

暴雨落区预报的进一步研究

田生春 杜长萱

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

暴雨落区预报目前已成为我国普遍应用的预报方法,但还存在如何抓住主要因子以便更好提高预报准确率的问题。本文用北京45次特大暴雨实例的六次探空资料及部分诊断分析资料,对比分析暴雨出现前某些因子变化情况,探讨了暴雨发生条件以及哪些因子和过程更为重要的问题,目的是供预报员做改进落区预报的参考。主要结果为:

(1) 暴雨的产生不但须850毫巴水汽含量高,高层也须水汽充沛。最大可降水量和各层温度露点差之和 $\left(\sum_{i=1}^7 (T - T_d)_i\right)$ 是适应这一特点的暴雨预报的二个水汽因子,它们能同时反映高、低层水汽含量状况,并能较好地反映水汽增长特点——当水汽由缓增变为快增时,它们有明显量变,而单用一层参数,则反映不明显。

(2) 所以能产生暴雨的位势不稳定层结,主要不在于 $\Delta\theta_{se}$ 大,而在于该处要有足够强的自下而上增温增湿过程和冷空气逼近过程。此特征在700毫巴图上表现为有尺度不大的 $T - T_d \leq 3^\circ\text{C}$, $T \geq 8^\circ\text{C}$ 的高温高湿区以及温度或 θ_{se} 的密集带。

(3) 产生暴雨的基本动力因子为正涡度和深厚的强上升运动,预报时要结合天气系统的移动来估计这种有利的动力区域位置。文中提出四种天气图特征,它们可预示上升运动的加强。

(4) 在上述热力和动力因子齐备的条件下发生暴雨,其中的关键为动力因子,但高温高湿过程是先兆,故不同时段应侧重不同因子。

1975年8月河南出现百年不遇的特大暴雨。1976年研究这场特大暴雨中开始用物理量试做暴雨落区预报^[1],以后中国科学院大气物理研究所暴雨组引用数值预报结果(用700毫巴上升运动和 $T - T_d < 3^\circ\text{C}$ 条件)对暴雨落区预报做了改进^[2](预报指标和暴雨落区的拟合率可达60%);王两铭等选出六个动力和热力因子做了华南暴雨落区预报^[3];雷雨顺等用能量分析决定暴雨可能落区^[4];马鹤年提出 Ω 形次天气尺度落区模式^[5];华东台风暴雨科研协作组则用水汽、位势不稳定和垂直运动三因素判别暴雨发生区域^[6];而安徽省在章淹指导下做暴雨诊断预报试验工作的时间更长。近几年,安徽、上海、吉林、辽

宁、兰州、天津等省、市气象台已用电子计算机计算物理量进行暴雨预报试验¹⁾。从1983年10月暴雨物理量诊断分析应用学术交流会议近百篇的交流材料看²⁾，运用暴雨形成的物理条件来做预报，目前已经广泛用于研究和业务实践。它使所用预报因子的物理意义明确，同时也能做到客观定量；因此，预报依据更加充实，许多台站乐于采用，从而使近年来国内一些大暴雨的预报效果有所提高。

目前，研究和实践中所用因子不一，由于可用的物理量较多，实际预报时预报员来不及分析太多因子，因此，人们自然会提出：究竟哪些是主要因子？只抓几个主要因子是否会使预报好做一些？本文根据几年来我们参加国内各协作区暴雨诊断分析研究以及夏季暴雨预报试验的经验，探讨这些问题，供暴雨预报工作者参考。

