

Cause Analysis of a Warm-Sector Extreme Heavy Rainfall Event in Jincheng, Shanxi Province

Haixia Cheng^{1*}, Pu Ren², Pengjuan Ren¹, Long Ma¹, Jianwen Xu¹

¹Jincheng Meteorological Office, Jincheng Shanxi

²Shanxi Meteorological Observatory, Taiyuan Shanxi

Email: skjchx@163.com

Received: Feb. 25th, 2019; accepted: Mar. 8th, 2019; published: Mar. 15th, 2019

Abstract

The forecasting of warm sector heavy rainfall in northern China is a difficult problem. On the night of July 30, 2012, a warm-sector extreme heavy rainfall occurred in Jincheng, Shanxi province, which broke the historical extreme value and caused severe flooding. In this paper, the extreme strong precipitation process causes were analyzed by using conventional and unconventional observation data. The results showed that the torrential rainfall was the result of the combined action of the upper jet, west wind trough, Japan Sea high pressure, low-level cold shear line and warm shear lines, long-distance typhoon. The torrential rain occurred under high-level distribution field with strong divergence airflow, near low-level shear line. The surrounding environment conditions of Jincheng were favorable for the generation and development of deep wet convection, and the surrounding area of extreme precipitation area had deep wet convection potential. In the period of heavy rainfall in Jincheng, the mesoscale convergence line was stable and less moving around Jincheng, and the convection was continuously triggered. Since the directions of the echo long axis and echo movement were parallel, train effect was obviously seen during this precipitation process. Meanwhile, the radar echo had the characteristics of backward propagation and low centroid which were similar to tropical heavy rainfalls. The cyclonic convergence of the wind field in southern Shanxi and the dynamic uplift and convergence of the Taihang mountain topography provided favorable dynamic conditions for the occurrence of heavy precipitation. The short-time forecast and nowcasting based on radar observation could effectively compensate the lack of ability in finding mesoscale and small-scale systems by NWP models, which may improve the accuracy of forecasting warm sector rainfalls.

Keywords

Warm-Sector Heavy Rainfall, Mesoscale Convergence Line, Train Effect, Back Propagation, Topographic Influence

*第一作者。

山西晋城一次暖区大暴雨成因分析

程海霞^{1*}, 任 璞², 任鹏娟¹, 马 龙¹, 徐建文¹

¹山西省晋城市气象局, 山西 晋城

²山西省气象台, 山西 太原

Email: skjchx@163.com

收稿日期: 2019年2月25日; 录用日期: 2019年3月8日; 发布日期: 2019年3月15日

摘 要

北方暖区暴雨预报是天气预报的一个难点。2012年7月30日夜间, 山西晋城出现一次突破历史极值的暖区极端强降水, 导致严重涝灾。利用常规和非常规探测资料, 对此次极端强降水成因进行了综合分析, 结果表明: 此次大暴雨过程发生在东高西低的环流形势下, 是高空急流、西风槽、日本海高压、低层“人”字形切变线、远距离台风等系统共同作用的结果, 大暴雨发生在高空分流场伴随的强辐散气流之下、低层切变线附近。晋城周边环境条件有利于深厚湿对流的产生和发展, 极端降水区周边具有深厚湿对流潜势。造成晋城城区的强降水云团是一个稳定少动的 β 中尺度对流系统, 强降水出现在TBB等值线长轴两侧、接近TBB等值线低值中心的区域; 在晋城强降水时段, 中尺度辐合线在晋城附近稳定少动, 不断触发对流; 对流回波长轴方向与回波移动方向接近平行, 列车效应显著; 对流回波具有明显的后向传播特征和低质心的热带降水回波特点。山西南部风场自身的气旋式辐合、太行山地形的动力抬升及辐合作用为强降水的发生提供了有利的动力条件。基于雷达观测的短临预报可以弥补数值预报对中小尺度系统预报能力的不足, 提高暖区暴雨的预报准确率。

关键词

暖区暴雨, 中尺度辐合线, 列车效应, 后向传播, 地形影响

Copyright © 2019 by author(s) and Hans Publishers Inc.

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

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



Open Access

1. 引言

晋城市位于山西东南部, 东枕太行, 南临中原, 西望黄河, 北通幽燕, 是山西通往中原的重要门户。晋城市地貌以山地丘陵为主, 地形复杂, 处于太行山南部。由于地形阻挡和抬升作用, 晋城市暴雨多出现在太行山迎风坡[1]。

暖区暴雨多发生在南方。暖区暴雨的定义最早由黄土松[2]提出, 是指华南前汛期在地面锋面南侧暖区里, 一般距离地面锋面系统 200~300 km, 且没有受到冷空气或变性冷高压脊控制时产生的暴雨, 具有强度大, 范围小, 对流性强, 降水量相对集中的特点, 极易引发暴雨灾害。近几年来, 关于北方暖区暴雨的研究逐渐增多。湛芸等[3]分析了 2012 年北京“7.21”极端强降水过程, 发现降水过程由暖区降水和锋面降水组成, 给出了降水过程的特点及三维概念模型。孙明生等[4]研究认为“7.21”特大暴雨主要由暖区降水造成, 其特点是降水持续时间长、小时雨量大、伴有典型的列车效应。傅朝等[5]分析 2013 年 6 月 19~20 日甘肃陇东南暖区暴雨多普勒雷达特征表明, 暖区暴雨中局地强对流回波的列车效应明显, 强

回波一般低于 45 dBz, 且主要分布于 0°C 层以下。马月枝等[6]对 2016 年 7 月 9 日新乡暖区特大暴雨过程成因进行了综合分析, 发现台风外围东南暖湿气流在太行山迎风坡(新乡西部)辐合抬升使特大暴雨区上空长时间维持深厚湿层, 500 hPa 低涡南压所携带的弱冷平流与低层暖平流在新乡上空叠加进一步增加了大气层结不稳定, 为暴雨发生提供了水汽和位势不稳定条件。

暖区暴雨具有明显的中尺度特征, 但预报员制作天气预报时主要参考大尺度全球模式, 中小尺度影响系统很难被捕捉到, 导致降水的起止时间和落区难以预报, 北方暖区暴雨预报成为业务预报中的一个难点问题[7]-[12]。

2012 年 7 月 30 日夜间, 地处太行山南部的晋城市发生了自 1956 年该市有气象观测记录以来最强的大暴雨。大暴雨区范围小且分散, 预报难度很大。此次强降水过程主要发生在地面冷锋前暖区中, 属于暖区暴雨。对于此次过程, 虽然中央台和省台均提前 24 h 预报出山西大部有大到暴雨, 晋城市气象台也发布了暴雨消息, 但对降水极端性的估计、大暴雨落区以及降水时段的认识上都存在不足, 加上数值预报模式对暖区降水的模拟能力有限, 增加了预报难度, 因此这次暴雨过程非常值得总结和分析。本文利用常规探测资料、地面加密资料和长治 CC 多普勒天气雷达资料, 对这次晋城极端性降水过程(以下简称“7.31”暴雨过程)进行综合分析, 以期找出该过程的特点并归纳相关科学问题, 加深对极端降水事件的理解, 提高对此类极端天气过程的预报能力。

