

王丛梅,俞小鼎,刘瑾,等,2018.弱天气尺度背景下太行山极端短时强降水预报失败案例剖析[J].气象,44(1):107-117.

弱天气尺度背景下太行山极端短时 强降水预报失败案例剖析^{*}

王丛梅¹ 俞小鼎² 刘瑾¹ 李江波³

¹ 河北省邢台市气象局,邢台 054000

² 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

³ 河北省气象台,石家庄 050021

提 要: 2015年7月31日夜间,太行山区出现极端短时强降水天气,石家庄和邢台的西部山区有5个雨量站雨量超过100 mm,其中石家庄市赞皇县院头镇和邢台市临城县南中皋村最大雨强都超过 $50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,3 h雨量超过100 mm,属极端短时强降水。数值预报、上级指导预报以及各级台站预报对暴雨均为漏报。本文利用常规高空地面观测资料、加密自动站观测资料、石家庄新一代天气雷达资料以及数值预报检验,反思该极端短时强降水预报思路和预报失败原因。此次极端短时强降水是发生在青藏高原东北侧高空西北气流的弱天气尺度背景下,预报的关键在于把握太行山东侧边界层偏东风与地形的作用、青藏高原加强使中层西北气流加强使垂直风切变加大、低层切变线东移影响、西南暖湿气流增强使水汽输送增加、中空干层与加厚的低空湿层叠加使对流不稳定性加强的特征。预报失误的主要原因是没有分析最大不稳定能量(订正CAPE值)导致对山西不稳定条件的低估,致使对山西雷暴在夜间的再次发展估计不足,同时预报员没能有效地使用非常规资料用于实时检验和订正数值预报结果,导致没能预见雷暴下山增强的可能。目前对弱天气背景下强降水产生条件缺乏有效的概念模型,数值模式可预报性较差,未来需要提高预报员对观测资料的全面分析能力和对数值预报产品的释用能力,通过大量个例的研究发展有效的预报(概念)模型。

关键词: 弱天气尺度背景,太行山区,极端短时强降雨,预报失败原因

中图分类号: P456,P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.01.009

Analysis of a Forecast Failure Case of Extreme Flash-Rain Under Weak Synoptic-Scale Background in Taihang Mountain

WANG Congmei¹ YU Xiaoding² LIU Jin¹ LI Jiangbo³

¹ Xingtai Weather Office of Hebei Province, Xingtai 054000

² China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

³ Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

Abstract: In midnight on 31 July 2015, an extreme flash-rain event was happened in Taihang Mountain. The rainfall was more than 100 mm at 5 automatic weather stations (AWSs) in mountain areas of Shijiazhuang and Xingtai, of which Yuantou town of Shijiazhuang City and Nanzhonggao Town of Xingtai City were caught by extreme short-time intense rainfall with rainfall amount more than $50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ and more than $100\text{ mm}\cdot(3\text{ h})^{-1}$. However, the numerical prediction, the superior guidance forecast and meteorological observatory all failed to forecast this rainstorm. Based on conventional upper-level and surface observations, AWS data, Doppler weather radar data and numerical forecast test, this paper analyzed the

^{*} 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506006)、国家自然科学基金项目(41575049)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2017-010)共同资助

2016年11月27日收稿; 2017年6月16日收修定稿

第一作者:王丛梅,主要从事短期和短时临近天气预报工作. Email:cmwang6565@163.com

prediction ideas and the reason of failure. The event occurred under weak synoptic-scale background in northeast of Tibetan high. The key of forecasting severe precipitation was to grasp the effects of east wind in Taihang Mountain and terrain. The middle-level northwest flow strengthened vertical wind shear, low-level shear line moved eastward, southwest wind strengthened warm moist air flows, and dry air layer overlaid on the thicken wet layer, strengthening the convective instability. The primary reason of the forecast error is that the lack of analyzing the maximum CAPE led to underestimating the unstable conditions and the development of thunderstorm at night in Shanxi Province. In addition, forecasters failed to use the unconventional data for real-time testing and correct numerical results, thus failing to predict the enhancement of thunderstorm enhance when it went down the hill. There is no effective conceptual model for severe precipitation conditions in the weak weather background at present. Forecast capacity of numerical model for such weather is poor. So forecasters need to improve the comprehensive analysis ability on observational data and the interpretation capacity of numerical prediction products in the future, and also to develop effective forecasting conceptual model through studying a large number of cases.

Key words: weak synoptic-scale background, Taihang Mountain, extreme short-time rainfall event, reasons of forecast error

引 言

在华北复杂的地形条件下,山区极端短时强降水时有发生。极端短时强降水是指 1 h 雨量 ≥ 50 mm 或 3 h 雨量 ≥ 100 mm 的降水事件(俞小鼎, 2013), Doswell(2001)将达到或超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水归类为极端强对流天气,短时间形成暴雨危害很大。华北地区西侧为太行山脉,东侧为华北平原,造成山区极端短时强降水的雷暴系统或在山区触发,或由上游移入,在高空引导气流作用下向山下移动,影响附近平原地区。据统计北京地区西部和北部移入型对流风暴占统计样本的 95%(黄荣, 2012)。

雷暴下山的强度变化与其所处天气背景关系密切。在西太平洋副热带高压外围、较强天气系统强迫背景下,边界层的偏东风和平原地区较好的热力条件是对流风暴是否能够成功向山下传播的关键(Wilson et al, 2010)。边界层较强偏东气流与过山的西北偏北气流形成强的边界层辐合线或者由地形引起的地面定常辐合线均可触发新生雷暴(樊利强等, 2009; 王丛梅等, 2017; 王丽荣等, 2013)。在偏东风作用下,较强回波均在太行山东侧迎风坡加强(或有新生)、合并、移速减慢,雷达回波或出现列车效应(孙继松等, 2012; 2015; 俞小鼎, 2012),导致降水加强(柴东红等, 2010; 王宇虹等, 2015; 郝莹等, 2012)。

