

低空急流与暴雨相互关系的对比分析*

孙淑清

(中国科学院大气物理研究所)

马廷标 孙纪改

(陕西省气象台)

(宁夏回族自治区气象台)

提 要

本文通过对北方地区两次低空东南风急流的对比分析,指出:低空急流附近有无暴雨发生与其本身结构特征有关。它们在湿度、三维流场以及急流本身的稳定性等方面,有很大的差异。因此在讨论低空急流与暴雨的相互作用时,不能只注意到低空出现了强风,甚至有明显的水平和垂直切变。如果它不具备有利于暴雨发生的热力和动力条件,那它就可能是一次“空急流”。

一、引 言

近年来,对于低空急流与暴雨的相互关系的研究日益增多,无论是我国的华北地区、长江中下游、或是华南,在低空急流附近多数都伴随有暴雨过程,它们之间有着密切的关系;但是也有一部分低空急流并不伴随暴雨。可见低空急流附近不同的天气现象与其本身结构的差异有关。弄清楚它们的异同,将有助于深入了解低空急流的特性及其与强对流天气之间的相互作用。本文对两次影响我国北方地区的强盛的东南风低空急流进行了分析,其中一次急流轴的顶端,对应着较强的山西大暴雨;另一次只在沿急流轴的局部地区有暴雨点,而在轴前方则没有大雨区。通过对它们的对比分析,来揭示低空急流对暴雨作用的物理机制。

二、两次低空急流过程

1966年8月22—24日(以下简称“66.8”),在对流层低层,从日本经朝鲜到我国华北,有一支很强的低空偏东急流。这支急流从北京往西,遇太行山南折。这时山西阳泉地区有一次特大暴雨过程,平定县过程雨量为800毫米。23日阳泉日降水量为261.5毫米,每小时最大降水量达77.1毫米。这是一次东风急流与暴雨关系比较密切的过程。

1973年7月4—7日(以下简称“73.7”),从我国东南沿海经湖北到河套地区,同样也有一支低空偏南强风带,它的前方到达河套的北端。这支强风带位于西伸的太平洋副热带高压的西侧,有明显的轴状结构,风的水平切变强。沿平凉、延安、银川一线最大风速可达15米/秒左右。急流轴高度约在2—3公里,轴的下方有很强的垂直切变。如

