

# 边界层急流与地形在密云局地暴雨过程中的作用研究

闫霜

北京市密云区气象局, 北京

收稿日期: 2023年12月18日; 录用日期: 2024年1月16日; 发布日期: 2024年1月23日

## 摘要

利用常规观测资料、雷达等资料, 对密云区2016年8月12日局地暴雨天气进行分析。研究表明, 此次暴雨天气是在高空短波槽和低空切变背景下, 由边界层急流和地形触发共同影响造成的。副高的稳定少动为此次暴雨提供了充分的水汽条件。高温高湿条件所形成的不稳定层结, 在边界层西南急流和地形的强迫抬升动力条件下释放能量。另外, 边界层急流与地形的相互作用能够加强辐合抬升, 配合山谷风改变的热力条件, 最终触发暴雨形成。

## 关键词

暴雨, 边界层急流, 地形

# Study on the Role of Low Level Jet and Topography in Local Rainstorm Process in Miyun

Shuang Yan

Miyun District Meteorological Bureau of Beijing, Beijing

Received: Dec. 18<sup>th</sup>, 2023; accepted: Jan. 16<sup>th</sup>, 2024; published: Jan. 23<sup>rd</sup>, 2024

## Abstract

Using the intensified observation data and radar data to analyze the heavy rain on Aug. 12, 2016 in Miyun, the results show that the rainstorm is caused by the combination of low level jet and topographic trigger under the background of upper short-wave trough and lower shear. The stable and

low movement of the subtropical high provided sufficient water vapor conditions for the rainstorm. The unstable stratification formed by high temperature and high humidity releases energy under the forced uplift of southwest jet and terrain in the boundary layer. In addition, the interaction between the boundary layer jet and the topography can strengthen the convergence and uplift, and with the changing thermal conditions of the valley wind, the formation of heavy rain is finally triggered.

## Keywords

Heavy Rain, Low Level Jet, Topography

Copyright © 2024 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

暴雨是我国夏季常见的一种灾害性天气，可能诱发山区泥石流、山体滑坡等次生灾害[1]。对于北方而言，夏季暴雨的量级和次数虽与南方相差甚远[2]，但是夏季降水的突发性、局地性、高雨强等特征，会对公众生产生活产生极大的影响。针对暴雨的预报方法研究始终是气象工作者关注的重点[3] [4]。在诸多的暴雨研究中，短时暴雨一直以来是预报的难点，因为此种中小尺度天气过程受局地因子影响较大[5]，特别是在山区复杂的下垫面条件下，对流扰动在特定的因子触发下能够高效的将富含水汽的气流组织起来并在短时间内将能量释放导致短时暴雨[5]-[10]。北京西侧和北侧分别是太行山和燕山山脉，对北京夏季降水的发生发展产生的很大的影响[11] [12]。密云区地处北京东北部山区，属燕山山地与华北平原交接地，东、北、西三面群山环绕；中部为密云水库，西南是洪积冲积平原，总地形为三面环山，中部低缓，西南开口的簸箕形，是北京暴雨常发地区。近年来，短时暴雨的预报研究除了对地形的分析之外，不少学者开始关注边界层气象条件的变化对暴雨的影响[13] [14] [15] [16]，因为大气边界层是地表与大气中间进行水汽和能量交换的重要场所之一，它内部的风场或温湿条件的变化往往会对局地暴雨的产生发挥重要作用[17]。

2016年8月12日密云区出现了一次局地暴雨天气过程，此次过程预报的量级和落区的把握与实况有一定偏差，降水时间短、强度大，降水区域集中在密云中、东部地区(图1(a))，全区8个镇96个村不同程度受灾，直接经济损失5.9亿元，其中水利设施经济直接损失1.2亿元，无人员伤亡。对比整个北京市降水量级，此次天气过程呈现强局地性(图1(b))。本文将对形成此次暴雨的影响因子进行分析，旨在总结出局地暴雨的预报经验，提高暴雨预报准确率，为暴雨分区预警研究提供科学依据，为其它相似地形山区预报局地暴雨提供借鉴参考。

## 2. 降水实况

2016年8月12日06时(北京时，下同)密云地区开始出现降水；07时降水量加大，降水落区在密云东北部；08~10时降水落区稳定维持在密云中、东部地区；11~12时全区大部分地区均有较强降水；12~13时降水落区在密云东部地区。此次降雨过程从12日06时至13时密云区28个自动气象站平均降雨量为58.7毫米。28个站中3个站降雨量超过100毫米，其中1个站降雨量达207.1毫米(穆家峪)，这三个站均位于密云东侧沿山地区；最大小时雨强出现在雾灵山林场，为74.3毫米(07~08时)。

从全区 28 个自动站逐小时累计降水量可以看出(图 2), 降水期间雨强变化有两个峰值, 分别在 07~08 时和 11~12 时两个时段。全区的累计降水量分别为 178.7 毫米和 817.7 毫米。对应两个降雨云团分别为小的对流单体和东北 - 西南向的对流云带。

