

9608 号台风低压暴雨形势和能量场分析

周晓平 伏建国

(北京市气象台, 北京 100081)

提 要

1996 年 8 月 4—5 日北京地区的暴雨是台风低压、副热带高压和切变线相互作用的结果。暴雨前存在从华中伸向华北的高能舌, 北京能量激增, 偏南低空急流不仅为暴雨区输送了水汽、能量, 急流中的风速脉动还触发了湿有效能量的释放。

关键词: 台风低压 暴雨 湿有效能量 低空急流

前 言

1996 年 8 月 4—6 日受减弱的台风低压和切变线的共同影响, 北京出现了一场暴雨, 降雨时段主要集中在 4 日夜间到 5 日白天的 24 小时内。在全市 21 个气象站中, 有 19 个站达暴雨标准, 其中 8 个站 $>100\text{mm}$ 。降水量轴线呈 SSW—NNE 走向, 最大值出现在朝阳、丰台(117mm, 图 1)。

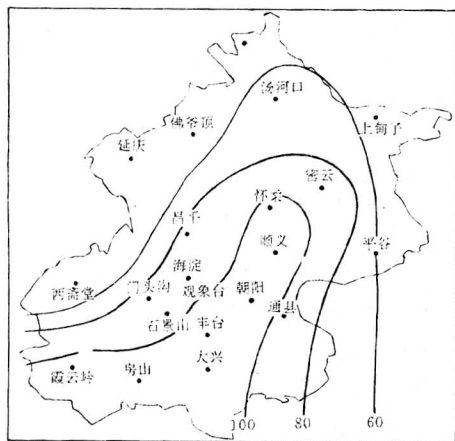


图 1 1996 年 8 月 4 日 08 时—6 日 08 时北京地区降水量分布(mm)

这次暴雨使全市 16 座大中型水库中的 10 座超过了汛限水位, 其中 6 座需泄洪。流经本市的拒马河, 5 日上午流量达 $1720 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 是 1963 年以来最大的一次洪水。暴

雨对京城交通也造成很大影响: 仅 5 日积水路段达 49 处, 许多立交桥下积水达 1 尺多深, 造成车辆熄火, 交通堵塞。北上台风直接或间接影响是汛期造成北京暴雨灾害的最主要的天气系统之一, 也是暴雨预报的重点和难点。本文主要从大尺度形势场和能量场对这场暴雨进行分析。

1 暴雨的环流形势特点

大的降水过程一般是多个系统相互作用的结果。这次过程影响系统有减弱的台风低压、切变线和偏南低空急流, 暴雨是在这些中低纬系统的相互作用下产生的。

1.1 副热带高压的进退和 9608 号台风

9608 号台风生成于南太平洋上, 8 月 1 日早上在福建登陆后向 NW 方向移动, 2 日 20 时(北京时间, 下同)在江西省南部减弱成低气压后继续向 NNW 方向移动, 经湖北、河南, 4 日 20 时到达山西省中部地区, 后减弱与东移的切变线合并(图 2)。

西太平洋副热带高压(简称副高, 下同)呈带状, 西伸脊边缘位于 108°E , 脊线在 32°N 附近, 高压中心位于日本群岛, 随着 9608 号台风的北上, 副高北抬, 3—4 日与由蒙古西部东移到贝加尔湖的高压脊叠加, 形成 NW—SE 向的倾斜脊, 在中国东部筑成一个南北跨度约 30 个纬距的高压坝, 副高呈经向

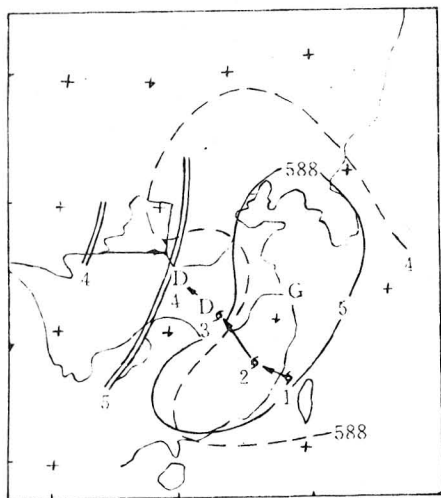


图2 1996年8月1—5日08时500hPa台风低压、切变线(双实线)副高(588线)综合动态图

型。这个倾斜脊一方面起了阻挡台风低压继续北上的作用,另一方面副高西南侧的SE风与台风低压东侧的SW风形成暖切变。4日夜开始受减弱的台风低压与切变线合并东移影响,副高东撤,暴雨开始,588线从河套中部一直东退到渤海湾一带。

