

低空急流的不稳定性及其 对暴雨的触发作用

孙淑清

(中国科学院大气物理研究所)

翟国庆

(杭州大学地理系)

提 要

本文分析了1972年7月2—3日一次长江流域低空急流的过程,这次低空急流发生在江淮气旋的暖区之中。在低空急流左侧有雷暴和暴雨发生。发现这支低空急流有独特的三维流场结构。指出它是一支极不稳定的气流:在急流轴的左前方有一个 Ri 数负值区,这正是低层最不稳定的地区。低空急流具有很强的超地转特性,非地转最强时,暴雨发生。这时急流中出现很强的风速脉动,这种脉动的传播对于中尺度低涡及雨团的发生起着触发的作用。以后气压场向流场调整,重新达到地转平衡,这时暴雨也就终止。

1972年7月1—4日在郑州附近生成一个气旋并向东北方向移动,迅速进入黄海。在气旋暖区内有一支较强的低空急流。这次过程造成了江淮中下游一次较强的降水。本文从分析这次低空急流入手,来研究它在暴雨过程中所起的作用。

一、天气形势和低空急流

7月1日20时,长江以北的万源——信阳——南京的一条辐合线已发展成静止锋。2日08时静止锋上在郑州地区发展成一个气旋,中心气压为999毫巴。气旋生成后向东北偏东方向移动,经过徐州、青岛进入黄海。气旋在东移过程中强度不断加大,气旋所经地区减压很大,徐州2日24小时变压为-10.7毫巴,青岛3日24小时变压为-13.2毫巴,这时气旋的中心气压下降到991毫巴。

这次过程雨区范围较广,降水量集中,超过100毫米的雨区范围遍及射阳、临沂、亳县、蚌埠等地。暴雨区随着气旋一起移动。但是在3日前后气旋东移出海后,处于气旋暖区的长江下游南京—镇江地区又出现一场暴雨,其中镇江2日22时到3日10时降水量为270毫米。整个过程降水量集中,时间短,强度大,这次过程是与气旋暖区中的低空急流有关的。

在江淮气旋的南侧,有一支发展完好的低空急流,高度在1000—3000米之间。图1给出了这支低空急流的位置。1日20时,低空急流出现在洞庭湖到阜阳之间,并向东北方向发展,伸向黄海。急流有明显的增强,风速达26米/秒。以后急流开始南压,前端达长江下游和沪宁之间,但强度仍然极强。我们把急流中心经过的徐州、南京两站的垂直切

变值列于表 1:

表 1 地面—1000 米高度的垂直切变 单位: $\times 10^{-2}/\text{秒}$

站	时间	1.20	2.08	2.20	3.08	3.20
	$+\frac{\partial v}{\partial z}$					
徐 州		0.5	2.3	0.9	/	0.3
南 京		0.7	1.3	1.7	1.8	1.2

徐州低层风速的垂直切变值在 2 日 08 时出现最大, 从地面到 1000 米低空急流轴所在的高度上, 风速增大了 23 米/秒, 递增率达 $2.3 \times 10^{-2}/\text{秒}$, 而在 1 日 20 时递增率却只有 $0.5 \times 10^{-2}/\text{秒}$ 。南京到 2 日 20 时至 3 日 08 时才达到最大, 递增率为 $1.7 \times 10^{-2}/\text{秒}$, 这时正是急流风速最强, 南京地区开始出现暴雨的时候。

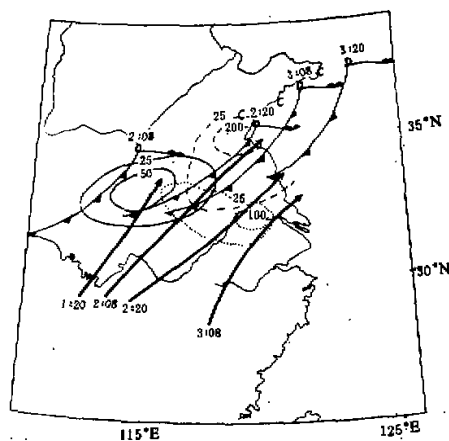


图 1 综合动态图

- D 表示地面气旋中心 2 日 08 时—3 日 20 时的移动路径。
- C 表示 700 毫巴低涡中心 2 日 08 时—3 日 20 时的移动路径。
- 黑粗箭头表示低空急流轴
- 细实线为 1 日 20 时—2 日 08 时大于 25 毫米的降水区。
- 虚线为 2 日 08 时—2 日 20 时大于 25 毫米的降水区。
- 点虚线为 2 日 20 时—3 日 08 时大于 25 毫米的降水区。

