

大、中尺度低空急流与暴雨

朱乾根 朱谦阳

提 要

本文通过对1980年6月23日—25日观测资料的详细分析指出,大、中尺度低空急流具有不同的结构、性质和成因;它们不是独立存在的,而是常常相互叠加、相互作用,与暴雨天气过程有着密切的联系。

一、前 言

与暴雨相联系的低空急流具有大、中两种不同的尺度(这里所指的大尺度即天气尺度,一般在1000到3000公里之间;中尺度一般在几十到几百公里之间)。但由于日常高空探测网稀疏,很难观测到大、中尺度低空急流同时出现的现象。我国低空急流的研究多限于大尺度的范围,日本虽在九州组织了稠密的观测网,以研究梅雨期间的暴雨,发现了中间尺度(中间尺度在300到1000公里之间,属较大的中尺度)的低空急流^[1],不过由于在其周围多是海洋,测站很少,也不可能将中尺度急流和大尺度急流加以严格的区分。因此,到目前为止,对低空急流的研究大多是大尺度的,对中尺度低空急流的研究很少,而且也是与大尺度低空急流分别进行的。

1980年6月23日—25日在淮北地区,由西向东发生了一次暴雨天气过程,其间恰巧探测到大、中尺度两种低空急流同时存在并相互叠加的现象。今我们就利用这次过程的资料,对大、中尺度两种低空急流的不同结构、性质及其与暴雨的关系等进行比较分析。

二、三支急流的相互叠加

6月23日08时,长江中下游上空受西太平洋副热带高压西北侧的偏西南气流所控制,700和850毫巴西南低涡位于四川盆地,500毫巴上高原地区有一低涡正在东移,23日20时移出高原,24日08时到达山西南部。受高原低涡的诱导,700和850毫巴西南低涡也分别移至豫南和皖北。低涡上下配合,至200毫巴消失转为高压脊。穿过各层低涡中心分别存在一条东东北—西西南向的切变线。与此同时,23日20时地面图上在湖北省诱生一锋面气旋,24日08时也移至皖北(图1a、b、c、d)。以后,各层低涡及气旋东移入海。当锋面气旋生成时,开始出现暴雨,23日20时位于豫南,24日08时移至皖北,以

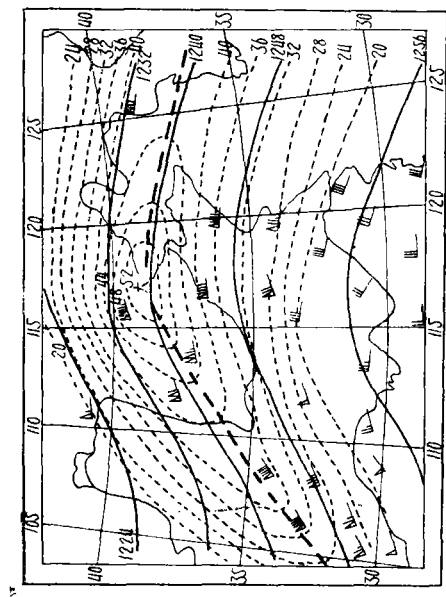


图 a 200 毫巴

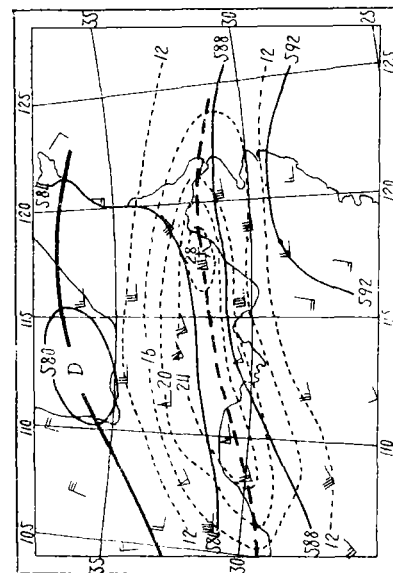


图 b 500 毫巴

图 1 1980 年 6 月 24 日 08 时各层天气形势图 a、b、c 中细实线为等高线 细虚线为等压线 粗虚线为最大风速轴心线 粗实线为切变线 粗齿线为雨区