* 本文于1979年2月9日收到。

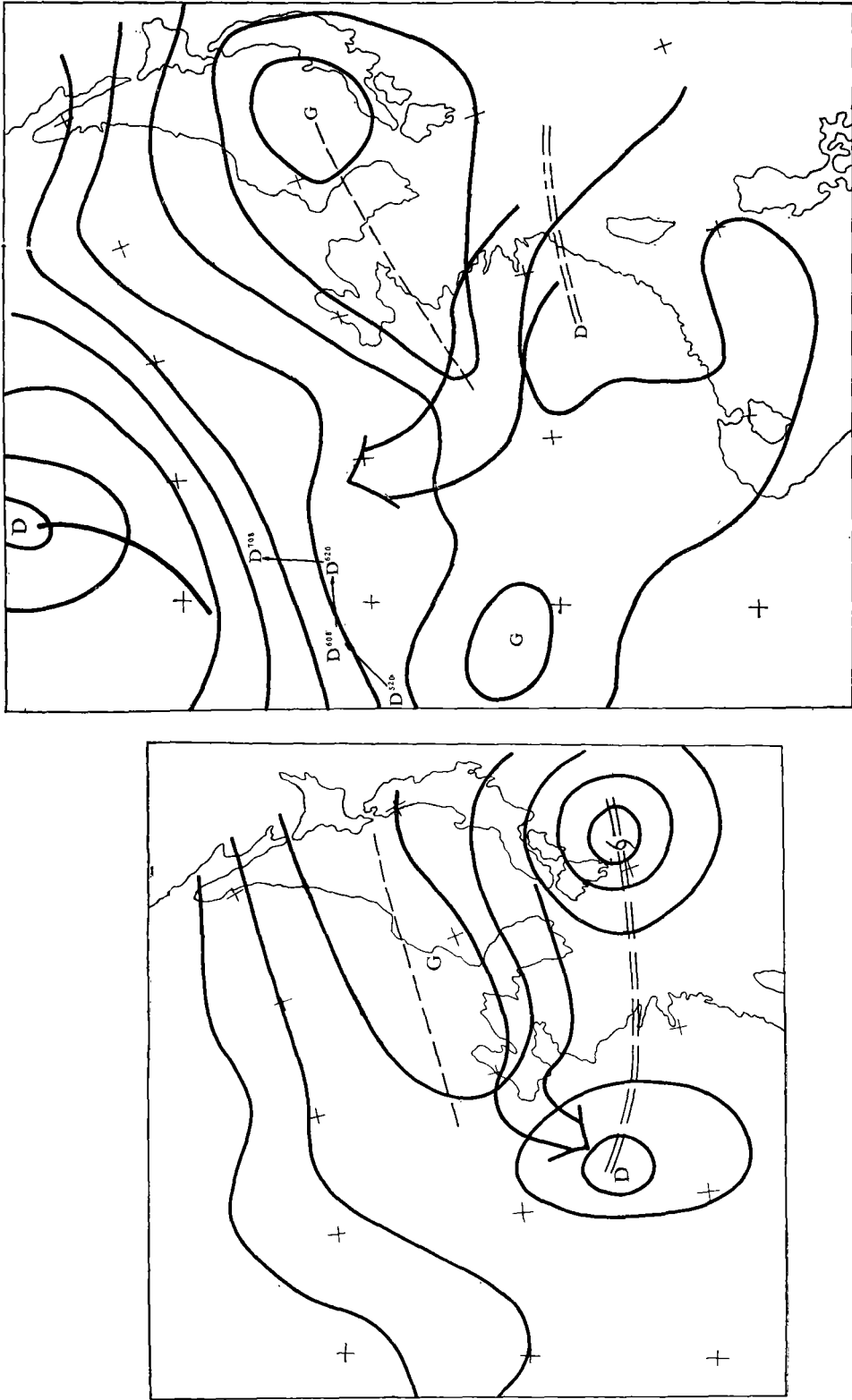


图 1 两次低空急流的 500 mb 环流形势图
双箭头为低空急流 双断线为赤道辐合线

a

b

银川, 风的垂直递增率达到 1.0×10^{-2} /秒。但这时我国北方地区除了山西晋南, 于 6 日局部地区有大于 50 毫米的暴雨点外, 东风急流所及的河套地区都没有出现暴雨, 这种现象在低空急流的分析中即称之为“空急流”。

值得一提的是, 这两个过程的环流背景, 有很多相似之处。图 1 分别给出这两次过程的 500 毫巴环流概略图。在东亚地区环流的经向度较大, 副高位置偏北, 并有登陆台风深入我国内陆。这些都是比较典型的东南风低空急流的环流形势^[1]。