对于大陆高压外围或西风带高压脊上的弱天气尺度背景下雷暴下山造成极端短时强降水过程目前也有部分个例研究。结果表明,局地冷池和环境风

场的相互配合是造成山上对流风暴是否能够顺利传播下山的关键,山区出现强降水前期都存在边界层偏东风、低层湿度大和有较强的不稳定能量积蓄等类似于强天气背景下的特征(雷蕾等, 2014; 肖现等, 2015; 陈双, 2011)。吴庆梅等(2015)研究发现若东风为冷湿性质,东风冷垫和地形抬升作用会使雷暴具有高架对流的特点。这些研究结果在业务预报中应用的有效性也是制约预报能力的一个关键因素。

相对于强天气尺度背景,弱天气尺度背景下雷暴下山造成极端短时强降水的预报难度更大,目前还缺乏成熟的概念模型。主要原因是山区复杂地形中探测资料不足,数值预报对此类天气的预报能力较差,预报员从当前探测资料提取有效信息的能力有限。本文将对 2015 年 7 月 31 日夜间发生的一次弱天气尺度背景下太行山雷暴下山加强在石家庄和邢台造成极端短时强降水过程的预报失败案例进行剖析,希望对未来此类天气的预报有所借鉴。

1 实况降水特征和预报情况

2015 年 7 月 31 日夜间,太行山南部山区出现了一次具有局地性、夜发性、时间短、强度大等特征的强降雨天气过程。雷暴起源于太行山南部山西一侧,在太行山东侧下山过程中加强,陆续造成石家庄和邢台的西部山区的极端短时强降水天气,过程雨量超过 50 mm 的区域呈西北—东南向带状分布,平原降雨明显小于山区,有 5 个区域自动站雨量超过 100 mm(图 1a),最大为石家庄赞皇县院头镇

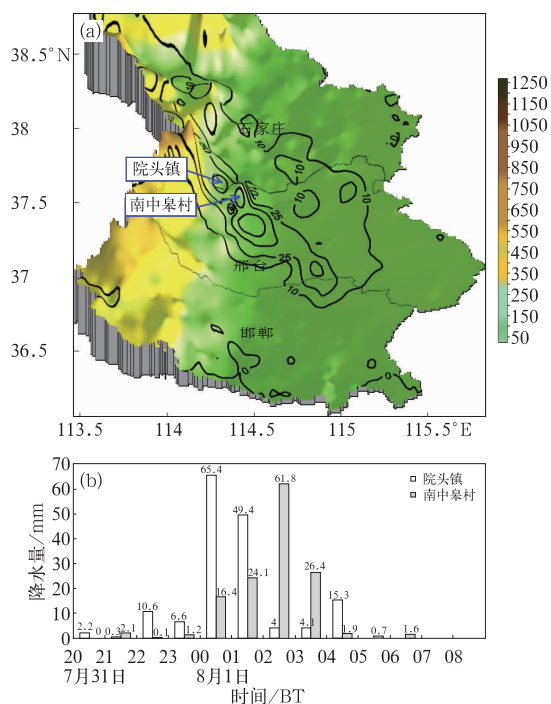


图 1 2015 年 7 月 31 日 20 时至 8 月 1 日 08 时
河北省南部雨量分布(单位:mm)

(a)12 h 过程雨量叠加地形(色标为海拔
高度,单位:m), (b)石家庄赞皇县院头镇
和邢台临城县南中皋村逐小时雨量

Fig. 1 Rainfall in south of Hebei Region from 20:00 BT
31 July to 08:00 BT 1 August 2015 (unit: mm)
(a) 12 h rainfall and terrain (shaded area: altitude,
unit: m), (b) 1 h rainfall histogram from Yuan-tou
AWS of Zanzhuang County and Nanzhonggao
AWS of Lincheng County

157.9 mm,其次为邢台临城县南中皋村 136.3 mm,最大的小时雨强也出现在这两个站点,院头镇 1 日 00:00—01:00 雨量为 65.4 mm、南中皋村 1 日 02:00—03:00 雨量为 61.8 mm,且 3 h 雨量都超过 100 mm(图 1b),为极端短时强降水。两站的海拔高度分别为 158 和 151 m,100 mm 以上的强降雨都在海拔 200 m 以下,50 mm 以上的强降雨多在海拔 400 m 以下的浅山区和丘陵区,有明显的地域分布特征。石家庄和邢台两地气象台在 30 日 16 时对 31 日夜间降雨过程的 24 h 小雨评分 TS 为 20%,中雨及以上降雨均漏报,山区强降雨更未提及,预报失败。

2 预报过程回顾

业务规定,市气象台每日下午 16 时之前制作城镇短期预报,此时可以参考资料有 08 时的高空形

势、截至 16 时的地面观测资料、卫星云图和雷达资料,以及前一日 20 时起报的欧洲和 T639 数值预报等。

7 月 31 日 08 时(图 2),500 hPa 欧亚高纬为两槽一脊,低槽分别位于巴尔喀什湖北部和鄂霍次克海,中纬度青藏高压比较强盛,588 dagpm 控制我国西部地区,华北地区为青藏高压东北部、中纬度脊前的弱西北气流控制,风速在 $8 \sim 14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。850 hPa 河套有气旋性环流,山西中部有暖切变,切变线南侧有暖湿平流自西南地区向华北南部输送,山西南部的比湿为 $17 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,因此山西境内有系统性的辐合上升运动、上干冷下暖湿的不稳定和较好的水汽条件,山西南部有出现对流天气的潜势。河北南部处在弱的天气尺度环流背景下。08 时 850 和 925 hPa 都为东北风具有冷湿的性质,类似于回流的形式,低层湿度较大,比湿 $14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,海平面气压场上有冷高压自东北向西南伸,河北东南部平原有东北风与东风的中尺度辐合线,白天自东向西出现了稳定性小雨天气,山区的最高温度只有 26°C 左右,热力条件并不特别有利。

对比 7 月 31 日 08 时太原和邢台的探空(图 3),山西的对流发展条件强于河北南部。两个测站 500 与 600 hPa 之间都有明显的干层,700 hPa 以下都有较厚的湿层,有对流不稳定层结;太原水平风垂直分布中低层都一致顺转,而邢台整体顺转的情况下分别在 850 和 400 hPa 附近有逆转的特征,表明邢台在低层和中层分别有东北来冷空气和西来冷空气的侵入。两者都有对流发展的潜势,太原的抬升凝结高度和自由对流高度都较低,邢台的抬升凝结高度较低但自由对流高度较高。太原站 850 与 500 hPa 温差和假相当位温差、CAPE 值都大于邢台(表 1),太原热力能量条件好于邢台。