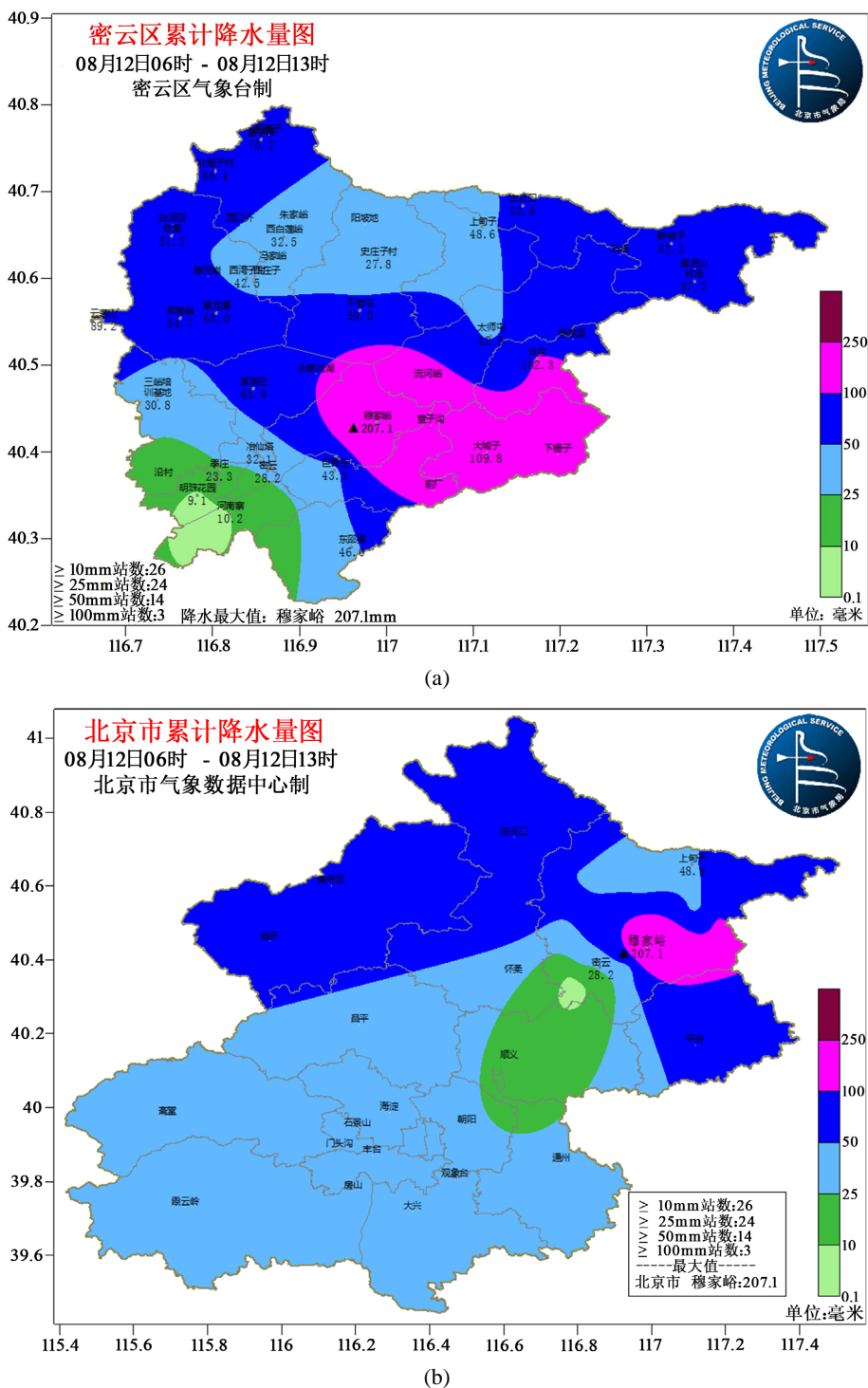
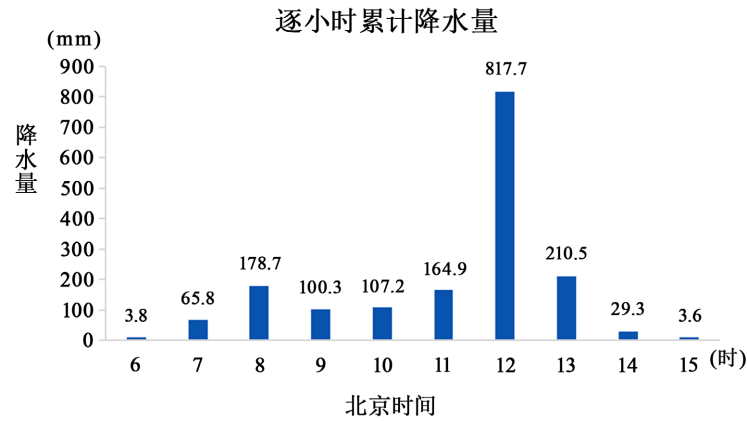