图 1 指出, 这次江淮气旋是由河南郑州附近移向黄海的。走向为西南—东北向。但是低空急流轴的移动却是向东南方向的。从 2 日 08 时以后, 急流轴明显南压, 其前端距离气旋的中心已近。3 日以后气旋出海, 而急流轴却位于南京—南通之间, 低层强风并不是一般所熟知的气旋(或低涡)前方偏南气流的一部分。因此南京地区的这次暴雨过程主要不是与气旋本身直接有关, 而是与低空急流的发展和作用直接有关, 下面将要讨论到。

二、低空急流的结构

1. 急流中心的下传

我们分析了 500—1000 米各层的风场,发现在 2 日 08 时之前,低层风速最大轴高度位于 1000 米,急流轴大致与冷锋平行。而在对流层中高层则另有一个急流中心。图 2 表示横切过急流轴的剖面图。在 2 日 08 时(图 2a)徐州上空的对流层中层有一个 28 米/秒的急流中心,而 2 日 20 时(图 2b)这个急流中心在南移过程中下降到 3000 米高度,中心风速达 29 米/秒。而原来在 1000 米高度上的急流中心维持不变。从南京的时间剖面图

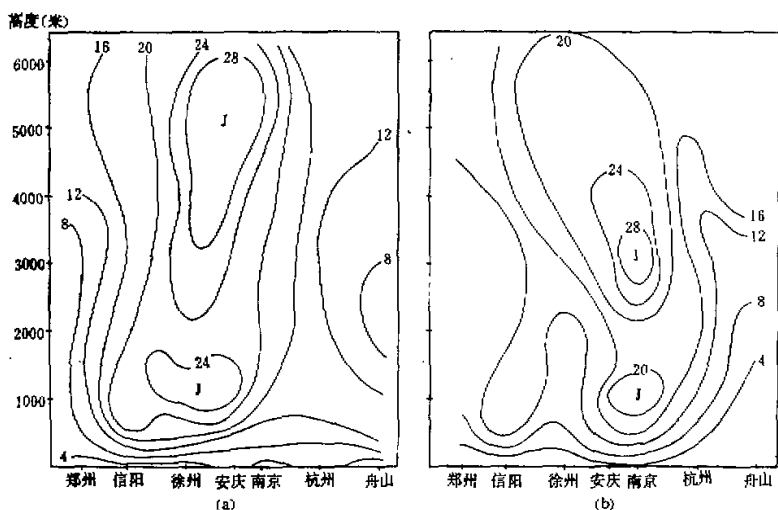


图 2(a) 7 月 2 日 08 时横切低空急流轴的风速剖面

图 2(b) 7 月 2 日 20 时横切低空急流轴的风速剖面

上可以看到(图略), 2 日 08 时至 2 日 20 时南京 3000 米高度上风速突然加大, 风速由原来的 20 米/秒猛增到 29 米/秒。并且出现一个急流中心, 这个急流中心是由 2 日 08 时 6000 米高度上的急流中心下降造成的。这时高空风速很快减小到 20 米/秒以下, 不再出现强风速中心。把南京高空最大风速中心的高度点成曲线(图略)就可以清楚看到风速中心从 1 日 08 时的 400 毫巴高度下降到 2 日 20 时以后的 700 毫巴左右, 这时南京上空从地面到 3000 米高度同时有两个低空急流中心迭加在一起。南京地区的暴雨正好发生在低空急流迭加的这段时间内。

更有意思的是: 1000 米高度上的低空急流轴的高度也是在不断降低的。以急流轴上的芷江站为例, 2 日 02 时最大风速中心在 2000 米, 而 3 日 02 时则降至 2000 米以下, 4 日 02 时 2000 米高度上风速减小, 中心更为降低。汉口与安庆的情况也是如此, 三天中急流轴心普遍从 2000 米左右高度降至 1000 米。说明这支低空急流在向东北方向延伸过程中整个轴的高度是下降的。这种急流轴心的降低说明了对流层中存在着大幅度的动量下传。

