

长江中下游低空急流中心产生暴雨的条件*

俞 樟 孝 翟 国 庆
王 泽 厚 杨 厥 正

(杭州大学地理系)

低空急流与暴雨之间的密切关系,早就为人们所注意^[1,2]。我国气象工作者也对这方面展开了广泛的研究^[3-8]。

但是对南方伴有暴雨的低空急流与“空急流”有何主要差别的讨论还比较少。在日常工作中发现,长江中、下游的低空急流,有时虽然存在着较大的非地转风、大量的水汽输送和不稳定能,但并无暴雨产生。低空急流形成后是否一定有暴雨?主要应抓住那几方面?仍然是暴雨预报中的难点。本文试图在普查的基础上选出一些实例,通过定量计算对以上问题进行探讨,希望能为低空急流暴雨预报提供一点线索。

我们利用 1973 年和 1975—1980 年 6 月份 08 时的高空图和地面图,普查了长江中、下游低空西南急流(下称低空急流)和暴雨的关系。统计的标准是:700 mb(或 850 mb)淮河以南有三站或三站以上西南风 ≥ 16 米/秒,为一次低空急流;在 28°N — 32°N , 105°E — 120°E 范围内,02—14 时 12 小时最大雨量 ≥ 100 毫米,为大暴雨, ≥ 60 毫米为暴雨, < 25 毫米为“空急流”。

根据上述标准,共查到 39 次低空急流。平均位置在 29°N 附近。其中伴有暴雨以上的有 24 次占 62%,空急流 7 次(表 1)。

表 1 各类降水次数

类 型	大 暴 雨 100—190 毫米	暴 雨 60—100 毫米	大 雨 25—59 毫米	空 急 流 <25毫米	合 计
次 数	7	17	8	7	39
百分比 (%)	18	44	20	18	100

暴雨区多位于急流轴的左侧,占 80% 以上(表 2)。这与文献[2]指出的结果相似。下面着重讨论位于急流轴左侧这一类暴雨与低空急流之间的关系。

* 本文于 1982 年 4 月 10 日收到, 1982 年 7 月 5 日收到修改稿。

表 2 暴雨区和低空急流轴的相对位置

部 位	左 侧	急 流 中 心	右 侧	合 计
次 数	20	3	1	24
百分比 (%)	83	13	4	100

1. 低空急流中心对暴雨的作用

我们选了三次产生在低空急流中心左侧的暴雨过程(1977年6月15日,1979年6月21日和1979年6月25日)进行计算和分析。

从计算结果中看到的第一个特征是:随着低空急流中心的形成,伴有较大的非地转风出现,中心附近的散度场随之发生明显的变化,急流中心左侧,特别是左前方有质量辐合区产生或加强,而其右前方为辐散区。相应地在左前方有上升区和水汽通量辐合区产生或加强,有能量锋区加强。而右前方则为下沉区和水汽辐散区。暴雨区产生在能量锋区的高能区一侧,与上升中心,水汽辐合中心基本上相重合。

另一个特征是:低空急流中心的北(左)侧,靠近急流轴线都有一个湿舌和位势不稳定区,有时它们几乎与急流轴重合,暴雨区位于它们的下风方向。值得指出的是湿舌和不稳定区并不是随着低空急流中心的产生而形成,而是在这之前就已存在。只不过由于急流中心的产生,低层暖湿平流增大,因而使北侧的湿舌和不稳定区有所增强而已。

由上可知,长江中、下游低空急流中心对暴雨的作用,主要是提供一个较强的辐合区,从而有利于上升运动和水汽辐合。而对不稳定能和水汽,只是起加强和维持作用。

随着低空急流中心的生成,是否一定都有辐合区产生?为什么有的低空急流中心生成后,其附近并没有暴雨出现?