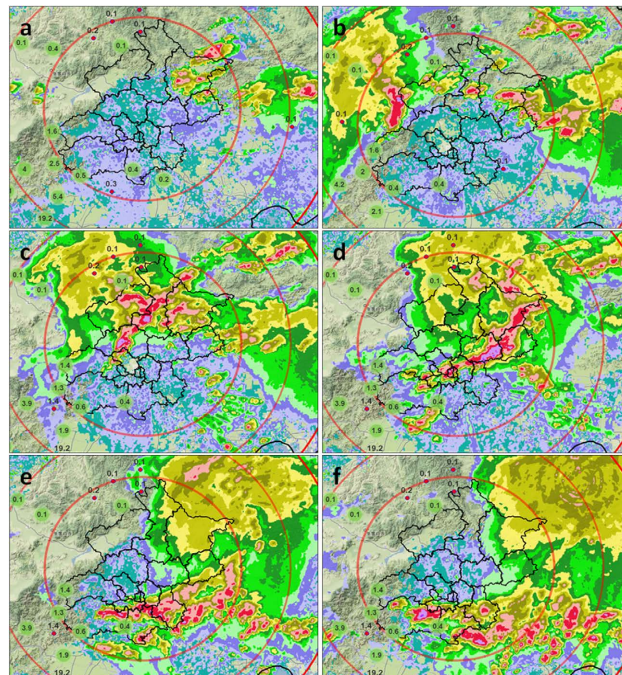
Figure 1. Precipitation distribution from 6:00 to 13:00 on August 12, 2016 in (a) Miyun, (b) Beijing

图 1. (a) 2016 年 8 月 12 日 06~13 时密云区降水量分布图; (b) 2016 年 8 月 12 日 06~13 时北京市降水量分布图



**Figure 2.** The hourly cumulative precipitation in Miyun area from 6:00 to 13:00 on August 12  
**图 2.** 8月12日06~13时密云地区逐小时累计降水量

从雷达回波图中可以看出此次天气过程的发展变化过程(图 3)。05 时 30 分在密云西北部局地生成块状回波,中心强度大于 45 dBz,逐步东移加强;06 时左右在密云北部开始出现点状对流回波,中心强度大于 55 dBz,伴随分散性阵雨;07 时点状对流回波东移合并,中心强度大于 55 dBz 的回波面积增大并逐渐向东北-西南向的带状回波发展,降雨加强;08~10 时回波在密云中、东部地区呈稳定少动状态,中心强度大于 65 dBz,在该时段降水达到第一个峰值;10 时之后降水回波有所减弱;在短波槽的影响下,北京西部降雨云团从延庆东侧边界逐步东移向密云,11 时 06 分在怀柔境内移动合并形成一条东北-西南向飚线,逐步东移,中心强度大于 65 dBz,开始带来新一轮的降雨;12~14 时随着强对流云团的东移减弱,本次天气过程趋于结束。



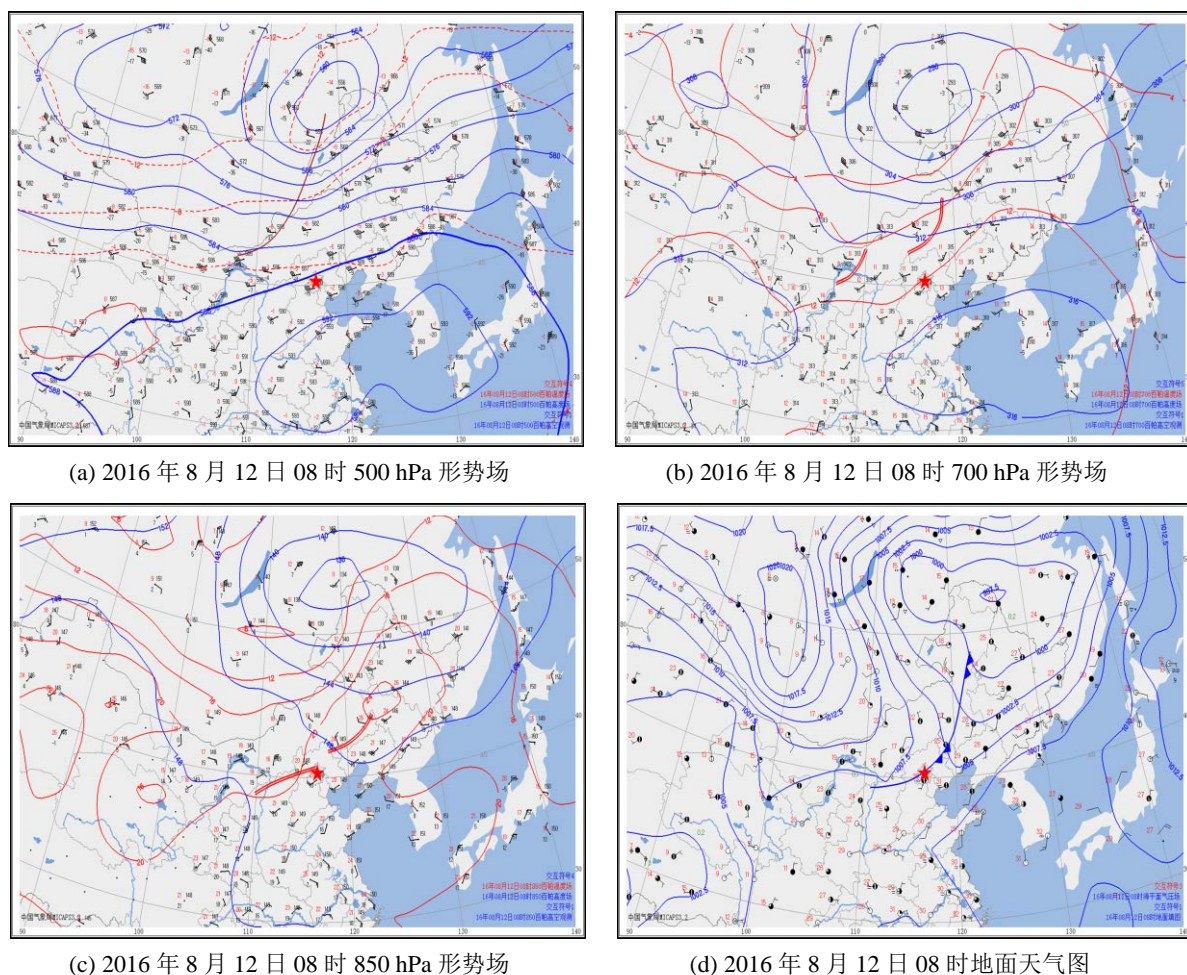
**Figure 3.** Distribution of radar reflectivity at (a) 7:30 BT, (b) 10:00 BT, (c) 11:06 BT, (d) 12:06 BT, (e) 13:18 BT, (f) 14:00 BT on August 12