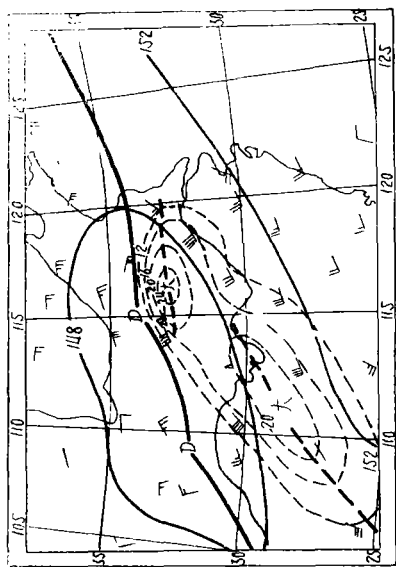


图 c 850 毫巴

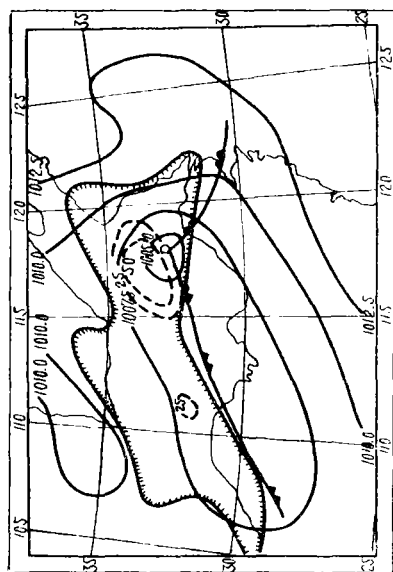


图 d 地面图

后随气旋一起东移出海。在这一过程中，23日08时前，长江中下游中、下各层风速普遍较弱，以后突然增强，至24日08时，850毫巴风速增大了10—20米/秒，形成了两支强风速轴，一支位于长江以南，与川东低涡相距约500公里，另一支位于阜阳附近，与皖北低涡相距仅100公里左右（图1c）。500毫巴上大于24米/秒的强风速轴位于长江一线，与其北的切变线平行，相距约500公里（图1b）。200毫巴上环绕高压脊边缘也存在一支超过50米/秒的强风速轴（图1a）。

上述三支强风速轴（850毫巴上指阜阳附近的一支），实际上是位于不同高度上的三支急流的表现。由24日08时衡水—阜阳—邢台的铅直剖面图（图2）清楚地看到，在邢台以北上空200毫巴附近存在一支高空西风急流，中心的西风分量大于36米/秒（全风速大于50米/秒），它与200毫巴层的强风速轴是相对应的。在南京上空500毫巴附近存在另一支西风急流，它与500毫巴强风速轴相对应，中心风速大于28米/秒。有人曾将此高度上的急流称为中空急流，但因它与一般大尺度低空急流的性质相似，这里我们仍称之为大尺度低空急流。在阜阳上空850毫巴上存在另一支低空急流，中心风速大于20