对比近年河北南部夏季对流性暴雨的环境对流参数统计结果(王丛梅等,2013), $T_{850-500}$ 平均为 25.4°C , $\theta_{se850-500}$ 平均为 7.4°C ,CAPE 平均 $991.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,PW 平均 49.8 mm ,垂直风切变 $11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,暖云层厚度平均超过 4 km,此次太行山东侧的环境虽有较好的水汽条件,非常干的中层与湿的低层叠加造成假相当位温差较大,有较强的对流不稳定性,但 CAPE 值较小、不稳定能量条件不足,对流是否加强可能依赖于夜间热力条件的改善和触发机制。

根据前人的研究结果(黄荣,2012),雷暴下山加强通常具备 CAPE 值为 $1000 \sim 2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 中等以上强度的不稳定能量;组织性较好的线状雷暴的

西北气流较弱,垂直风切变较小,邢台CAPE值较小,由于31日白天已经出现稳定降水,热力能量逐渐消耗,判断夜间热力能量条件更差。

从经验预报外推系统的移动,判断有利于山西雷暴发生的低层切变线系统和西南暖湿气流将东移,河北一侧边界层东北风携带冷空气将西伸。但从16时制作预报之前的观测实况来看,与经验外推的结果并不相符,山西一侧由低层暖切变引起了零散对流,但强度不大,且没有东移的趋势;河北一侧受东北冷空气影响出现了稳定性降水,由廊坊和保定东部向西南移动至石家庄东部和邢台北部过程中是逐渐减弱的;河北南部平原的地面风场辐合线逐渐东移,山区为一致的偏北风,且在逐渐减弱,石家庄雷达风廓线数据表明,08—16时,中层4~6 km西北风在12时为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、16时减弱为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,边界层1.2 km以下的东北风12时为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、16时减弱为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,都有中午加强下午再减弱的特征,3 km附近有弱西南风转为弱西北风。因此考虑到夜间整层风场延续减弱趋势,判断低层西南气流东移和边界层东北冷空气西伸过程都是减弱的。

这些基于观测的不利强降水发生的条件进一步为数值预报结果所强化。31日下午做预报时可以参考30日20时起报的数值预报。欧洲细网格(EC-thin)和我国T639对于31日08时山西和河北北部的高空风场预报与实况相比基本正确,但对于山西南部 and 河北南部的风场有一定偏差,500 hPa的风速预报偏小,850 hPa的切变线位置偏北一个纬距。虽然预报与实况有一定偏差,但是模式变量和系统的变化趋势一般具有参考价值。T639和EC-thin的数值预报与16时雷达风廓线显示的风场减弱特征比较一致。31日20时强降水区附近500 hPa预报风场都为弱西北风,T639预报 $6 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、EC-thin预报为 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。700 hPa风场预报,两家都为弱的西北偏西风;预报850 hPa风场,T639为东北风 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,EC-thin在石家庄和邢台之间有 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东北风与 $2 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏北风的切变辐合线;对于8月1日02时河北南部的预报(图4),两家500 hPa预报的西北风都有所减小。其他层次的风场特征两个模式分歧较大,出现了其他一些不利河北南部发生强降水的特征,比如850 hPa风场预报,T639继续预报了偏东风,EC-thin却显示山西暖切变位置少动,没有东移。邢台预报探空图上,T639预报没有明显不稳定能量,

EC-thin中层湿度有所增大、低层湿度减小,风向随高度逆转为冷平流,自由对流高度较高。此外,两家预报降水量都很小,T639预报夜间雨量在1 mm以下,EC-thin雨量预报在3 mm以下。

综合以上的分析,初步判断山西在有利的对流条件下会触发对流,但是观测表明山西对流较弱且没有东移加强趋势,对于弱西北风的环境背景无论是观测还是数值预报都显示在东移过程中将减弱,因此预报山西对流将减弱且没有东移下山趋势,即便有对流产生,也很可能是零散和无组织的,不会导致极端短时强降水。此外,河北南部不稳定能量偏低,白天逐渐减弱的稳定降水使热力能量消耗,数值预报也没有显示明显降水,于是判断夜间河北南部的热力能量条件会更差,做出了夜间河北稳定性降雨趋于结束,山区有弱降水而平原无雨的预报结论。

3 实际天气过程演变

31日16—20时,山西中南部有分散的弱对流发展但东移不明显,河北为稳定性层云降水西移减弱阶段,太行山两侧的影响系统和降水性质虽不同,但降雨量级都以小雨为主。由于降水回波减弱,16—20时石家庄雷达风廓线信息并不全,2~4 km没有有效资料,只可以看到2 km以下维持偏东风、4 km附近维持西北风的特征,但风速都有所减弱。

然而31日20时以后,对流云团在山西和河北交界处再次生成发展,多回波单体出现在山西一侧的平定县、昔阳县、寿阳县和河北一侧的井陉县、赞皇县,其中寿阳县的回波向山西南部移动逐渐减弱,而平定、昔阳和井陉、赞皇四县的回波单体东移过程中合并组织起来,呈西北—东南带状向山下移动发展,回波单体以列车形式持续不断经过赞皇进入临城、内丘。从图5看到1日00:12和02:00在赞皇院头镇和临城南中皋村以及下游的内丘附近排列数个强回波单体,且垂直结构为低质心热带型回波,具有更高的降水效率;特别是00时前后带状回波的上游不断有新生单体合并加入,具有后向传播特征。石家庄市和邢台市气象台以及西部山区的赞皇、临城、内丘气象台监视到山区多单体回波加强时发布了雷电预警信号,提示可能伴有短时强降水天气;当监视降雨实况出现50 mm且回波以列车形式影响时,开始发布暴雨黄色、橙色直到红色预警信号,在一定程度上弥补了短期预报的失误。