**图 3.** 8月12日降水过程雷达回波图((a)、(b)、(c)、(d)、(e)、(f)分别为7:30、10:00、11:06、12:06、13:18、14:00的雷达回波图)

此次过程 05 时前后局地生成回波移入, 东移加强的同时回波范围不断扩大且移速较慢, 造成密云中、东部地区总累计雨量较大, 加之短波槽系统东移过境使得回波大值区不断经过同一地点, 导致局地累计降水量迅速升高。

### 3. 大尺度环流及天气尺度影响系统

2016 年 8 月 12 日 08 时大尺度环流背景及天气尺度影响系统为: 对流层上部 200 hPa 在新疆至内蒙古中部有一支高空急流, 华北地区处于高空急流的辐散场内(图略); 对流层中部 500 hPa 副高南退, 呈东北西南向压在北京地区北部, 同时北京处在高空槽前西南气流中, 高空冷涡中心位置位于黑龙江东侧; 对流层下部 700、850 hPa 在华北地区北部有东北西南向切变; 地面有冷锋过境, 北京处于低压辐合区底部(图 4)。



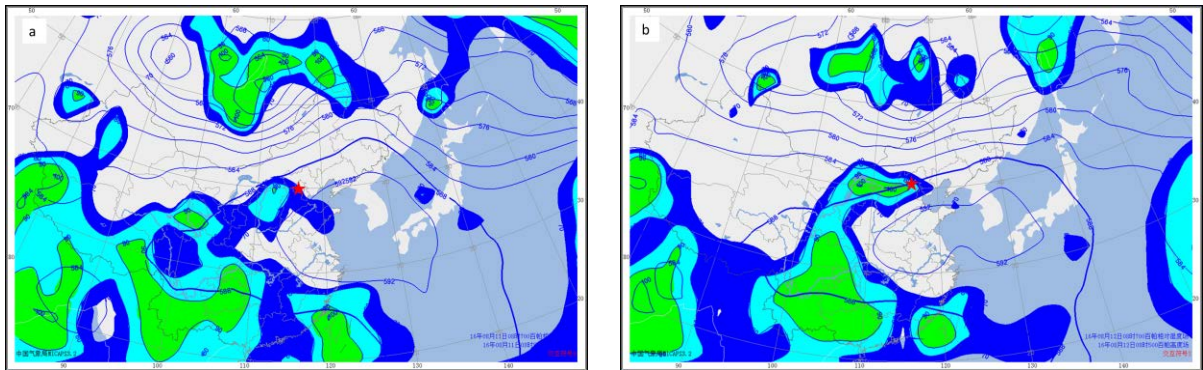
**Figure 4.** Geopotential height (Blue solid lines, interval: 4 dagpm) and temperature (red dashed line, interval: 4°C) at 500 hPa (a), 700 hPa (b), 850 hPa (c) and surface (d) at 08:00 BT 12 August 2016

**图 4.** 2016 年 8 月 12 日 08 时 500 hPa (a)、700 hPa (b)、850 hPa (c) 环流形势分析及地面天气图 (d) (高空图中蓝色实线为等高线, 间隔 4 dagpm; 红色线为等温线, 间隔 4°C)

### 4. 水汽来源及条件

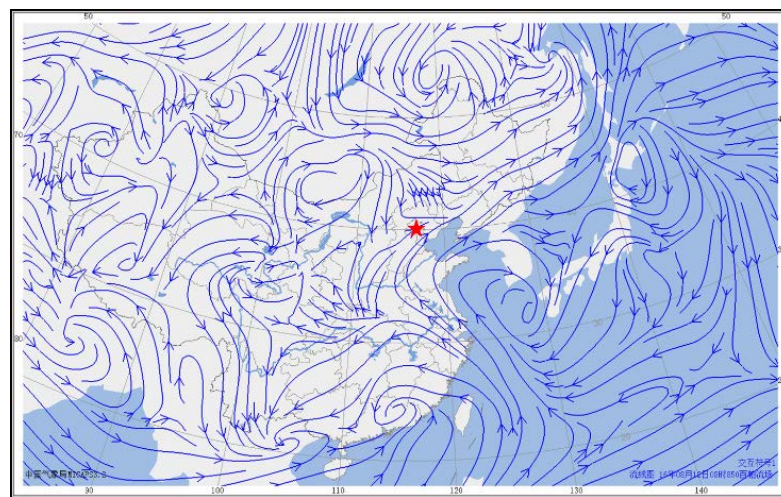
此次过程水汽通道的建立与副高相关, 在降雨开始之前和降雨过程中, 副高自北向南移动并稳定维持, 持续的将我国东南部海上水汽输送至北京地区。11 日副高外围的水汽集中在华北西北部, 12 日沿副