三、具有不同特征的低空急流

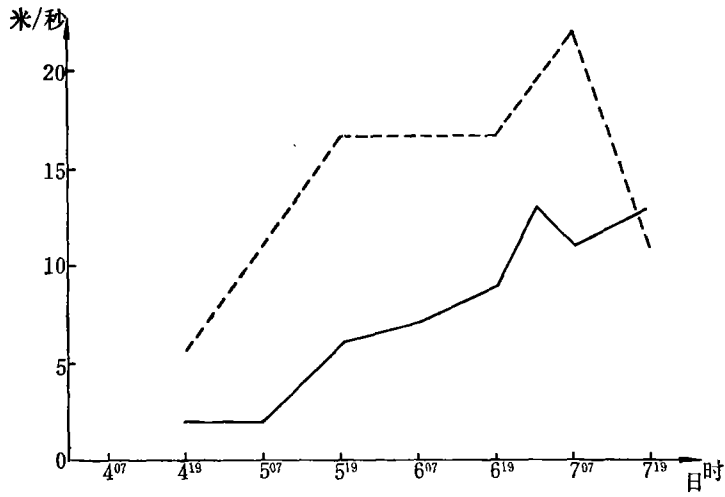
1. 急流的非地转特性

过去的研究指出, 低空急流的风场都是超地转的, 也就是实测风速都远大于地转风速。然而情况并不完全如此。在我们分析的这两次急流过程中, 风场的地转特性就有很大的区别。以 850 毫巴面上地转风与实测风的演变为例, 图 2a 是“73.7”过程银川地区风场的演变图。从 4 日至 7 日, 风速一直是在增长的, 但是整个过程地转风速都比实测风要大, 最大的超过 10 米/秒以上。这是因为这个地区的东南风, 从 850 毫巴风场看与南方台风东侧气流相联系, 并处在副高的西缘。实际上它还与我国新疆地区的一个低层热低压东移有关。我们作了通过热低压与副高之间的东西向时间剖面图 (图略)。从 4—7 日临河地区以西的 850 毫巴高度不断下降, 而东部随着副高的西进, 高度则不断升高, 使得北京以西气压梯度不断加大, 因而地转风速也就大大加强。7 日 07 时以后地转风速骤减, 几乎与实测风速相等。这说明, 北方地区的这支低空急流的风场, 并不是超地转的。

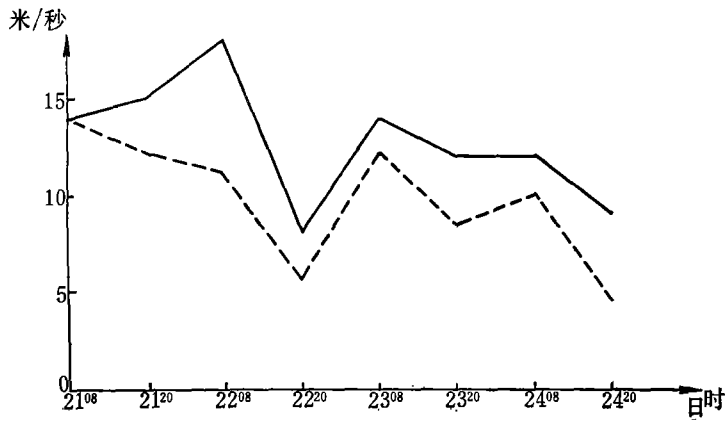
“66.8”过程却完全不一样, 图 2b 是处于急流中部的济南站的地转风速与实测风演变曲线。可以看出: 从 8 月 21—24 日, 实测风一直大于地转风。这种超地转状态在 21—22 日之间最为明显, 这正是济南地区降雨之时。这种现象与所熟悉的情况相同。再注意“73.7”过程的南段。图 2c 是上海站的风场演变曲线, 与登陆台风相联的强东风在 4 日前后经过上海, 这时实测风骤然增大, 12 小时内由 11 米/秒增至 19 米/秒, 而地转风增长则较慢, 至 5 日 08 时才增至 14 米/秒左右。5 日以后台风西移, 急流西伸, 上海站风速变成地转平衡, 实测风与地转风一起减弱。上述比较说明了低空急流并不一定都处于超地转的不平衡之中, 与强烈天气相联系的低空急流常常是超地转的, 非地转特性明显; 而处于地转平衡的急流风场却不易发生强烈的天气。由于动力特性的不同, 使不同的低空急流之间具有较为根本性的差异。

2. 东风扰动及其对暴雨的作用

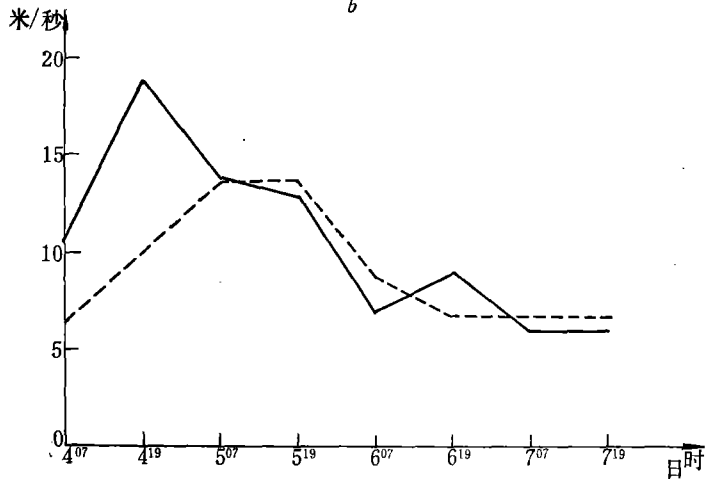
东南风低空急流是一支极不稳定的气流, 它的上面经常有中尺度的东风扰动。虽然这种中尺度的东风扰动比较浅薄, 但它却往往导致激烈天气的发生或暴雨的加强。对每隔四小时的地面风场进行仔细的分析, 发现在这两次低空东南风急流中, 都存在着明显的东风波动, 它们沿着东风急流轴向西 (或西北) 传播 (图 3a、b)。图 3a 是“66.8”的情形, 22 日 08 时, 从大连到青岛可以分析出一个很清楚的东风槽。槽线沿急流轴西传, 到 20 时移至北京、济南一带; 到 23 日扰动就到达急流轴的顶端太行山东麓, 暴雨中心一直跟随着扰动的槽线逐渐西移。22 日 20 时, 京、津、唐地区出现暴雨区, 塘沽