2. 天气概况

2012 年 7 月 30 日白天到夜间, 华北出现了一次大范围暴雨和局地大暴雨过程, 内蒙古、山西、河北、北京有 66 个国家级观测站 24 h 累积雨量超过 50 mm, 其中有 5 站降雨量超过 100 mm。大暴雨落区分散地出现在山西省中部、东南部和河北省东部, 最大降雨量出现在太行山南部的山西省晋城国家级站, 雨量为 224 mm (图 1), 晋城测站的降水主要出现在 30 日 23 时~31 日 03 时(北京时, 下同), 4 小时降雨 201 mm, 突破了晋城市有气象纪录的历史极值, 而降水连续 2 h 雨强超过 $80 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 在当地更为罕见, 属于极端短时强降水事件[13] (1 h 雨量 $\geq 50 \text{ mm}$ 或 3 h 雨量 $\geq 100 \text{ mm}$)。由于降雨来得急且强度大, 短时间内晋城城区街道变河道, 河水暴涨、洪水泛滥, 道路桥梁被冲毁、厂房民房进水, 农作物被淹、牲畜家禽被冲走, 直接经济损失达 3 亿多元。

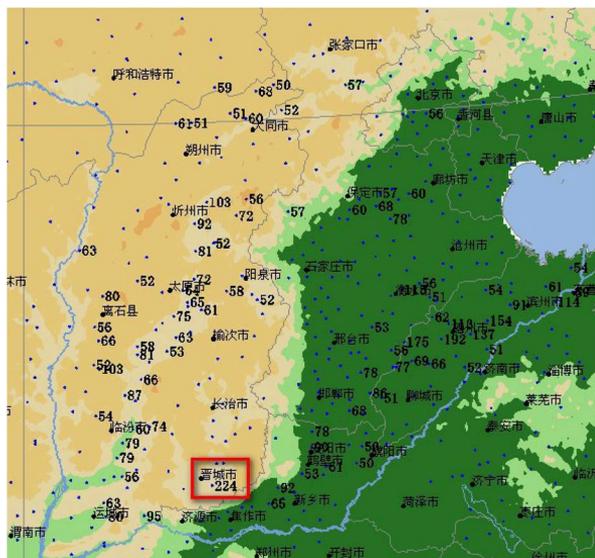


Figure 1. 24 h rainfall (mm) at 8:00 on July 31, 2012 ($\geq 50 \text{ mm}$)
图 1. 2012 年 7 月 31 日 08 时的 24 h 暴雨以上降水量(mm)

根据山西省加密自动气象站资料显示,这次强降雨过程全省 24 h 雨量超过 200 mm 的仅 6 个站,晋城观测站、金村站、北石店站 3 站集中在晋城城区 3 公里范围内,其他 3 站分散地分布于阳城县南部、陵川县东南部。分析发现此次降水过程分为暖区降水和锋面降水两个阶段,暖区降水量占过程总降水量的 99%以上(3 站 10 小时降水量 > 200 mm,逐小时降雨量分布见图 2)。强降水范围小,持续时间长、强度大,给预报带来很大难度。对于这次暴雨过程,晋城市气象台预报全区有暴雨,太行山迎风坡的阳城县南部、陵川县东部和南部有大暴雨,但漏报了晋城城区的大暴雨。以下着重对晋城城区大暴雨成因进行分析。

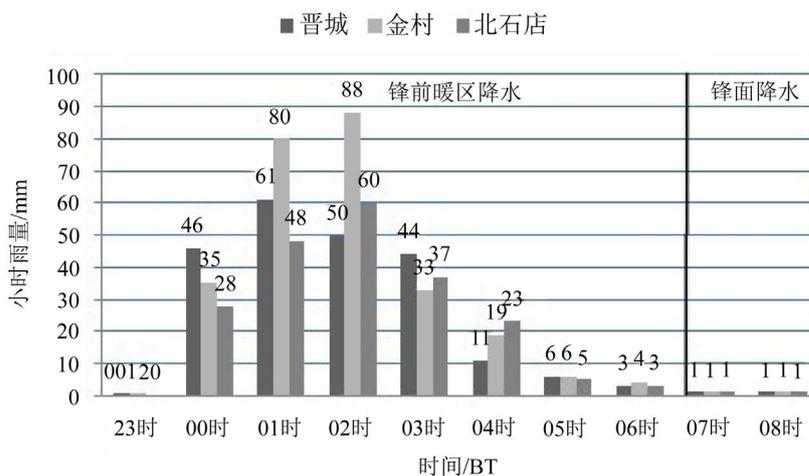


Figure 2. Histogram of hourly rainfall in Jincheng, Jincun and Beishidian 23:00 BT 30-08:00 BT 31 July 2012
图 2. 晋城站、金村站和北石店站主要降水时段逐小时降水量柱状图

3. 天气形势和环境条件分析

3.1. 天气形势分析

如图 3 所示: 7 月 30 日 20 时, 200 hPa 晋城上空一直为显著分流区, 晋城处于辐散中心, 散度值为 $21.7 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (图略); 500 hPa 上华北地区位于高空槽前, 其中南部和豫西地区存在 -2°C 的 24 h 显著负变温区; 850 hPa 上, 华北南部到华中地区处于比湿 $> 16 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的高湿区, 在山西中南部有一“人”字形切变, 在日本海高压与其南侧的第 9 号台风“苏拉”之间有一条偏东转东南向的暖湿气流带向暴雨区输送水汽, 晋城地区位于暖湿气流顶端的风速辐合区。低层暖湿气流在输送水汽的同时, 也使对流不稳定能量迅速增加, 距离晋城最近的高空站郑州 30 日 08 时的 CAPE 值为 $1250 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 30 日 20 时增大到 $3330 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (探空资料, 图略), 东南暖湿气流向华北输送, 维持了华北地区对流有效位能 CAPE 和水汽供应, 有利于太行山南部对流性降水的产生和维持。强高空辐散场的通风和抽吸作用有利于加强中低层辐合上升运动, 高低空系统相耦合为本次降水过程的发生、发展创造了良好条件; 高层冷空气叠加在低层暖湿空气上有利于大气不稳定度的增加。当低层切变线移至高空强辐散流场下方时, 在适宜的水汽和热力条件配合下, 极易触发强对流的发生发展, 大暴雨区就发生在高空强辐散气流之下、低层切变线附近。地面图上(图略), 山西南部处于倒槽顶端的低值区。“7.31”暴雨强降水发生期间(30 日 23 时~31 日 03 时), 30 日 23 时在山西河曲县~陕西太白县形成一条冷锋, 由于冷锋南部地面倒槽维持少动, 该冷锋移动缓慢, 31 日 05 时冷锋移至山西长治~运城一线, 此后冷锋移速加快, 31 日 08 时移至河南中部~山东北部。强降水时段晋城一直处于锋前暖区。这次极端性降雨过程具有比较典型的华北暴雨形势[14], 暴雨过程发生在东高西低的环流形势下, 是高空急流、西风槽、日本海高压、低层“人”字形切变线、远距离台风等系