2. 伴有暴雨的低空急流中心和“空急流中心”的对比分析

为了进一步认识上述问题,作者又分析了二次没有暴雨发生的低空急流中心实例(1979年7月13日,1980年6月11日),和以上三次进行对比。其结果如下:

1) 低空急流中心附近的物理特征颇为相似。

如果只就急流中心附近的物理特征来说,这二次与前三次相比,无论是动力学方面还是热力学方面都很相似。

(1) 非地转风和质量辐合。

作者分析的五次实例中,急流中心内都伴有较大的非地转风,有暴雨发生时平均为11米/秒,无暴雨时平均为8米/秒。与此相应,急流中心的左侧都有一个质量辐合区,其中中心值亦几乎相等,都为 -2×10^{-5} /秒左右。

(2) 比湿、水汽通量和对流不稳定度。

五次急流中心的北侧都有一个湿舌,850 mb—700 mb这一层的平均比湿都为12克左右,并没有发现产生暴雨的比湿一定比无暴雨的高多少。

急流中心都是水汽通量的高值区,并且无暴雨时的中心值不一定比伴有暴雨的小。

三次伴有暴雨的急流中心附近都是对流不稳定区, 并且急流中心的左前方都是处于不稳定高值区的下风方向。二次无暴雨的急流中心附近也是不稳定区, 但不一定是处于不稳定高值区的下风方向。

(3) 能量锋区。

当低空急流左侧将有暴雨发生时, 该地区都存在着较强的能量锋区, 暴雨发生在锋区中靠高能区一侧。这与许多作者的结论是一致的^[9]。但是, 当左侧有较强的能量锋区存在时, 也有不发生暴雨的。

2) 对流层内的最大上升速度相差悬殊。

图 1 是穿越低空急流中心前部的经向垂直剖面图, 图 1 a 伴有暴雨, 图 1 b 无暴雨。比较这二张图可以清楚地看到, 就整个对流层来说, 三维流场迥然不同, 最突出的差异是, 产生暴雨的低空急流中心北侧, 有一支强大而深厚的上升气流, 自近地面层直至对流层顶附近, 其最大上升速度达 $-6 \cdot 10^{-3} \text{ mb/sec}$ 以上, 而无暴雨的急流中心北侧, 只是在中层有一支弱小而浅薄的上升气流, 其最大上升速度仅 $-2 \cdot 10^{-3} \text{ mb/sec}$ 左右。

图 2 是与图 1 相应的散度和垂直速度经向垂直剖面图。由图可见, 急流中心左侧, 中层(低空急流中心所在高度附近) 的辐合强度几乎相等, 但在低层和高层却显著不同。伴有暴雨时, 近地面层为 $-2 \cdot 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 左右的辐合, 300 mb 为 $+3 \cdot 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 的辐散, 故相应的最大上升速度达 $-7 \cdot 10^{-3} \text{ mb/sec}$ 。无暴雨时, 低层和高层的散度都为 $0 \cdot 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 左右, 故上升速度最大值仅 $-2 \cdot 10^{-3} \text{ mb/sec}$ 。

散度垂直分布的不同, 必与低空急流中心上、下层的流场特征有关。因此进一步分析上、下层的流场特征对判别低空急流中心能否引起暴雨无疑是极其重要的。

3) 低空急流中心上、下层的流场配合完全不同。

比较这五次天气形势后发现, 伴有暴雨的低空急流中心与“空急流”中心, 无论是在地面还是在高空都有十分明显的差异。

(1) 地面形势。

能产生暴雨的低空急流中心左侧, 地面形势都是低气压系统。而无暴雨的低空急流左侧, 都是高气压系统。与此相应, 前者近地面层有明显的辐合, 而后者则是弱的辐散或很微弱的辐合。这不仅直接决定着低层垂直速度, 也必影响中层垂直速度。

(2) 300 mb 形势。

高层形势的差别也十分明显: 能产生暴雨的急流中心左侧, 300 mb 上都为发散流型, 并且处于发散气流的西北风内; 而无暴雨的左侧, 都是处于 300 mb 副热带高压脊西北部的西南风内。相应地前者 300 mb 上必有一强辐散区, 而后者则是很弱的辐合或辐散。而 300 mb 上的强辐散有利于上升运动的发展。

图 3 是与图 1 相对应的高空和地面形势。伴有暴雨时(图 3 a), 在低空急流中心左前方, 地面是一个很深的倒槽, 300 mb 为明显的气流发散区。无暴雨时(图 3 b), 地面是一个小高压, 300 mb 为副高脊的西北部。分析流场特征与散度、垂直速度之间的关系可知, 上述散度垂直分布和垂直速度的悬殊差别完全是与流场上的特征相对应, 可以说它们是受上、下层的流场配合所制约。

