

高压“东阻”对特大暴雨形成的作用*

章 淹

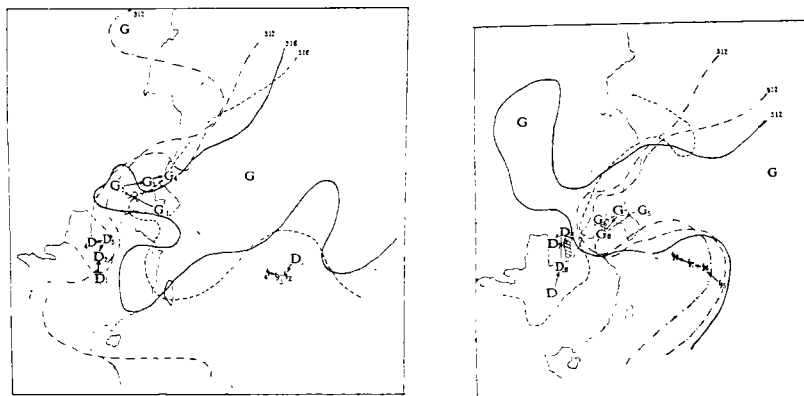
(北京气象学院)

1963 年 8 月在华北、1975 年 8 月在华中、1977 年 8 月在毛乌素沙漠出现的特大暴雨是我国中纬度地区近 40 年来最严重的三场特大暴雨。国内对它们进行过较细致的个例研究。过去,我们曾提出:在适当的地形条件下,“西低东阻”对西风带有些类型大暴雨的形成具有重要作用^[1]。本文则进一步讨论在这三场特大暴雨中,高压在低值降水系统的东部形成阻挡形势时,对特大暴雨的作用。

1. 三场特大暴雨的“东阻”特征与主要降水情况

1) 1963 年 8 月 2—10 日(简称 63-8)在华北西南部太行山东麓的一个狭长地带内,出现了一场连续性的特大暴雨。暴雨区的东部,在西北太平洋副热带高压的西北侧,有一个比较稳定的高压脊隆起并维持了 9 天(图 1 a, b)。这通常是极少见的。在这种东阻形势下,这场暴雨的主要影响系统——低涡,在我国西南地区形成后,未按一般的常规路径,沿江淮一带自西向东移行入海。而是东移至华中地区后即转向北偏东方向移动。并且,北移至河北省境内后,又未按常规,在较强的西风气流引导下,迅速地东移出海,反而在当地停滞徘徊,其中,8 月 3-4 日与 7-8 日间还转向向偏西方倒退(见图 1)。这在西风带的低压中也是少见而异常的。低压倒退时出现的日降水量是本次过程中最大的两个峰值。在这种东阻形势长时间的维持下,第一个低涡北上倒退之后,接踵而来的低涡又在阻高西侧,移行至前一地区并西退。加之该地太行山东麓的抬升作用,降水在迎风坡上不断地出现并形成三个暴雨中心,致使该地 3-7 天的累积降水量大为增加(图 2),出现了我国连续 7 天降水量的最高纪录,酿成严重的洪涝灾害与巨大的经济损失。

表 1 给出了这次过程中暴雨中心的降水量及其在历史纪录中的位次等。



a 1963 年 8 月 1 日—4 日 00 时(世界时,下同) b 1963 年 8 月 5 日—8 日 00 时
图 1 63-8 暴雨过程中 700hPa 等压面图上东阻高压西缘及低压中心的逐日变化
(图中线条两端数字表示该日的 312 等值线; D, G 和台风处的数字是日期; 阴影区是 8 月 1 日—10 日 $\geq 400\text{mm}$ 的降水区)