一、关于水汽条件问题

大家都知道水汽是暴雨形成的重要条件之一。过去一般多用850毫巴湿舌³⁾、或用比

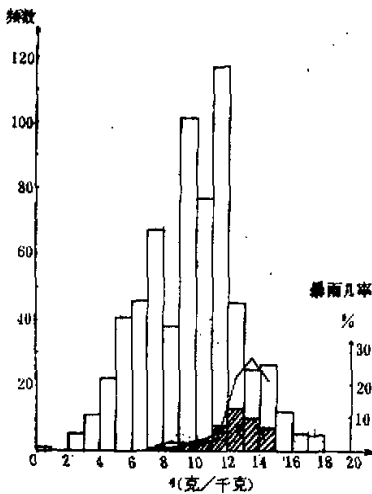


图1 北京11年7、8月份每日08时比湿频数(白框)及暴雨日08时比湿频数(影框)分布图
折线为上二项之比，即暴雨发生几率

湿、露点温度、 θ_{se} 超过某一下限值⁴⁾作为暴雨即将出现的指标；也有用850毫巴水汽通量⁵⁾、水汽辐合量为主要参数的，这是以大气中水汽分布一般主要集中在对流层中下层这一事实为基础的，似乎850毫巴水汽参数可很好与暴雨对应。但从图1我们看到事实并非完全如此。图1中的白框是北京11年7—8月份850毫巴每天08时各比湿值出现频数分布，阴影框表示暴雨日08时各比湿出现频数。由图看出两者大体都随比湿值呈正态分布，一般中值在9—12克/千克区间，有暴雨日的中值在12—14克/千克区间，当 $q < 7$ 克/千克时没有暴雨，所以暴雨日的比湿多数是高的。发生暴雨的比湿下限平均为7克/千克，不过当 q 超过此下限时，发生暴雨的几率也并不高。从图1中的折线看出每个 q 区间内发生暴雨的几率并不大，最大不过28.4% ($q = 13-14$ 克/千克)， q 更大时暴雨

- 1) 参阅：1. 安徽省气象科研所，梅雨期降水诊断分析在短期预报中的应用，气象科技研究报告文集，No. 17，1982年。
2. 沈阳中心气象台，东北传真广播物理量在暴雨和强对流天气预报中的应用，油印本，1982年5月。
3. 兰州中心气象台预报组，局地物理量参数在业务预报中的应用，1981年北方暴雨研究技术交流会文件。
4. 天津市气象局刘佐治，近年来天津市暴雨分析研究工作初步小结，北方暴雨研究协作区技术组扩大会议材料，1982年。
- 2) 见1983年10月在黄山召开的物理量诊断分析应用学术交流会议的会议文件。

的几率反而小些。由此可见暴雨不只取决于 850 毫巴一层水汽状况,只用一层水汽参数还不能完全抓住暴雨。

暴雨是一种中尺度天气现象,为能获得产生这种中尺度天气地区的各层气象要素状况并使其数值具有代表性,我们选了 45 个暴雨距北京探空站不超过 150 公里的例子,用其六次探空资料做统计样本。这些大暴雨都是日雨量大于 100 毫米的区域性对流性天气,所有例子的暴雨发生时间都在施放探空的正负六小时以内。这就使资料有可能反映中尺度系统产生时的状态。

表 1 北京站平均比湿及可降水量对比表

资料序号	观测时间 (北京时)		各层等压面值(毫巴)及其平均比湿(克/千克)									最大可 降水量 (毫米)	$\sum_{i=1}^7 (T - T_d)_i$ (度)
			地面	900	850	700	600	500	400	300	200		
1	前两天	08	15.5	12.1	10.5	6.7	4.3	2.6	1.2	0.45	0.09	45.1	48.9
2		20	16.4	11.7	10.6	6.5	4.3	2.6	1.3	0.51	0.10	45.3	54.6
3	前一天	08	15.9	12.1	10.8	6.8	4.3	2.5	1.3	0.47	0.087	45.8	48.1
4		20	17.1	13.1	11.3	6.9	4.7	2.6	1.5	0.58	0.11	46.7	47.9
5	暴雨日	08	16.6	13.8	12.3	7.6	5.1	3.2	1.7	0.61	0.11	52.4	31.7
6		20	17.1	14.6	13.0	8.7	6.4	3.4	2.4	0.83	0.14	58.3	20.6
	气候值	08	14.8	11.1	9.5	5.7	3.5	2.0	1.0	0.38	0.085	40.1	
		20	15.6	11.3	9.6	4.0	3.9	2.3	1.2	0.47	0.097	42.0	

表 1 是上述 45 例各层比湿及最大降水量的逐次平均值,其中最大可降水量 $R_{\max} =$

$\int_{400}^{\text{地面}} \frac{1}{g} q dP, \sum_{i=1}^7 (T - T_d)_i$ 为 400 毫巴及其以下各层(见表 1)的温度露点差之和,代表气柱的饱和程度。气候值为 1968—1978 年 7、8 月份月平均的多年平均值,用以和 45 例平均值进行比较。

从这个表可以看出,早在两天前 08 时,对流层中下层的平均比湿均已高于气候平均值(1 克/千克以上),并且 850 毫巴比湿已经超过暴雨发生的比湿下限,但当时以及后来几次观测均无暴雨,从这也可看出:只是 850 毫巴一层水汽参数高并不一定有暴雨。

从这个表还可看出水汽分布特点和增长规律。低层的水汽含量虽远大于高层,但临近暴雨日几天内高层水汽变化的相对幅度却比低层大。在六次探测中水汽增加总量占同一层气候值的百分比是:850 毫巴为 26%,300 毫巴为 81%,可见高层水汽增加的相对幅度比低层大得多。再看 850 毫巴比湿的 12 小时变化,在前三个观测时次中只有 0.1—0.3 克/千克,在后三个时次则为 0.4—1.0 克/千克,前后两个时段水汽增量不一,后一时段较大。最大可降水量可以把这种变化特点反映得更加明显,它在前一时段内约为 45 毫米,12 小时增量 0.2—0.5 毫米,变化十分缓慢,后一时段却迅速增加到 58.3 毫米,其 12 小时增量达 3—6 毫米,比前一时段大不止十倍,可见暴雨前水汽变化有先缓增后快增规律。