流场和散度场垂直结构的不同, 必然会影响到对流层内水汽通量辐合的大小。

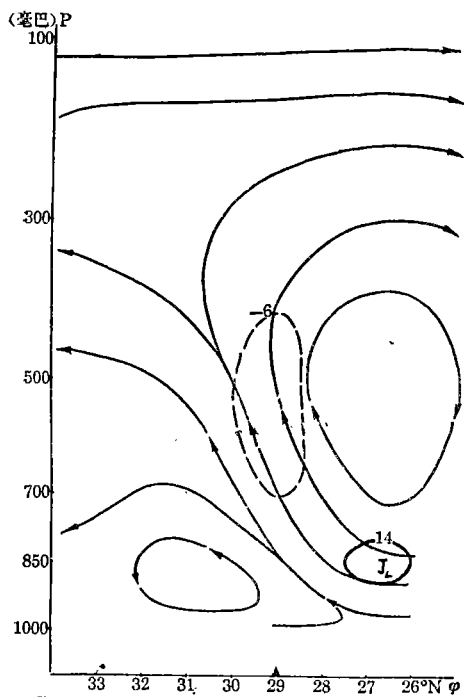


图 1a 1977.6.15.08.113°E 垂直剖面图
细实线, 流场; 粗实线, 等压线; 虚线, 等温线; ▲ 暴雨区; J, 急流中心

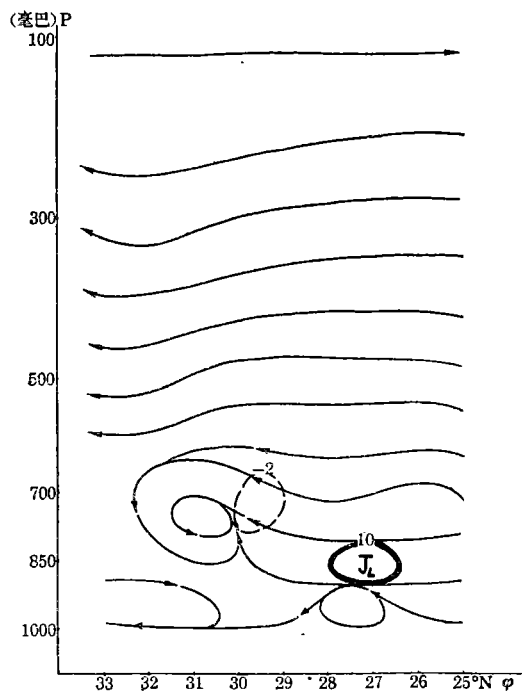


图 1b 1980.6.11.08.111°E 垂直剖面图

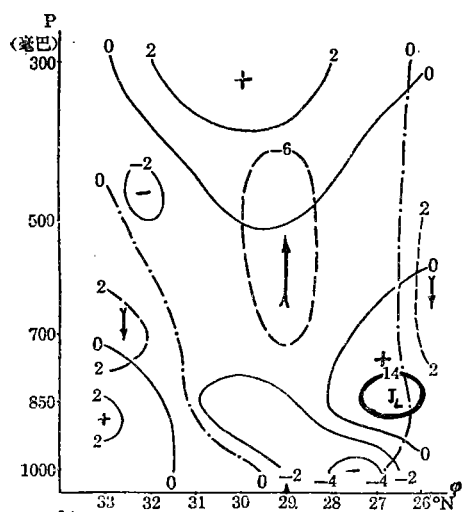


图 2a 1977.6.15.08.113°E 散度垂直速度垂直剖面图
细实线, 等散度线; 虚线, 等ω线; 粗实线, 等ω线

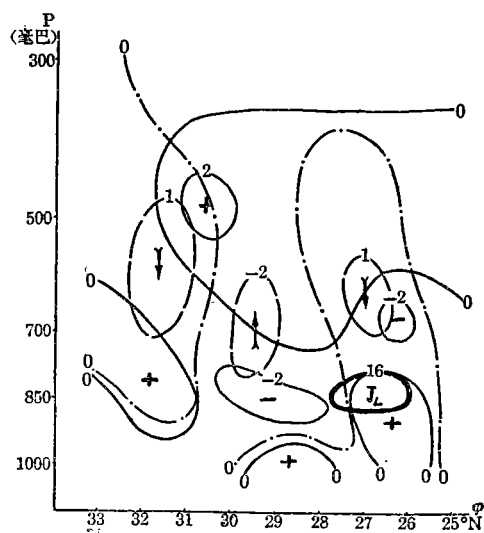


图 2b 1980.6.11.08.111°E 散度垂直速度垂直剖面图

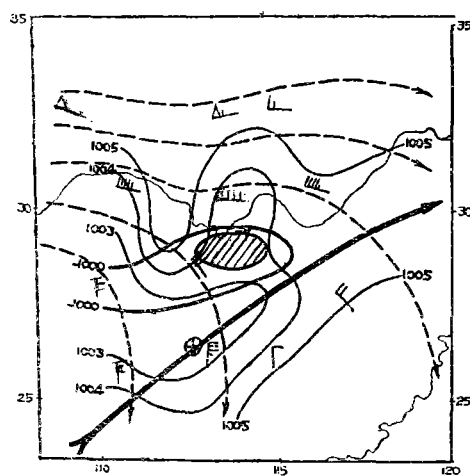


图3 a 1977.6.15.08地面气压场和300mb流场
细实线：地面等压线（间隔1mb）
风翅：300mb风向风速
阴影区：对流层最大上升速度，虚线矢线：300流场
粗实线：1000—500mb水汽通量辐合。
⊕：850mb急流中心。单位与文中相同。

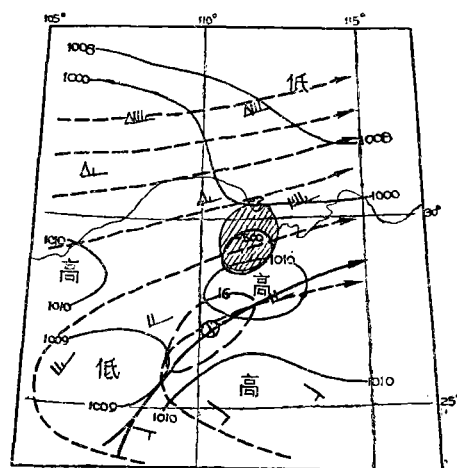


图3 b 1980.6.11.08地面气压场和300mb流场
虚线：650mb等风速线，其它同图4a。

4) 水汽通量辐合总量相差甚大。

我们计算了气柱内 1000—500 mb 水汽通量辐合的总量：

$$A = \int_{500}^{1000} \nabla \cdot \left(\frac{q}{g} \mathbf{v} \right) dp$$