*本文于 1988 年 6 月 3 日收到, 1989 年 12 月 12 日收到最后修改稿。

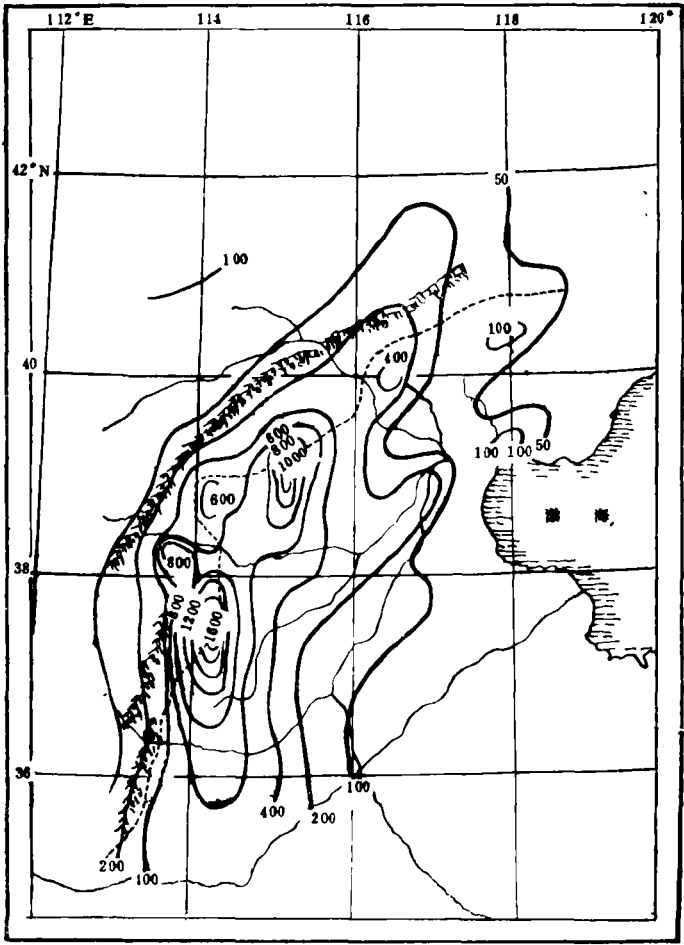


图 2 1963 年 8 月 1-10 日华北特大暴雨的总降水量分布图^[2]
(西部为太行山脉, ····· 为 200 m 地形等高线)

表 1 63-8华北特大暴雨的暴雨中心降水量

地 点	历 时	24小时	3 天	7 天
南暴雨中心漳县	降水量(mm)	950	1560	2051
	出现日期	8 月 4 日	8 月 4 日—7 日	8 月 2—8 日
	纪录位次	国内大陆上 24 小时降水次高纪录	国内大陆上 3 天降水次高纪录	我国 7 天降水最高纪录
	面平均雨深 mm/1000 km ²	641	1139	1573
北暴雨中心司屯或七峪	降水量(mm)	726(司屯)	1130(司屯)	1329(七峪)
	出现日期	8 月 7 日	8 月 4—7 日	8 月 2—8 日

2) 1975 年 8 月 5-7 日(简称 75-8), 在我国中部河南省伏牛山迎风坡的板桥与石漫滩水库附近, 出现了一场历史上罕见的特大暴雨^[3]。这次暴雨发生在 1975 年第 3 号台风登陆北上, 深入大陆腹地转为低气压并又遇上阻塞形势的情况下(见图 3)。暴雨始自 8 月 5 日东阻形势开始形成和低压中心

初到伏牛山东侧的时候。至 8 月 6-7 日, 低压中心位置少动并略向西退, 这时三天总降水量(图 4)大增并出现了本次过程中日降水量的最大值。表 2 给出了 75-8 过程中暴雨中心的降水量及其在历史纪录上的位次等。

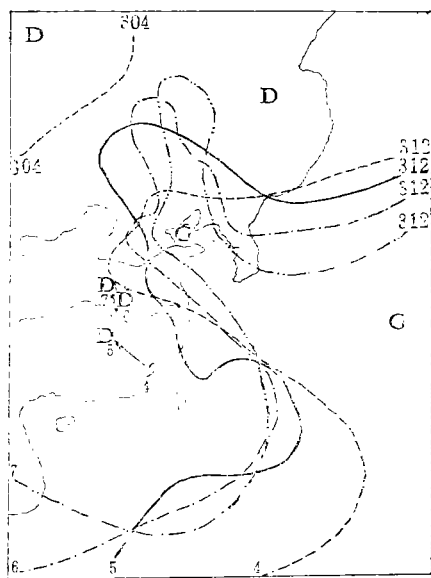


图 3 1975 年 8 月 4-7 日 00 时 700hPa 等压面上
东阻高压西缘及低压中心的逐日变化
(阴影区是 5-7 日 $\geq 400\text{mm}$ 雨区, 其它说明同图 1)

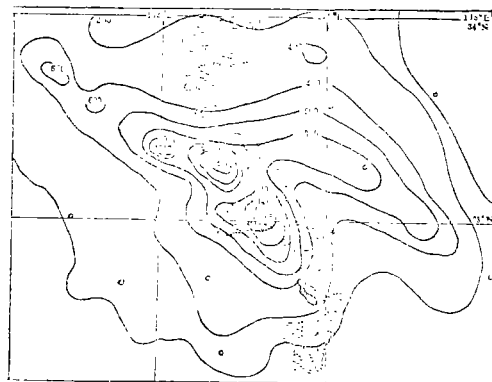


图 4 1975 年 8 月 5-7 日河南特大暴雨
的总降水量分布图^[2]
(西部为伏牛山脉, 为 100m 地形等高线)