这个特点在图 2 上也反映明显,在暴雨前一天 08 时及其以前,尽管低层相对湿度高

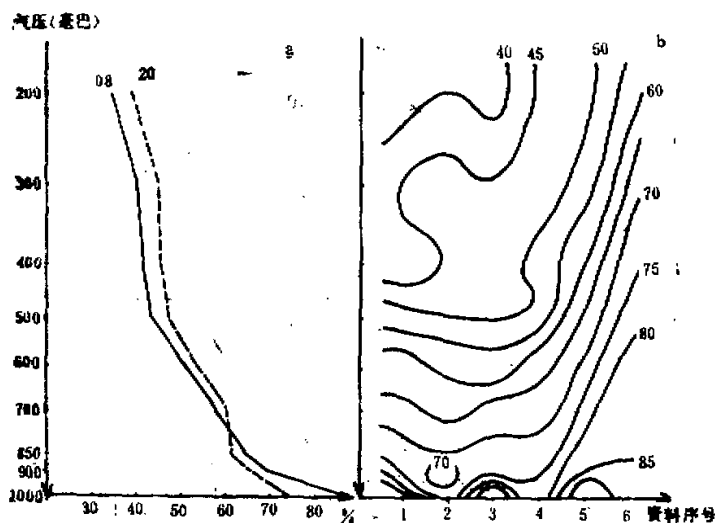


图 2 北京平均相对湿度图

- (a) 北京七、八月份月平均相对湿度的多年平均高度分布图,
 (b) 45 例暴雨的平均相对湿度时间剖面图(单位: %)

于多年气候值(在 70% 以上),但增加缓慢,高层相对湿度很小,而在这个时次以后各层相对湿度却均迅速增大,从相对湿度等值线分布和梯度看,高层的增长率比低层还大。这幅图和表 1 中 $\sum_{i=1}^7 (T - T_d)_i$ 量的变化都说明随水汽快增现象出现,气柱的饱和程度也迅速增高,特别是高层相对湿度增大明显,暴雨时的各层温度露点差之和只有 20.6 度,比两天前的 48.1 度减小一半以上。

以上都说明暴雨前水汽增长规律是先缓增后速增,先低层后高层。从前一天 08 时出现水汽增量明显加大现象起,约 24 小时后发生暴雨,这时可降水量远高于气候值(42 毫米)。在此快增时段内,其 12 小时增量可比 850 毫巴增量 5—6 倍,这不仅因低层绝对增量大,还和暴雨临近时段高层增加幅度大有密切关系。这表明暴雨不但要求低层水汽多,也要求高层异常潮湿。说明除 850 毫巴外,高层异常潮湿对暴雨的形成也是很重要的,没有水汽垂直输送、高层迅速变湿,是不会发生暴雨的。因此我们选取预报因子应使之既能反映低层又能反映高层的水汽含量。最大可降水量和各层温度露点差之和就是具有这种性质的因子,它们既能反映上述暴雨过程的特性,又能鲜明地表现出缓增变快增的现象。只用 850 毫巴一层水汽参数却难以全面反映这种特点。

计算各站最大可降水量和各层温度露点差之和两个参数得图 3,发现暴雨区位于大于 50 毫米可降水量高值舌尖并快速增加的地方,该处各层温度露点差之和也最小,看出产生暴雨处不但低层、高层水汽含量都高,而且各层饱和程度也相对地高。此外,该处可降水量等值线梯度也较大,08 时 30 毫米可降水量等值线还在兰州以西,20 时它就已经