统共同作用的结果。

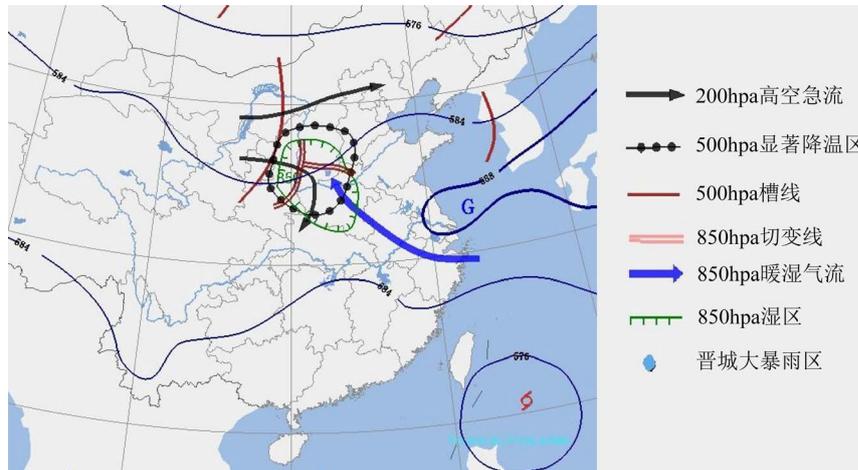
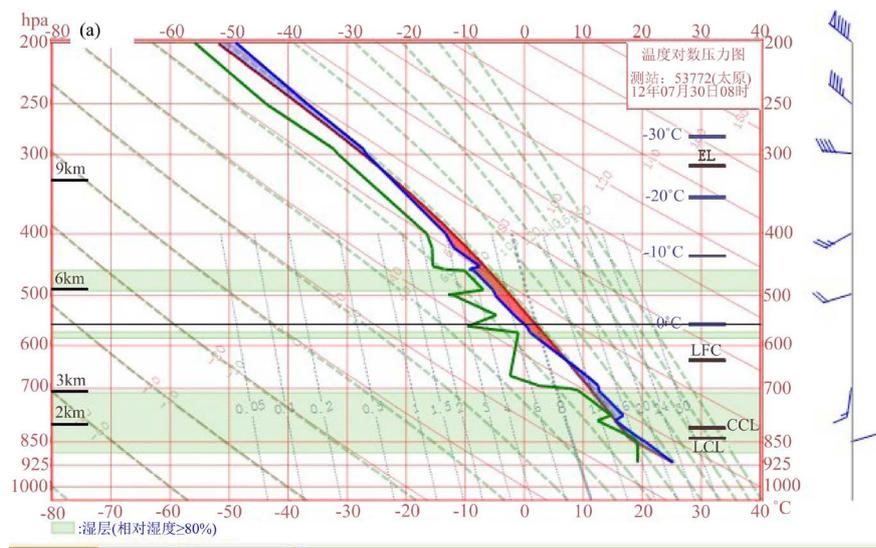


Figure 3. Comprehensive situation at 20:00 BT on 30 July 2012. (Black lines denote geopotential heights at 500 hPa. unit: dagpm)

图 3. 2012 年 7 月 30 日 20 时综合形势图(等值线为 500 hPa 位势高度, 单位: dagpm)

3.2. 关键环境参数

从晋城周边站点的探空形态看: 7 月 30 日 08 时, 太原上空(图 4(a)) 700 hPa 以下水汽接近饱和, CAPE 值小, 600~750 hPa 高度有干冷空气, 低层和中层风速较小, 垂直切变弱, 但 500 hPa 以下风向随高度顺转明显, 中低空有明显暖平流; 同时刻的郑州上空(图 4(b)), 湿层浅薄, CAPE 值中等, 300~750 hPa 之间有干冷空气卷入, 湿湿层结曲线为上喇叭口形状, 具有“上干冷、下暖湿”的特点, 低层和中层风速较小, 垂直切变弱, 400 hPa 以下风向随高度顺转明显。30 日 20 时, 太原上空(图 4(c))从地面直到 300 hPa 温度露点差均很小, 湿层深厚, 抬升凝结高度很低, 这种形态的探空有利于短时强降水的出现[13]; 同时刻郑州站(图 4(d))上空湿层略有增厚, 620 hPa 以下温度直减率较大, 条件不稳定特征明显, 自由对流高度很低, 平衡高度很高, CAPE 明显增大, 从 08 时的 $1250 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 增大到 20 时的 $3330 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, CIN 很小, 30 日夜间出现强对流的潜势急剧增大。



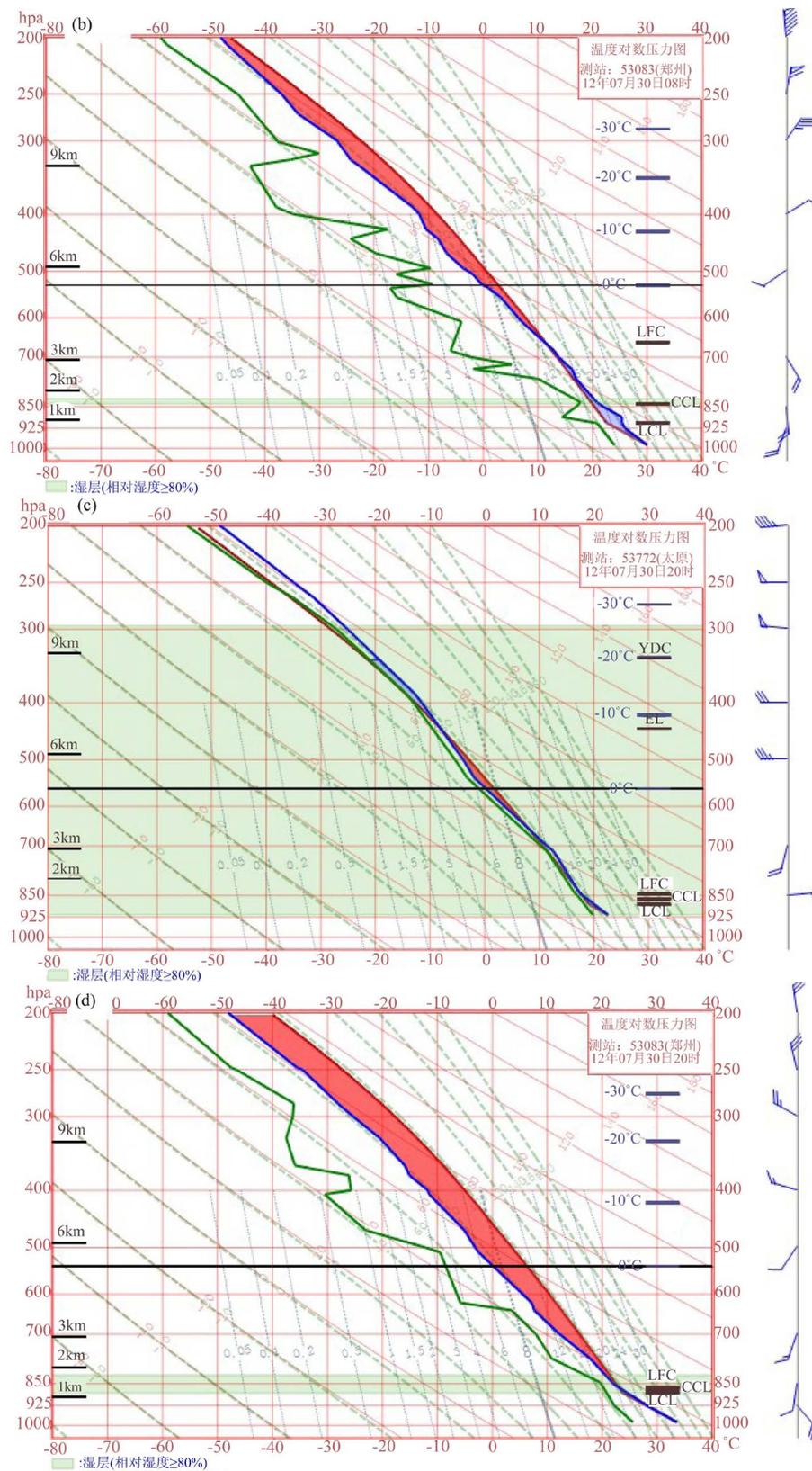


Figure 4. Sounding chart of Taiyuan ((a), (c)) and Zhengzhou ((b), (d)) at 08:00 and 20:00 on July 30, 2012
图 4. 2012 年 7 月 30 日 08 时、20 时太原站((a)、(c))和郑州站((b)、(d))探空图