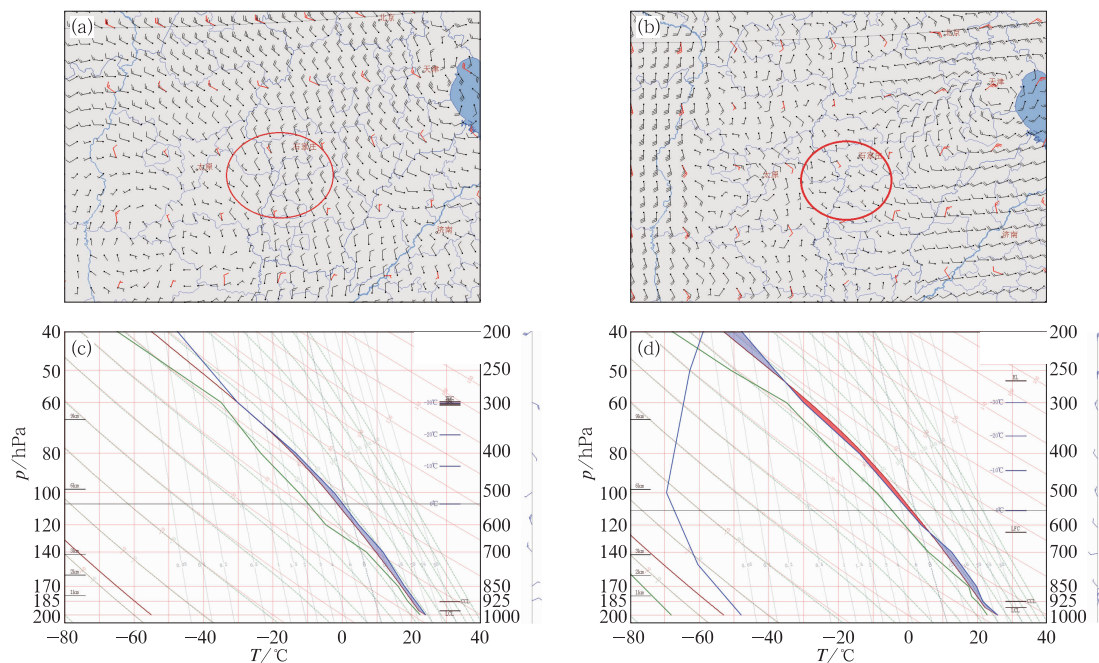


图 4 2015 年 7 月 30 日 20 时起报对 8 月 1 日 02 时风场(圆圈为暴雨区)和 $T\text{-}\ln p$ 图
(a)500 hPa, (b)850 hPa (EC-thin 为黑色, T639 为红色), (c)T639 预报 $T\text{-}\ln p$,
(d)EC-thin 预报 $T\text{-}\ln p$

Fig. 4 The 20:00 BT 30 July wind of (a) 500 hPa and (b) 850 hPa (black: EC-thin, red: T639, circle: rainstorm area), and the $T\text{-}\ln p$ forecast for the time 02:00 BT 1 August 2015 by (c) T639 and (d) EC-thin

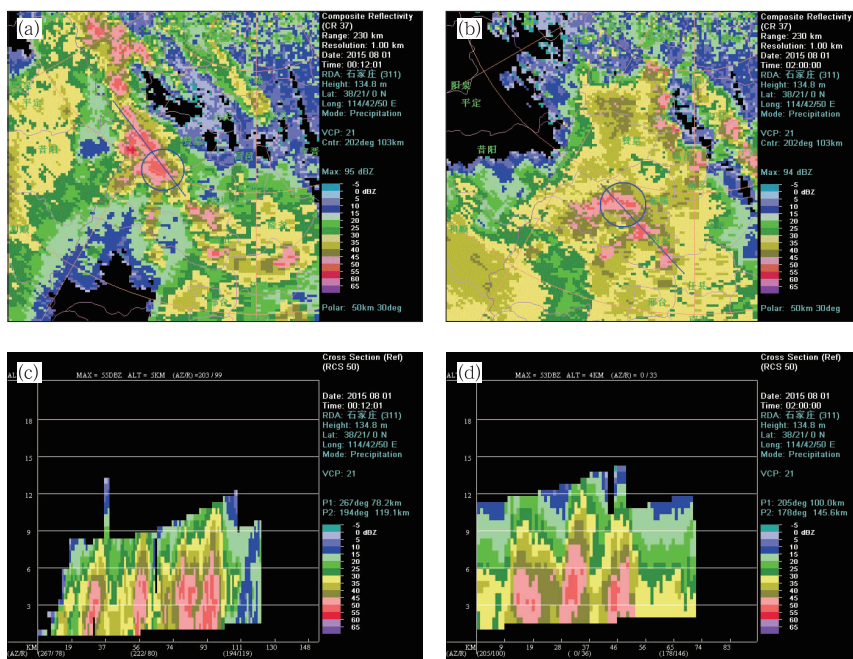


图 5 2015 年 8 月 1 日 00:12 赞皇院头镇(a, c)和 02:00 临城南中皋村(b, d)极端
短时强降雨阶段组合反射率(a, b)和沿图中直线的反射率剖面(c, d)

(图 5a 中圆圈为赞皇院头镇, 图 5b 中圆圈为临城南中皋村)

Fig. 5 Combinatorial reflectivity (CR) and combinatorial reflectivity section (RCS) of
Yuantou (a, c) at 00:12 BT and Nanzhonggao (b, d) at 02:00 BT 1 August 2015
(a, b) CR, (c, d) RCS

3.1 天气背景变化

20 时(图 6),500 hPa 仍为弱天气尺度背景,青藏高原呈稳定加强态势,其东北侧位势高度有所增加,北侧外围西北风风速是减弱的,为 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。850 hPa 偏东路冷空气向西推进与西南暖湿气流在山西中南部相遇,南北向的锋区明显加强西移至山西,因此 20 时前后对流首先在山西南部锋区上由 850 hPa 切变线触发,锋面抬升和暖切变系统抬升使对流加强。对应红外云图上沿切变线有数个 β 中尺度对流云团排列成东西带状,其中有部分对流云团向山西南部移动并逐渐减弱,而靠近河北的对流云团东移下山发展加强。