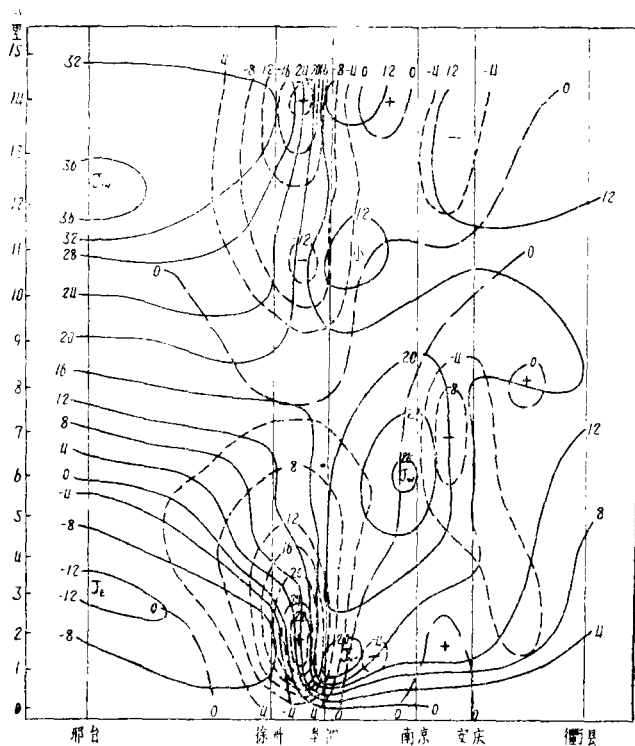


图2 1980年6月24日08时衡水—阜阳—邢台铅直剖面图
实线为等纬向风速线(米/秒) 虚线为纬向风速水平切变的等值线 点划线为纬向风速水平切变的零值线

米/秒,它显然与850毫巴层阜阳附近强风速轴相对应。但值得注意的是,它与850毫巴江南的一支强风速轴有明显不同。后者位于500毫巴强风速轴的南侧、降水区的南侧,距低

涡较远。前者则位于500毫巴强风速轴的北侧、暴雨区上空,与低涡相距较近。实际上,后者已于24日20时随着川东低涡的减弱而消失,而前者继续维持并随暴雨区东移(原因见后)。由图2可见,850毫巴上阜阳附近的强风速轴对应的是一支中尺度低空急流。

由上可知,24日08时我国东部地区上空存在三支急流。一支高空西风急流,位于雨区北侧;一支大尺度低空急流,位于雨区南侧;还有一支中尺度低空急流,位于暴雨区中。它们相互叠加,相互协调,对暴雨的形成与维持产生不同的作用。

三、大、中尺度低空急流的不同结构

由图1、2可见,大、中尺度低空急流中心的风速值数量相当。本例中,大尺度低空急流的高度虽然较高,但在一般的暴雨过程中,大尺度低空急流约存在于850—700毫巴之间,加之资料的限制,就易于造成大、中尺度低空急流的混淆,以致对其结构特征认识很不一致。为此,本文通过此个例,从比较分析中归纳了大、中尺度低空急流的不同特征。

上已述及,大、中尺度低空急流相对于暴雨区的位置明显不同。在我国的一些研究中⁽¹⁾⁽²⁾,往往认为暴雨区多在低空急流左侧,少数与低空急流重合。日本松本等^[1]的研究,也认为暴雨在中间尺度(即大的中尺度)低空急流左侧,这都是由于没有将这两种低空急流加以区分所造成的(此外,也还有统计方法的问题)。由于大、中尺度低空急流与降水区的相对位置不同,而降水区接近低涡、切变线,因而中尺度低空急流与低涡、切变线的距离比大尺度低空急流要近得多。从图1、2还可以看到,中尺度低空急流的高度较低,位于大尺度低空急流的左下侧,剖面图上中尺度低空急流的风速中心不明显(只有一根闭合等风速线),大尺度低空急流则有明显的风速中心。据图2计算,中尺度低空急流上方的垂直切变很小,约为2米/秒·公里,下方的风速垂直切变很大,达14米/秒·公里,大尺度低空急流上下方的风速垂直切变较为对称,但数值比中尺度低空急流的下方要小,约为4米/秒·公里。大、中尺度低空急流附近的风速水平切变分布也有明显不同(图2),中尺度低空急流两侧的风速水平切变是不对称的,左侧风速水平切变中心数值达33米/秒·100公里,右侧仅为4米/秒·100公里,左侧比右侧大得多,这是由于左侧距低涡、切变线较近,而右侧又有大尺度低空急流存在所造成的。大尺度低空急流左右两侧的风速水平切变是基本对称的,中心值约为10米/秒·100公里,比中尺度低空急流左侧的风速水平切变小得多。从低空急流附近风速分布来看,中尺度低空急流的风场结构与松本的模式是类似的,大尺度低空急流则与我国的模式近似。由此可知,日本所研究的主要是中尺度低空急流,而我国所研究的主要是大尺度低空急流,这两者不是相互排斥的。

大、中尺度低空急流附近的大气热力性质也有显著差异。大尺度低空急流位于对流不稳定或接近中性层结的地区,而中尺度低空急流则全部处于接近中性层结的地区(图略)。我们取南京、阜阳两站分别代表大、中尺度低空急流中心处的情况。南京(图略)23日08时—24日08时500毫巴—700毫巴之间 θ_{se} 为一小值区(62° — 65°C),此层以下始终维持对流不稳定,不稳定程度无大变化,说明这里没有不稳定能量的释放过程,实际