表 2 75-8 河南特大暴雨的暴雨中心降水量

降 水 量 (mm) 项 目	历 时	24 小时	48 小时	3 天
河南林庄(33°03'N, 113°39'E)		1060	1279	1605
出现日期		8 月 7 日	8 月 7-8 日	8 月 5-7 日
纪录位次		国内大陆上最高纪录	国内大陆上次高纪录	国内大陆上最高纪录
面平均雨深 mm/1000km ²		716	—	1262

3) 1977 年 8 月 1-2 日(简称 77-8), 在我国北部内蒙古与陕西接壤的毛乌素沙漠(37°37'—39°21'N 107°20'—110°30'E)地区也出现了一场罕见的特大暴雨^[4], 当地的鸟雀多被雨水打死, 并酿成严重的洪泛与经济损失。由于沙漠地区测站稀疏, 为弄清这次暴雨出现的实际情况, 气象与水文部门曾先后 5 次组队进行了实地调查, 证实在这场暴雨中, 降水量达 500mm 以上的雨区范围约为 900km², 其中大于 1000mm 的降水有 4 处, 据较可靠的推算, 暴雨中心木多才当(38°53'N, 109°30'E)的降水量达 1400 mm/10 h^[5], 为我国沙漠暴雨中的极值。同时, 据贺勤(1987)^[5]等的初步调查, 它也是现今世界沙漠降水纪录中的最高值²⁾。

1) 据调查, 该暴雨区中另一中心哈图才登(38°55'N, 109°24'E)的最大降水量达 1850mm/d, 考虑其可靠性不够, 未予确认。

2) 贺勤, 毛乌素沙漠——世界沙漠暴雨中心之一, 内蒙气象, No.3, 1987。

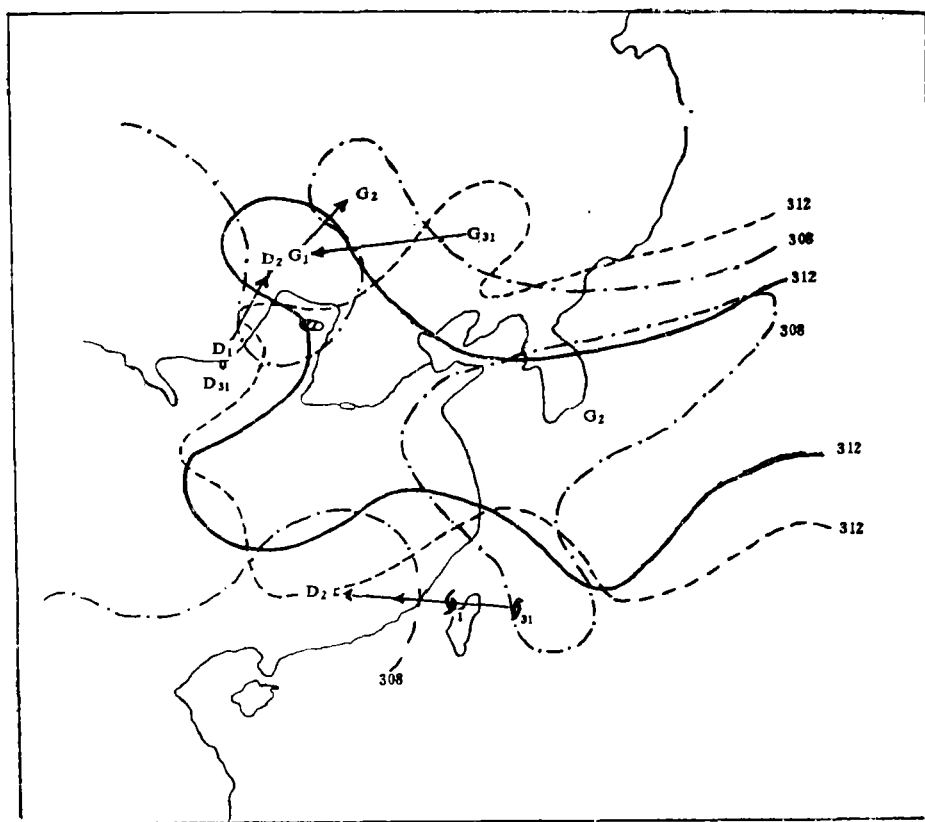


图 5 1977年7月31日—8月2日00时700 hPa等压面上东
阻高压西缘及低压中心的逐日变化

(虚线为7月31日, 实线为8月1日, 点划线为8月2日, 阴
影区是8月1—2日 ≥ 500 mm的降水区, 其它说明同图1)