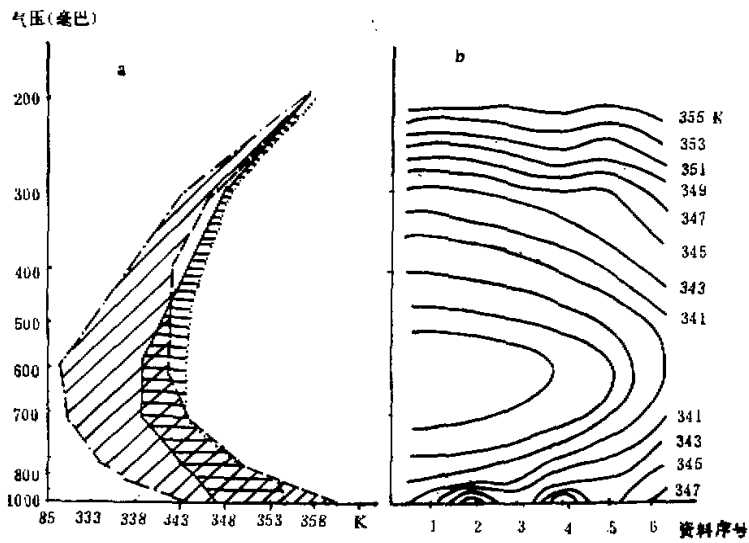


图 4 a. 北京月平均 $\bar{\theta}_{se}$ 及暴雨时 θ_{se} 垂直廓线图,
b. 北京 45 个暴雨例平均 θ_{se} 的时间剖面
* 图斜影区表示气候平均饱和差, 平影区表示暴雨时的饱和差

况下均是 600 毫巴 $\bar{\theta}_{se}$ 最小, 并且在该高度以下均是 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0$, 其 850 毫巴 $\bar{\theta}_{se}$ 与 600 毫巴 $\bar{\theta}_{se}$ 的差(以下用 $\Delta_p \theta_{se}$ 表之)多年平均 08 时是 3.8 度, 20 时是 3.5 度, 暴雨日及其以前几次探测都高于此气候值(见表 2), 说明 $\Delta_p \theta_{se}$ 大于零在夏季是常见层结, 但大部分没有暴雨, 对暴雨有利的层结也不能用 $\Delta_p \theta_{se}$ 大小唯一地表示。

表 2 北京站温湿参数演变表 (序号意义见表 1)

项 目	资料序号及参数值						多年气候平均值	
	1	2	3	4	5	6	08 时	20 时
加热量(卡/厘米 ² ·日)	491	452	289	676	509	743		
K 指数(度)	28.2	28.9	29.3	30.3	33.3	35.1	31.8	27.7
$\Delta_p \theta_{se}(850-600)$ (度)	3.9	4.6	4.6	5.2	6.3	4.1	3.8	3.5
总指数(度)	41.3	42.5	41.8	42.2	43.3	43.4	41.7	41.5

2. 持续增温增湿是重要过程

由图 4a 可见, 暴雨时的 $\bar{\theta}_{se}$ 值从地面到高空均高于月平均值, 且暴雨时的饱和差较小, 说明暴雨日确是整层异常潮湿的, 但两种 θ_{se} 差在 600 毫巴以下最大。

从图 4b 等值线的走向看出这种差别是通过 θ_{se} 由下而上逐次先后增加而形成的, 但从资料 1 到 5, 600 毫巴层 $\bar{\theta}_{se}$ 增长速率不如低层大, 所以此间 $\Delta_p \theta_{se}$ 逐次加大(参看表

2),而从资料4到6,由于600毫巴 θ_{se} 亦迅速增大(24小时增加4.7°K), $\Delta_p\theta_{se}$ 反略减小。这时 $\Delta_p\theta_{se}$ 不是最大,但却有65%暴雨发生在这个时次前后^[12]。从这看出, $\Delta_p\theta_{se}$ 的增大和低层的持续增温增湿过程有关,并非主要由中低层冷空气活动造成。当600毫巴 θ_{se} 尚未到达335°K以前,尽管 $\Delta_p\theta_{se}$ 已经很大但并未发生暴雨,而暴雨却发生在600毫巴 θ_{se} 又迅速升高以后。所以,发生暴雨时的主要层结特征是中层已迅速增温增湿、不稳定度量值不大。

从表2给出的平均加热^[13]、 K 指数、总指数看出, $\Delta_p\theta_{se}$ 增大过程和低层加热以及这些参数的增大过程相一致,这也证明暴雨前层结的变化主要取决于自下而上的增温增湿过程。600毫巴 θ_{se} 迅速增高的现象表示低层的增温增湿和向上输送已达一定强度,这时,近地面的小暖湿气层如能超过600毫巴及其以下气层最大饱和 θ_{se} 值,就会在抬升后形成自动对流^[12],由此可见有无持续增温增湿过程和600毫巴 θ_{se} 是否已达335°K是不稳定层结能否发生真正不稳定运动的重要前兆。

3. 冷空气迫近触发作用

许多研究已经指出^[14,15],冷空气活动是造成降水的重要因素,一般都知道冷空气一到就下雨。我们通过对暴雨过程的诊断分析,注意到产生暴雨时的不稳定能释放并不是由于冷空气入侵加大不稳定造成的,而是通过冷空气靠近前述高温高湿的前沿造成的。因此,暴雨发生时的 $\Delta\theta_{se}$ 并不最强,从等压面上的分布看,暴雨区总是在 θ_{se} 密集带前缘、 $\Delta_p\theta_{se}=0$ 线附近的弱不稳定区里^[14,15,16,17]。在冷空气靠近过程中, θ_{se} 线突然加密,局地发生力管环流,这就获得了一种触发不稳定能释放的动力条件,而这种动力条件是由一定的温湿对比、由热力场自身转化而来的。因此,真正不稳定的发生除前述持续增温增湿过程外,还要有上述冷空气活动的激发过程。

