

湛芸,吕伟琦,于超,等,2018.北方一次暖区大暴雨降水预报失败案例剖析[J].气象,44(1):15-25.

# 北方一次暖区大暴雨降水预报失败案例剖析<sup>\*</sup>

湛芸<sup>1,2</sup> 吕伟琦<sup>2,4</sup> 于超<sup>1</sup> 李晟祺<sup>3</sup>  
杨舒楠<sup>1</sup> 朱文剑<sup>1</sup> 徐珺<sup>1</sup> 宫宇<sup>1</sup>

1 国家气象中心,北京 100081

2 成都信息工程大学,成都 610225

3 南京信息工程大学,南京 210044

4 山东省德州市气象局,德州 253000

**提 要:** 目前全球模式对暖区暴雨的捕捉能力有限,北方地区的暖区暴雨预报更是业务预报中的一个难点。2013年7月1—2日河北、天津等地出现了一次区域性大暴雨过程,降水由锋前暖区降水和锋面降水组成,特别是冀中的特大暴雨 $[409\text{ mm}\cdot(24\text{ h})^{-1}]$ 暖区降水占60%以上。预报员对此次过程的预报量级显著偏小,特大暴雨、暴雨均出现漏报。各家数值模式预报均不能给预报员提供足够的有用信息,给预报带来很多困难,导致预报的失败。本文利用业务预报中常用的数值预报产品、加密自动站观测资料、常规地面、高空观测资料、新一代天气雷达资料等对此次北方暖区暴雨预报失败案例进行剖析,结果显示:高温高湿的环境中,未能捕捉到可触发对流的次天气及以下尺度的小扰动,如地面辐合线、阵风锋、冷池及中尺度涡旋等及其对强降水的影响,加之对中尺度对流系统的环境场条件,如低空急流、急流核的发展演变等的精细分析不足是导致强降水预报量级偏弱的重要因素;对于发生在深厚暖湿气团中的暖区降水的预报,需考虑高温高湿环境下地面辐合线、冷池及中尺度涡旋的相互作用对对流的触发及组织化发展导致的局地性、对流性强降水的产生;基于地面自动站资料和雷达资料等的短时临近预报可以弥补全球数值预报对中小尺度系统的捕捉能力的不足,提高暖区暴雨的预报准确率。

**关键词:** 暖区暴雨,预报失败,可预报性

**中图分类号:** P456,P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.01.002

## Analysis of a Forecast Failure Case of Warm Sector Torrential Rainfall in North China

CHEN Yun<sup>1,2</sup> LÜ Weiqi<sup>2,4</sup> YU Chao<sup>1</sup> LI Shengqi<sup>3</sup> YANG Shunan<sup>1</sup>  
ZHU Wenjian<sup>1</sup> XU Jun<sup>1</sup> GONG Yu<sup>1</sup>

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

3 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

4 Dezhou Meteorological Office of Shandong Province, Dezhou 253000

**Abstract:** The capacity of global model in forecasting of warm sector heavy rainfall is still very limited at present, especially for warm sector rainfall in northern China, which is one of the most difficult problems in operational forecasting. A severe regional torrential rainfall case which consisted of both warm sector and frontal precipitation attacked Hebei Province and Tianjin during 1—2 July 2013. As for the severe rainstorm  $[409\text{ mm}\cdot(24\text{ h})^{-1}]$  in the middle part of Hebei Province, the ratio of warm sector rainfall

<sup>\*</sup> 国家重点研发计划专项(2017YFC1502501)、中国气象局气象预报业务关键技术的发展专项(YBGJXM20171A)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406003)和国家自然科学基金面上项目(41175048)共同资助