高方向在北京西侧出现一条湿舌，槽前西南气流将水汽带至北京北部地区(图 5)。850 hPa 高度上在北京北部地区存在辐合线(图 6)，且地面也处于辐合区。除此之外，华北地区处于 200 hPa 高空辐散场中，高层辐散产生的抽吸作用能够造成水汽在低层辐合。由此可见，从高空到地面具备较好的水汽辐合条件。



**Figure 5.** Relative humidity at 700 hPa and geopotential height at 500 hPa 08:00 BT 11 August 2016 (a), 08:00 BT 12 August 2016 (a)

**图 5.** 2016 年 8 月 11 日 08 时 (a)、12 日 08 时 (b) 700 hPa 相对湿度配合 500 hPa 高空图



**Figure 6.** Flow field at 850 hPa at 08:00 BT 12 August 2016

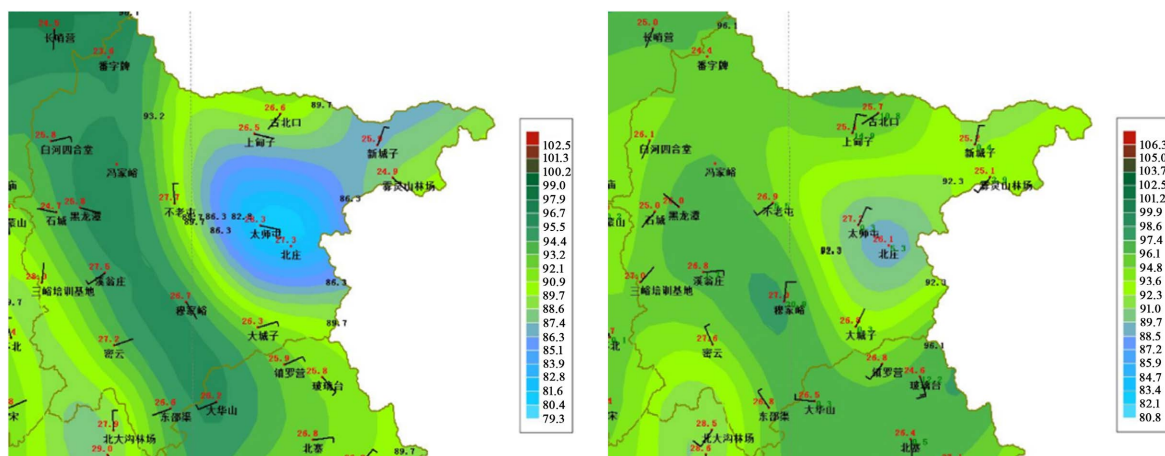
**图 6.** 2016 年 8 月 12 日 08 时 850 hPa 流场

## 5. 温、湿场特征

从地面自动站的湿度场可以看出，降雨之前(05 时)有一个西北 - 东南向的大湿度区，对应密云地形可以看出大湿度区集中在山前平原地区。而降雨落区与大湿度区的较为吻合，从图 7 可以看出降雨时段(07 时)相对湿度最大的区域正是降雨量最大的穆家峪地区。

11 日的最低气温为 28.4℃，最高温度为 34.2℃，高低温均处于较高状态。这说明在降雨前夕，密云地区处于高温高湿状态，积聚了大量能量。

从 12 日 08 时的探空图(图 8)上 CAPE 值为 2900 J/kg，且 700 hPa 以下为暖平流，700 至 500 hPa 高度上有冷空气，这种下暖上冷的配置为位势不稳定层结，利于对流性天气的发生。整个中低层温度露点差在 5℃左右，湿度大接近饱和。但从整层风场来看，垂直风切变较小，能量释放时不利于强对流风暴的维持和发展，因此强对流形式主要以强降水为主。



(a) 2016年8月12日05时密云区相对湿度

(b) 2016年8月12日07时密云区相对湿度

Figure 7. Mapping of relative humidity distribution in Miyun area at 05:00 BT (a), 07:00 (b) 12 August 2016