a



b



c

图 2 风速演变图

(a) 1973年7月银川的地转风和实测风；(b) 1966年8月济南的地转风和实测风；
 (c) 1973年7月上海的地转风和实测风；实线：实测风，虚线：地转风

日雨量为 54.7 毫米。23 日 20 时扰动到达太原附近，受到太行山的阻挡，形成阳泉一带的大暴雨。图 3b 是“73.7”的地面扰动动态图。这次过程在急流南段也有一次东风扰

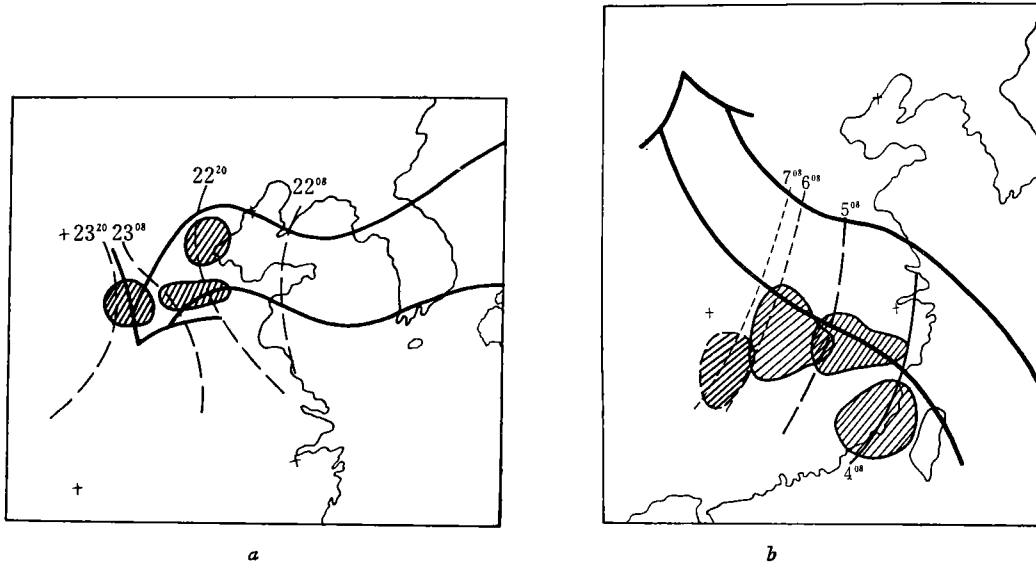


图 3 沿急流轴的地面扰动传播图
(a) 1966 年 8 月 22—24 日 (b) 1973 年 7 月 4—7 日
阴影区为暴雨区，双箭头为低空急流轴线

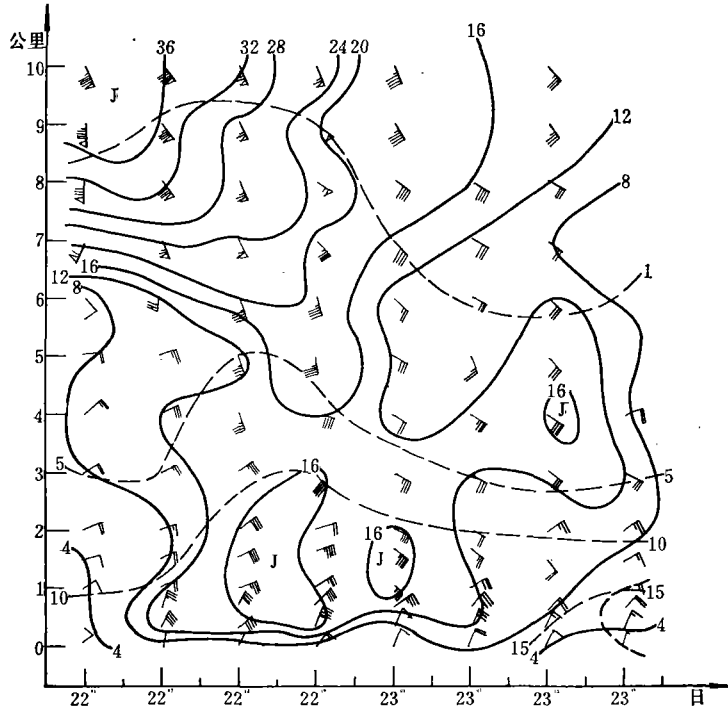
动，这个东风波的槽线 4 日 08 时在杭州到福州一线，以后它沿着急流轴向西传播。6 日 08 时在郑州至长沙之间，此后就在原地徘徊，到 7 日 20 时逐渐消失。它并没有移动至郑州以北的河套地区。与“66.8”的情形一样，暴雨区也紧随着东风扰动一起移动和消失。由于在“73.7”过程的北端没有东风扰动的传播，因此从 4 日至 7 日都没有显著的降水发生。

联系上一节的讨论看出，“66.8”过程和“73.7”急流的南段都是超地转的，这种不平衡的气流极有利于扰动的发生和传播，而“73.7”过程的北段则相反，风场是地转平衡的，因此它的情况与上述过程很不一样。