2017年5月9日收稿; 2017年9月24日收修定稿

第一作者:湛芸,主要从事中尺度天气研究. Email:chenyun@cma.gov.cn

accounted for more than 60% of total precipitation. The heavy rainfall of this event was seriously underestimated in the subjective quantitative precipitation forecast in NMC (National Meteorological Centre) with obvious missing forecast on rainstorm and severe rainstorm. Moreover, none of the numerical weather prediction (NWP) models can provide enough useful information to weather forecasters, which further increased the forecasting difficulty and caused the failure of QPF (quantitative precipitation forecast). In this paper, operational numerical model forecast products, automatic weather station observation, conventional surface and radiosonde observation, and Doppler radar data are employed to investigate the cause of the failure forecast of this warm sector torrential rainfall case. The results show that failure of capturing the sub-synoptic and mesoscale small disturbances, such as surface convergence line, gust front, cold pool, and mesoscale vortex, as well as their effects on heavy rainfall under a high temperature and high humidity conditions was one of the important factors leading to the underestimation of the rainfall intensity. Furthermore, insufficient fine analysis on the environment condition in triggering mesoscale convection systems like low-level jet and the evolution of jet core also played important roles. Therefore, in terms of forecasting the warm sector rainfall within a very thick warm wet air mass, the triggering caused by interaction of surface convergence line, cold pool and mesoscale vortex and organizational development of local and convective precipitation in the high temperature and high humidity environment must be considered. Short-time forecast and nowcasting based on surface automatic weather station observation and weather radar data could effectively compensate the lack of ability in finding mesoscale and small-scale systems by global NWP models, which may improve the accuracy of forecasting warm sector rainfalls.

**Key words:** warm sector torrential rain, forecast error, predictability

## 引 言

暖区暴雨的概念最早是由黄士松(1986)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(林良勋等,2006),极易引发暴雨灾害。经过多年的研究和预报实践,目前华南地区的暖区暴雨已经引起了预报员的关注,并在业务预报中也能有所考虑。2012 年北京“7·21”极端暴雨给人民生命和财产安全造成巨大损失,分析发现:此次极端降水分为暖区降水和锋面降水,预报员对暖区降水认识不足,暖区强降水的持续时间和强度均超出预报员预计,导致降水预报开始时间偏晚,强度偏小(湛芸等,2012;孙军等,2012;陈明轩等,2013;方翀等,2013;孙建华等,2013;姜晓曼等,2014)。华南以外的其他地区的暖区暴雨预报成为业务预报中的又一个难点问题(杨晓霞等,2009;盛日锋等,2011;侯淑梅等,2014;孔凡超等,2016;金炜昕等,2014;陈玥等,2016)。

研究表明:暖区暴雨一般出现于深厚的暖湿气

团中,以对流性降水为主,相对于锋面暴雨,大气斜压性不明显,非强迫背景(锋面、低涡切变等)下的影响天气系统难以捕捉,预报信号较弱(陶诗言,1980)。暖区暴雨具有明显的中尺度特征,但预报员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,降水的起止时间和落区难以预报(王丛梅和俞小鼎,2015)。业务数值预报模式对暖区降水的模拟能力有限,预报中常常出现误报和漏报现象(张晓美等,2009)。暴雨的产生要具备一定的条件,暖区暴雨也是如此。整层高湿的环境和深厚的对流不稳定层结可以降低暖区暴雨对抬升条件的要求(叶朗明和苗峻峰,2014;Weckwerth et al,2008;周宁芳,2012)。次天气及以下尺度的抬升条件均可导致强降水(徐珺等,2014;Doswell et al,1996)。这些结论可能为暖区暴雨的产生提供了条件。暖区暴雨的特征、触发机制及预报是值得进一步深入分析的问题,但目前对于暖区暴雨的研究甚少,北方地区的暖区暴雨的研究就更少。本文希望通过对一次北方暖区暴雨预报失败案例进行剖析,分析预报失败原因,提高对暖区暴雨的认识,为北方地区的暖区暴雨的预报提供科学的依据。

1 天气实况和预报情况

1.1 降水特征

2013 年 7 月 1—2 日在华北等地出现暴雨,局地大暴雨天气过程(图 1a),雨带呈东北—西南向,降水分布不均匀,有 3 个主要强降水中心,最强降水中心分别位于天津南部沿海和河北中部,最大雨量分别为  $212.3$  和  $409.2\text{ mm} \cdot (24\text{ h})^{-1}$ 。共有 7 个自动站降水量大于  $200\text{ mm} \cdot (24\text{ h})^{-1}$ 。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,暖区降水量占过程降水的 60% 以上,降水范围小,持续时间长、强度大,且触发系统不明显,给预报带来很大的不确定性。