图 7. 2016年8月12日(a)05时、(b)07时密云地区相对湿度分布填图

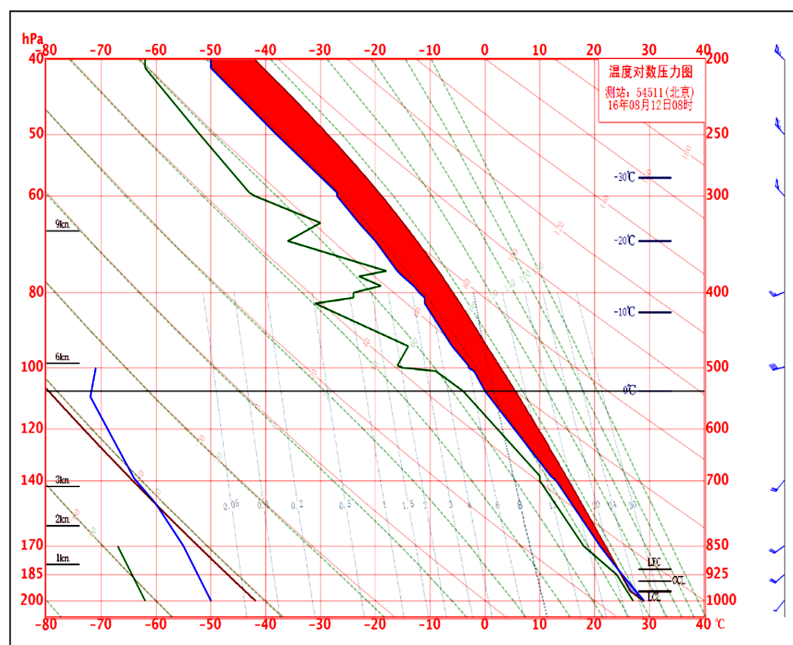


Figure 8. T-lnp at Beijing at 08:00 BT 12 August 2016

图 8. 2016年8月12日08时北京探空图

在水汽条件和能量条件均具备的情况下，低涡切变[18] [19]、急流[18] [20] [21]、地形[22] [23] [24]等触发条件对降水的产生有着至关重要的作用。此次局地暴雨过程是多种触发因子作用下的结果。

## 6. 局地暴雨关键因素

### 6.1. 副高稳定少动

副高呈东北 - 西南向维持在北京东侧，一方面源源不断的输送水汽，另一方面形成阻塞形势，使降水回波在密云中、东部地区稳定少动，在较长的持续时间下，形成局地暴雨。另外，由于短波槽东移形成的降水回波移速较快，与之前的回波在密云中、东部合并，形成中尺度对流系统，雨量增加。

### 6.2. 边界层西南急流

从 925 hPa 风场和湿度场可以看出，西南风与湿度场有很好的对应(图 9)，且速度达到 12 m/s，为边界层西南急流[2]。在密云山区，西南风吹向山区被强迫抬升，会引起水平、垂直风切变和涡度场的变化。从自动站降雨前后风向的变化也可以看出，边界层急流对地面风场和涡度的影响。

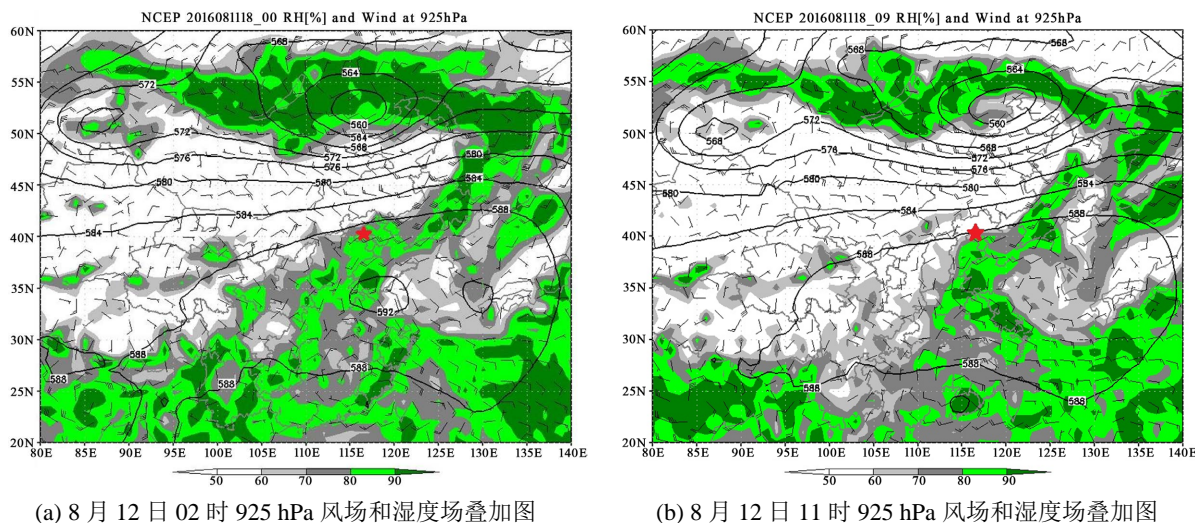


Figure 9. Wind field and humidity field superposition graph at 925 hPa at 02:00 BT (a), 11:00 BT (b) 12 August 2016  
图 9. 2016 年 8 月 12 日 925 hPa 风场和湿度场叠加图((a)、(b)分别为 02 时、11 时 925 hPa 风场和湿度场叠加图)

降雨前(05 时)从地面自动站风场图(图 10)中可以看出，密云南侧均为一致的西南风，而密云地区为一致的东北风，在密云境内形成了地面辐合线，此条辐合线在 06 时逐步移至山前一带，配合山区地形作用辐合抬升，开始出现降水。降雨结束后(14 时)，西南风转为一致的东北风。