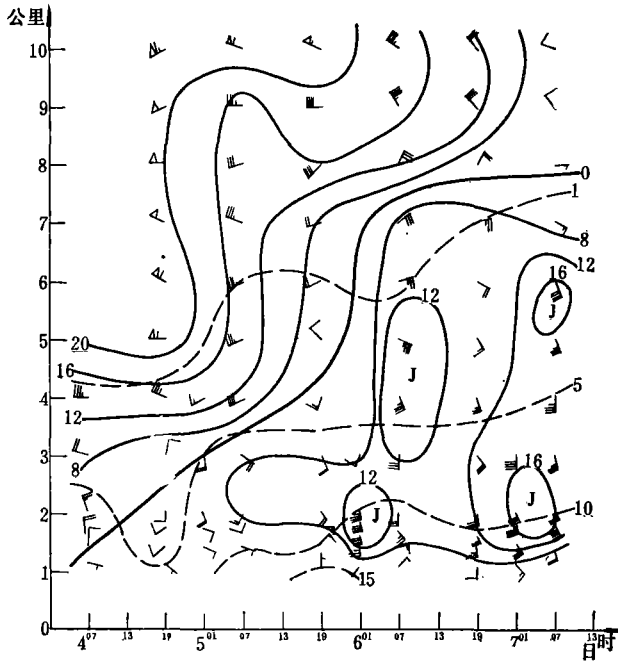
3. 水汽的输送和积聚

一般来说，东风急流的水汽供应是十分充沛的。但是这两次过程却有很大的不同。图 4 给出了湿度场的剖面。“66.8”过程以北京站为例(图 4 a)，湿层很厚， $q=1$ 克/千克的等比湿线高达 9000 米左右，急流强度最强时湿层也最厚。对 850 毫巴计算的水汽通量表明，最大水汽输送的轴线与低空急流的轴线基本上重合，并在晋东、冀南一带形成了明显的水汽辐合。在暴雨时段内(22—23 日)水汽通量散度达到 -6.5×10^{-7} 克/厘米²·毫巴·秒。

“73.7”的情况则不一样，尽管在郑州以南湿度大、湿层厚，5 日 08 时阜阳 1000 米高度上的比湿达到 19.9 克/千克，1 克/千克的等比湿线普遍也在 9000 米以上，但是在郑州以北，湿层则较簿。图 4 b 中银川站的 1 克/千克等比湿线在 6000—7000 米之间，低层湿度也较小；2000 米高度上(离地面 1000 米左右)比湿普遍在 10 克/千克以下。



a



b

图 4 比湿和风的时间剖面图
 (a) 北京站 (b) 银川站
 细实线为等风速线(米/秒); 细虚线为等比湿线(克/千克)