由最大降水量中心(天津滨海新区站和河北邢台的四芝兰站)的逐小时降水量(图 1b)和锋面系统动态图(图略)可见:降水集中于 7 月 1 日 15—23 时 9 h 内,20 时前主要降水区为锋前暖区降水,20 时之后为锋面降水,滨海新区站暖区降水占总降水的 94.5%,四芝兰站为 70.1%。小时雨量大都在 20 mm 以上,具有明显的中尺度特征。天津南部沿海降水从 14 时开始,逐渐加大,17 时达到峰值( $86\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),之后迅速减弱,20 时前基本结束,为明显的暖区降水过程。河北中部降水从 15 时开始,逐渐增大,在 18 时达到峰值( $121.8\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),18—19 时连续 2 个时次的小时雨量大于  $100\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。20 时雨量减弱,在 22 时由于冷锋的影响达到第二个峰值( $58.6\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),后逐步减弱。

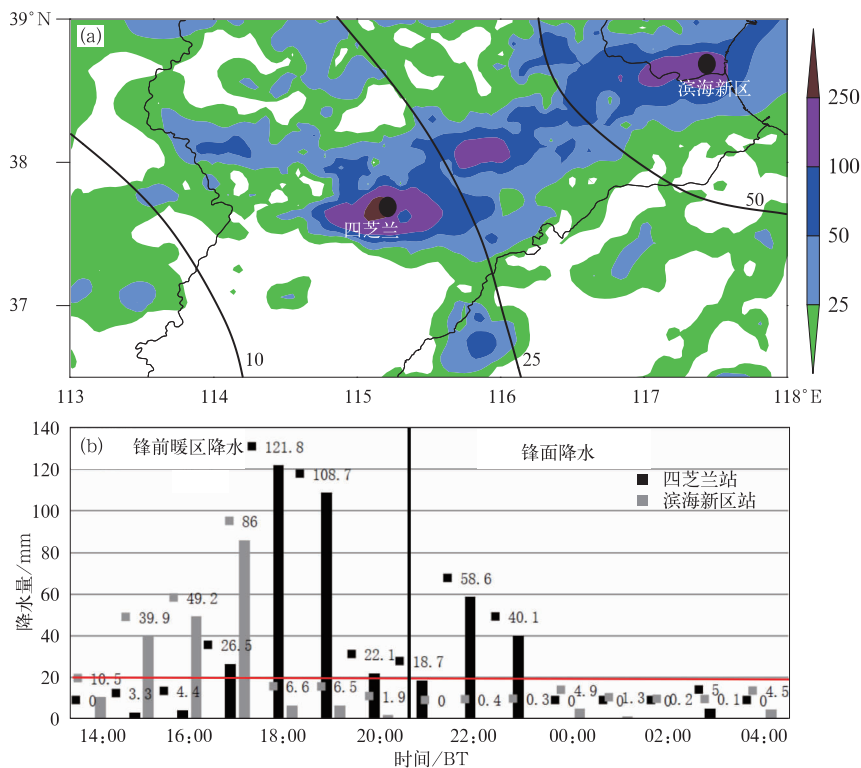


图 1 2013 年 7 月 2 日 08 时 24 h 累积定量降水预报与观测对比(a,填色为实况,等值线为中央台主观预报,单位: mm),和 1 日 14 时至 2 日 04 时四芝兰站和滨海新区站小时降水演变(b,红线为 1 h 雨量  $20\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )

Fig. 1 (a) Comparison on 24 h accumulated precipitation (unit: mm) between observation (shaded area) and NMC subjective QPF (dark line) at 08:00 BT 2 July 2013, and (b) evolution of hourly rainfall at Sizhilan and Binhaxinqiu observation station from 14:00 BT 1 to 04:00 BT 2 July 2013 (Red line indicates the hourly precipitation of 20 mm)

## 1.2 预报情况

6 月 30 日 20 时起报的 36 h 时效预报 24 h 累计降水多模式对比(图 2, NCEP 没有数据)可知:多个模式都能较好地预报天津南部沿海的强降水,但欧洲中心细网格模式(EC)预报落区偏南,而对冀中地区的特大暴雨,除了日本细网格模式有所体现之外,其余大尺度全球模式的预报量级均比实况明显偏弱。

相对于 EC 模式,预报员对天津南部沿海的强降雨中心做了有效的调整,但是对冀中地区的特大暴雨调整效果欠佳(图 1a), 3 个强降雨中心均未预报。天津南部沿海的暴雨量级降水在强度上有一定把握,但落区偏大。河北中南部的大雨以上量级降水,预报量级偏弱,尤其是对邢台市四芝兰站(图中黑点)的强降雨中心预报存在明显失误,实况观测降水中心最大累积雨量达 409 mm, 预报仅为中雨, 暖区时段(1 日 14—20 时)的降水几乎漏报, 虽然范围较小, 但降水强度超过北京“7·21”极端暴雨过程, 给当地人民生产生活以及国民经济建设带来巨大影响。此次天气过程由于其局地性较强, 没有明显的天气尺度影响系统, 无论是数值预报还是预报员都

