并在出现风速波动之后1—2小时（28日07时）在其下游相距约半个纬距的桐乡生成一个强降雨团（29.9mm/小时）。雨团生成后沿强风传播方向朝东北移动，与强风的风向无关。（2）雨团从桐乡移到如东历时6小时，与上游的强

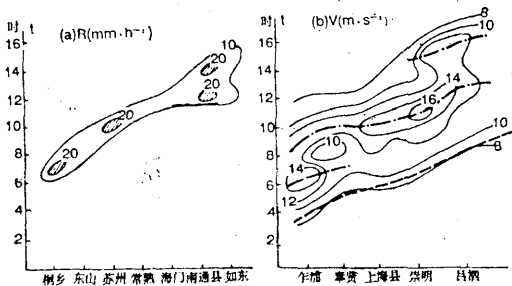


图3 1987年7月28日02—16时沿雨团移动路径(a)和上游强风传播方向的雨强时空剖面图

阴影区表示雨强 ≥ 20 mm/小时；虚线为东南强风起始线；点划线为强风波峰连线

风自乍浦（28日04时）传播至吕泗（28日09时）时间相当。（3）雨团向东北方向移动过程中，雨强有两次振荡，即28日10时（苏

州）和28日12—14时（南通县）。它们均出现在上游站（奉贤和崇明）的强风波动之后1—3小时。

二、风场非线性分布对中尺度扰动的激发作用

许多研究指出，对中尺度运动，涡度与散度具有相当量级，在对流层低层，涡度方程中散度项和散度方程中非线性速度平流项的作用不可忽视。散度方程可表示为：

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla D - \omega \frac{\partial D}{\partial p} - \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \cdot \nabla \omega -$$

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 - \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 - 2\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} - f\zeta' - \beta\mu \quad (1)$$

或
$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \omega \frac{\partial P}{\partial p} -$$

$$\left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial p} \right) - f\zeta' - \beta\mu \quad (12)$$

方程（2）右端第1、2两项等价于方程（1）右端第1、4、5、6项，它们只与风速的水平分布有关。孙淑清等〔4〕计算了散度方程中水平速度平流项A和切变项B，并发现A值（或B值）的正负号及大小与暴雨有密切对应关系。其中

$$A \equiv \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$B \equiv 2 \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x}$$

我们在分析地面强风和中尺度雨团关系基础上，计算了上述两次台风暴雨过程的高空和地面的A值和B值，讨论由于风速水平分布不均匀引起的局地散度场变化和中尺度雨团的孕育过程，并通过涡度方程中非线性散度项 $-\zeta D$ 值的计算和分析，探讨涡（散）

表2

高空各层雨团发生区内的平均A、B值* ($10^{-9}s^{-2}$)

层 次 (hPa)	8506 台 风						8707 台 风			
	雨团生成前11小时		雨团生成后1小时		雨团生成后13小时		雨团生成前11小时		雨团生成后1小时	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
900	1.00	0.94	-2.38	-1.36	-4.71	-3.60	4.38	4.63	-6.29	-4.43
700	-0.13	1.10	-1.19	-1.39	-5.18	-3.81	6.25	7.00	-7.28	-5.09
500	-1.49	0.85	-2.01	-2.34	-3.99	-3.16	1.68	4.30	-9.85	-6.33
300	-0.06	0.16	-1.74	-0.15	-0.61	-0.51	1.30	0.86	-1.55	0.28
100	-0.01	-0.01	-0.29	-0.0	-0.36	-0.13	-0.13	-0.01	-1.63	0.20

* 雨团发生区共6个格点(格距150km)平均值

度场的相互作用及环境场对中尺度扰动的自激作用。

1. 强风下游散度场变化和雨团孕育过程

表2给出高空各层雨团区内的平均A值和B值的计算结果。在对流层低层,雨团发生前11小时A和B均为正值,量级达 $10^{-9}s^{-2}$;一旦雨团生成,A和B即转变为负值,且负数绝对值越来越大。