850 毫巴水汽通量散度沿急流轴有两个辐合中心：一个在南段，另一个在银川—延安之间。后者辐合值较小，6日20时为 -1.0×10^{-7} 克/厘米²·毫巴·秒，而南段的辐合值最大则可达到 -8.9×10^{-7} 克/厘米²·毫巴·秒。可见热带系统中充沛的水汽没能输送到河套地区。北段这个较小的水汽辐合中心可能只是副高西缘偏南气流的影响。

四、西部冷空气的抬升作用

上面着重讨论了两支急流本身的差异。西部冷空气的抬升作用，在造成山西暴雨的过程中，起了很大的作用。我们分析了两次过程的地面风场、比湿和24小时变温，并作了三维流场的分析，发现：这两次低空急流的前端，有着很不相同的气流配置。

1966年8月22日—24日，当低空急流由东向西伸展的同时，西风带有一支较弱的浅层干冷空气向东推进，23日08时移到山西的西北部。这时在河套地区有一个干的 -2°C 的变温中心，它与西移的低空急流中的扰动相遇，形成一个东风与西风、干与湿、冷与暖的不连续带。图5a就是这次过程中，两股气流汇合的示意图。

“73.7”过程在河套地区也是两股气流的汇合（图5b），一支是副高西南侧的东南气流；另一支则是西部热低压前缘的偏南气流。两者都是暖的，在北段汇合。冷空气距离东风急流尚远。

这种差异在三维流场上反映也很明显。我们计算了各层的垂直速度分布（如图6）。1966年8月23日

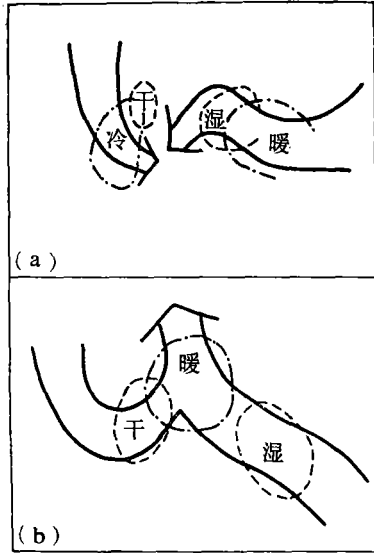


图5 急流前端气流汇合示意图
(a) “66.8”过程，(b) “73.7”过程

08时（图6a），东风急流轴的前端都为上升运动，最大上升运动中心就在太原、阳泉、榆社一带。850毫巴附近，上升速度达到 -6.2×10^{-3} 毫巴/秒，它对应着23日的大暴雨区。西进爬升的暖湿空气，在太行山以西下沉，在其下方有冷空气楔入。“73.7”过程（图6b）的情形则不同，河套地区为很强的上升运动。7月6日08时，最大上升运动区出现在图5b所示的气流汇合处，在850—700毫巴层达到 -13.0×10^{-3} 毫巴/秒。而在它的南部，从延安到兰州的广大地区，则为一大片下沉区。

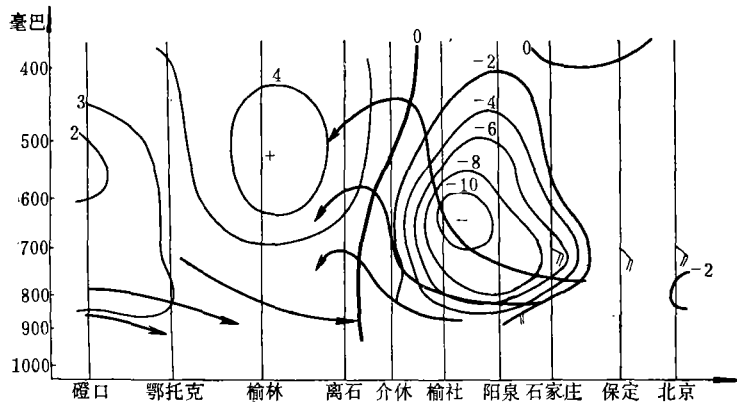
上面事实表明，同处在低空急流轴前方的北方地区，在急流轴周围的垂直环流却完全不同。这就说明，低空急流轴周围的三维流场，并不都象过去许多作者^[2,3]所讨论过的那样一种情况。它的垂直环流状态与急流本身的性质，有着十分密切的关系。