对其缺乏预报能力, 对降水极端性的估计不足, 降水落区出现较大预报偏差, 是一次预报失败的案例。

## 2 预报过程回顾

预报过程中, 当班预报员主要参考 EC 细网格模式、T639、JP、NCEP 等全球数值预报模式, 其中主要参考 EC 细网格模式的预报结果。此次过程特别是暖区降水时段的对流性较强, 全球模式对暖区降水的捕捉能力有限, 而当时业务中对中尺度模式的参考和使用又极其欠缺, 故只能从暴雨产生的大尺度环境条件分析暴雨产生的可能性。

### 2.1 大尺度环流形势

1 日 08 时(图 3), 500 hPa 高度场上为较平直的纬向环流, 冀中地区位于 584 dagpm 线外围边缘, 850 hPa 西南急流由贵州北部向北伸展至冀中地区, 急流核顶端位于冀中地区, 存在明显风速辐合, 925 hPa 的西南急流向北伸展至河北东部及天津一带; 此外 500 hPa 上, 内蒙古东北部存在一冷涡, 冷涡后部高空槽东移引导冷空气东移南下, 850 hPa 也存在一个低值中心。地面锋面的演变(图略)来看,

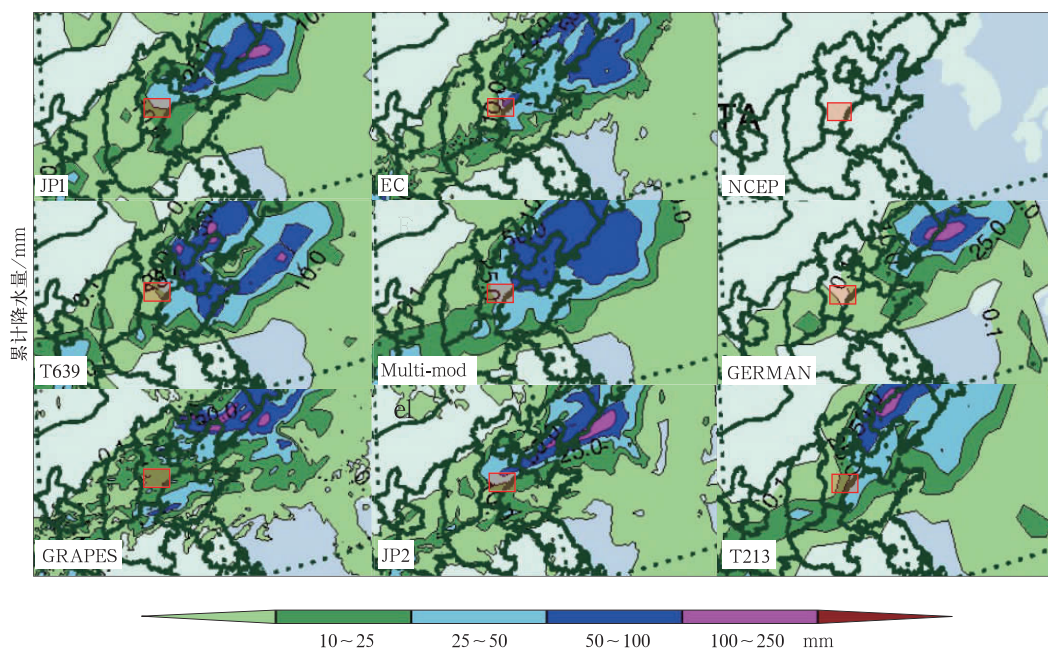


图 2 2013 年 6 月 30 日 20 时起报 36 h 时效预报 24 h 累积降水多模式对比  
(红色框内为主要降水区域)

Fig. 2 Comparison of 24 h accumulated precipitation predicted by different NWP models with 36 h lead time starting from 08:00 BT 1 July 2013  
(Red rectangle represents the main precipitation area)