分析强对流发生之前晋城所处的大气环境场特征及其变化(表 1): 7 月 30 日 08~20 时, 太原的 K 指数都较大, 郑州的 K 指数从 08 时到 20 时明显增大。另外, 太原和郑州站大气可降水量(PW)均为高值, 08 时到 20 时均有增大。厚的暖云层厚度(指抬升凝结高度与 0°C 层之间的厚度)有利于较高降水率的出现 [11], 暖云层厚度在 4000 m 以上算作深厚。从表 1 中可见, 极端降水区周边探空站点 08 时和 20 时的暖云层厚度都在 4200 m 以上, 20 时太原和郑州站分别为 4240 m 和 4410 m, 属于深厚暖云层。据研究, 我国大多数极端强降水一般出现在深层风垂直切变较弱的环境下, 弱的垂直风切变有利于中尺度对流系统更具有组织性 [15]。从图 4 可知, 30 日 08 时至 20 时, 太原站和郑州站的垂直风切变都较弱。综上所述, 强对流发生之前, 晋城周边抬升凝结高度很低, 暖云层深厚, 垂直风切变小, 晋城所处的大气环境有利于短时强降水的发生 [15]。

Table 1. Main environmental parameters in surrounding areas from Jincheng at 20:00 BT on 30 July 2012

表 1. 2012 年 7 月 30 日 08 时和 20 时晋城周边主要环境参数

物理量	013 日 08 时		13 日 20 时	
	太原	郑州	太原	郑州
K (°C)	42	26	38	41
CAPE (J·kg ⁻¹)	300	1250	10	3330
CIN (J·kg ⁻¹)	120	110	130	10
T ₈₅₀₋₅₀₀ (°C)	26	25	22	25
0~6 km 风矢量差(m·s ⁻¹)	8	3	2	5
暖云层厚度(m)	4230	4500	4240	4410
PW (mm)	45	47	52	57
LCL (m)	840	900	880	880
LFC (m)	630	660	850	860
Z ₀ (m)	5070	5400	5120	5300
Z ₋₂₀ (m)	8630	8770	8900	8900

3.3. 水汽条件

水汽及水汽输送在极端强降水中具有重要作用, 本次过程也不例外。7 月 30 日 08 时, 华北南部上空低层大气湿度较大, 强降水中心晋城站(35.5°N, 112.8°E)附近 850 hPa 和 925 hPa 的比湿分别为 7.7 g·kg⁻¹、16.1 g·kg⁻¹; 30 日 20 时, 华北南部中低层湿度增大, 晋城站附近 850 hPa 和 925 hPa 的比湿增加到 11.3 g·kg⁻¹、16.9 g·kg⁻¹。可见, 强降水开始前华北中南部低层水汽比较丰富。7 月 30 日 20 时, 随着 850 hPa “人”字形切变线东移, 晋城处于水汽通量散度辐合中心, 水汽通量散度值为 $-20 \times 10^{-7} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 晋城地区水汽通量明显增大。这一方面与低层切变线的东移有直接关系, 另一方面也受到南海台风的间接影响。晋城地区位于暖湿气流顶端的风速辐合区, 风速辐合明显。台风“苏拉”的存在加大了台风中心和日本海高压间的气压梯度, 也加强了水汽自东南向北的输送。综上可知, 在极端强降水发生时, 晋城中低层具有高湿的环境, 水汽辐合明显, 有利于强降水天气的产生。

4. 晋城极端强降水成因分析

4.1. 地形作用

华北暴雨主要出现在山脉的迎风面和山区 [14]。晋城地区位于太行山南部, 偏南气流北上时, 与太行山南坡的走向(近似于东西向)接近垂直, 使暖湿气流被迫抬升, 加强了气团上升运动, 对降水产生明显增

幅作用。从7月30日20时850 hPa风场及散度场的叠加可看出(图5),在太行山南部存在偏西风与偏东风、偏南风的辐合,晋城城区处于辐合中心,辐合较强。同时偏南风与太行山南部东西向的地形接近正交,山西南部风场自身的气旋式辐合以及太行山地形的动力抬升及辐合作用为强降水的发生提供了有利的动力条件。

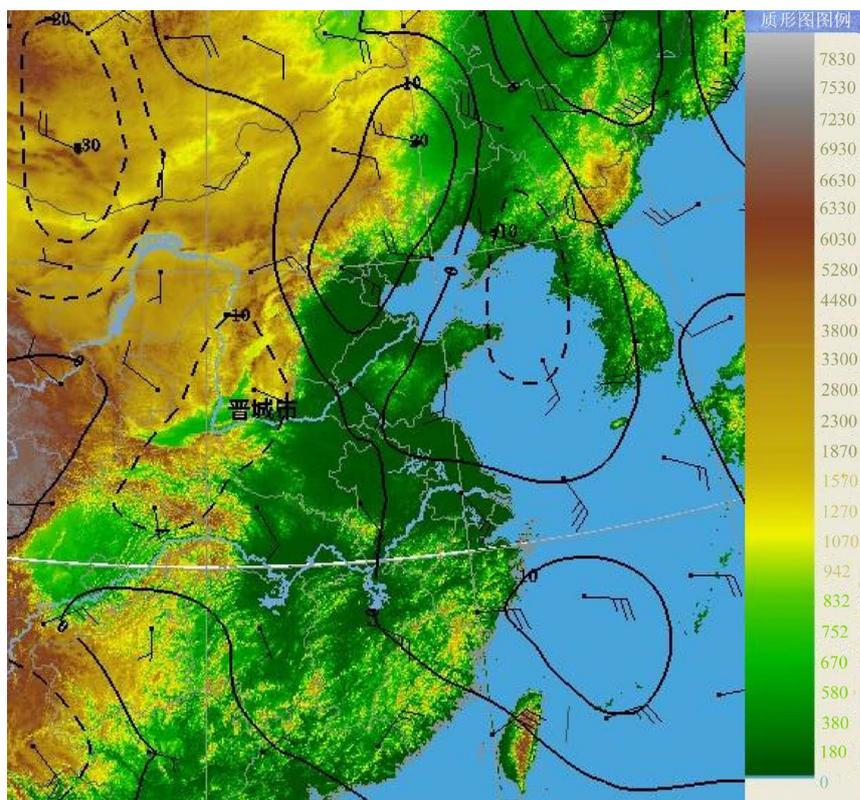


Figure 5. Superposition of wind field and divergence field (unit: $10^{-6}S^{-1}$) at 850 hPa with topography at 20:00 BT on July 30, 2012