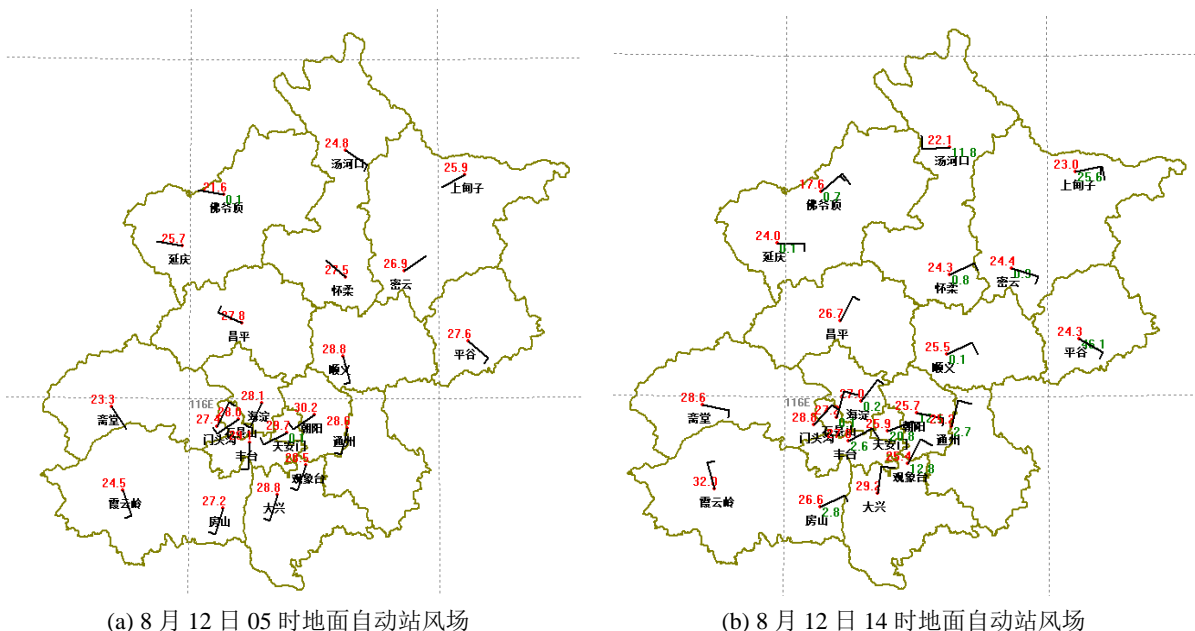


Figure 10. Wind field at surface at 05:00 BT (a), 14:00 BT (b) 12 August 2016  
图 10. 2016 年 8 月 12 日地面自动站风场((a)、(b) 分别为 05 时、14 时地面自动站风场)



在垂直方向上，降雨前后风向变化也很明显。降雨前(05时)，200米高度上有切变线，850 hPa以下均为一致的西南风，700 hPa高度上为东北风，在风速和风向向上均存在垂直风切变。在降雨加强时段，辐合中心位置从低层至高层较为一致，在边界层西南急流输送水汽一侧为强降水落区。降雨后从低层到高层均转为一致的东北气流。

边界层急流除了输送水汽外也能与降水过程有正向的反馈。主要原因是边界层急流形成后，会加强急流前方气流上升运动和正切变涡度[14]，利于对流的发生。

### 6.3. 地形作用

从地面风场来看，辐合线主要在山区迎风坡前，同时对应大的暴雨落区。地形起到了对边界层西南急流的辐合抬升的作用，同时改变了风的垂直分布，触发大气层结能量释放，这是地形的重要机制[13]。有研究表明山地的迎风坡配合喇叭口地形抬升辐合作用更强[5]，密云区正是具有喇叭口地形，在该种地形条件下，加强了辐合抬升，配合水汽条件造成山前区域生成暴雨。另外，通过图 11 可以看出暴雨点周边地区的地面涡度场高，因为边界层急流的流入配合地形使得气旋式涡度增加，产生风场切变，对迎风坡的降水产生明显增幅。山谷风的环流也为暴雨发生提供了局地热力条件，从图 9 可以看出，早上 08 时的气温已达到 30℃左右，早晨地面的加热作用使近地面气层增暖，夜间已有的冷却层由下至上逐步破坏，上部未被破坏的残余冷源维持着山风环流，低层受热低层转为谷风环流，二者交汇辐合区使得上升速度增大，利于对流性暴雨的发生[5]。

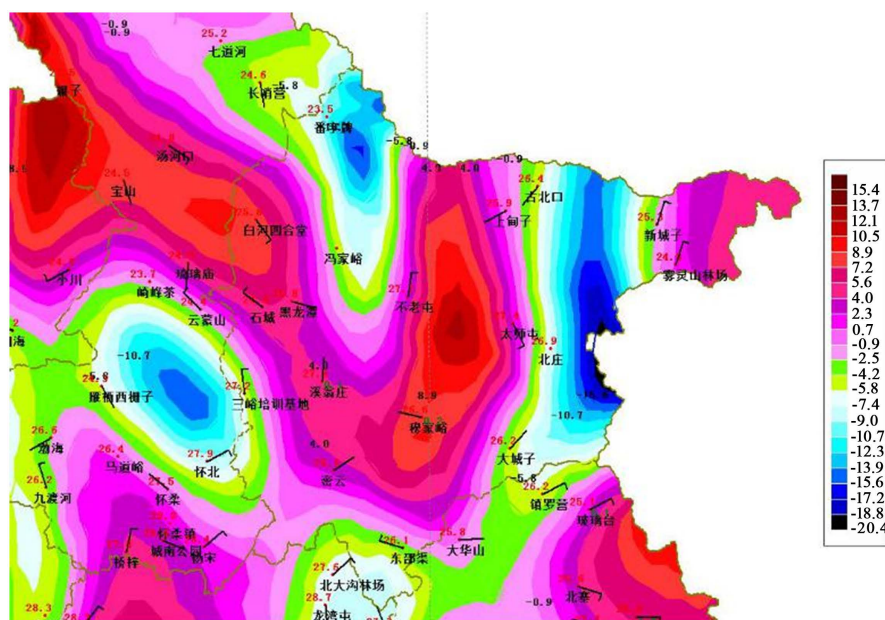


Figure 11. Vorticity field at surface at 05:00 BT 12 August 2016

图 11. 8 月 12 日 05 时地面涡度场

## 7. 小结

通过对“8.12”局地暴雨天气过程的分析，主要得出以下几点结论：

- 1) 密云“8.12”是在高空短波槽和低空切变背景下，由边界层急流和地形共同触发的一次中小尺度天气过程。
- 2) 局地累计降水量大是由于副高的稳定少动，在持续提供水汽的同时，形成阻塞形式，与上游东移