(1) 朱乾根,低空急流与暴雨,气象科技,1975,10

上这里是无雨或小雨区。但阜阳（图略）则不同，在同一期间中层 θ_{se} 不断增大，600毫巴以下对流不稳定性不断减小，说明这里有不稳定能量的释放过程，实际上这里降了暴雨，但在此过程中850毫巴 θ_{se} 也略为增大，也可能是中尺度低空急流输送暖湿空气的结果。总之，大尺度低空急流附近，中空大气较干燥，低空存在较强的对流不稳定；中尺度低空急流附近，大气整层潮湿且趋向中性层结。

此外，由图3a可看到，阜阳中尺度低空急流于24日02时建立，以后由于中尺度低

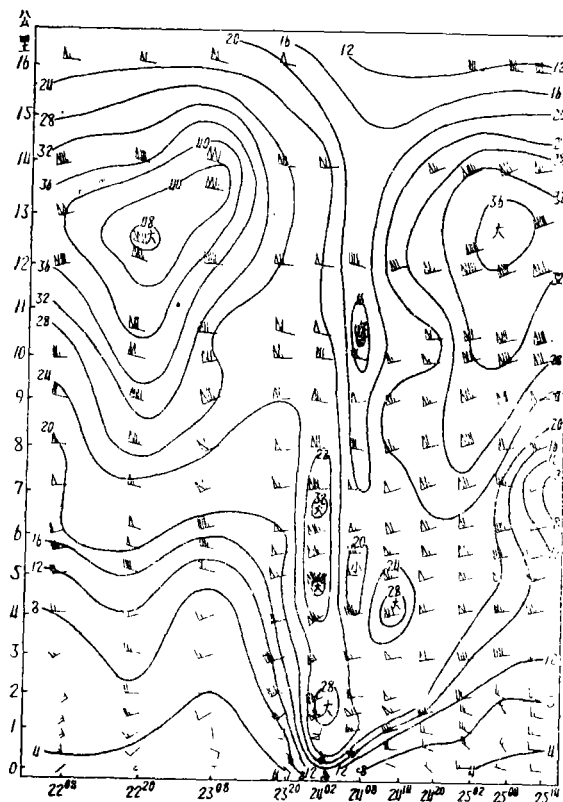


图 3 a 1980年6月22—25日阜阳高空风剖面图

空急流很快东移，阜阳低空850毫巴上的风速明显减小，24小时后（即25日02时）风速已比原来的风速减小了2/3，减小达20米/秒之多。而南京（图3b）大尺度低空急流所在高度的风速，自24日08时增强后维持时间较长，一直持续到26日20时，中间虽一度减弱，但仅相差6米/秒，不到原风速的1/4。可见，中尺度低空急流在一个地方维持的时间比大尺度低空急流要短得多，前者的风速变化率比后者大得多。不仅如此，由图4还可清楚地看到，在中尺度低空急流中心附近为强烈超地转，且这种超地转维持时间较短，随着中尺度低空急流东传后，很快又恢复准地转；而在大尺度低空急流附近，始终维持准地转平衡状态。