图 5. 2012 年 7 月 30 日 20 时 850 hPa 风场及散度场(等值线, 单位: $10^{-6}S^{-1}$)与地形的叠加

4.2. 卫星云图特征

文献[6]将水平尺度在 20~200 km 之间、生命史 3 h 或以上、云顶亮温(TBB)小于等于 $-32^{\circ}C$ 的中尺度对流云团定义为 β 中尺度对流系统($M_{\beta}CS$)。

7月30日22时,在山西西南部850 hPa冷式切变线东侧、暖式切变线南侧附近有2个结构密实的 $M_{\beta}CS$ 生成(云团A和云团B,图略),云团A面积和强度都大,TBB中心值达 $-63^{\circ}C$,云团B面积小、强度较弱,TBB中心值为 $-43^{\circ}C$,此时,在云团A的TBB等值线长轴(即对流云团长轴)两侧及新生云团B的TBB等值线长轴后侧出现了1小时50 mm以上的降水,处于云团A、B之间的晋城降水还未开始;30日23时(图略)云团A随着500 hPa偏西西南气流向东北移动,向加强的云团B靠近后迅速加强且稳定少动,降水开始明显加强,随后的1个小时,临汾西部、晋城城区、阳城县中南部出现了超过20 mm的降水,其中1站超过50 mm,晋城城区1 h降水量为46.0 mm,强降水出现在云团TBB等值线长轴两侧。31日00时云团A和云团B合并、叠加成一个强对流云团C并略有西退南压, $-58^{\circ}C$ 的强中心范围明显增大,同时,在河北南部又有一个对流云团D新生(图6),01~03时稳定少动(图略),00~03时在TBB低值中心的晋城城区、泽州县、阳城县出现了1 h雨量超过50 mm的强降水,其中晋城站31日00~01时、

01~02 时、02~03 时 1 h 降水量分别为 61.3 mm、49.7 mm 和 43.6 mm。04 时后(图略)，由于云团 D 加强发展，云团 C 在东移过程中逐渐与其相连，TBB 等值线长轴向东倾斜，强降水移出晋城城区。

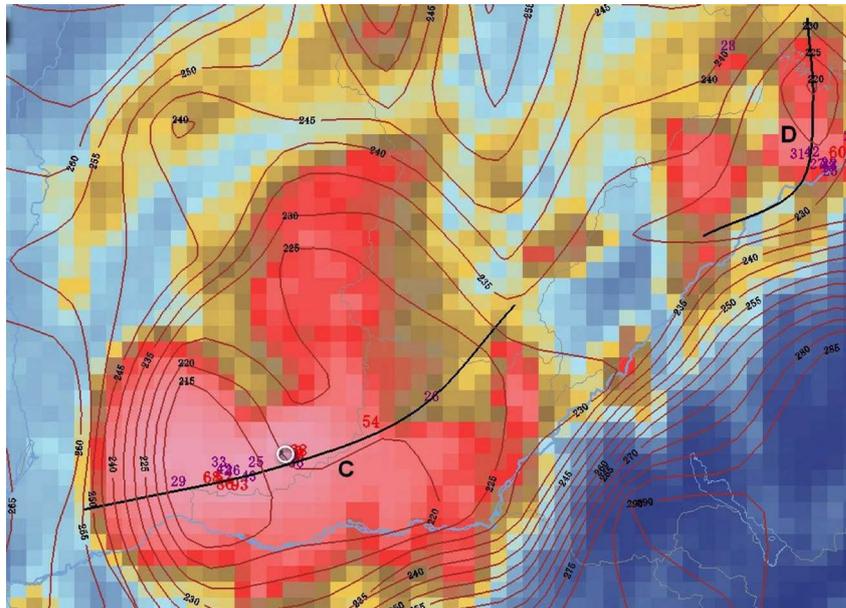


Figure 6. Fy-2E infrared cloud image at 01:00 BT on July 31, 2012 and 1-hour rainfall (01:00-02:00) (contour line: TBB, unit: K; black line: long axis of TBB contour; white oval area: location of Jincheng flash-rain area; purple number: the value of 1 h rainfall value ≥ 20 mm; red number: the value of 1 h rainfall ≥ 50 mm)

图 6. 2012 年 7 月 31 日 01 时 FY-2E 红外云图与 1 小时降水量(01~02 时) (等值线为云顶亮温 TBB, 单位: K; 黑色线代表 TBB 等值线长轴; 白色椭圆形区域为晋城大暴雨区位置; 紫色数字为 1 h 雨量 ≥ 20 mm 的数值、红色数字为 1 h 雨量 ≥ 50 mm 的数值)

以上分析表明，造成晋城城区的强降水云团是一个具有 β 中尺度对流系统特征的对流云团 C，由两个对流云团发展、合并、叠加而成。合并后的对流云团的 -58°C 的强中心范围明显增大、稳定少动，造成晋城城区连续 4 小时出现强降水，强降水区的分布跟对流云团的形状及其下游新生对流云团有关，强降水出现在 TBB 等值线长轴两侧、接近 TBB 等值线低值中心的区域，老的对流云团沿着槽前西南气流向东北方向移动的过程中，逐渐被下游新生对流云团兼并而生成新的强对流云团，在新对流云团长轴两侧造成强的降水。

4.3. 地面中尺度辐合线与列车效应

大多数局地强风暴起源于地面或边界层辐合线附近[16]。31 日 20 时，地面风场显示(图 7)，山西中部~西南部存在东北~西南走向的中尺度辐合线，在辐合线东西两侧已有降水产生。地面中尺度辐合线为上升气流提供了抬升力，导致不稳定能量的释放，是对流系统发生发展的抬升触发机制。31 日 23 时，中尺度辐合线东移至晋城城区西部，晋城城区降水开始。从长治多普勒天气雷达 1.5° 仰角反射率因子图上可知(图 8(a))，由于中尺度辐合线的触发作用，在其两侧有对流单体生成，沿槽前风暴承载层平均风向(SSW)向东北移动。强降水开始前的 22:36，在晋城西南部有一对流单体(图 8(a)，单体 1)，结构密实，中心强度达 45 dBz，该单体向东北方向移动，约 1 个小时后移到晋城上空，同时在晋城南部又有新生单体 2 生成，沿东北偏北方向移动、加强，在随后的一个小时内晋城产生了强降水。30 日 23 时~31 日 02 时，中尺度辐合线几乎未移动(图 8(f))，晋城一直位于其附近，不断有对流单体在晋城生成和发展，同时在晋城西南部不断有新生雷暴单体在高温高湿的有利环境中沿槽前风暴承载层经过晋城，与晋城本地

的雷暴合并,产生强降水(图 8(c)~(d))。对流回波长轴方向与回波移动方向接近平行,列车效应明显。02 时以后,随着中尺度辐合线东移,系统逐步东移,主回波带的向东分量开始加大,对流回波呈现西南~东北向的较为宽广的带状分布(图 8(e))。强降水过程期间,影响晋城的雷暴单体的反射率因子普遍在 35~45 dBz 之间,最大约 55 dBz (图 8(a)~(e)),回波顶高 8~12 km、局地达 14 km,质心强度在 45~55 dBz 之间(图 9),回波质心高度大都在 6 km 之下,属于低质心热带降水回波。