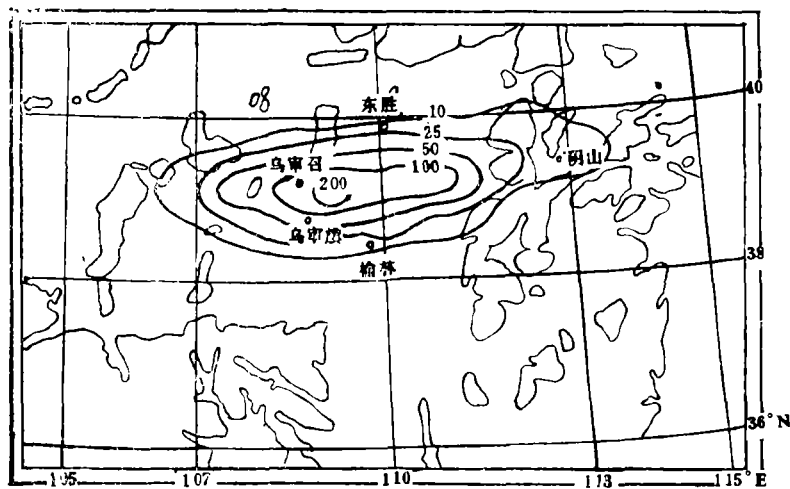


图 6 1977年8月1-2日毛乌素沙漠特大暴雨的总降水量分布图^[1]

这场暴雨过程中,暴雨区东部也出现了与以上两例相似的异常形势,即副热带高压北抬并与其北部的低压合并,强烈地向西北方伸出(图5)阻挡着其西侧倒槽及槽内低压的东移。在这种情况下,“东阻”的高压甚至对沙漠地区的暴雨也起了与前两例相似的显著增强效应。图6是这次过程的总降水量分布图。

表 3 我国干旱与半干旱地区特大暴雨出现的时、量特征¹⁾

地 点			出现日期 年 月 日			降水历时 (h)	雨量(mm)
内蒙	商都	张家房子	1959	7	19	3—4	600
甘肃	古浪	土门	1966	8	13	~6	228
陕西	神木	杨家坪	1971	7	25	12	409
山西	太原	顺道	1971	7	31	6	567
河北	康保	白脑包	1972	6	25	2.5	550
河北	阳原	段家沟	1973	6	28	3.0	600
山西	凡峙	白坡头	1973	8	12	6	518
内蒙	和林	二边洼	1974	7	5	8	520
内蒙	锡林浩特		1974	7	22	3	350
辽宁	喀喇沁旗	福顺沟	1975	6	3	2.5	600
青海	大通	小叶坝	1976	6	19	0.5	240
甘肃	岩昌	化马	1976	7	25	6	330
陕西	安基	王庄	1977	7	5	—	400
青海	互助	西合子	1977	8	1	1.5	200
陕西	安塞	大石槽	1981	6	20	1	267

这场暴雨历时 18 h(1 日 14 时至 2 日 08 时),与前两例比较,时间要短得多。但相对于干旱及沙漠地区的强降雨来说,降水历时是比较长的。表 3 给出了我国沙漠及干旱与半干旱地区,近 30 年来 15 次特大暴雨的降水量及其出现时间。

由表可见,我国干旱与半干旱地区的特大暴雨绝大多数降水时间,不超过 6 h,而 77-8 毛乌素沙漠的这场暴雨,不仅在降水量上是特大的,而且在降水时间上,也是特长而罕见的。并且,在 1959-1987 年的 29 年纪录中,毛乌素沙漠共出现了 18 场 $\geq 100\text{mm}$ 的大暴雨,其中有 15 场均发生在此种高压东阻的情况下。也就是说,对于干旱地区来说,东阻作用对于特大暴雨的出现,相对更为重要。

2. 水分供给

除了上述作用外,西北太平洋上的东阻高压还持续地向暴雨区提供了大量水分。这从以下计算和大量个例的比较中可以看出:

1) 资料引自陈志愷(1983):我国的暴雨与洪水。

假设大气柱中的水汽全部凝结为雨滴并全部降落至地面, 则地面上的可降水量 P_r 可写为:

$$P_r = \int_0^z \rho_w dz \text{ 或 } P_r = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_s^*} q dp \quad (1)$$

式中 ρ_w 是水汽密度, q 是比湿, p_s 和 p_s^* 分别代表地面与 z 高度上的气压, 其他为常用量。在特大降水期间, 假定地面上的空气已达饱和, 据水面饱和空气的绝热膨胀方程(P.M.Saunders)^[9]

$$\int (c_p + r_w c) d(\ln T) + \frac{r_w L_s}{T} - R \ln p_s = \text{常数} \quad (2)$$

在给定初始地面气压 P_s 及露点 $T_{d,s}$ 时, (2)式可写为:

$$c_p \ln T_s + C \int_{T_{d,s}}^T r_w d \ln T_s - R \ln P_s + \frac{r_w L_s}{T_{d,s}} = \text{常数} \quad (3)$$

其中 c_p 为干空气的定压比热, C 为水汽的比热, r_w 是饱和混合比, R 是干空气的比气体常数, P_s 是干空气的部分压力, L_s 是水汽的凝结潜热。据此, 由地面气压与温度、露点, 可以算出特大暴雨期间, 大气某高层的饱和混合比, 并从而由(1)式计算其整层的含水量。