2. 低空急流的三维流场结构

我们对低空急流发展的极盛时期(2日20时)的三维流场进行了分析。计算了它的散度场,涡度场和垂直运动场。从垂直于急流轴的剖面图上看(图3),辐合区正好位于低空急流轴和地面冷锋之间,强度达到 -5×10^{-5} /秒以上。最大辐合中心的高度与低空急

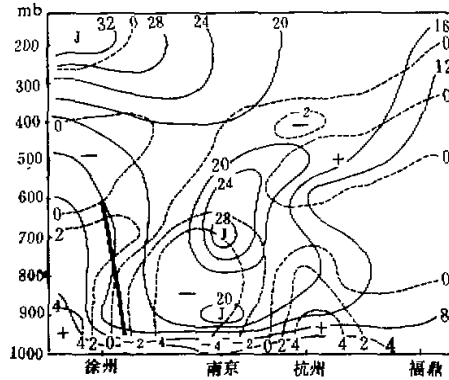


图3 7月2日20时,横切过低空急流轴的垂直剖面。实线是等风速线(米/秒),虚线是等散度线,(+)是辐散,单位: $\times 10^{-5}$ /秒

流轴的高度一致,它集中在700毫巴以下。从500毫巴以上,开始转为辐散。前面曾经指出这次低空急流轴高度偏低,2日20时前中心在1000米左右。我们给出这个时刻急流轴所在高度的900毫巴辐散场的分布(图4)。可以看出,辐合中心位于急流轴的左前方,而且就在这个急流轴的高度上辐合值最大,中心为 5.3×10^{-5} /秒。

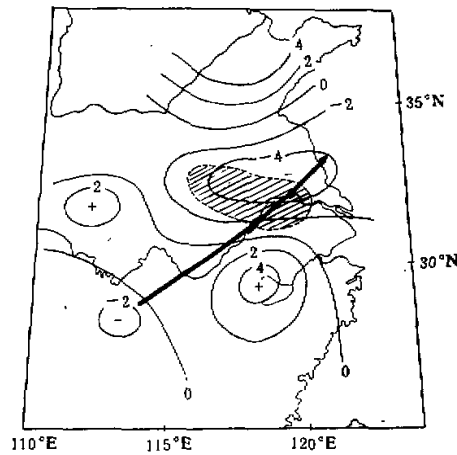


图4 7月2日20时900毫巴辐散场。
(+)为辐散,(-)为辐合单位: $\times 10^{-5}$ /秒
斜线区是2日20时—3日08时的降水区。
黑箭头表示低空急流轴。

涡度场的分布也十分典型(图略)。正涡度区与负涡度区分别位于急流轴的两侧, 零值线正好通过急流轴, 轴北侧强烈的气旋性切变(正涡度)和辐合区与暴雨区相对应。正涡度值达到 $7 \times 10^{-3}/\text{秒}$ 。

垂直速度的分布与辐合场相配合。在低空急流轴上及轴北侧的辐合区内为上升气流, 急流轴以南约 200 公里处则是辐散下沉。零值线在徐州上空, 徐州以北则对应为冷锋后部的下沉区。这支锋后的下沉气流对于锋前暖湿高速气流的向北爬坡起到了抬升作用, 垂直速度在 800 毫巴高度就达到了 6 厘米/秒。把各个站点各高度上的垂直速度与南北风分量填在一张图上, 画出低空急流轴两侧垂直面上的气流走向, 以了解围绕低空急流的经圈环流。如图 5 所示, 暖湿气流在轴及其北侧上升, 沿着冷锋爬升至 600 毫巴左右即

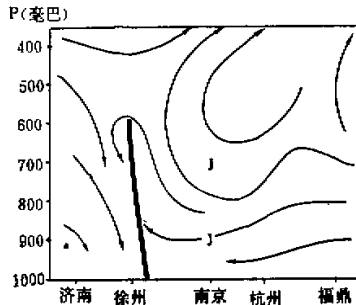


图 5 7 月 2 日 20 时低空急流轴两侧垂直环流图, 黑粗线表示冷锋

分成两支。主要的一支向南, 在低空急流的右侧下沉。另一支则向北, 在冷锋后部下沉, 与冷锋后部的下沉冷空气相汇合。

这个示意图所给出的垂直环流模式与我国华南地区低空急流的计算^[3]有些不同, 他们的计算是只有一个环流, 即在急流轴的北侧上升, 南侧下沉。这可能是因为他们的个例中冷锋及其北侧的冷空气南下不很明显的关系。我们计算结果却是与布朗宁^[2]所给的上滑冷锋前的低空急流的模式比较接近。