五、小 结

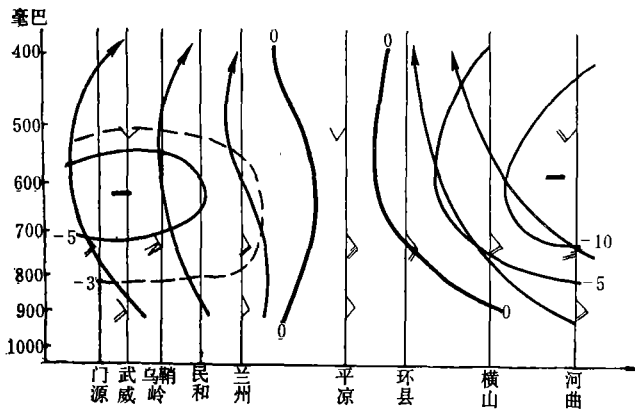
综合上面的讨论，我们可以把两次过程的结构和各种特征，作如下的归纳，并把“73.7”急流的南段和北段情况也作一比较，列表如下：

可见，虽然1973年7月初从风场看东风急流一直伸展到河套地区，并有明显的强风速轴结构。但是它在风场结构、特征、水汽输送和积聚、扰动的传播以及西部冷空气

项 目	低 空 急 流 特 征		66.8
	北 段	南 段	
东风层厚度(米)	薄, <7000	厚, >16000	厚, >14000
地转风	次地转	超地转	超地转
湿层厚度(1克/千克所到之厚度)	薄, <6000	厚, >9000	厚, >9000
水汽通量散度(10^{-7} 克/厘米 ² ·毫巴·秒)	辐合小, -1.1	辐合大, -8.9	辐合大, -6.5
东风扰动	无	有	有
西部冷空气	无	/	有
轴前端的垂直环流	上升	/	冷空气楔入 \
暴雨	(局地)	强	强



a



b

图 6 急流两侧垂直环流剖面图

(a) 1966年8月23日08时 (b) 1973年7月6日08时

细实线为垂直速度等值线(单位: 10^{-3} 毫巴/秒), 矢线为垂直环流示意图

的作用等各个方面，却与“66.8”的东风急流有很大的不同。而它的南段尽管在位置上与“66.8”急流相距甚远，但是它们之间的各项物理属性却又十分相像。它们都在该区暴雨的形成中扮演了重要的角色。

近年来，对于低空急流与暴雨的相互关系的研究日益增多，也从而发现了并不是只要有低层风场的轴状结构就有暴雨发生。

通过上述的分析，我们可以这样来认识“空急流”，如果低层空间的一支偏南强风速轴并不具备输送和积累水汽的性能，气流本身又具有很大的稳定性（动力稳定和热力稳定），则这种急流就会是一次“空急流”过程。反之，则与降水或强烈天气有密切的关系。因此，当利用低空急流作为暴雨预报的一个指标时，必须仔细考察强风速轴的各项物理特性。而不能只简单地注意风的大小或风速轴的位置，这样才可以避免许多“空急流”所造成的假象。

参 考 文 献

- [1] 《中国暴雨》第六章，科学出版社(即将出版)。
 [2] 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。
 [3] Matsumoto, S. Unstable low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfalls, *J. Meteor. Soc. Japan*. 50(1972), 194—203.

ON THE RELATION BETWEEN THE LOW LEVEL JET AND RAINSTORM

Sun Shu-qing

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Ma Ting-biao

(*Meteorological Observatory, Shan Xi Province*)

Sun Ji-gai

(*Meteorological Observatory, Ningxia Huizu Autonomous Region*)

Abstract

In this paper, two cases of low level, southeastly jets in North China are compared. It is found that whether there will occur heavy rain near the jet or not depends on its structure. There are marked differences between them in moisture transfer, three-dimensional flow and stability of the jets. In the forecasting of rainstorm, it is insufficient only to pay attention to the strength of wind, even with a remarkable horizontal and vertical shear. Favorable thermal and dynamic conditions are necessary for rainstorm.