的短波槽系统叠加共同作用所造成的。

3) 此次过程发生环境为深厚的湿层,且边界层温度较高,在边界层西南急流和地形的强迫抬升动力条件下,触发了不稳定能量的释放,形成持续性降水。

4) 边界层西南急流与东北风形成辐合线,在东部山区迎风坡抬升,加强了急流前方气流上升运动和正切变涡度,触发对流发生。在降雨结束后,全区转为一致的东北风,在实际预报预警业务中,通过监测边界层急流风向变化可以对雨势变化作出初步判断。

5) 密云东侧山区喇叭口地形能够加强辐合抬升,并且由于山谷风的存在能够改变局地热力条件,更利于触发不稳定能量的释放。

## 参考文献

- [1] 王迎春, 钱婷婷, 郑永光, 等. 对引发密云泥石流的局地暴雨的分析和诊断[J]. 应用气象学报, 2003, 14(3): 277-286.
- [2] 于新文, 丁裕国. 中国东部地区暴雨的概率特征——基于泊松分布的统计模拟[J]. 自然灾害学报, 2006, 15(4): 13-18.
- [3] 鲍名. 近 50 年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景[J]. 大气科学, 2007, 31(5): 779-792.
- [4] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980.
- [5] 陈明, 傅抱璞, 于强. 山区地形对暴雨的影响[J]. 地理学报, 1995(3): 256-263.
- [6] 侯建忠, 孙伟, 杜继稳. 青藏高原东北侧一次 MCC 的环境流场及动力分析[J]. 高原气象, 2005, 24(5): 805-810.
- [7] 曹云昌, 方宗义, 李成才, 等. 利用 GPS 和云图资料监测北京地区中小尺度降水研究[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 91-96.
- [8] 伍志芳, 易爱民, 叶爱芬, 等. 广州短时大暴雨多普勒特征和成因分析[J]. 气象科技, 2006, 31(4): 455-459.
- [9] 何彩芬, 朱龙彪, 董杏燕, 等. 宁波夏季强对流和台风短时暴雨雷达回波特征及数值试验分析[J]. 气象, 2006, 32(11): 67-73.
- [10] 岳甫璐, 王春明, 崔强, 等. “7·21”北京大暴雨过程的地形作用分析和数值试验研究[J]. 沙漠与绿洲气象, 2014(2): 41-53.
- [11] 毕宝贵, 李泽椿, 李晓莉, 等. 北京地区降水的特殊性及其预报方法[J]. 南京气象学院学报, 2004, 27(1): 79-89.
- [12] 廖菲, 洪延超, 郑国光. 地形对降水的影响研究概述[J]. 气象科技, 2007, 35(3): 309-316.
- [13] 孙继松. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究[J]. 大气科学, 2005, 29(3): 445-451.
- [14] 郑祚芳, 张秀丽. 边界层急流与北京局地强降水关系的数值研究[J]. 南京气象学院学报, 2007, 30(4): 457-467.
- [15] 谈哲敏, 方娟, 伍荣生. Ekman 边界层动力学的理论研究[J]. 气象学报, 2005, 63(5): 543-555.
- [16] 闵文彬, 陈忠明, 高文良, 等. “2001.9.18”华西突发性强暴雨的中尺度分析[J]. 高原气象, 2003, 22(增刊): 110-118.
- [17] 吴海英, 曾明剑, 尹东屏, 等. 一次特大暴雨过程中边界层急流结构演变特征[C]//第七届全国优秀青年气象科技工作者学术研讨会论文集. 2010: 12.
- [18] 吴蔚, 陈运光, 崔少萍. 2008 年 6 月广东省连续性暴雨的成因[J]. 广东气象, 2009, 31(5): 10-13.
- [19] 梁军, 李燕, 黄艇, 等. 2013 年辽东半岛 2 次切变线暴雨的对比分析[J]. 干旱气象, 2015, 33(5): 822-829.
- [20] 肖递祥, 肖丹, 周长春, 等. 低层偏南气流对一次暴雨过程的动力作用分析和数值模拟[J]. 气象, 2013, 39(3): 281-290.
- [21] 张端禹, 许建玉, 赵玉春. 应用全型散度方程诊断鄂东北一次梅雨强降雨[J]. 气象科技, 2016, 44(6): 1009-1015.
- [22] 顾雪, 米楚阳. 2016 年汛期泸溪县一次暴雨天气过程诊断分析[J]. 科技展望, 2017, 27(8): 210.
- [23] 史虹婷, 白雪, 娄芳蕾, 等. 锦州地区复杂地形下暴雨发生发展特点[J]. 江西农业, 2017(15): 45.
- [24] 刘洋, 钱贞成, 朱宇宁, 等. “8·31”云阳特大暴雨地形动力作用数值研究[J]. 高原山地气象研究, 2015, 35(3): 9-17.