三、低空急流的不稳定性及其与暴雨的关系

与暴雨相联系的低空急流多数是处于极不平衡的状态中。为了研究这种不平衡的特征, 我们计算了里查逊数和非地转风值。

1. 边界层的扰动不稳定性

在湍流及小尺度运动中, 人们常常把里查逊数(Ri)作为小尺度扰动发展的一个标志。在低空急流的左侧, 人们注意到 Ri 数往往很小, 它的量级在 10^0 左右, 甚至为负值。我们对这次低空急流过程, 研究了 Ri 数的分布。

在潮湿空气中, Ri 数的表达式为:

$$R_i = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \ln \theta_e}{\partial P} / \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)^2$$

我们计算了低空急流和暴雨区范围内边界层附近各层(1000—900 毫巴, 900—850 毫巴, 850—700 毫巴等层) Ri 数的分布。发现在低空急流轴及暴雨区附近, Ri 数基本上为负值。图 6 给出 900—850 毫巴这一薄层中 Ri 数的分布, 图上标出了低空急流轴与暴雨区。在轴的左侧有一个很明显的负值区, 它正好位于地面冷锋与急流轴之间, 中心为 -13 左右。这个中心也与暴雨区的位置一致。

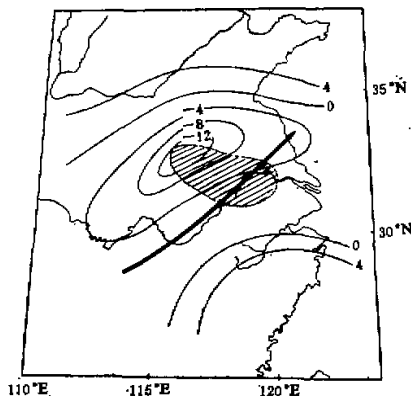


图 6 7 月 2 日 20 时 900—850 毫巴层 Ri 数分布。
黑箭头为低空急流轴, 斜线区表示
2 日 20 时—3 日 08 时降水区。

从 Ri 数的表达式看, 它的符号决定于相当位温的垂直递减率项。当相当位温随高度减小时, Ri 数就为负值。这次低空急流过程处于江淮气旋的暖区之中, 低层气温高, 湿度大, θ_{se} 值普遍都在 355°K 以上。而中高层则处于青藏高原前部的偏北气流里, 空气干冷, 因此 θ_{se} 的垂直递减率很大。南京地区在降水前大气层结已经存在着强烈的位势不稳定, 600 毫巴以下平均每 100 毫巴 θ_{se} 下降 6—7°, 最大递减率就集中在 800—900 毫巴之间。

小的(或负的) Ri 数综合反映了边界层或中尺度系统的不稳定性。有人¹⁾研究过小 Ri 数区与暴雨落区之间的关系。日本气象工作者^[3]曾经研究过 Ri 数很小的情况下斜压不稳定的作用。发现当低层大气的 Ri 数的量级从 10^2 减小到 10^0 甚至更小时, 中间尺度扰动就猛烈增长, 产生十分明显的气旋性发展。斜压不稳定的扰动波长约在 1000—2000 公里。我们的情况正好与他们的结论相合。在这次过程中, 低空急流的高度较低, 在 1000 米左右。Ri 数的小值区(包括负值区)范围较大, 郑州至山东半岛地区却小于 4。小的 Ri 数综合反映了边界层中热力和动力的不稳定性。因此这可能就是江淮气旋在这个地区迅速发展, 强降水频繁发生的一个重要条件。

2. 非地转特征及其与暴雨发生的关系

人们都知道, 在低空急流中, 地转平衡的关系往往是不存在的。在急流轴附近, 实测

1) 吴正华等 暴雨分析预报进修班科研成果汇编(油印本)

风速远大于地转风速。我们发现,这种超地转的现象是与暴雨的发生紧密相联系的。图 7 是南京 700 毫巴层上 1—4 日风场的演变。1 日 08 时,对流层低层风速较小,基本上处于地转平衡之中,以后风速开始急剧加大,从 1 日 08 时的 6 米/秒增加到 2 日 20 时的 29 米/秒,而这时地转风速变化却不大: 1 日 08 时为 7 米/秒,到 2 日 20 时略增到 13 米/秒。