河北一侧对流条件此时向有利趋势转变,邢台上空 500 hPa 风向由偏北风转为西北风,925 hPa 为偏东风,高低空形成的垂直风切变加强;西北风作为引导气流使山西雷暴向东南移动越过太行山;低层湿度条件较好,比湿维持在 $14 \sim 17 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的较高水平;河套 850 hPa 气旋性环流东移,其前侧的切变线也有东移趋势,邢台由东北风转为东南风,由冷平流转为暖平流;地面中尺度辐合线虽已东移,但河北一侧边界层维持偏东风与地形作用的强迫抬升作为主要的动力加强机制,使过山雷暴加强,导致了河北山区夜间的极端短时强降水。

将 7 月 31 日 20 时太原和邢台探空(图 7)与 08 时对比,500 与 600 hPa 之间都维持干层,邢台干层有所增厚、太原略有减弱,这可能与青藏高原向东北方向扩展使其外围干空气加强有关;低层的湿层均增厚,湿层上升至 600 hPa 附近;干湿层叠加的形式使邢台 $\theta_{se850-500}$ 增大到 24°C ,太原维持在 30°C ,都有非常强的对流不稳定层结。这与常见的西太平洋副热带高压外围的不稳定形势有所不同。西太平洋副热带高压外围常常是低层的暖湿气流与中高层中纬度西来冷空气叠加造成的不稳定层结,而此次青藏高原高压外围的不稳定主要是由于中层的干空气与低层湿空气的叠加造成的对流不稳定。河北一侧热力水汽条件进一步改善,邢台地面露点为 23°C ,大气可降水量为 55 mm;邢台上空水平风垂直分布一致顺转,较 08 时暖平流增强;但邢台的 CAPE 不明显,不稳定能量条件仍较差;邢台 800~700 hPa 有西南风出现、500 hPa 附近由东北风转为西北风、600 hPa 西北风加强,表明山西低层切变线系统东移至河北,青藏高原的东伸使中层干空气加强。而太原虽 CAPE 值减小、地面露点降为 19°C ,但大气可降水量增大到 51 mm;太原边界层偏东风和低层偏南风均增强,表明边界层东路冷空气西移和低层气旋性环流和暖切变东移加强;太原上空边界层和 中层有逆转特征,表明边界层有冷平流输送,造成边

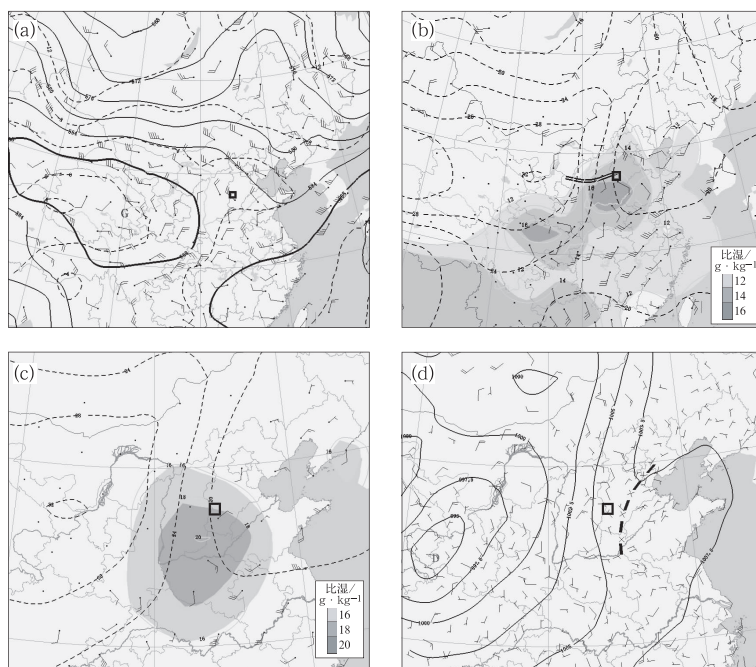


图 6 同图 2,但为 2015 年 7 月 31 日 20 时高空形势图

Fig. 6 Same as Fig. 2, but for weather maps at 20:00 BT 31 July 2015

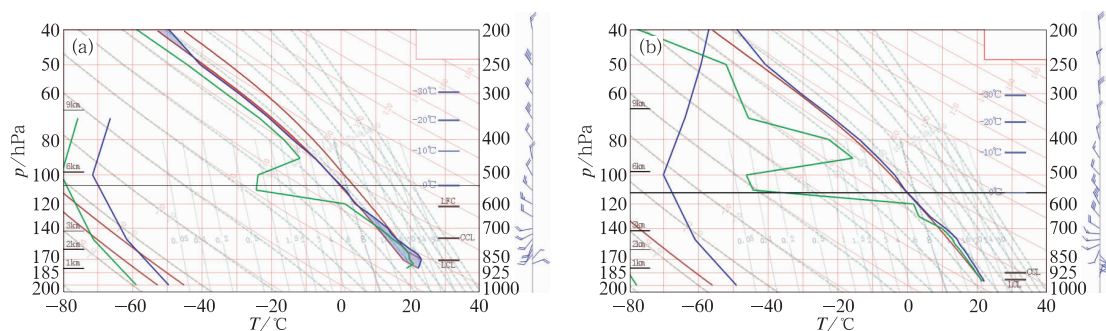


图7 2015年7月31日20时(a)太原(订正)和(b)邢台探空图

Fig. 7 Sounding chart from (a) Taiyuan (correction) and (b) Xingtai at 20:00 BT 31 July 2015

界层的逆温,特别值得注意的是,若将气块从逆温层顶抬升做订正所获得CAPE和从地面起始的不稳定能量结果差异巨大,显然山西雷暴触发在逆温层之上。因此山脉两侧都呈现出强对流的环境形式,夜间山西南部雷暴再次触发,河北一侧也具有上千下湿的对流不稳定层结加强的趋势,且垂直风切变加大和偏东风维持,为过山雷暴加强提供有利的热力层结和动力抬升条件。

3.2 中尺度风场演变

触发此次河北山区强降水的中尺度系统并不在地面。31日夜间在两省交界附近的初生雷暴在向东南移动过程中逐渐加强,在太行山区河北一侧旺盛发展。此时河北省中南部国家站地面观测风向为一致的西北风,1 h 变压和1 h 变温都不明显,石家庄和邢台山区的区域自动站极大风速为 $2\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,且强降雨前后温度变化不大,可见雷暴在地面的出流并不强,同时山前地面也没有风场辐合线。