1.2 切变线

1996年8月初,亚洲中纬度(40—50°N)为槽脊移动型,槽线和脊线平均以8个经距/日的速度移动,青藏高原是一暖高压,不断分裂出小暖高沿青藏高原北侧东移与西太平洋副高形成切变。4日08时柴达木盆地的小高压在河套西部与西太平洋副高形成一条切变线,并随副高的东撤而东移,5日08时在河套东部与北上减弱的台风低压合并加强,这是造成这场大暴雨的天气系统。

1.3 偏南低空急流和暖切变

大陆上的偏南低空急流(风速 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)建立于3日08时,它是由台风低压外围的偏南风 and 副高西侧的偏南风合并形成的。图3是850hPa低空急流和暖切变的动态图。3日08时急流位于华南到华东沿海,从广东、福建经江西、浙江伸到安徽的蚌埠,宽

度约8个经距,在汉口、南京附近形成一条S和SE风的暖切变,急流中心在南昌附近,最大风速达 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。4日08时急流随台风低压西行北上,移经湖南、湖北、河南,前缘抵达河北省南部,暖切变也北抬到邯郸、济南与太原、石家庄之间。在低空急流北上后,宽度减为4—5个经距,中心最大风速为 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大风速中心移到了郑州附近,4日20时急流区宽度更加变窄,宽度仅为2个经距左右;与此同时,南北长度缩短,南段收缩到湖北,北段仍停留在河北省南部;中心最大风速减弱到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。5日08时急流在南阳、郑州、济南间风速突然加大到 $14—20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,暖切变北抬至北京南部,此时北京1500m上空的SE风风速由 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增大到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,低空急流前缘到达北京,此时也正是北京雨强最大的时段。

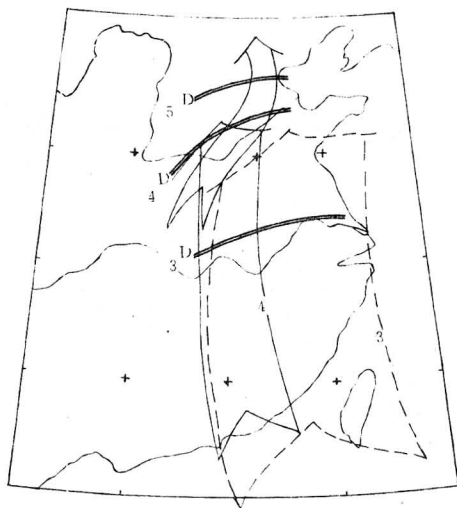


图3 1996年8月3—5日08时850hPa低空急流、台风低压和暖切变动态图

700、500hPa在3日08时—5日08时也有这样一支偏南风的强风速带,急流中风向风速切变的位置变化大体一致,只是低层比上层反映得更清楚,5日08时500hPa的暖切变由于与两高之间的切变线合并而消失。这次偏南急流不仅层次厚、维持时间长,而且连暖切变这样一般只表现在中下层的系统在

500hPa 上也清楚地反映出来,可见台风和副高间的相互作用之强烈。总之,这支偏南急流为这次大暴雨带来了能量、辐合上升和充沛的水汽。

2 能量和暴雨

2.1 能量的分布和积聚

根据能量的观点,较大范围的暴雨天气过程应是有效能量的积聚和转换的过程。下面利用 1996 年 8 月 4 日 08 时、20 时和 5 日 08 时 3 个时次的资料,来分析暴雨前和暴雨中湿有效能量 $(MAE)_1$ 和其水平积聚量 H_a 的变化。其计算公式如下^[1]:

$$AmK = (C_p/g)NT_e$$

$$(MAE)_1 = \int_{200}^{1000} Amkd p$$

$$N = 1 - (P_r/P)^{R/C_p}$$

$$T_e = T + (L/C_p)q$$

$$H_a = - (C_p/g) \nabla_p \cdot (NT_e \vec{V})$$

AmK 称单位面积、单位厚度气块内的湿有效能量,简称湿-比有效能量; $(MAE)_1$ 称单位面积气柱里的湿有效能量; N 为效率因子; P_r 为参考气压; H_a 称湿有效能量的水平积聚量,其它为惯用符号。