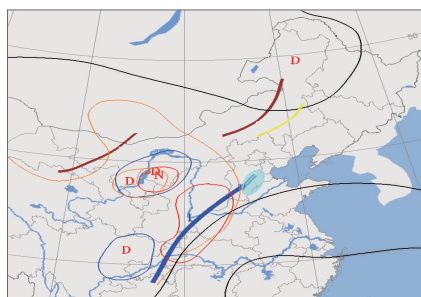


图3 2013年7月1日锋前暖区降水

高低空系统配置

(黑线,500 hPa 高度场;粗棕线,500 hPa 槽线;  
蓝线,850 hPa 高度场;粗黄线,850 hPa 槽线;  
粗蓝箭头,850 hPa 急流;橙线,地面气压场;  
浅蓝色填色区域为主要雨区;  
红线,850 hPa 等温度线)

Fig. 3 Upper- and low-level impact systems of prefrontal warm sector rainfall on 1 July 2013 (Black and blue lines indicate 500 hPa and 850 hPa geopotential height respectively, thick brown line shows the 500 hPa trough, 850 hPa trough is given by thick yellow line, thick blue arrow indicates 850 hPa jet, orange line is surface pressure, rainfall area is shown by light blue shaded area, and red line gives 850 hPa isothermal line)

地面冷锋影响华北地区的主要时段为1日20时至2日08时。

## 2.2 水汽和不稳定条件

1日08时至2日08时河北东部、天津和辽宁大部地区整层水汽含量均超过40 mm,850 hPa比湿均大于 $14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,水汽通量的大值区向北伸展至河北东部和天津一带;此外,主要降雨区的K指数始终大于 $35 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,河北中南部地区白天地面最高温度普遍超过 $32^\circ\text{C}$ ;在冷锋影响前(1日20时前),河北中部和南部地区处于高温高湿的环境中。

## 2.3 预报结果

通过上述大尺度环流形势、水汽及不稳定条件分析,结合全球模式预报结果,得出预报结论为:受冷切变和地面冷锋影响,河北东部、北京东部、天津和辽宁大部地区可能产生暴雨量级强降雨,而河北中部和南部地区处于高温高湿环境中,配合一定的触发条件有可能会产生对流降水,但是对流降水的落区、量级等不好把握,考虑上述地区有中雨或大雨。

## 3 实际天气过程演变

从雨团逐小时演变可见(图4),7月1日14时由于东风气流和海陆边界等热力作用的共同影响,降水首先出现于天津南部沿海地区,随后该雨团A(图4a)在原地持续约3 h,雨强均大于 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,17时达到最大( $86 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),之后逐渐减弱,同时,在该雨团西部有新生雨团B生成并向西南移动(图4c),18时移至河北中部后云团B分裂为东西两个雨团B1、B2(图4e),接下来几个小时B2减弱消失,而B1在主要降水区停滞不动达4 h,随后逐渐减弱。20时后锋面系统移入,逐步与雨团B1融合形成雨团C(图4h),锋面降水开始,降水范围变大,但强度较小,雨团合并后向东移动,减弱停止。

由最大小时雨量自动站位置和强度变化(图5)可见,最大雨量站位置变化与雨团移动轨迹相同,先由河北东部沿海向西南移动,21时以后向东移动。17时至次日00时,最大雨量站均在河北南部一狭小区域内(图5a,蓝色圆圈内),17—19时,最大雨量均超过 $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,降水集中,强度大,中尺度特征明显。锋面系统移入后,雨团东移,最大雨量值也逐步减小(图5b)。

## 4 预报失败原因分析

通过上述分析,可以看到,预报员对大尺度环流背景的分析是正确的,对冷锋系统产生的大雨以上量级降水的预报落区和强度也基本准确;虽然也考虑到冷锋影响之前弱的天气背景下低层西南急流中可能会产生局地的对流性降水,但是由于对中尺度对流系统(MCS)的环境场发展演变分析不够细致以及对流的触发及发展演变估计不足,导致对对流降水出现的可能性及量级估计不足,从而造成冀中地区大暴雨预报量级偏弱。以下主要分析预报员对冷锋系统影响之前暨暖区降水时段(1日14—20时)的预报失败原因。