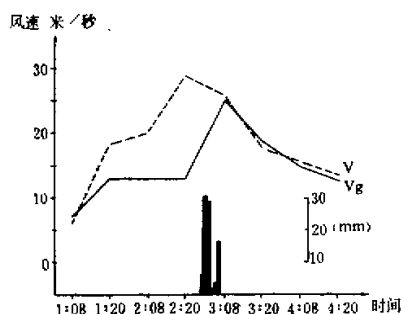


图 7 南京 700 毫巴 7 月 1 日—4 日风场演变。
实线为地转风,虚线为实测风(米/秒)
黑粗线为每小时雨量(mm)

这时非地转风达到最大,实测风超过地转风 16 米/秒,比地转风速本身还大。南京的暴雨就发生在 3 日 02 时至 3 日 07 时之间,雨量达到 90 毫米。就在暴雨结束的同时,风场发生了明显的变化。3 日 08 时,实测风从 29 米/秒减少到 26 米/秒,而地转风突然增大,由 13 米/秒增加到 25 米/秒,接近了实测风。以后,大体上都处于地转平衡之中。因此可以说,低空急流在增强过程中,原来处于地转平衡的风场开始破坏,变成越来越明显的超地转,到急流发展极盛时期,这种超地转也达到最大,强烈的对流性天气也在这个时候产生。当暴雨结束,低空急流开始减弱的时候,地转风激增,气压场很快向风场调整,并达到地转平衡,直到 7 月 4 日低空急流减弱消失为止。从这个事实可以看出:低空急流的形成可能由两个部分组成:一是地转风部分。这是由于对应的高低气压系统移近,气压梯度增强的结果。在低空急流风速加大时,地转风速相应也有增大;另一部分则是由于非地转风的加大,这种非地转风的加大可能是由于高空动量下传的结果,这一点我们在上节已经讨论到。此外也可以是由于边界层中扰动发展,能量向平均动能转换的缘故。在这个个例中,这两者的作用都是有的。

此外,在低空急流的演变过程中,风场的变化是主动的,而气压场则是随风场的变化而进行调整的。在低空风速较小时,风场处于地转平衡。以后风速增大,低空急流强度增大,而气压场虽然有相应的变化,却不如风场变化那样强烈。以后风速逐渐减小,非地转风也随之减弱,重新出现平衡状态。这种平衡状态的出现是通过地转风的猛增,以致与实测风大小相等而达到的。这种风场与气压场之间的相互调整过程在我们分析的 1973 年 7 月的东南风急流中也同样存在,具有一定的代表性。这充分说明,低空急流是一种极不平衡的高速气流。这种不平衡性可以激发中尺度的系统而导致暴雨的发生。

3. 暴雨的中尺度特征和低空急流的触发作用

在第一节中我们就指出过这次江淮气旋的移动方向与低空急流轴的移动方向不一致。南京地区这场暴雨并不是发生在气旋中心附近，它离正在南压的低空急流更近。我们绘制了1小时的小区域流场图，发现2日24时以前，在以南京为中心的安徽、江苏、浙江交界处全为成片的西南风，这是低空急流的一部分。从3日01时开始，滁县、南京、镇江都转为偏北风，与其南侧的西南风之间形成一条切变线，长度约为200—300公里。到3日03时，在这条切变线上发展成一个涡旋流场。图8是3日04时的地面流场实况图。

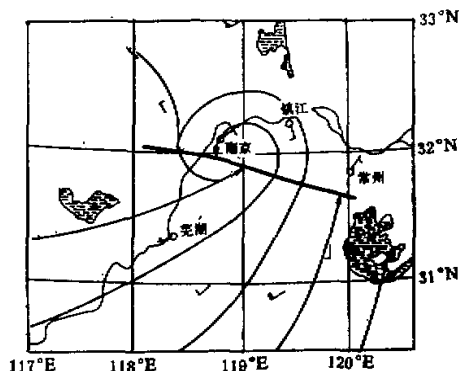


图 8 7月3日04时地面流场实况图
黑粗线为切变线。

可以看出，在南京—镇江之间流场的涡旋结构是明显的。这个涡旋一直维持了三个小时。到3日05时2减弱或切变线，直到分裂消失。这个地面流场上的中尺度低涡在温压场上也有反映。我们给出南京地区气压和温度的自记曲线(见图9)，地面气温从2日24时开始有一个明显的下降，三小时内下降了4℃。气压自记曲线也有明显的减压现象。这种温度场和气压场的变化显然不是日变化所引起。它是一个中尺度的冷性低涡。