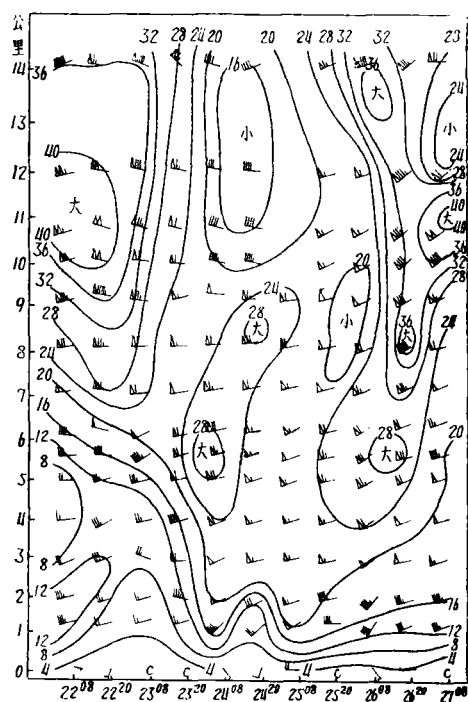


图 3 b 1980年6月22—27日南京高空风剖面图

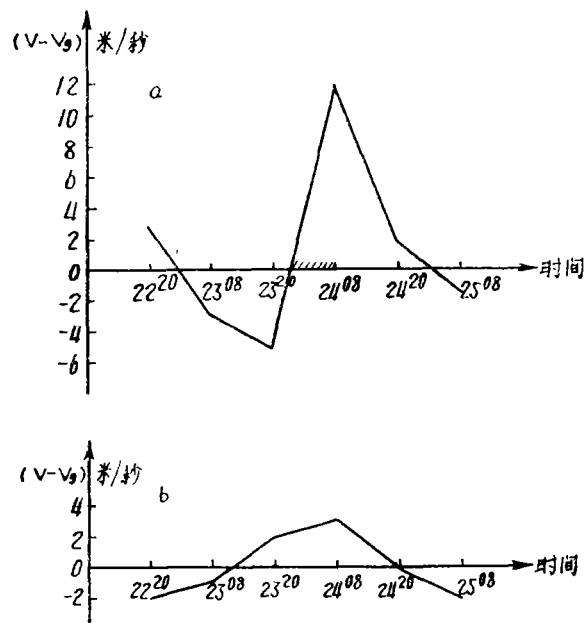


图 4 a 1980年6月22—25日850毫巴地转偏差($\vec{V} - \vec{V}_g$)演变曲线

图 4 b 1980年6月22—25日500毫巴地转偏差($\vec{V} - \vec{V}_g$)演变曲线
斜线区为暴雨出现时段

据以上所述, 我们可以将大、中尺度低空急流的主要特征归纳为表 1。

表 1 大、中尺度低空急流的主要特征

大尺度低空急流	中尺度低空急流
1. 风速值十几到三十米/秒	十几到三十米/秒
2. 位于大范围降水区右侧900—500毫巴之间。尺度较大, >1000公里。	位于大尺度低空急流左下侧、暴雨区上空850毫巴左右, 尺度较小(几十到几百公里), 与暴雨区相当。
3. 急流轴距低涡、切变线较远, 约300—500公里。	急流轴距低涡、切变线较近, 约100公里。
4. 急流上下风速垂直切变较对称, 约4米/秒·公里。	急流上下风速垂直切变不对称, 上方很小, 下方可达14米/秒·公里。
5. 急流左、右侧风速水平切变对称, 约为10米/秒·100公里。	急流左、右侧风速水平切变不对称, 左侧强, 达33米/秒·100公里, 右侧很小。
6. 急流处中低层有较强的对流性不稳定。	急流处中低层对流不稳定较弱, 接近中性。
7. 急流上为准地转或弱的超地转。	急流上为强的超地转。
8. 急流持续时间较长(数日), 风速变化率较小。	急流持续时间较短(几小时到十几小时)风速变化率较大。

四、大、中尺度低空急流的不同成因

大、中尺度低空急流结构的不同, 与其形成及维持因子有关, 反之, 由其不同的结构特征, 也可大致推知其形成与维持的因子。

23日20时至25日20时大尺度低空急流轴始终位于500毫巴低涡切变线南侧, 其轴向与等高线及流线相平行(参见图1b), 低涡东移造成的西太平洋副高边缘气压梯度的增大(即地转风的增大)与实际风的增大是同步的(图略), 并大致保持准地转平衡。由此可见, 大尺度低空急流与大尺度天气系统的气压场相联系, 是大尺度天气系统的产物。当然, 大范围降水区对其形成也有贡献, 这在许多文献中都已论及^{[3][4]}。在同一期间, 中尺度低空急流却与暴雨区紧密联系, 它伴随暴雨区一起向东移动。由于它始终在暴雨区, 对流发展旺盛, 上下动量交换强, 因而必有高空西风动量下传。必须指出, 暴雨区对流动量交换的下限距地面高度比强对流天气(如冰雹、龙卷)要高得多, 这是因为暴雨是在大尺度上升运动区中下降的, 积雨云周围及云下空气已经饱和, 雨滴在下降过程中无蒸发冷却现象, 因而下沉气流不能抵达地面。如果暴雨区的积雨云在锋面之上发展时, 云内的下沉气流甚至不能穿过锋面抵达锋面之下。