### 4.1 中尺度对流系统的环境场

#### 4.1.1 低空和超低空急流核的演变

由EC细网格模式850和925 hPa风场的逐3 h演变(图6)发现:1日08时850 hPa西南风逐渐增

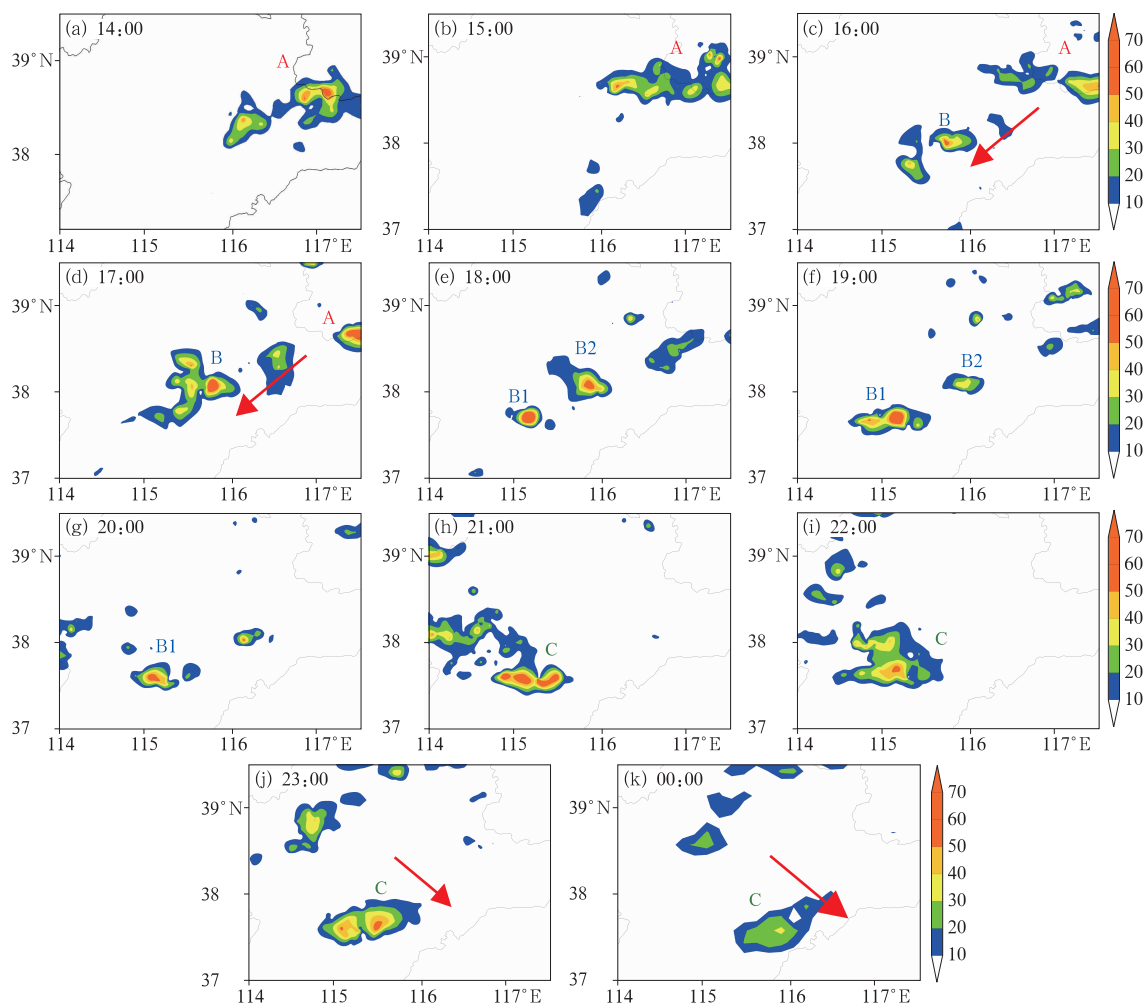


图 4 2013 年 7 月 1 日 14 时至 2 日 00 时自动站小时雨量(填色,单位:mm)分布图  
(红色箭头代表雨团的移动方向)

Fig. 4 Evolution of automatic weather station hourly precipitation (shaded area, unit: mm)  
from 14:00 BT 1 to 00:00 BT 2 July 2013  
(Red arrow represents the moving direction of raincell)