由此, 在上述三场暴雨中, 我们选取其中特强暴雨发生的前一天或当天暴雨中心及其上游附近, 最高湿度区 20 时(地方时)的纪录, 计算了下列各代表站自 1000—100 hPa 的 P_r 值。若我们将此 P_r 值考虑为当地的可能最大降水量(PMP), 由表 4 可见, 其数值远比实测的降水量要小。从这些代表站的湿度来看, 与通常情况比较, 湿度是比较高的, 但并不特别高, 为一般大-暴雨时常见的湿度^[8]。也就是说仅从当地水汽的瞬时含量上看, 还反映不出这三场异常暴雨的降水量为什么这样特别大。

表 4 三场特大暴雨过程中暴雨中心实测降水量与其附近之 PMP 推算值

特大暴雨名称	日期	地点及在雨区中的位置	地面露点(°C)	PMP(mm)	实测日降水量(mm)
63—8 华北	1963.8.7.20时	中心附近(保定)	24	81	726 (司伦)
		中心的东南方上游(济南)	23	75	
75—8 河南	1975.8.7.20时	中心附近(南阳)	24	81	1060 (林庄)
		中心的东南方上游(驻马店)	26	97	
77—8 毛乌素沙漠	1977.7.31.20时	中心附近	21—22*	45*	1400 (木多才当)
		中心的南南东上游	24.4	85	
	1977.8.1.20时	中心的南南东上游(榆林)	21	62	

* 地面高程接近 850 hPa 故 $T_{d,s}$ 及 PMP 值均较小。

事实上大气中的水汽不可能全部降落为地面上的雨量, 自地面至大气高层亦不可能均处于饱和状态。因此由计算 P_r 而得到的 PMP 值实际上只是一种假想的最大极限。然而, 即便如此, 表内所列的各 PMP 值仍远远小于该日实际降水量, 且相差很大(见表 4)。这表明若仅仅依靠当地空气中的含水量是不可能有这么大雨水降落的。而在西北太平洋副热带高压维持东阻的形式下, 高压西部的气流一方面是持续不断地将含有大量水汽的潮湿空气带入雨区; 另一方面, 由于副热带高压是一个深厚的系统, 其西南部的中、高层气流除水汽外, 还将大量含有已凝结为液态或固态水分的云系不断地从中、低纬海洋上吹来。这从卫星云图上可以清楚地看出, 如图 7。因此, 在中、高层水分的输送上, 它还具有低空急流所不具备的条件。在本文的这三例特大暴雨中就是如此, 其中, 高层的湿度就比一般暴雨过程要大^[9]。



图 7 1975年8月5日12时的极轨红外卫星云图(取自北京气象台)

此外,从大量雨例的计算中,我们发现:小一中雨 ($<25 \text{ mm/d}$) 出现时, 24 小时的实际降水量一般只有 P_r (或称 PMP) 值的 $1/4-1/3$ 左右,而在强大的暴雨发生时,情况相反。类似表 4 所示,强大暴雨中心的实际降水量往往远大于 P_r 值。并且,降水量越大时,实测雨量与 P_r 值的差距越大,甚至可达 P_r 的 10 余倍以上。这也是特大暴雨与中、小降水的一个区别。它表示对于特大暴雨来说,环境场的支持作用是必不可少的。而在较弱的短时降水中,情况则不同,没有这种条件亦能降小一中雨,也就是说它不是弱降水的必要条件。由此也不难理解,为什么在日常的降水预报中,若仅仅从当地的温度、湿度或总静力温度等来作预报而不考虑水汽输送或动能项,也会取得一定的准确率。因为在日常情况下,特大暴雨是稀遇的;预报所遇上的多是中、小雨。然而若一旦出现强大暴雨,就难以报准。严重的灾害性暴雨出现的次数虽少,影响却很大。为了警惕特大暴雨的发生,这是一个必需考虑的条件。

从水汽输送量(F)和水汽净输入量(F')的分析计算看,按下式:

$$F = \int_{P_s}^{P_t} V \cdot q dp \quad (4)$$

$$F' = \frac{-1}{Ag} \int_{P_s}^{P_t} V_n \cdot q dp dl \quad (5)$$

式中, A 为计算区的面积, V_n 为由计算区向外垂直于周边的风分量, L 为计算区的周长, 负号表示

表 5 1975年8月5—7日河南特大暴雨区的水汽输送量

水汽净通量 层次 (hPa)	时间 08 h 5 日	20 5	08 6	20 6	08 7	20 7
1000—940(0—500 m)	89.9	311.0	196.5	379.1	673.3	596.1
940—850(500—1500 m)	-79.1	45.4	155.0	172.1	292.9	789.0
850—700	-0.21	0.02	0.26	0.78	0.17	-0.03
700—500	0.93	0.91	1.13	1.14	1.66	0.81
500—300	1.05	0.88	0.22	0.22	0.24	-0.32
总 合	12.6	358.2	352.7	353.3	968.3	1385.7
计算区(75625 km ²) 12小时 面平均降水量	7.0	20.1	20.0	31.5	55.0	79.0
按降水历时加权的24小时面 平均降水量	36.4		101		88	
实测24小时面平均降水量	62		110		117	
计算雨量/实测雨量 %	50		92		75	