由于雨团生命史一般不足10小时,孕育期短,用12小时间隔的高空散度变化讨论其演变显然有困难。逐时地面A、B值较好地反映了散度局地变化,我们分析揭示它对暴

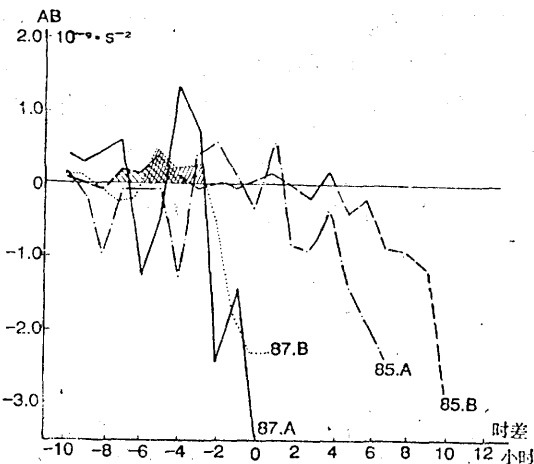


图4 雨团发生区内地面A、B值的时间演变曲线

横坐标(时差)0点为雨团生成时刻,负(正)数为雨团生成前(后);85A(85B)表示8506号台风雨团发生区内的A(B)值曲线,87A(B)为8707号台风雨团发生区内的A(B)值曲线

表3 雨团孕育期内 $A \cdot \frac{\partial D}{\partial t}$ 、 $-\zeta D$ 的有关统计值

雨团编号	$+A$ ($10^{-9}s^{-2}$)		同雨团生成时差(小时)	$\frac{\partial D}{\partial t}$ ($10^{-5}s^{-1}$)		$-\zeta D$ ($10^{-9}s^{-2}$)	
	持续时间(小时)	量值		A项贡献量	实况值(ΔD)	最大增量	与+A时差(小时)
850601	2	5.5	-1	-2.0	-3.6	1.0	1
850602	1	3.1	-1	-1.1	0.2	0.0	-
850603	3	4.1	-4	-1.5	-3.5	1.4	2
850604	1	2.5	-1	-0.9	-3.3	2.2	1
850605	2	0.9	-3	-0.3	-1.3	0.7	1
850606	1	10.7	-1	-3.9	-1.2	4.5	2
850607	1	0.2	-2	-0.1	-0.4	0.3	2
850608	0	-	-	-	-1.6	-	-
850609	1	1.8	-1	-0.6	-0.5	0.3	1
870701	2	3.3	-3	-1.2	-1.8	3.0	2
870702	2	2.4	-3	-0.9	-0.4	3.8	1
870703	1	0.5	-1	-0.2	-3.4	2.5	1
870704	1	5.4	-1	-1.9	-4.0	3.5	1
870705	1	0.9	-4	-0.3	-1.4	1.3	1
870706	1	4.2	-1	-1.5	0.0	0.5	1

雨中尺度系统发生有一定的预示作用。图4给出雨团发生区内的地面A值和B值的时间演变曲线。图4表明,雨团生成前2—4小时A为正值,B则在前3—7小时出现正值;在雨团生成前1—2小时,A和B值均转变为负值。中尺度雨团生成前后地面A值和B值的变化反映了与强风直接相关的水平速度平流项所引起的局地辐合加强是激发中尺度系统的重要启动动力。A和B从正值维持到转变为负值的过程正是中尺度雨团的孕育过程。

表3给出各雨团孕育期内A值及其对散度倾向的贡献量。由表3可看到：(1)在雨团孕育期内，除“850608”号雨团的A一直为负值外，其余14个雨团生成前4小时内，A均曾出现正值，其中有9个雨团持续1小时，5个雨团持续2—3小时。(2)除“850606”号雨团A值达 $10^{-8}s^{-2}$ ，“850607”的A值仅 $2 \times 10^{-10}s^{-2}$ 外，12个雨团的A值在 $0.5—5.5 \times 10^{-9}s^{-2}$ 之间。(3)A值散度倾向量与散度实际变量(ΔD_1)同量级，数值相近。这表明水平速度平流项对散度变化的重要贡献。