4. 不稳定能释放的先兆和判据

根据以上分析,有利于暴雨发生的层结不在于 $\Delta_p\theta_{se}$ 值是否大,而是要有相当强度的持续增温增湿过程以及小股冷空气的入侵,而能很快发生不稳定能释放的主要前兆是在 $\Delta_p\theta_{se}>0$ 区中600毫巴出现迅速增温增湿现象。所以预报时要从这几个方面来考虑是否会发生不稳定能释放问题:当700毫巴天气图上出现尺度不大的 $T\geq 8^\circ\text{C}$ 、 $T-T_d\leq 3^\circ\text{C}$ ^[1]区时,就意味着自下而上的增温增湿过程已达一定强度,这时就要估计到有可能发生不稳定能释放,而着重去注意冷空气活动一面,同时还要注意900毫巴以下最大 θ_{se} 和600—900毫巴层内最大饱和 θ_{se} 的对比^[18],当前者超过后者并有冷空气靠近时则会突然发生不稳定能释放。

三、暴雨的动力因子问题

在前述可降水量大值区中,有可能发生暴雨的区域很小,除前述层结和水汽饱和度条

1) 据700mb θ_{se} 查算表,当 $T\geq 8^\circ\text{C}$ 、 $T-T_d\leq 3^\circ\text{C}$ 时, $\theta_{se}\geq 335^\circ\text{K}$ 。

件外,更重要的在于要同时具有适宜的动力条件。

70年代以来,北京大学地球物理系和吉林省气象局^[19,1]、中央气象研究院^[20]、大气物理所以及有些省市气象部门都编制了电子计算机程序,对暴雨进行了诊断分析,得到了不少暴雨动力因子,这对了解和认识它们在暴雨发生发展过程中的作用是十分重要的,也使应用它们做预报和探讨哪些是主要因子有了可能。从预报角度考虑,究竟哪个动力因子最为重要,看法不一,但都认为若能集中找出一两个主要动力因子,则会使预报好做些。我们认为,以涡度和层次深厚的强上升运动两个量为预报暴雨的基本动力因子比较合适,主要理由是:

(1) 在大尺度运动中涡度守恒性好;

(2) 一般暴雨总是和气旋性涡度系统相联系,并且暴雨常常是发生在低层有正旋辐合上升,高层有负旋辐散运动的地方,而不是一有微弱上升运动就会发生暴雨;

(3) 涡度平流和涡度是相关的,在系统发展时强正涡度平流主要在高空,它在低层并不强;

(4) 由散度积分求得的上升运动已经包含了散度。

用涡度和强上升运动两个量基本可以描写与暴雨发生关系密切的带急流的风场,所以它们既可以反映暴雨基本动力特性,又可以兼顾其他派生量,用它们做主要因子不会挂一漏万。

上升运动加强才有暴雨的例子很多,孙淑清^[21]、曹钢锋^[2]、朱良富等^[3]所分析的实例都曾指出这一事实。这里只给出一过程资料,以示一般。1977年7月26—27日^[4]由于东移西风槽和北上低涡两个系统共同影响,在华北到辽南一带出现一场特大暴雨,这次暴雨区长约1200公里,宽约150公里,暴雨区中日雨量大于200毫米的站不只一个,强中心在唐山柏各庄(24小时雨量为279毫米)。图5a是这次特大暴雨前后系统中垂直运动的变化图,由图可见25日08时系统临近,整个对流层全部转为上升,并速度大大加强(强上升中心在400毫巴,强度为 $-10.1 \times 10^{-3} \text{mb/s}$),此后才出现暴雨。图5b是用 ω 方程计算的各项物理量造成的上升运动分量图^[19],对比图a、b可以看出,当系统临近,由涡度平流造成的上升运动仅在上升加强的初期占比较大,待到暴雨发生前后,相对增强并起主要作用的是温度平流和潜热释放所造成的上升运动,尤其潜热释放导致的上升运动加强极大。由此不难看出,暴雨所以和深厚的强上升运动对应,不仅由于系统的临近和叠加,还和暖湿空气的平流以及相变过程有关。这种有相变参与的过程属于中小尺度过程,它的时空尺度都比较小,一般在做预报时它尚未产生,因此那时应从大尺度运动角度,着重抓上升运动有可能增强的前兆,以争取尽可能提前预报。一般当天气图上出现以下几种情况时,未来24小时上升运动会加强:

- 1) 吉林省气象科学研究所、北大气象专业:“7701”动力学分析方案,吉林省气象科学研究所科研报告,1,1978。
- 2) 曹钢锋、宋锦乾、徐萃昌、张鸿雁,一次黄河气旋强烈发展的天气动力学分析,北京大学地球物理系,暴雨分析预报进修班科研成果汇编,16—14、15,1978。
- 3) 朱良富、王玉美、丁大胜、刘尚斌,登陆台风影响淮河气旋暴雨的过程,同前汇编,15—6。
- 4) 张廷治、杨扬,77.7.冀辽特大暴雨分析,暴雨分析预报进修班科研成果汇编,17—1,北京大学地球物理系,1978。

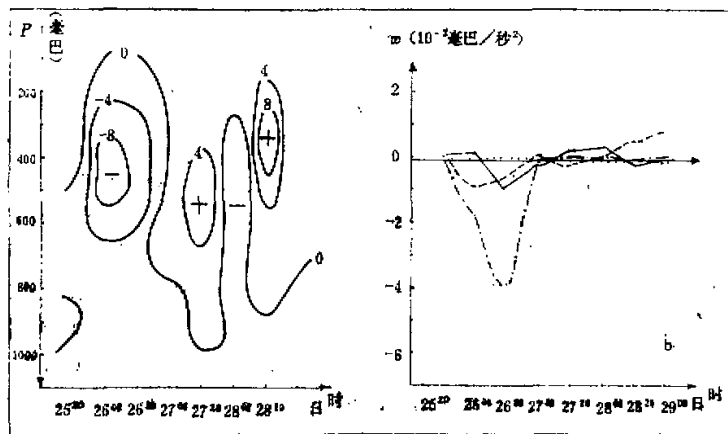


图5 1977年7月26日华北特大暴雨过程的上升运动时间剖面图

a. 用散度垂直积分计算的垂直运动(单位: 10^{-3} mb/s), b. 用 ω 方程计算的600mb上垂直运动。点线: 地形影响的 ω_1 , 实线: 温度平流造成的 ω_2 , 虚线: 涡度平流影响的 ω_3 , 点划线: 潜热造成的 ω_4 。

(1) 低层是低槽或正的切变涡度系统^[18], 中层有槽或短波槽临近, 而高层有反气旋的辐散分流与之对应, 这就会使涡度平流自下而上增大, 上升运动持续加强, 从而导致暴雨。

(2) 高空急流右侧气流辐散区和低空急流左前方辐合上升区重叠时, 有可能造成强上升运动^[22]。造成高层辐散分流的情况有三种: 一种是位于高层反气旋东北角分流区^[11](如1977.8.5例); 一种是俞樟孝、斯公望^[23]等所指出的准东西向高空急流的右后方; 再一种就是处于斜压发展中的西风槽系统西南风高空急流反气旋弯曲的右后侧^[24]。

(3) 在未来可能出现两种天气尺度系统叠加^[24](或天气尺度与次天气尺度系统叠加)的地点, 如北槽南涡¹⁾, 台风与西风槽迎合^[25], 南支槽和北支槽共同作用的华南暴雨^[26], 三台点暴雨^[27]等。

(4) 中低层高东西低, 东部高值系统在稳定增强, 西部低槽东移, 于是在副高西北侧切变涡度加大时辐合上升加强^[11, 28]。

在以上几种情况下, 不仅上升运动将加强, 正的涡度也会加强, 这也看出所选两个主要动力因子是有普遍意义的。这样估计上升运动何时何地可能加强, 好处是可有预见性, 缺点是不定量, 最好将天气系统和实时诊断的强上升运动区结合起来, 将上升运动区随系统移动外推, 并根据系统是否有上述几种配置特点, 来预计上升运动是否可能加强。如果是用数值预报的上升运动来做预报, 则要注意它只是大尺度上升运动, 量级较小, 特别要注意需有正涡度和水汽条件配合, 否则不会有暴雨。

1) 张廷治、吴达三、卜瑞芳、聂辉辉, 北槽南涡类气旋大暴雨的综合分析和预报, 辽宁省气象科学研究所, 1981。

2) 隋一强, 副高北侧的中尺度云团, 北方暴雨研究学术会议文件, 1981。

四、综合分析

计算 45 例的平均高度距平、温度距平以及各次平均风, 并对比分析它们的时间变化(图略), 看出在暴雨发生前几天主要特征是正的高度和温度距平, 并且中上层平均南风有逐次加大现象。700—400 毫巴高度距平峰出现在暴雨发生前一天的 08 时, 在该次观测以前只低层有平均大于 2m/s 的南风, 在该时以后 1500—8000 米的平均南风逐次增加(见表 3), 水汽也是在这以后才显著增加的, 但距平和风的最大变幅都发生在暴雨这一天。这天对流层中上层的西风和南风都比以前大, 低层的东风加厚、风速变大, 低层风的垂直切变也达最大(见表 3)。其高度距平, 低层由正距平减到负距平, 高层正距平增大; 温度距平也是低层降到负距平, 高层达极大。这反映中上层南风加大是和高压出现后暖湿空气活动旺盛有关, 所以各层增湿现象也是在这一天 08 时以后才变得明显。暴雨日高度和温度