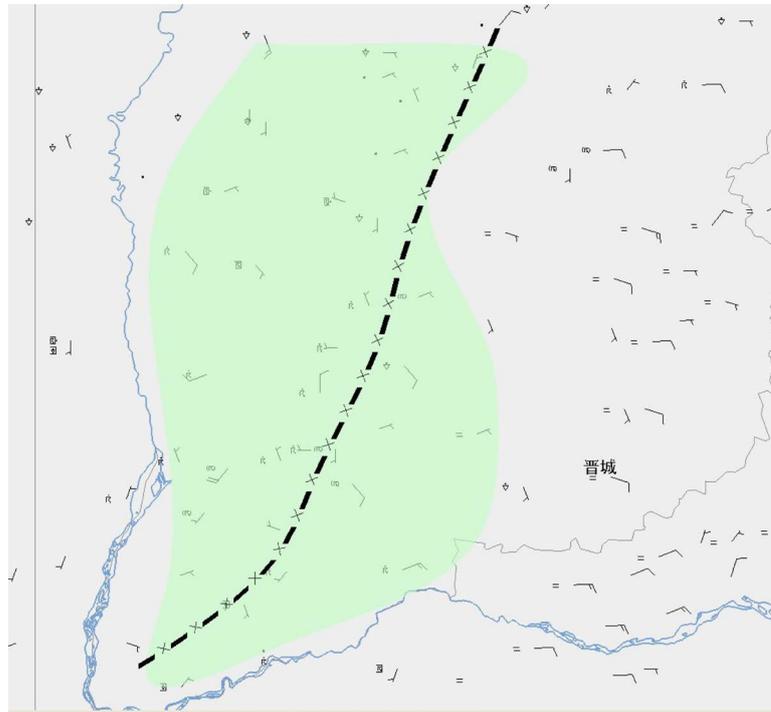
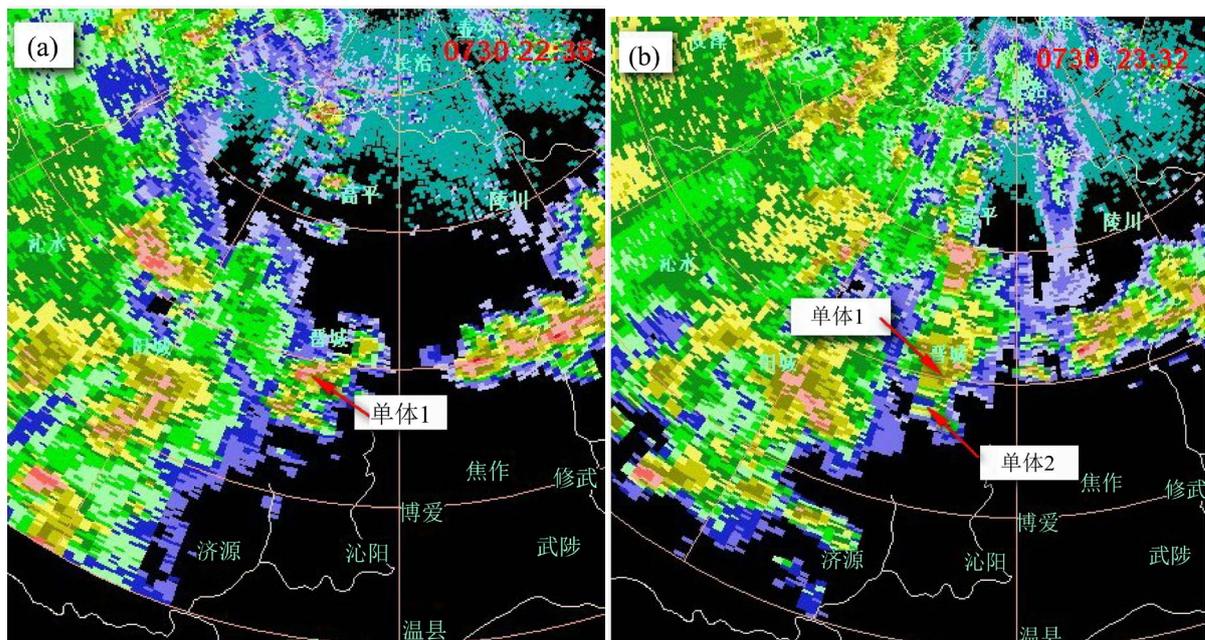


Figure 7. Surface wind field and precipitation area (shadow area) at 20:00 BT on July 30 2012 (black line: convergence line)
图 7. 2012 年 7 月 30 日 20 时地面风场和降水落区(阴影区), (黑色线为辐合线)



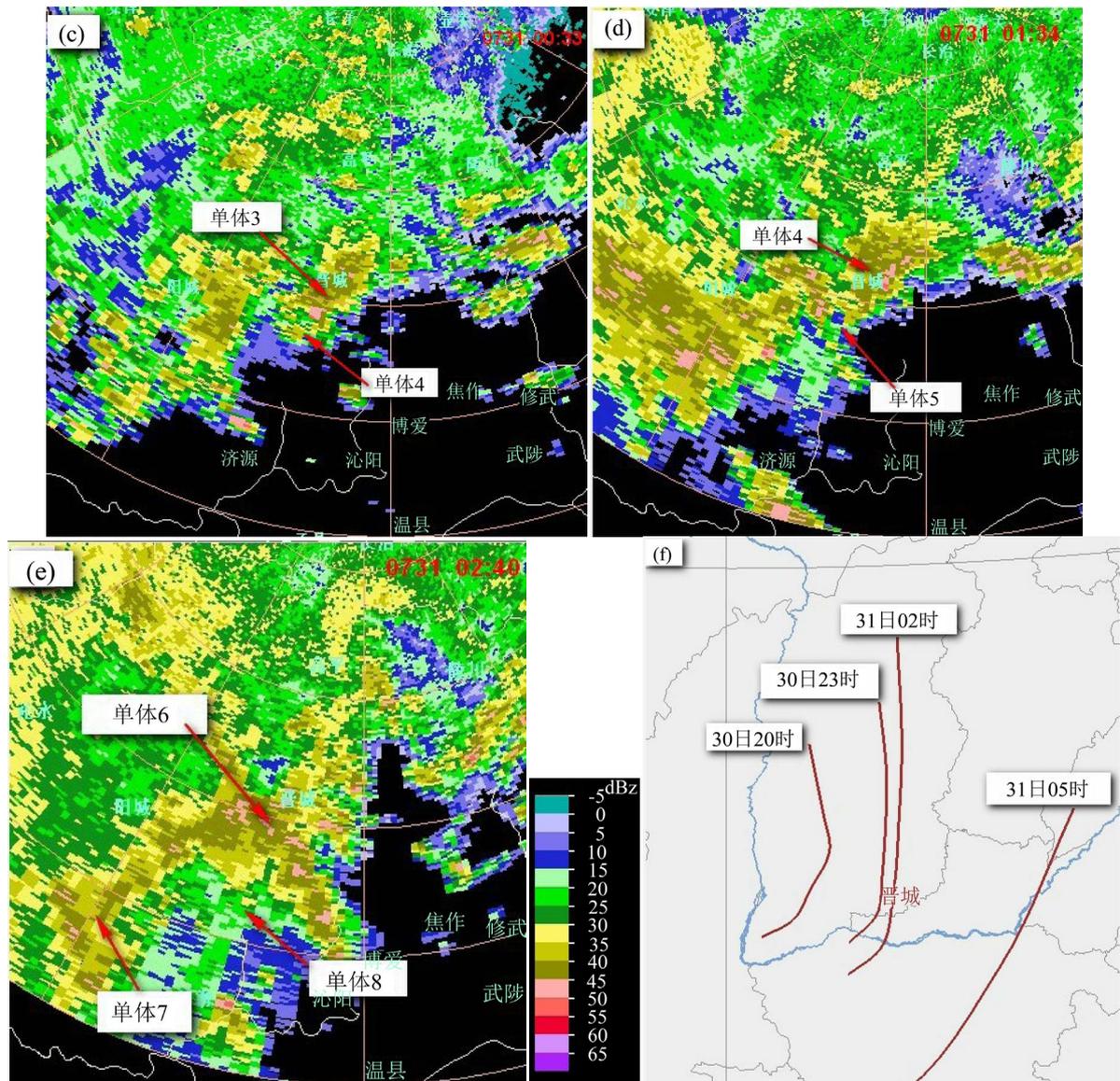


Figure 8. Changzhi radar 1.5° elevation reflectivity images at 22:35, 23:32 BT on July 30 2012 ((a), (b)) and 00:33, 01:34, 02:39 BT on July 31 2012 ((c), (d), (e)), Moving location of mesoscale convergence line (f)