由图3a可见, 24日02点前后旱阳降暴雨(24日00时—07时降水108.5毫米), 就在02时低空850毫巴风速增到最强, 形成中尺度低空急流。在急流风速中心之上, 风速较均匀, 普遍达20米/秒以上, 但300毫巴以下风速是增加的, 300毫巴以上风速是减小

的。可以明显地看出西风动量下传的效应。众所周知，局地动能的增加，主要有三个因子：一是动能的输送，二是动能的制造，即气压场对气块做功，三是湍流动量交换，我们对24日08时阜阳850毫巴上的前两项进行了计算（见表2），表2中， $\partial K/\partial t$ 表示

表2 1980年6月24日08时阜阳850毫巴上的动能平衡(单位 尔格/秒)

$\partial K/\partial t$	$-\vec{V} \cdot \nabla K$	$-g \vec{V} \cdot \nabla Z$	R
55.1	14.5	7.4	33.2

动能局地变化， $-\vec{V} \cdot \nabla K$ 、 $-g \vec{V} \cdot \nabla Z$ 分别表示动能输送项和动能制造项，R表示湍流动量交换项(这里作余项处理)。由表2可见，动能输送项和动能制造项数值相对于动能增加量是较小的，这两项之和还不到动能增加量的40%，据此进一步说明湍流动量交换对动能增加的重要贡献。在这里湍流动量交换主要就是上下层的对流动量交换。另一方面，阜阳24日02时正处于850毫巴低涡南侧，低涡发展造成的系统性风也是偏西风，这种效应（实际上是第二项效应）对中低层风速的增加也有一定作用。有意义的是在急流中心之下，不仅风速较小，而且风向又是东南风，这说明对流动量交换不能达到850毫巴以下，这是因为阜阳附近锋面高度大约在900毫巴左右，而对流动量交换并未穿过锋面，因此，急流中心只能形成在850毫巴高度上。正因为动量下传是风速增大的一个重要因子，所以急流处的超地转现象是极为明显的，当暴雨东移后，风速迅速减小，并恢复准地转平衡状态。

南京高空风剖面图(图3b)充分说明在那里没有动量下传的现象。500毫巴急流中心之上风速明显减小，300毫巴以上减至20米/秒以下，固然也是低层风增大高层风减小，但风速分布不均匀，说明这种现象并非动量交换的结果，正如上面所述，实际是中低层低涡发展，高空急流北抬所形成。此外，南京的降水量及不稳定层结也说明那里没有强对流发展，因而不能产生上下层较强的对流动量交换，这些现象从反面说明了南京附近的低空急流确是大尺度天气系统发生发展的产物，是一种大尺度低空急流。一般在江淮地区的降水中，低涡高度仅达700毫巴左右，而这次高原涡与西南涡叠加，致使低涡伸展高度较高，因而大尺度低空急流与500毫巴低涡、切变线相对应，存在于较高的高度上。从这里也可看出，大尺度低空急流与大气尺度天气系统的密切关系。

大、中尺度低空急流的不同成因，不仅决定了这两种尺度低空急流空间尺度的不同，同时也决定了它们时间尺度的不同，这就是大尺度低空急流维持时间较长(数日)，风速变化率较小，而中尺度低空急流持续时间较短(数小时至十数小时)，风速变化率较大的原因。

五、急流与暴雨的相互作用

23日20时之前200毫巴高空急流已位于黄河流域，由于高空急流右侧江淮地区高空高压脊发展，反气旋涡度增加，使得江淮地区上空大范围地区维持辐散运动。23日20时

及其后地面气旋生成, 中低层低涡、切变线发展, 气旋性涡度增强。这一方面提供了大范围的低层辐合与高层辐散, 形成和维持了这个地区的大范围上升运动, 从而产生降水; 另一方面在长江流域形成和维持大尺度低空急流。以上事实表明, 大尺度高空急流是降水天气过程的背景, 而大、中尺度低空急流是伴随中低层降水天气系统及降水而生成的。大、中尺度低空急流一旦形成, 它对降水及暴雨又有形成和维持的作用^{[1][3]}, 而暴雨又对高空急流产生反馈作用^[5], 这种作用在本次过程中主要表现为高空急流的北抬及反气旋涡度的继续增强, 这同样表现了大、中尺度低空急流对高空急流的反馈作用。