作为预报山区强降水的关键标志——偏东风,出现在边界层而非地面。从L波段探空雷达邢台高空风来看(图8),强降雨开始之前,31日20时环境偏东风约在 $0.7\sim 2\text{ km}$, $2\sim 3\text{ km}$ 为偏南风, 3 km 以上为偏西风 and 西北风;对比降水后8月1日08时偏东风主要在 0.9 km 以下的边界层, $1\sim 3\text{ km}$ 为西南风, 3 km 以上为西北风,可见31日夜间山前环境风场中有边界层偏东风降低、偏南风层次加厚的过程。

从强降水期间石家庄雷达风廓线图上可以看到山前环境风场的详细变化(图9a),边界层 $0.3\sim 0.9\text{ km}$ 维持偏东风 $4\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $1\sim 3\text{ km}$ 已由东南风转为西南风 $4\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 4 km 以上为西北风 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,风速较20时邢台探空都有所增大, $0.3\sim 5.5\text{ km}$ 深层垂直风切变最强达到 $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,

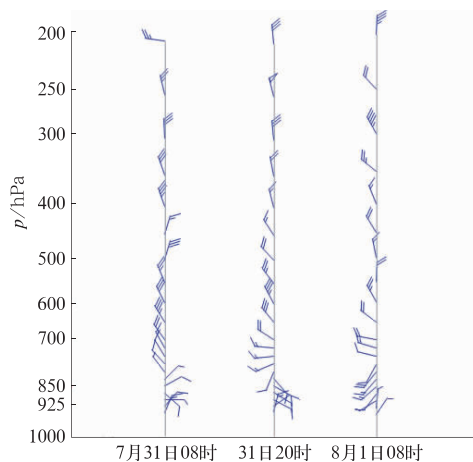


图8 2015年7月31日08和20时及8月1日08时邢台站探空高空风垂直分布

Fig. 8 Vertical distribution of high-level wind at Xingtai at 08:00 BT, 20:00 BT July 31 and 08:00 BT 1 August 2015

这与强降水前后邢台站高空风变化的趋势是一致的。 $1.5\sim 3\text{ km}$ 出现的西南风,可以判断为山西低层暖切变夜间东移,河北西南部处于 850 hPa 暖切变的南侧,实况1日08时高空形势图也佐证了这一点, 850 hPa 河套气旋性环流前侧的暖切变东伸至河北西南部,因此低层暖切变系统对夜间强降水有重要影响,低层西南暖湿气流的出现增加了水汽输送和增强了与中层干冷空气之间的不稳定层结。强降水过程中地面温度没有明显下降也就是维持了暖湿的状态,边界层偏东风与地形作用强迫抬升,从而使对流云团在山区再次加强。这些风场特征在沿雷达强回波长轴方向(图5a中直线)做的径向速度剖面图上也有清晰显示(图9b),边界层和低层有朝向雷达的负速度即入流气流、中层主要表现为正负速度的辐合、高层为离开雷达的正速度即辐散出流气

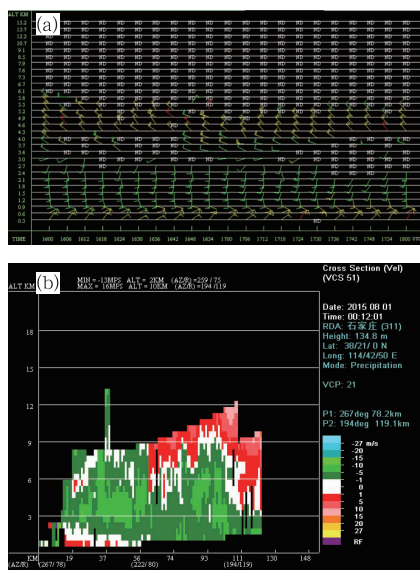


图 9 强降水期间石家庄雷达产品
(a) 2015 年 8 月 1 日 00:00—02:00 风廓线 (VWP),
(b) 8 月 1 日 00:12 时沿强降水区长轴方向
径向速度剖面 (VCS)

Fig. 9 Products of Shijiazhuang Doppler Radar
(a) VWP from 00:00 to 02:00 BT,
(b) radial velocity section (VCS)
at 00:12 BT 1 August 2015

流,可以判断出偏东气流山前强迫抬升、低层西南暖湿气流系统性辐合抬升、再到中高层转为西北风流出的垂直环流特征。增强的垂直风切变使多单体对流组织起来,沿引导气流向东南方向移动,下山过程中以列车形势陆续通过相同地点产生列车效应,是太行山东坡夜间极端强降水天气的主要原因。

3.3 物理量诊断分析

沿强降水区附近 37.5°N 做物理量剖面图

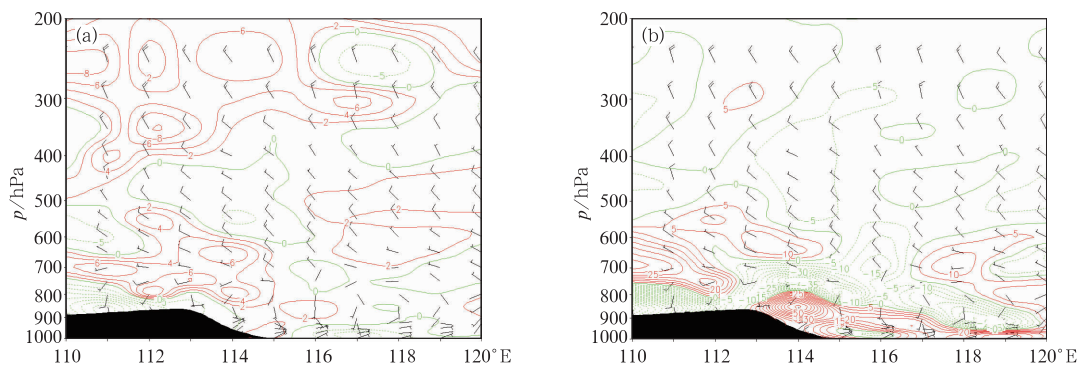


图 10 2015 年 7 月 31 日 20 时沿 37.5°N 温度平流(a,单位: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)和
水汽通量散度(b,单位: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)剖面图