南京—镇江地区暴雨的发生，是这个中尺度低涡作用的结果。这时南京和镇江二小时雨量都在50毫米以上。南京的每小时雨量增加到33毫米。雨区靠近涡旋中心的北侧。

低空急流的加强与这次中尺度低涡的发展有着十分密切的关系。为了了解低空急流中风速的中尺度变化，我们用了急流轴范围内的高山站——黄山和庐山站的地面风的连续观测资料来表示所讨论地区对流层低层的风的变化。黄山站和庐山站的海拔高度分别为1833米和1166米左右，这个高度基本上代表了这次低空急流轴所在的高度。

图9所给出的是一个综合图。除了上面提到的温度和气压自记曲线外，还给出了南京每小时雨量值。并把两个高空站的风速按每小时的值点成曲线(由于都是西南风，所以采用了全风速)。从2日20时到3日09时，这两个高山站的风速分别出现了几次明显的增长。庐山的风速在2日23时与3日01时有一个大值，而黄山的峰值则分别出现在2日24时和3日04时，较庐山晚1—2个小时。这是因为庐山站正好位于急流轴的上游，

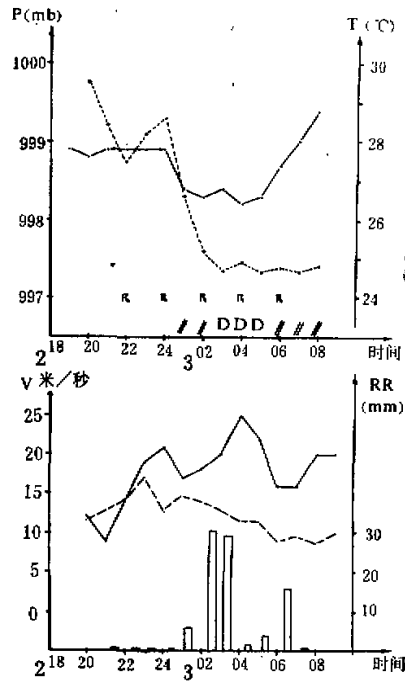


图 9 综合图: 纵坐标分别为气压(毫巴)、温度(°C)、风速(米/秒)、降水量(毫米)。横坐标为时间坐标。点划线为气压曲线; 虚点线为温度曲线; 虚线为庐山风速; 细实线为黄山风速; 长方框为雨量; 双划线为切变线; D 表示地面涡旋。

它的变化往往先于下游各站。黄山站两次增长的速度分别达到 12 米/秒和 8 米/秒, 变化周期约为 6 个小时。为便于把这种短时间内的急剧增长和大尺度风的变化相区别, 我们把它称之为风的脉动。这种风的脉动式的增大在低空急流中是常见的。在对华南的低空急流分析中, 我们也发现了急流轴上的这种风速脉动, 在这里暂不作详细的讨论。我们主要讨论这种风的脉动式增长对于暴雨的发生和中尺度低涡形成的作用。

从图 9 中看到黄山站的高空风从 2 日 21 时开始就有第一次的脉动增长, 到 2 日 24 时达到峰值。3 日 01 时南京—镇江地区开始出现了中尺度切变线。而这时开始, 风速出现第二次脉动式增长, 切变线也随之迅速发展成涡旋结构。在风速达到最强时, 涡旋的气旋性结构和暴雨的雨强都同时达到最强。这就说明, 随着低空急流中脉动式的风速激增, 非地转程度的加剧, 使得流场中出现很大的变化, 原来暖区中平直的西南风气流里出现了风的切变并发展成中尺度的气旋性涡旋。从黄山的风速脉动比庐山要晚 1—2 小时来看, 脉动是顺着低空急流轴传播的, 传播速度约为每小时 60—70 公里。因此, 这种风场的脉动基本上是一种重力惯性波的性质。