表 3 风的垂直切变及平均南风的对比表

序号	观测时间 (地方时)		风的平均垂直切变分层和强度(10^{-3} 秒 $^{-1}$)						1500— 8000 米 间平均 南风 (米/秒)
			900 米以 下 300 米 间平均 切变	1000— 900 米 间切变	1500— 1000 米 间的切变	900 米— 地面间 的切变	中层 1 公 里厚平 均切变 (2—5 公里)	高层 1 公 里厚的平 均切变 (6—9 公里)	
1	前两天	08	11.3	4.9	4.9	6.1	6.1	5.3	2.0
2		20	11.0	4.7	5.3	5.5	5.7	5.5	0.3
3	前一天	08	10.2	4.5	5.1	4.7	5.7	5.4	1.3
4		20	10.6	4.2	4.6	3.4	5.7	5.0	2.1
5	暴雨日	08	11.5	5.8	5.1	6.2	4.6	5.5	4.0
6		20	13.8	7.2	5.7	7.6	4.7	4.4	3.8

距平的高低层变化相反, 说明低层辐合上升、高层凝结反馈是同时发生的, 低层的等压面降低、质量流入和高层的等压面抬高、质量流出是有关联的, 而在这强辐合上升过程中, 测站的风表现为低层风向急转、风速加大, 并且低层风的垂直切变也加大。从这不难看出, 充沛水汽遇强烈的辐合上升是暴雨形成的重要条件, 辐合上升一旦加强, 暴雨就同时发生。这一重要的动力条件的出现比对流层中下层高度、温度正距平和低层高湿现象出现得晚, 比中下层高度距平脊的出现也晚, 因此, 低层高湿正距平以及高度距平脊的出现, 对暴雨预报有先兆意义, 有了这些先兆以后, 能否真正发生暴雨还决定于在高压出现后是否有强辐合上升, 所以我们应在不同时段测重注意不同因子。

从 850 毫巴等压面图看, 暴雨经常发生在副高后部气流辐合区, 这和前面的综合分析结果是一致的。结合环流形势注意物理量的量变对预报是有益的。

五、几点结论

本文对造成暴雨的几个重要因子做了仔细分析, 给出如何从量变中寻求可能突发暴

雨的时机,主要结果有:

(1) 暴雨的发生不但要求低层水汽充沛,还要求高层水汽含量高。在它发生前,水汽的增长规律是先缓增后快增、先低层后高层。用最大可降水量和各层温度露点差之和和两个参数做暴雨预报的水汽因子,可很好反映这种水汽增长规律,并能一并表示高层水汽含量要多的特点。

(2) 先兆出现后,应注意从量变中发现可能导致不稳定能量释放的时机和条件。对此问题,我们用实际数据分析指出,主要不在于 $\Delta_p \theta_{se}$ 是否大,而在于暖湿空气活动是否已使气柱温湿增长自下而上达到一定强度,文中以 600 毫巴达 335°K 或 700 毫巴出现尺度不大的 $T \geq 8^\circ\text{C}$ 、 $T - T_d \leq 3^\circ\text{C}$ 区做为这种强度的标志。当增温增湿达到这种强度,并有冷空气迫近,且近地层最大 θ_{se} 超过 600—900 毫巴最大饱和 θ_{se} 时,就会发生不稳定能释放。其实质可能是在一定对比中热力场自身发生了动力性因素(出现了浮力,力管环流加强),而不在于冷空气覆盖所造成的 $\Delta_p \theta_{se}$ 增大。

(3) 涡度和层次深厚的强辐合上升运动是上述背景场中能够导致暴雨的关键动力条件。文中提出四种天气图特征,据此,预报员可提前估计上升运动的加强。其实质在于:当大尺度系统强烈发展以及发生不同系统叠加或高低层有利系统叠加时,辐合上升的层次会变厚,强度会加强,从而有利于暖湿空气持续上升,发展成较强的暴雨系统。

(4) 在上述热力和动力条件齐备时暴雨发生。从现象上看,暴雨的发生很突然,实际它是有其酝酿或量变过程的,只是单用形势预报方法不易察觉其变化而已。环流形势和物理量的结合,可使先兆出现后各重要物理量的量变变得明显,又可使人们能预见关键动力条件的出现。在现阶段暴雨落区预报中要注意两者的结合,同时亦要注意使用其他一切可用的短时探测资料。