图 8. 2012 年 7 月 30 日 22 时~31 日 02 时长治 CC 雷达约每隔 1 小时 1.5°仰角反射率因子图((a)~(e))和中尺度辐合线移动位置图(f)

从图 7 给出的晋城极端降水区反射率因子演变过程可以看到, 在发展成熟的雷暴母体的西南部, 不断有新的单体生成(传播), 新单体初生后就沿着风暴承载层平均风向着东北偏北方向移动(平流), 新单体是由中尺度辐合线触发的, 这种现象称之为雷暴的后向扩展或后向传播[17] [18]。雷达回波主体的移动是平流和传播的矢量和, 平流指每个雷暴单体沿着风暴承载层平均风的移动, 在“7.31”暴雨过程中是向着东北偏北方向; 而传播是指由于在某一侧不断有新的雷暴生成而产生的传播效应, 在本次过程中为西南方向。在这次强降水过程中, 平流在相当程度上被传播抵消, 具有明显的后向传播特点, 因此极端降水区回波主体移动缓慢, 导致了强降水在晋城的持续。雨强大、持续时间长, 是晋城极端降水事件发生的直接原因。同时, 不断有新的对流单体在晋城西南部生成、发展, 并沿着风暴承载层陆续经过晋城, 形成了列车效应, 造成持续性强降雨。

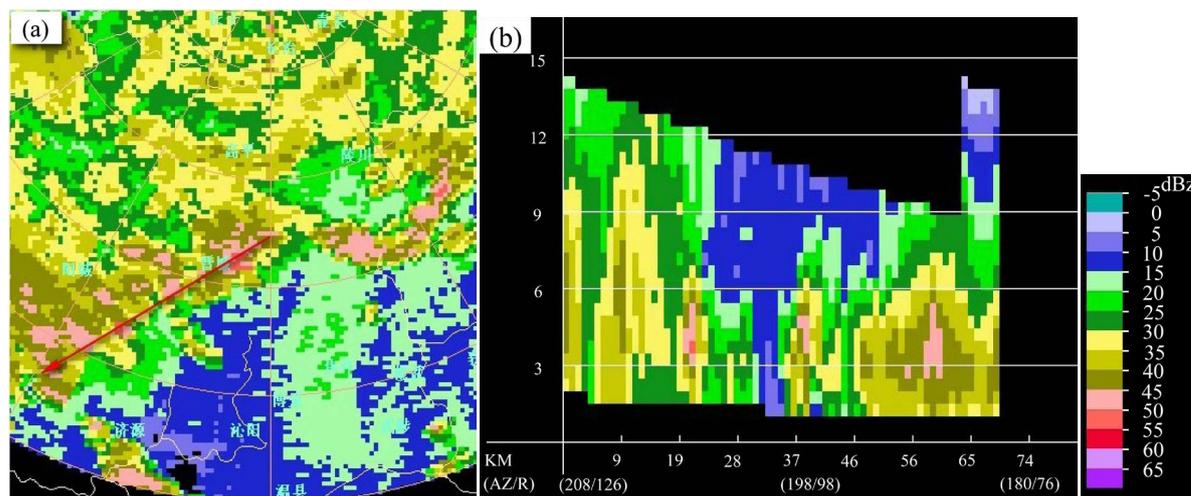


Figure 9. Changzhi radar composite reflectivity (a) and cross-sectional along the red line in fig 11 (a) at 01:19 BT on July 31 2012

图 9. 2012 年 7 月 31 日 01:19 长治雷达组合反射率因子以及沿图中红线的垂直剖面图

长治雷达 0.5° 仰角基本径向速度场表明：在分钟降水量最大的时段(30 日 00:54~31 日 01:29, 金村站 35 分钟降水量达 62.8 mm), 晋城城区附近风场上都有风向辐合, 且与强反射率因子一致, 辐合位置不断向东北方向移动。30 日 00:53 (图略), 基本径向速度场上晋城城区附近出现了明显的风向辐合, 该风向辐合区也随着强对流回波向东北偏北方向移动, 并于 31 日 01:19 (图 10) 在东部出现了非常明显的辐合点, 风速辐合值达到约 $27 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 同时在晋城城区及其东部分别出现了中 γ 尺度的气旋和反气旋, 使对流单体在晋城城区及附近强烈发展, 与此相对应, 金村镇在 01:19~01:28 出现了此次强降雨过程的极值: 10 分钟降雨量达 23.2 mm。

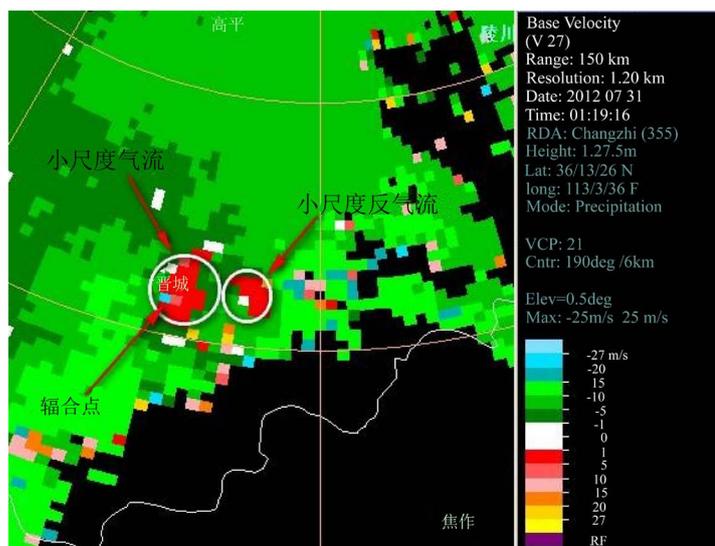


Figure 10. Changzhi radar 0.5° elevation radial velocity at 01:19 BT on July 31 2012

图 10. 2012 年 7 月 31 日 01:19 长治 CC 雷达 0.5° 仰角径向速度场

5. 讨论与结论

本文对 2012 年 7 月 30 日夜间山西晋城极端短时强降雨成因进行了分析, 主要结论如下:

1) 强降水范围小, 强度大、持续时间长, 是暖区降水。

2) 此次暴雨过程发生在东高西低的环流形势下, 是高空急流、西风槽、日本海高压、低层“人”字形切变线、远距离台风等系统共同作用的结果。高低空系统相耦合为本次降水过程的发生、发展创造了良好条件, 大暴雨发生在高空分流场伴随的强辐散气流之下、低层切变线附近。