Fig. 10 Cross-section of (a, unit: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) temperature advection and
(b, unit: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) water vapor flux divergence at 20:00 BT 31 July 2015

(图 10),温度平流图上,20 时河北一侧边界层和中层分别为冷平流,低层有明显的暖平流,与 08 时相比 $114.0^{\circ} \sim 114.2^{\circ}\text{N}$ 太行山区上空的 850 和 700 hPa 附近的暖平流增强,不稳定层结是起始于边界层之上;水汽通量散度图上,20 时山前 925 hPa 和山区上空 800 hPa 分别有水汽辐合中心,与 08 时相比低层水汽辐合加强。结合风场配置可知,边界层的偏东气流带来冷湿气流在山前辐合上升,850 和 700 hPa 的西南风带来暖湿气流辐合抬升。可见雷暴产生在边界层冷垫之上的不稳定环境中;下山加强的动力抬升机制既有边界层东风在地形影响下的强迫抬升,又有低层辐合系统抬升;水汽条件既有本地原有的高湿环境,又有边界层偏东风的冷湿输送和低层西南风的暖湿输送。

3.4 数值预报变化

由上面风场演变可知,中层西北气流加强、低层切变线系统东移和边界层偏东风的维持是预报关键,因此数值预报中风场预报是否正确决定了此次强降水预报的成败。31 日 08 时起报的 1 日 02 时风场预报中,两个模式边界层偏东风的维持(图 11)均有所反映,但其他信息仍偏差很大。T639 虽调整预报出 700 hPa 西南风和 925 hPa 偏东风,但 850 hPa 切变线偏西,山区的降水量最大预报在 4 mm 以下;欧洲细网格预报调整,850 hPa 预报出西南风,925 hPa 的偏东风有所体现,但 700 hPa 错误预报为西北风,山区的总降水量预报最大在 8 mm 以下。该资料收到时间在 15:30 以后,对预报的订正作用有限。

31 日 20 时起报的数值预报进一步向有利降水的趋势调整,特别是 T639 预报 925 hPa 偏东风、600 hPa 西北风、700 hPa 西南风预报都比较正确,

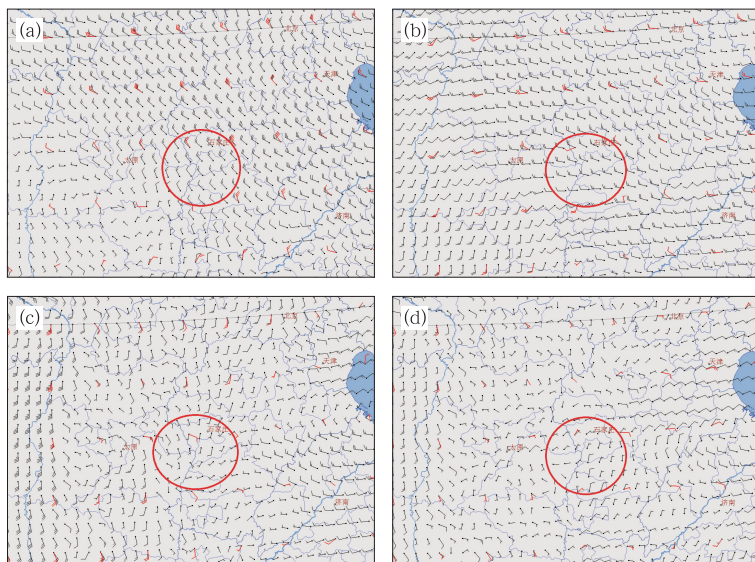


图 11 EC-thin(黑色)和 T639(红色)2015 年 7 月 31 日 08 时
起报对 8 月 1 日 02 时风场预报
(a)600 hPa, (b)700 hPa, (c)850 hPa, (d)925 hPa
(圆圈为暴雨区)

Fig. 11 The 08:00 BT July 31 wind forecasts by EC-thin (black) and T639 (red) at (a) 600 hPa, (b) 700 hPa, (c) 850 hPa, (d) 925 hPa for the time 02:00 BT 1 August 2015 (circle: rainstorm area)

但 850 hPa 切变线仍在山西, 降水量预报在邢台西部山区有 70 mm 的暴雨中心; 欧洲细网格预报并不与 T639 一致, 仍预报 600 hPa 弱西北风、700 hPa 为西西北风、925 hPa 错误预报为偏北风, 只有 850 hPa 西南风预报正确, 降水量预报略有加大, 石家庄西部山区中心值增大到 15 mm。然而, 资料传到的时间已经是在 8 月 1 日 03 时即降雨发生之后了, 没有订正价值。因此数值预报对于弱天气背景下山区的强降水在短期时效内无预报能力和订正能力。

4 预报失误原因总结和讨论

此次太行山区的极端强降水天气过程发生在青藏高原东北侧高空西北气流的弱天气尺度背景下, 太行山地形具有重要作用。加强的青藏高原使中空干空气加强, 低层河套地区气旋性环流前部有暖湿气流自西南地区向华北南部输送、河北及以东地区的偏东气流带来冷湿空气, 三支气流叠加造成上千下湿的较强对流不稳定层结。傍晚在边界层冷垫上低层暖切变触发新生雷暴, 山西和河北交界处雷暴东移翻越太行山下山, 偏东风的地形强迫抬升作用使雷暴下山加强, 从而造成此次河北一侧太行山区

的极端短时强降雨天气(图 12)。

已有研究中青藏高压东北侧弱天气系统强迫下强降水个例较少, 且表现特征不尽相同, 预报员对其机制认识不深刻。探究此次预报失败原因, 主要有以下两点。

(1) 预报员对山西不稳定条件的低估导致对山西雷暴在夜间发展的预报失误。弱西北气流环境背景下, 夜间雷暴在边界层冷垫之上触发, 对流不稳定层结的高度较高, 是这次雷暴触发比较特殊的地方,