图 4 为 1996 年 8 月 4—5 日湿有效能量 $(MAE)_1$ 分布图,从图 4 可以看到,暴雨前的 4 日 08 时(图 4a)从汉口径郑州到太原有一高能舌,高能轴线在 113°E 附近,北京位于高能舌北部的能量锋区中,锋区近东西向,平均强度为每百公里 $50 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$,4 日 08 时—5 日 08 时高能轴线顺时针旋转,由 S—N 向转成 NE—SW 向,北京正位于高能轴上(图 4b)。低空急流位置与高能舌的位置重合,将能量自长江中下游不断向华北输送,使高能舌向北伸展,能量锋区北抬。北京 4 日 20 时的 $(MAE)_1$,从 12 小时前的 200 个单位(单位为 $1 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$,下同)上升到 330 个单位,5 日 08 时达到 350 个单位,24 小时内能量激增了 150 个单位。有研究表明^[1],绝大多数大范围的暴雨是在 $(MAE)_1 \geq 100$ 个单

位的情况下发生的。北京在 4 日 08 时已具备这个条件,未来 24 小时内的暴雨就发生在高能轴线右侧和能量锋区的南侧。

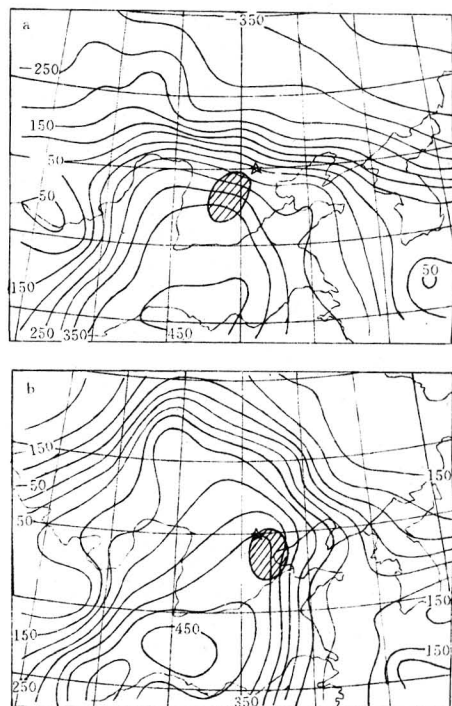


图 4 1996 年 8 月 4—5 日湿有效能量 $(MAE)_1$ 分布图(单位: $1 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$)

阴影区为暴雨区

注:图 4—5 是使用中国气科院许晨海编制的物理量诊断程序计算出的

图 5 是湿有效能量水平积聚量动态图,4 日 08 时有一个能量积聚中心在延安、临汾、华山地区,位于石家庄暴雨区的上风方,4 日 20 时积聚中心移到了北京附近,北京暴雨开始,5 日 08 时积聚中心继续北抬到了北京下游,但在北京上游仍有一个 $18 \times 10^4 \text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 积聚中心存在,北京的暴雨继续维持。

2.2 急流中风速脉动是暴雨的触发条件

从卫星云图的连续演变(图略)看出,从 3 日开始有一条对流的云带从华南一直伸向华北,4 日 08 时在河北石家庄附近出现了一个稳定少动持续十几个小时,强度较强的中尺

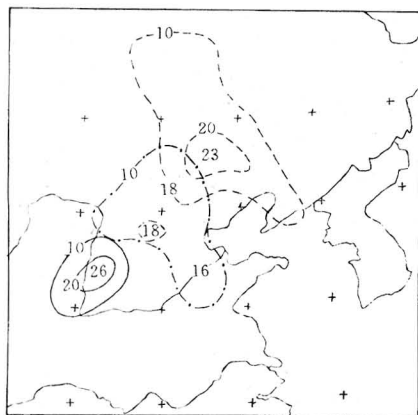


图5 1996年8月4—5日湿有效能量水平聚积量动态图(单位: $1 \times 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)