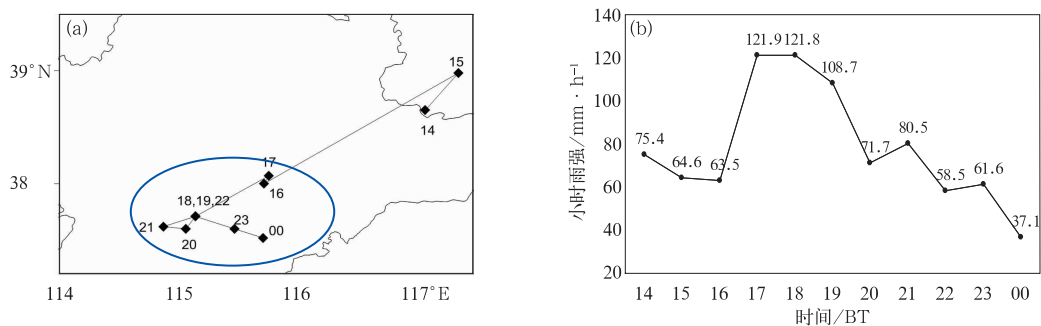


图 5 2013 年 7 月 1 日 14 时至 2 日 00 时最大小时雨量自动站位置(a)和雨量(b)变化  
Fig. 5 Location of automatic weather station (a) and evolution of rainfall amount (b)  
of the heaviest hourly precipitation from 14:00 BT 1 to 00:00 BT 2 July 2013

强,急流核顶端从山东西部逐渐向北伸展,17 时,恰好位于冀中暴雨区略偏南位置,风速辐合明显增强,

降雨开始加强( $26.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),20 时,急流核进一步增强并北伸至冀中暴雨区,风速辐合达到最强,降

水也达到最强(18时、19时小时雨强分别达  $121.8$  和  $108.7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )。同样,  $925 \text{ hPa}$  西南风(图略), 从1日08—17时, 在冀中暴雨区的强度始终维持  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 其后开始急剧发展加强, 至20时已达  $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 风速辐合非常明显。暖区降水的发生发展与低层的西南风急流及急流核有密切的关系。

若在预报过程中能够细致地分析上述低空和超低空急流的逐3h演变, 将会得到更为明确的对流降水发生的信息, 而预报员在预报过程中虽然看到了急流的发展增强, 但是忽略了急流和急流核顶端位置的分析, 仅判断可能会有对流降水产生, 但没有信心去预报对流降水的准确位置和量级。

#### 4.1.2 对流不稳定条件的发展演变

分析发现河北中南部高温高湿的环境场具备不稳定因素, 但是预报制作过程中时间紧、可参考数据量大, 分析比较笼统, 如能详细分析急流加强之前和加强过程中冀中地区各种不稳定条件的发展演变,

同样能够提升对强降雨预报的信心和效果。

由EC细网格6月30日20时起报的预报可见: 河北中南部地区, 1日11—14时, 地面2m温度始终维持在  $30^\circ\text{C}$  以上; 14—20时,  $850 \text{ hPa}$  比湿维持在  $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  左右,  $925 \text{ hPa}$  比湿达到  $18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ; 11—20时, 整层可降水量从  $55 \text{ mm}$  激增到  $70 \text{ mm}$ ; 08—17时,  $K$  指数普遍在  $35 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 其中11和17时在冀中略偏南的区域更是达到  $40 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。此外, 08时邢台单站的探空图(图7a)可见: 对流有效位能(CAPE)为  $1314.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 呈明显的狭长型分布, CAPE明显高于同时间相邻其他站点。抬升凝结高度(LFC)高于  $850 \text{ hPa}$ ,  $K$  指数为  $42 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 可降水量超过  $60 \text{ mm}$ , 具备对流降水产生的条件。

14时, 对流发生前, 边界层升温, 地面露点温度和温度较08时有较大差别, 将14时对流发生前的地面站点的  $T_d$  取代邢台站08时的地面资料作探空订正, 计算得到CAPE(图7a中的红色斜线区域)