所得结果表明，当有低空急流中心产生时，不论是否产生暴雨，其左侧都会出现一个辐合总量的高值区。但是，其中心值的大小相差甚大，有暴雨时都小于 -1000 （单位： 10^{-7} 克/秒·厘米²），无暴雨时则只有一 500 左右，二者相差一倍以上。进一步分析各层的水汽辐合情况后即可发现，就 850—500 mb 这一层的水汽辐合来说，二者相差并不大，造成相差很大的主要原因，是由于 1000—850 mb 这一层的水汽辐合量显著不同。由表 3 可见，有暴雨时（1977.6.15.08）的 A 值为 -1130 ，而其中 1000—850 mb 的值为 -650 ，无暴雨（1980.6.11.08）的 A 值为 -515 ，1000—850 mb 的值为 -225 。二者低层的差值竟占了总差值的 70% 左右。以上事实再一次说明了近地面层辐合作用对暴雨的重要性。

表 3 1000—500 mb 水汽通量辐合

日期	地点	水汽通量辐合			
		总和	1000—850	850—700	700—500
1977.6. 15.08	29°N 113°E	-1130	-650	-380	-100
1980.6. 11.08	29°N 111°E	-515	-225	-300	0

为了便于比较, 现将分析结果列表(表 4)于下:

表 4 低空急流中心左侧产生暴雨的条件对比

类 型	地面形势	300 mb 形 势	散 度			ω 最大值	水汽通量 辐合总和	非地 转风	能量 锋区	$\Delta\theta_{e+550}^{500}$	q_{550}^{700}	850 mb 水 汽通量
			地面	850	300							
有暴雨	低气压系统	发散气流	-2	-3.0	3.5	-8	-1370	11	一定有	-3 不稳定能量 中心下风方向	12克 湿舌	急流中心与水 汽通量中心重合
无暴雨	高气压系统	副高脊西北部	0	-2	0	-2.5	-560	8	未必有	-4	同上	同 上

(有暴雨的各物理量是三个实例的平均值, 无暴雨的是二个实例的平均值。单位同前。)