2. 涡散度场相互作用和中尺度扰动的发展

在对流层低层，正涡度主要由散度项 $-(f+\zeta)D$ 引起，但对中尺度运动，则非线性散度项 $-\zeta D$ 不可忽视(5)。从表3可以看到，各雨团生成前夕， $-\zeta D$ 约为 $10^{-9}s^{-2}$ 量级，它们的1小时最大增量出现时间落后正A值1—2小时，与暴雨雨团发生时间较一致。

图5给出1987年7月28日02—16时桐乡—如东的A值和 $-\zeta D$ 值时空分布。由图5可见，雨团偏离正A值之后，而与 $-\zeta D$ 的大值轴相

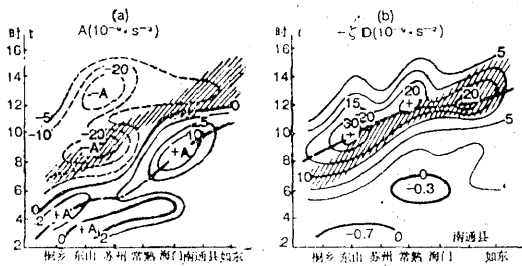


图5 1987年7月28日02—16时沿雨团路径A值(a)和 $-\zeta D$ 值(b)的时空剖面
粗断线为A(或 ζD)的大值轴线；阴影区为雨团位置

重合。这说明中尺度扰动发生前的环境风场是产生扰动的自激因素。A值为正值时，辐合增强为扰动发生提供了启动动力。通过非线性散度项($-\zeta D$)作用使原有气旋性涡度增强，促使中尺度系统发展。

三、小结

1. 中尺度雨团的发生常与上游地区风场特征有密切关系。地面强风速的出现引起非线性水平速度平流项加大，造成局地辐合增强，直接激发了暴雨中尺度系统。地面 $A \geq 10^{-9}s^{-2}$ 与未来4小时内暴雨雨团发生相对应。雨团沿强风速传播方向移动，雨强随风速波动而振荡。

2. 中尺度运动中，在对流层低层非线性散度项($-\zeta D$)对涡度变化起重要作用。环境风场非线性分布对初始扰动具有自激作用，通过涡、散度场相互作用促使中尺度系统发展。

3. 暴雨雨团生命史一般不足10小时，孕育期约1—4小时，在高空资料的时空尺度尚难改善的情况下，充分发挥现有地面资料优势，尤其在下垫面性质较均匀地区，地面风场资料的开发应用将有助于捕捉暴雨中尺度系统和暴雨的短时预报。

参 考 文 献

- (1) 湘中中小尺度天气系统试验基地暴雨组，中尺度暴雨分析和预报，气象出版社，1988。
- (2) 孙淑清，低层风场在暴雨发生中的动力作用，大气科学，第6卷第4期，1982。
- (3) 金秀兰，中尺度风速脉动对暴雨的触发作用，浙江气象科技，第11卷第4期，1990。
- (4) 孙淑清，散度变化在中尺度对流系统分析预报中之应用，气象，(1)，1989。
- (5) 汪钟兴，低层流场非线性相互作用的中尺度特征，气象科学，(1)，1989。

Short-time fluctuation in flow field of lower levels and trigger action of mesoscale disturbance

Jin Xiulan

(Meteorological Institute of Jiangsu Province)

Abstract

In this paper, the selfrecording data over denser surface are used to analyse strong surface wind and its fluctuation in the process of typhoon-caused severe rain corresponding with the genesis and movement of the rain clusters in downstream as well as oscillation of rain intensity. The values of nonlinear terms in the divergence and vorticity equation are computed. Local variation of the divergence caused by the inhomogeneous distribution of the surface wind velocity and the effects of interaction between vorticity field and divergence field on trigger process of mesoscale system of severe rain are discussed. Finally, it is also pointed out that it is helpful to be knowledyed of the feature and variation of surface wind field in order to catch of mesoscale system of severe rain and to make the short-time forecast of it.