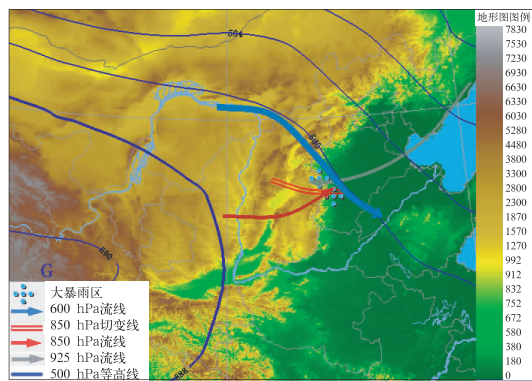


图 12 高空流场配置综合示意图

Fig. 12 Integrated configuration diagram of flow field

与白天降水机制明显不同。夜间边界层回流冷空气西伸至山西,低层西南暖湿气流增温,造成太原20时探空图上的逆温,如果对太原逆温层之上的探空进行订正、使用逆温层之上的气块抬升计算CAPE则会得到较大的对流有效位能。这与2013年6月4日北京对流暴雨过程有相似之处(吴庆梅等,2015),同在高空弱脊形势下,偏东风地形作用和其冷垫作用为对流暴雨的再次产生提供了触发机制,边界层东风降温在低层形成了稳定层结,夜间对流具有高架雷暴性质,通过扰动逆温层顶的气块绝热上升得到的最不稳定有效位能较大且更为合理。

(2) 预报员对数值预报依赖性加强同时又释用经验不足,没能有效地使用非常规资料用于实时检验和订正数值预报结果,导致没有预见到雷暴下山增强的可能。数值预报对弱天气背景下强降水可预报性很低,不同模式的预报往往有很大差异。对强降水时刻8月1日02时的850 hPa风场,T639预报为偏东风,EC-thin则预报山西暖切变位置少动。如果考虑到31日08时的邢台探空已有925~850 hPa的偏东风,石家庄雷达的风廓线产品08—16时边界层的偏东风一直维持,可以识别出T639对边界层风场预报优于EC-thin。这样,就可以基于T639预报600 hPa西北风加强造成中层干冷与低层暖湿之间的不稳定层结加强,同时与边界层东北风之间的垂直风切变加强,而估计到过山雷暴的组织性加强的可能性。此外,观测显示太行山两侧降水和偏东风的减弱、数值模式较小的雨量预报以及EC-thin一般相对较好的形势预报严重干扰了有效信息的提炼。如何不盲目遵循数值预报结果、体现预报员的订正能力和存在价值,也是提高暴雨预报准确率的关键。另一方面,假定30日20时起报的数值模式对此次风场预报基本正确,或者山区预报出50 mm以上的降水,预报员可能仍会持怀疑的态度。数值模式对夏季强降水预报成功的案列,往往是高空有低涡、低槽等明显的天气背景、较强的水汽输送或较好的局地水汽条件、明显的不稳定层结、有地面辐合线或低层的辐合系统等;对于高空西北气流背景,也往往是达到 16 或 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上强风速下,地面有强的雷暴出流边界的强对流天气。而对于弱西北气流背景,出现极端短时强降水且过程雨量100 mm以上的大暴雨天气个例较少,没有有效的概念模型可用,数值模式对此类天气的预报能

力又很低,即便数值预报有较大降水量,预报员一般也难以相信。因而,未来需要在山区布设更立体更完善的观测网的基础上,对此类天气过程开展大量的个例分析,深入研究其机制,发展预报概念模型,从而提高预报能力。

参考文献

- 柴东红,景华,孟凯,等,2010.地形暴雨的多普勒天气雷达观测分析[J].气象科学,30(3):366-372.
- 陈双,2011.弱天气尺度背景下的雷暴增强和新生的机理研究[D].北京:中国气象科学研究院.
- 樊利强,王迎春,陈明轩,2009.利用雷达资料反演方法对北京地区一次强对流天气过程的分析[J].气象,35(11):9-16.
- 郝莹,姚叶青,郑媛媛,等,2012.短时强降水的多尺度分析及临近预警[J].气象,38(8):903-912.
- 黄荣,2012.北京地区雷暴下山增强的特征分析及个例研究[D].北京:中国气象科学研究院.
- 雷蕾,孙继松,王华,等,2014.偏东风冷空气与地形相互作用背景下北京局地强降水成因分析[J].暴雨灾害,33(4):325-332.
- 孙继松,何娜,王国荣,等,2012.“7.21”北京大暴雨系统的结构演变特征及成因初探[J].暴雨灾害,31(3):218-225.
- 孙继松,雷蕾,于波,等,2015.近10年北京地区极端暴雨事件的基本特征[J].气象学报,73(4):609-623.
- 王丛梅,李国翠,田秀霞,等,2013.河北省南部强对流天气的时空分布及对流参数统计特征[J].气候变化研究快报,2(1):39-45.
- 王丛梅,俞小鼎,李芷霞,等,2017.太行山地形影响下的极端短时强降水分析[J].气象,43(4):425-433.
- 王丽荣,刘黎平,王立荣,等,2013.太行山东麓地面辐合线特征分析[J].气象,39(11):1445-1451.
- 王宇虹,徐国强,贾丽红,等,2015.太行山对北京“7.21”特大暴雨的影响及水汽敏感性分析的数值研究[J].气象,41(4):389-400.
- 吴庆梅,刘卓,王国荣,等,2015.一次华北暴雨过程中边界层东风活动及作用[J].应用气象学报,26(2):160-172.
- 肖现,陈明轩,高峰,等,2015.弱天气系统强迫下北京地区对流下山演变的热动力机制[J].大气科学,39(1):100-124.
- 俞小鼎,2012.2012年7月21日北京特大暴雨成因分析[J].气象,38(11):1313-1329.
- 俞小鼎,2013.短时强降水临近预报的思路与方法[J].暴雨灾害,32(3):202-209.
- 俞小鼎,周小刚,王秀明,2012.雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J].气象学报,70(3):311-337.
- Doswell III C A, 2001. Severe convective storms—an overview[J]. Meteor Monogr, 28(50):1-26.
- Wilson J W, Feng Y R, Chen M, et al, 2010. Nowcasting challenges during the Beijing Olympics: Successes, failures, and implications for future nowcasting systems[J]. Wea Forecasting, 25(6):1691-1714.