由上可知, 夏季长江中、下游伴有暴雨的低空急流中心与“空急流”中心, 就其中心附近的物理特征来说十分相似, 即都有较大的非地转风和质量辐合, 大量的水汽输送和不稳定能。这和文献[8]指出的北方低空急流的情况有所不同。对长江中、下游低空急流中心来说, 能否产生暴雨的主要区别在于: 暖湿空气中能否发展起一支足够强大的上升气流。从而导致不稳定能和斜压位能释放, 促使对流强烈发展。而这一条件是否存在, 不仅与急流中心附近的物理特征有关, 更主要的是要看上、下层流场的配合如何而定。

事实表明, 随着低空急流中心形成而出现的非地转风和质量辐合, 对上升运动的发展仅仅是有利条件而已, 要使对流层下半部真正产生一支强大的上升气流, 只有在上述有利条件下再配上地面辐合, 高空(300 mb)辐散才能实现。这也完全符合大气的连续性原理。

上、下层流场特征, 不但决定着上升气流的发展, 并且对气柱的水汽通量辐合也有很大影响。计算结果指出, 当近地面层为适度的辐合时, 地面至 850 mb 的水汽辐合量可占对流层下半部辐合量的 50% 以上, 是极重要的水汽来源和能量来源。

因此, 上、下层流场的配合, 可以认为是长江中、下游低空急流中心能否产生暴雨的关键。若急流中心左侧, 地面为低气压系统, 300 mb 为发散气流时, 就会有暴雨发生。否则, 即使急流中心附近有较大的非地转风和质量辐合, 以及大量的水汽输送和不稳定能, 也不致有暴雨发生。

3. 结 语

本文只就夏季长江中、下游低空急流中心与暴雨的关系, 作了天气尺度的分析和讨论。其主要结果如下:

- 1) 低空急流中心对暴雨的重要作用, 是提供一个较强的辐合区。
- 2) 低空急流中心能否引起暴雨的关键, 是其上、下层流场的配合。

此外, 就本文的五次实例来说, 低空急流中心左侧的暴雨与 300 mb 上的风向(偏北或偏南)之间有极好的相关, 但例子太少, 根据不足, 尚需用更多的实例求算。

还有一个与 300 mb 风向有联系的有趣事实: 三次产生暴雨的实例中, 在低空急流中心前部, 都出现了一个很强的反环流圈。空气从低空急流中心左(北)侧, 能量锋前的暖空气中上升, 至中层后分支, 一支向北, 在冷空气中下沉, 构成一个正环流圈, 而另一支继续

上升,到 300 mb 附近转向南流,在低空急流中心南侧更暖的空气中下沉,构成了一个很强的反环流圈。而在无暴雨时,则只有一个弱的正环流。这个反环流圈与暴雨之间的关系值得进一步研究。

参 考 文 献

- [1] Browning, K. A., M. E. Hardman, T. W. Harreld, and C. W. Pardoe, The structure of rainbands within a mid-latitude depression. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **99**, 215—231, 1973.
- [2] Akiyama, T., Frequent occurrence of heavy rainfall along the north side to the low-level jet stream in the Baiu season. *Pap. Met. Geoghs.*, **24**, 379—388, 1973.
- [3] 广东省热带海洋气象研究所天气研究室, 华南前汛期低空急流过程与广东暴雨的分析, *大气科学*, 1977, 2 期, 99—104。
- [4] 章淹等, 低空急流与汛末暴雨预报, *暴雨文集*, 196—203, 吉林人民出版社, 1978 年。
- [5] 华南前汛期暴雨会战组, 暴雨落区动力学初步探讨, *暴雨实验研究报告选编*, 99—104, 广东省热带海洋气象研究所印, 1978 年。
- [6] 孙淑清、马廷标、孙纪玫, 低空急流与暴雨相互关系的对比分析, *气象学报*, **37**, 36—44, 1979。
- [7] 孙淑清、翟国庆, 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用, *大气科学*, **4**, 327—337, 1980。
- [8] 李麦村, 华南前汛期特大暴雨与低空急流的非地转风关系, *暴雨及强对流天气的研究*, 109—116, 科学出版社, 1980 年。
- [9] 雷雨顺、吴宝俊、吴正华, 用不稳定能量理论分析预报夏季风暴的一种方法, *大气科学*, **2**, 297—305, 1978。
- [10] Matsumoto, S., Unstable low-level jet and synonidal circulation associated with heavy rainfalls, *J. Met. Soc. Japan*, **50**, 194—203, 1972.