致谢:本文承陶诗言先生指导并多次审改,工作过程中丁一汇同志亦给予不少帮助,特一并衷心致谢。

参 考 文 献

- [1] 758 暴雨研究会战领导小组, 1975 年 8 月河南特大暴雨研究报告, 141, 1977 年 3 月。
- [2] 陶诗言等著, 中国之暴雨, 210, 科学出版社, 1980。
- [3] 王两铭、罗会邦, 暴雨落区预报的探讨, 暴雨文集, 208, 吉林人民出版社, 1978。
- [4] 雷雨顺、吴正华, 能量天气学方法在暴雨分析和预报中的应用, 暴雨文集, 162, 吉林人民出版社, 1978。
- [5] 马鹤年, 次天气尺度 α 系统和暴雨落区, 暴雨文集, 171, 吉林人民出版社, 1978。
- [6] 华东地区台风暴雨科研协作组, 华东区台风暴雨落区预报方法的探讨, 暴雨文集, 204, 吉林人民出版社, 1978。
- [7] 张锦福、王作述, 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究, 93, 科学出版社, 1963。
- [8] 华南前汛期暴雨会战组, 华南前汛期暴雨落区预报的初步探讨, 华南前汛期暴雨文集, 气象出版社, 1981。
- [9] 章淹等, 暴雨预报的一种工具——“综合风雨图”简介, 气象, 5, 1978。
- [10] 游景炎, 副高北侧暖区强暴雨分析, 北方天气文集(1), 27, 北京大学出版社, 1981。
- [11] 田生春, 夏季华北地区副高西北缘对流暴雨过程分析, 北方天气文集(2), 13, 北京大学出版社, 1982。
- [12] 田生春、杜长董, 北京地区暴雨时各层温湿风的统计特征, 大气科学, Vol. 7, No. 1, 68, 1983。
- [13] 田生春、曾昭美, 夏季华北地区高空槽前有无暴雨的对比分析, 大气科学, Vol. 6, No. 2, 1982。
- [14] 李吉顺、李鸿洲, 行星边界层冷空气与华南前汛期暴雨的关系, 华南前汛期暴雨文集, 42, 气象出版社, 1981。
- [15] 谢义炳、张锡, 暴雨分析工作中的基本观点和一些看法, 暴雨文集, 22, 吉林人民出版社, 1978。
- [16] 吴正华、白玉荣, 强雹暴和暴雨的 α 形能量补充对比分析, 北方天气文集(3), 51, 北京大学出版社, 1982。
- [17] 陶祖钰、孟广礼、成秋影、陆光明, 暴雨预报中能量形势的天气学意义, 北方天气文集(3), 42, 北京大学出版社, 1982。
- [18] 田生春、陈怀义、杜长董, 华南前汛期暖区对流暴雨的特点和产生条件, 华南前汛期暴雨文集, 179, 气象出版社,

- 1981.
- [19] 丁士晨, 动力分析在北方暴雨分析预报中的应用, 北方天气文集(4), 北京大学出版社, 1983.
 - [20] 廖清贤、王雨铭、王超、张光智、张建春, 一个直接用观测资料计算大范围散度、涡度和垂直速度的方案, 气象学报, Vol. 38, No. 4, 309-319, 1980.
 - [21] 孙淑清等, 长江中游低涡的发展及其与暴雨的关系, 长江流域暴雨文集, 129, 气象出版社, 1982.
 - [22] 陶诗言等著, 中国之暴雨, 43, 科学出版社, 1980.
 - [23] 俞樟孝、斯公望等, 一次高空急流中心引起梅雨锋暴雨分析, 杭州大学学报, 1981.
 - [24] 陶诗言、丁一汇、周晓平, 暴雨和强对流天气的研究, 大气科学 Vol. 3, No. 3, 1979.
 - [25] 李玉兰, 利用卫星云图分析台风暴雨, 台风会议文集, 1980.
 - [26] 陶诗言等著, 中国之暴雨, 39, 科学出版社, 1980.
 - [27] 同[26], 38, 101, 科学出版社, 1980.

A FURTHER STUDY ON THE FORECASTING FOR THE REGIONS OF OCCURRENCE OF HEAVY RAINS

Tien Shengchun Du Changxuan

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

The forecasting technique for the region of occurrence of heavy rains has been widely used in our country. However, it still is very important to capture the essential factors in order to improve the forecasting accuracy.

In this paper, based on the 6 sounding data and diagnostic results obtained from 45 cases of Beijing rainfalls with great intensity, the variations of some factors prior to rainfalls and the conditions of the rainfall occurrence, as well as rainfall itself are analysed in order to understand which factor or process may be more important and to provide some useful references in improving forecasting.