辐合。从一些特大暴雨/大暴雨的分析中,我们曾算得,降水区的面平均降水量一般与(4)或(5)式计算所得的结果比较相近。下面以75-8暴雨为例,给出河南特大暴雨中心附近(32—34.5°N, 112—115°E)水汽输送的净通量。见表5¹⁾。由表可见,考虑了水汽输送后所算出的面平均降水量,就远比PMP值更接近实况了。(虽然表中最后两行的数字并不完全相同,这可能是其他因素(如蒸发、纪录站点密度等)对降水量的影响。

3. 中小尺度降水系统不断地再生

过去不少工作指出,低空急流向暴雨区输送着大量的水汽、动能与热能^[11],在暴雨的形成中起着主

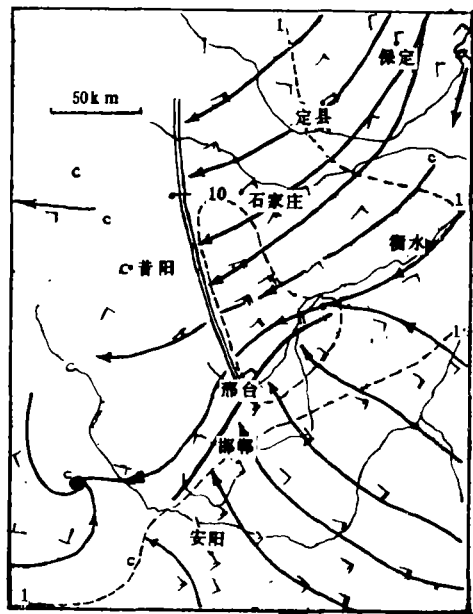


图 8a 1963年8月4日00时地面图
(--- 0—1时的降水量)

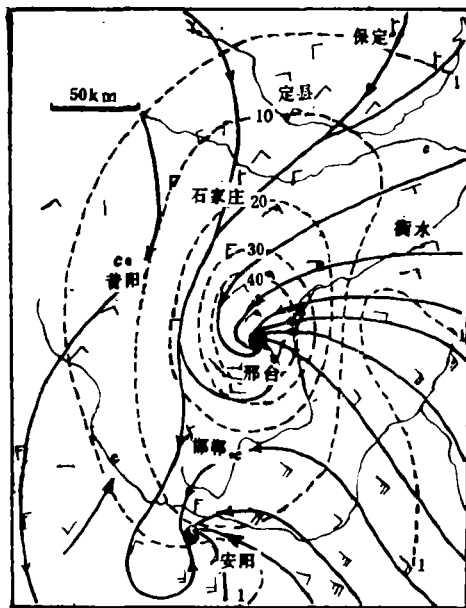


图 8b 1963年8月4日06时地面图
(--- 6—7时的降水量)

1) “75.8”河南特大暴雨两个例分析(1976)南京会战组的计算结果,引自陕西气象,1979年10月,1—60页。

要作用。据我们对长江流域暴雨的初步统计,约有 70—85% 的暴雨出现之前有低空急流存在^[11]。从本文的以上分析中亦可看出,当东阻高压与其西的低压靠近,其间的东-南气流增强时,这一气流也起着类似低空急流的一些作用。不仅如此,西低东阻间的气流还逐渐形成较深厚的气旋性曲率,这是低空急流附近,特别是低空急流右侧所没有的。我们用 y 轴沿低空急流方向的直角坐标,按下式

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{u}{R} \operatorname{tg} \varphi \quad (6)$$

式中 R 为地球半径, φ 为地理纬度。进行了计算,发现在此三例中,阻高后部至低压中心一带的涡度,一般较江淮梅雨期常见的低空急流附近之正涡度约大 $1/2$ 到 1 个量级^[9,10],而在低空急流右侧,通常多还是负涡度区。同时,在比西低东阻的气旋性流场中,散度(辐合)的数值也比较大。所以,在这一流场中,许多中小尺度的辐合线、辐合中心或暖式切变等降水系统不断地再生,并向有利的山地间移行汇拢^[11],集中于几个地方重复地降水,形成了特大暴雨。以 63-8 特大暴雨为例,如图 8,给出了其中的一些中尺度系统。包括有中尺度的切变线(图 8 b 左下角)及切变兼辐合线(图 8 a 单线),地形辐合线(图 8 a 双线)以及辐合中心(图 8 a, b, 黑点)等。