3) 晋城极端降水区周边环境条件有利于深厚湿对流产生和发展。极端降水区周边 K 指数较大, 且暴雨前明显增大; 大气可降水量为高值; CAPE 值很高, 超过 $3000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 而 CIN 值很小, 具有深厚湿对流的潜势; 抬升凝结高度很低, 暖云层深厚, 垂直风切变小。

4) 造成晋城城区的强降水云团是一个具有 β 中尺度对流系统特征的对流云团, 它是由两个对流云团发展、合并、叠加后形成的。合并后的对流云团强中心范围明显增大、稳定少动, 造成晋城城区连续 4 小时出现强降水。

5) 地面中尺度辐合线是雷暴的触发机制。在晋城强降水时段, 中尺度辐合线在晋城附近稳定少动, 不断触发对流; 对流回波长轴方向与回波移动方向接近平行, 列车效应明显; 新的对流单体在老单体的左后方生成, 系统向东北偏北方向移动, 回波单体存在明显的后向传播特征。产生极端降水的回波属于低质心热带降水型, 降雨效率大。

6) 山西南部风场自身的气旋式辐合以及太行山地形的动力抬升及辐合作用为强降水的发生提供了有利的动力条件。

讨论: 这次极端降水过程, 晋城城区出现持续 4 个小时的强降雨, 最终形成特大暴雨既有其必然性, 也有其偶然性。孙军等[18]分析“7.21”北京极端降水成因, 认为异常大的水汽含量(可降水量 60~80 mm) 及与其相关的物理量异常可作为判断极端降水的重要因子。统计分析晋城气象观测站近 17 年来 7 月 31 日前后 10 天的 Td, “7.31”暴雨过程前的 30 日 20 时, 晋城站的 Td 为 21°C , 仅仅与多年平均值持平; 分析晋城周边大气可降水量, 近 17 年来 7 月 31 日前后 10 天郑州站的大气可降水量(PW)平均值为 51 mm, 最大值为 83 mm, 而“7.31”暴雨过程前的 30 日 20 时, 郑州站的 PWT 为 59.4°C , 仅仅达到历史同期第 70 个百分位值的水平; 太原站近 17 年来 7 月 31 日前后 10 天的大气可降水量(PW)平均值为 37 mm, 最大值为 63 mm, “7.31”暴雨过程前的 30 日 20 时, 太原站的 PWT 为 48 mm, 与历年同期相比大气可降水量较大, 但也没有达到异常偏高的程度。山西晋城的暴雨天气, 例如 2010 年 8.18~8.19 暴雨过程、2011 年 7 月 2~3 日区域暴雨过程都有低空急流伴随, 低空急流是判断能否出现暴雨的一个重要因子, 但“7.31”暴雨低空输送水汽的暖湿气流最大风速为 5 级左右, 未达到急流标准。综上分析, 晋城“7.31”暴雨过程前, 从当地的水汽及水汽输送条件来说, 并未出现异常大值。而“7.21”北京暴雨、“7.9”新乡暴雨都伴有异常大或明显偏大的水汽含量。

“7.21”北京暴雨、“7.9”新乡暴雨、“7.31”晋城暴雨都是锋前暖区降水, 降水系统发展速度快、强度强, 都是数值预报产品的能力不可及的。这 3 次极端降水过程的对流云团都有列车效应、后向传播特点, 而对流云团的列车效应、后向传播是产生极端降水的直接原因。虽然短期预报目前还很难预报出大暴雨(或特大暴雨)的量级及落区, 但预报员根据风暴承载层的风向与新生雷暴的传播风向的夹角, 能大致推算出对流云团是否有列车效应、后向传播, 从而做出较为准确的短临预报。这次突破历史极值的极端短时强降水出现在晋城城区方圆几公里的范围内, 可能跟城市热岛效应有关, 这一点还需要在以后的工作中进一步探讨。

基金项目

中国气象局预报员专项 CMAYBY2019-017。

参考文献

- [1] 程海霞, 任鹏娟, 赵慧琴, 等. 2016年“7.19”晋城市暴雨成因分析[J]. 气候变化研究快报, 2017(1): 22-30.
- [2] 黄士松, 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社, 1986: 244.
- [3] 湛云, 孙军, 徐珺, 等. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一): 观测分析及思考[J]. 气象, 2012, 38(10): 1255-1266.
- [4] 孙明生, 李国旺, 尹青, 等. “7.21”北京特大暴雨成因分析(I): 天气特征、层结与水汽条件[J]. 暴雨灾害, 2013, 32(3): 209-217.
- [5] 傅朝, 杨晓军, 周晓军, 等. 2013年6月19-20日甘肃陇东南暖区暴雨多普勒雷达特征分析[J]. 气象, 2015, 41(9): 1095-1103.
- [6] 马月枝, 张霞, 胡燕平. 2016年7月9日新乡暖区特大暴雨成因分析[J]. 暴雨灾害, 2017, 36(6): 557-565.
- [7] 侯淑梅, 孙兴池, 范苏丹, 等. 切变线冷区和暖区暴雨落区分析[J]. 大气科学学报, 2014, 37(4): 333-343.
- [8] 金炜昕, 孙丞虎, 李维京. 2012年7月华北降水异常成因分析[J]. 气象, 2014, 40(5): 541-548.
- [9] 孔凡超, 赵庆海, 李江波. 2013年7月冀中特大暴雨的中尺度系统特征和环境条件分析[J]. 气象, 2016, 42(5): 578-588.
- [10] 杨晓霞, 吴炜, 姜鹏, 等. 山东省三次暖切变线极强降水的对比分析[J]. 气象, 2009, 42(5): 578-588.
- [11] 王丛梅, 俞小鼎. 2013年7月1日河北宁晋极端短时强降水成因研究[J]. 暴雨灾害, 2015, 39(12): 1550-1560.
- [12] 湛芸, 吕伟绮, 于超, 等. 北方一次暖区大暴雨降水预报失败案例剖析[J]. 气象, 2018, 44(1): 15-25.
- [13] 俞小鼎. 短时强降水临近预报思路与方法[J]. 暴雨灾害, 2013, 32(3): 202-209.
- [14] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京: 气象出版社, 2007: 361-364.
- [15] 樊李苗, 俞小鼎. 中国强对流天气的若干环境参数特征分析[J]. 高原气象, 2013, 32(1): 156-165.
- [16] 赵海英, 董文晓, 赵珺, 等. 2015年5月山西中南部一次飚线天气过程分析[J]. 中国农学通报, 2016, 32(11): 127-132.
- [17] Chappell, C.F. (1986) Quasi-Stationary Convective Events. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, American Meteorological Society, Boston, 289-309. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-20-1_13
- [18] Corfidi, S.F. (2003) Cold Pools and MCS Propagation-Forecasting the Motion of Downwind-Developing MCSs. *Weather and Forecasting*, **18**, 997-1017. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2003\)018<0997:CPAMPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2003)018<0997:CPAMPF>2.0.CO;2)

知网检索的两种方式:

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>
下拉列表框选择: [ISSN], 输入期刊 ISSN: 2168-5711, 即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>
左侧“国际文献总库”进入, 输入文章标题, 即可查询

投稿请点击: <http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱: ccrl@hanspub.org