根据地转适应理论^[4], 重力惯性波的存在是和地转偏差分不开的。大气运动中出现

强大的地转偏差时,将会激发出强大的重力惯性波。上面已经指出,2日20时以后,地转偏差达到最大,这时,低空急流连续出现了很明显的风速脉动,并且由此而触发了中尺度低涡的产生和强烈天气现象(雷暴)的发生。因此我们可以认为:低空急流对于暴雨的一种作用,是通过风场的强烈非地转作用而产生的中尺度波动,触发了流场的中尺度变化从而导致强烈天气的产生。蒋尚城、张廷治等^[2]对于这种触发作用有过类似的讨论,他们用地面风速的脉动与其前方的中尺度系统的发展和雷雨的产生进行对照,提出了这种风速脉动的作用。由于所用的是地面风速,所以脉动振幅很小,一般在1—3米/秒之间,国外的暴雨及强雷暴研究中也提到过低空急流的触发作用。认为美洲东部大尺度低空急流的风速在夜间增大,它可能是美洲中西部夜雷暴频繁发生的一个重要原因,它对雷暴的发生起一种触发作用。但是这种讨论只停留在统计关系上,并没有揭发它们之间的过程联系。Findlater^[3]在讨论1972年10月初一次低空急流过程时也只提供了风的生长与暴雨产生的时间上的联系。这个时间间隔是1—2天,实际上这是一种大尺度的波动关系。我们这儿所介绍的是在非地转偏差很强的低空急流中本身的风速脉动,它的尺度较小(为几个小时),传播速度快(60—70公里/小时),所激发起的流场变化也是中尺度的。上游风场的波动传播触发下风方的流场变化并导致暴雨的发生,这种现象是十分有意思的。这些问题的深入探讨将有助于我们进一步了解低空急流的作用以及某一类中尺度系统发生的物理机制。

四、小 结

上面各节的讨论使我们了解到低空急流的许多重要的动力特征。它是一支极不稳定的高速气流;在发展旺盛时期,非地转偏差十分明显;急流轴以下的低层风速垂直切变很大;经常处于位势不稳定之中,里查逊数很小,使低空急流处于很强的热力和动力不稳定状态中。这种不稳定性越强,与强天气的关系就越密切。它在暴雨生成中不仅起了输送热量和水汽的传送带作用,而且更重要的则是它的动力作用。由于它的强烈不稳定性,使得急流轴上的风速经常出现中尺度的脉动传播的现象。这种中尺度的风速脉动是一种重力惯性波,它能够触发中尺度系统的形成,导致暴雨产生。低空急流的这种动力作用是十分重要的,值得进一步研究和探讨。

在进行本工作时,我们曾函请江苏、浙江、安徽等省有关台站抄寄本过程的有关气象资料,承各台站大力支持,谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 广东省气象台,华南前汛期的一次低空急流过程,热带天气会议论文集,科学出版社,1976.
- [2] Browning, K. A., Pardol, C. W., Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.* 99, 222, 619—637, 1973.
- [3] Gambo, K., The characteristic feature of medium-scale disturbances in the atmosphere (I). *J. Meteor. Soc. Japan*, 48, 3, 1976.
- [4] 叶笃正,李麦村,大气运动中的适应问题,科学出版社,1965.
- [5] Findlater, J., An extreme wind 'speed' in the low-level jet-stream system of the Wester Indian Ocean. *Meteorological Magazine* No. 1224, 103—201, 1974.

1) 北京大学暴雨分析预报进修班科研成果汇编

ON THE INSTABILITY OF THE LOW LEVEL JET AND ITS TRIGGER FUNCTION FOR THE OCCURRENCE OF HEAVY RAIN-STORMS

Suen Shu-qing Zhai Gao-qing

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

(*Department of Geography, Hangzhou University*)

Abstract

This is a case study of a low level jet on 2-3 July 1972, which occurred in the warm sector of a cyclone in Yantze-Hwia River basin. The heavy rain-storm occurred at the left hand side of the jet. It is found that the low level jet has a characteristic three dimensional structure: to the left front quadrant side of the jet there is a region of negative Richardson number, which is the most unstable layers of the low level jet. The low level jet is strongly supergeostrophic. The heavy rain-storm occurs when the low level jet is strong enough. At the same time there are strong pulsation in wind velocity which propagate along the jet axis and trigger the meso-scale low pressure systems and rain clusters. Then, with the adaptation of the pressure field to the wind field, geostrophic balance restores, and the heavy rain ceases.