实线:4日08时,点划线:4月20时,虚线:5日08时

度对流复合体MCC,造成了河北省西南部的特大暴雨。此时偏南低空急流暖切变和风速辐合中心也正在这里。

从北京单站测风垂直时间剖面图上可以看到,从4日20时开始,900—1500m的SE风风速突然增大到 $11\text{—}14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,以后风速继续增大,并分别向下向上扩展到300m与5500m以上。5日02时在3000m和7000m附近各出现了一个 18 和 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强中心,5日08时在300—600m之间形成了一个 $16\text{—}17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风速中心。5日20时3000m以下的SE风转成了SW风,风速也迅速减小。SE风速增大的时段恰是北京出现暴雨的时段。从北京上空4—5日散度和垂直速度变化(图略)可以看到,4日08时从1000—200hPa整层下沉运动($\omega > 0$),散度场只在600—500hPa有弱的辐合,但当4日20时低空急流接近北京时,随SE风速增大,从1000—300hPa均转为上升运动,上升中心在600—400hPa,达 $-20 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这种情况一直持续到5日20时,散度场变化和垂直速度场一致。研究表明^[2],低空急流轴传播的中尺度风速脉动或风速最大值甚至比低空急流本身更为重要。在一次暴雨过程中,可

以观测到几个风速最大中心沿急流轴向下游传播,每一个风速最大值几乎由一垂直环流圈伴随,风速最大值前部为上升运动,随着风速最大值传播。依照这种观点,从图6揭示的事实可以认为:低空急流中风速脉动造成的强烈上升运动触发了湿有效能量的释放。

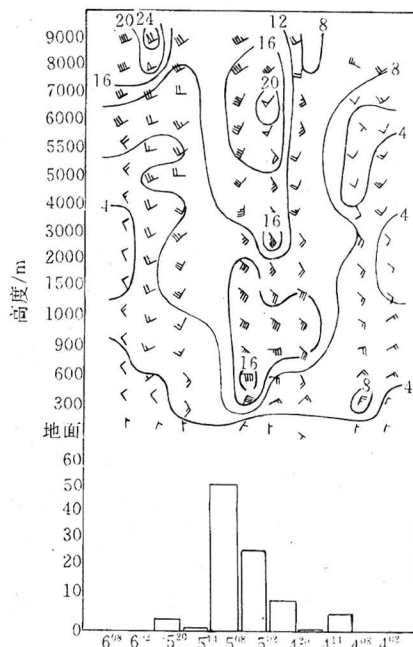


图6 1996年8月4—6日北京单站高空风垂直时间剖面图

3 暴雨的特点

3.1 9608台风低压暴雨是在中低纬系统相互作用下产生的,降水前12小时和降水中500hPa上副高一直为经向型。

3.2 低空急流不仅输送水汽、能量,急流中的风速脉动还是暴雨的触发机制。

3.3 暴雨区落在湿有效位能高能轴线右侧和能量锋区南侧。

参考文献

- 1 吴宝俊.湿有效能量概念和方法简介.湿有效能量应用文集.南宁:广西人民出版社,1985,1—15.
- 2 丁一汇.高等天气学.北京:气象出版社,1991,575—576.

(下转第42页)

The Circulation Pattern of 9608 Typhoon Torrential Rain and Its Energy Analysis

Zhou Xiaoping Fu Jianguo

(Beijing Weather Office, 100081)

Abstract

The torrential rain from 4 to 5 August, 1996 in Beijing area is the result of interaction among typhoon low, subtropical high and shear line. Before torrential rain, the tongue of high energy stretched from Central China to North China, and the energy in Beijing area increased rapidly. In torrential rain area, not only did the southerly low level jet transport water vapour and energy to it, but also did the wind velocity fluctuation of the jet trigger the release of moist available potential energy.

Key Words: typhoon low torrential rain moist available potential energy low level jet