4. 综合物理图像

综上所述,这类暴雨的特点可概括为以下几点:

1. 赤道辐合带的位置较通常偏北或特大暴雨过程的前期有台风在我国附近出现。
2. 特大暴雨区的云系与热带系统(或赤道辐合带附近系统)的云系相连接。深厚的水汽或云涌不断地自低纬向北输送。
3. 通常长轴为东-西向的西北太平洋副热带高压脊,发生较大的形变:该高压脊的长轴在我国东鄂转为淮南-北方向,稳定少动并一度向北或向西伸展增强。有利于低纬丰沛而深的水汽向北输送并阻滞了西风带低值系统正常的东移,致使出现局部北移或向西倒退的现象。
4. 有利于汇合及上升运动增强和持续的地形条件与天气系统相配合,使中尺度强降水系统不断的

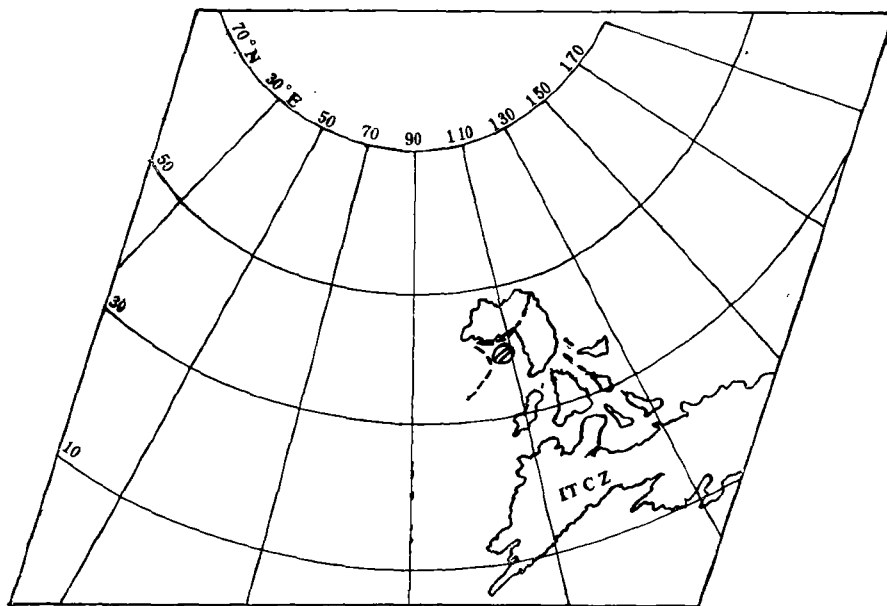


图 9 a 卫星云图及地形示意图
(曲线区为云, ---- 地形示意线, 阴影为雨区)

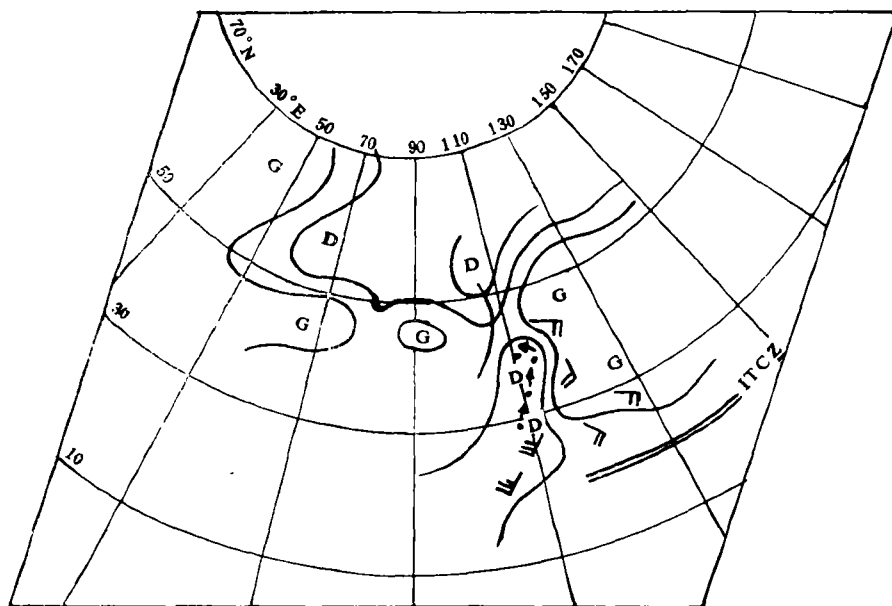


图 9 b 850 hPa 西低东阻型式分布图

再生并集中在较小的范围内多次重复出现。图 9 给出了这种演变过程的物理图像。其中图 9 a 为卫星云图及地形示意图；图 9 b 为西低东阻型式分布图。

5. 小 结

西北太平洋副热带高压强烈地向西或西北方向伸展，在低值降水系统的下游形成“东阻”形势时，不仅可以影响其西侧的降水系统在原地徘徊或改变低涡的移行路径，使其接连不断地移入同一暴雨区，致使降水落区重叠，形成很大的降水量。并且在低压倒退时，雨量更大。