关于大尺度低空急流对暴雨的反馈作用, 很多作者都指出低空急流所在高度面上, 急流左前侧风速辐合的重要作用^[2]。最近的一些研究^[6]则指出, 低空急流左侧暴雨区的辐合主要是由低空急流之下的低层横向辐合所形成, 在低空急流所在高度上, 辐合量很小。本例进一步证明了后者正确。由图 1 可以清楚地看出, 大尺度低空急流的风速中心在南京附近的 500 毫巴上, 而暴雨区在阜阳, 可见暴雨区的形成与 500 毫巴南京东北方有无辐合是无关的, 这时 500 毫巴急流所在位置的气流为偏西风, 而该处 700 及 850 毫巴气流却为西南风, 正是这支西南气流将低空急流右侧低层的暖湿空气向左侧输送并形成了低空急流左侧、切变线南侧的低层辐合上升运动。

大尺度低空急流对暴雨的作用, 对中尺度低空急流的形成与维持来说, 实际上也是一种制约作用。中尺度低空急流就是在大尺度低空急流的背景之下产生和传播的。

在持续的暴雨过程中, 经常维持中性层结, 观测不到层结不稳定的重新建立过程。这可能同样是由于测站稀疏和探测时间间隔较长所造成的。中尺度低空急流对暴雨的作用, 除了松本等已指出的次生环流等动力作用外, 它对于热力不稳定层结的重建也许起了重要的作用。因为中尺度低空急流有利于将低层水汽向前方输送, 造成低空急流前方的不稳定层结。阜阳 24 日 08 时低空 θ_{se} 的增大是一个很好的例证。只不过由于这时暴雨已经发生, 中空 θ_{se} 也增大, 故不能看出对流不稳定增长。

至此, 我们可将三支急流、低层扰动及其与暴雨的相互作用过程用图 5 表示之。图

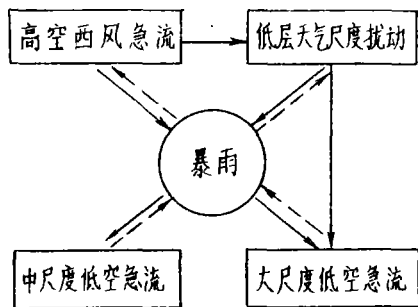


图 5 三支急流、低层扰动及其与暴雨的相互作用过程示意图

中实矢线为高空西风急流与低层扰动对大、中尺度低空急流的作用过程, 虚矢线为其反馈作用过程。由图可见, 高空急流与低层扰动对大、中尺度低空急流的作用有两个途径, 一是直接作用, 另一是通过暴雨的间接作用。而大、中尺度低空急流对高空急流及低层扰动的作用主要是通过暴雨的间接作用。这清楚地显示出暴雨是它们之间相互作用的纽带。通过暴雨, 还可以看到大、中尺度低空急流之间的相互作用过程。实际上, 高空急流是属于长波尺度的运动系统,

大、中尺度低空急流是属于大、中尺度的运动系统, 它们之间的相互作用是三种尺度系统之间的相互作用。这是一个非常复杂的天气过程。

参 考 文 献

- [1] Matsumoto S., Unbalanced Low-Level Jet and Solenoidal Circulation associated with Heavy Rainfalls, J. Met. Soc., Japan, Vol. 50, No. 3, 194—203, 1972.
- [2] 孙淑清, 低空急流及其与暴雨的关系, 暴雨文集, 吉林人民出版社, 1978。
- [3] 朱乾根, 暴雨维持和传播的机制分析, 南京气象学院学报, 1期, 1979。
- [4] 黄仕松, 暴雨过程中低空急流形成的诊断分析, 大气科学, 5卷, 2期, 1981。
- [5] 陶诗言等, 中国之暴雨, 科学出版社, 1980。
- [6] 朱乾根、周军, 暴雨的水汽源地, 华南暴雨文集, 气象出版社, 1980。

Lower-Level Jet Streams of Large- and Meso-Scale Heavy Rain

Zhu Qiangen Zhu Qianyan

ABSTRACT

The results based on detailed analysis of data for the period of 23-25 June, 1981 indicate: 1) Such jet streams are different in structure, property and causes of their formation and 2) They do not exist separately and tend to intersuperpose and interact mutually. These types of streams are all closely associated with occurrence of torrential rain.