“西低东阻”间的流场，除具有类似低空急流对暴雨所起的一些作用外，还具有低空急流附近一般不大存在的某些条件。当东阻高压与低压间的东-南(潮湿)气流增强时，西北太平洋副热带高压西侧的这一气流，不仅在低层，而且在相当深厚的气层(地面—500 hPa 以上)中，向暴雨区提供着大量的水分。这可能也是特大暴雨与一般较弱降雨的一个区别。

低值降水系统的移行受阻时，“东阻”高压后部的气流具有较强的气旋性曲率，这里的正涡度值较一般低空急流的左侧约大数倍以上或近一个量级，辐合亦远大于一般急流的右侧。因此，中小尺度的辐合线、辐合中心及暖式切变等降水系统不断地在这种流场中再生并使降水大为增加。

致谢 贺勤同志为本文提供了部分资料，她在内蒙预报上的丰富经验给本文以启示。白建强同志进行了资料、制图等工作。谨致谢忱。

参 考 文 献

- [1] 章淹, 近年来我国暴雨预报的进展, 气象, 1979, 11, 1-3。
- [2] 詹道江、邹进上, 可能最大暴雨与洪水, 174-226, 水电出版社, 1983。
- [3] 丁一汇等, 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨研究, 大气科学, 2, 276-289, 1978。
- [4] 蔡则怡等, “77·8”陕西、内蒙交界地区特大暴雨的分析, 暴雨文集, 138-146, 吉林人民出版社, 1978。
- [5] 贺勤, 倒“L”高压南侧的横切变与内蒙古中西部的暴雨, 气象, 13, 3, 39-43, 1987。
- [6] Saunders, P. M. The thermodynamics of saturated air: a contribution to the classical theory.

- Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **83**, 357, 342-350, 1957.
- [7] 陈创买等, 气象常用参数和物理量查算表, 236-243, 气象出版社, 1980。
- [8] 陶诗言等, 中国之暴雨, 91-133, 科学出版社, 1980。
- [9] Zhang Yan, Application of Numerical Diagnostic Analysis for Heavy Rain Forecast in the Yangtze Valley, *Meteorologische Rundschau* 40, 84-89 Juni 83-89, 1987。
- [10] 章淹、陈歧麓、胡难凤、田森烈, 低空急流与汛期暴雨预报, 暴雨文集, 196-203, 吉林人民出版社, 1978。
- [11] 湘中中小系统基地暴雨组、章淹等, 中尺度暴雨分析和预报, 295-314, 气象出版社, 1988。
- [12] Zhang Yan, Topographic Effects on Heavy Rain in the Dongting Lake Drainage Area, *Proceedings of the First Sino-American Workshop on Mountain Meteorology*, 525-538, 1983。
- [13] 游景炎, 暴雨带内的中尺度系统, 气象学报, **35**, 293-304, 1965。

BLOCKING EFFECT OF HIGH PRESSURE SYSTEM ON THE FORMATION OF EXTRA-INTENSE HEAVY RAIN

Zhang Yan

(Beijing Institute of Meteorology, China)

Abstract

Commonly the centre of intense heavy rain is occurred in a very limited area, but for the three extra-intense heavy rains of present study, 63-8 in N. China, 75-8 in C. China and 77-8 in the desert region of Inner Mongolia, which are all appeared under the environments of "Western Low and Eastern Blocking" (E. B.) pattern.

1) It affects the precipitation systems staggering in a local place and/or changes the trajectories of low vortices and urges them into the same raining areas intermittently. And when the low vortex was retreated, the heaviest rain-fall appeared.

2) Transports water vapour into raining area in a quite thicker air column than that of low level jet. And also the air flows by the west side of E. B. produce strong cyclonic vorticity frequently, that transports water vapour and forms meso-scale precipitation systems more favorable than that of the low level jets.

3) Air flows behind E. B. conjugated with the adequate topographic relief, that enhances the precipitation and makes the raining areas overlapped. Such that extra-intense heavy rains could be occurred in higher latitudes of semi-arid areas, and occasionally even in desert region of N. China.

Such extra-intense heavy rains could not be explained by static local humidity and temperature only. This is also a principal discrimination between the prolonged extra-intense heavy rain and the short-range convective precipitation and/or the common precipitations.