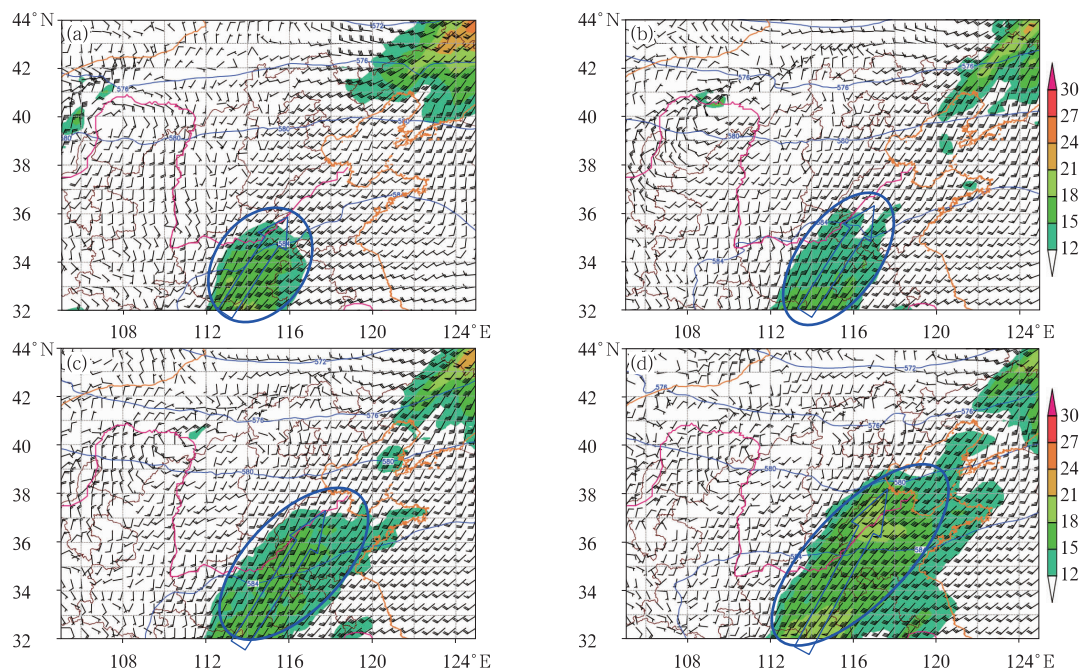


图6 欧洲中心细网格模式2013年6月30日20时起报的12 h(a)、18 h(b)、21 h(c)和24 h(d)时效的  $850 \text{ hPa}$  位势高度场(蓝色细线, 单位: dagpm), 风场以及水平风速大小(填色区风速  $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) (蓝色粗线为低空急流位置, 蓝色箭头为急流核位置)

Fig. 6 The  $850 \text{ hPa}$  geopotential height (thin blue line, unit: dagpm), wind and horizontal wind speed (shaded area  $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) predicted by ECWMF high-resolution model with lead time of (a) 12 h, (b) 18 h, (c) 21 h and (d) 24 h starting from 20:00 BT 30 June 2013 (Thick blue line indicates low-level jet, while jet core is shown by blue arrow)

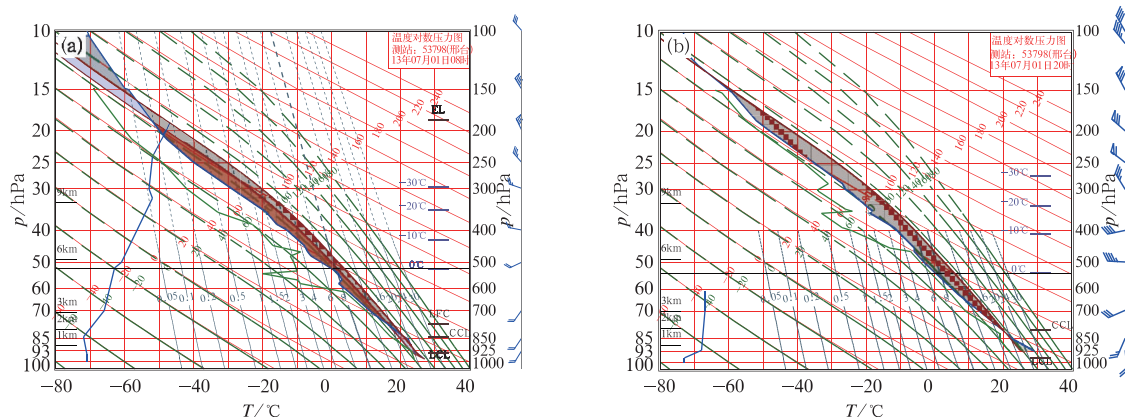


图7 2013年7月1日08时(a)和20时(b)邢台订正探空图

(红色区域和斜线区分别为订正前和订正后的CAPE值)

Fig. 7 Corrected sounding at Xingtai Station at (a) 08:00 BT and (b) 20:00 BT 1 July 2013

(Red and oblique line areas indicate the values of CAPE before and after correction, respectively)

明显升高( $2607.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),对流抑制能量(CIN)值变为0,对流凝结高度(LCL)和LFC位置均降低,午后出现深厚湿对流的潜势增加,对流极易触发。暖云层厚度(LFC到 $0^\circ\text{C}$ 层的高度)升高,大于4 km,600 hPa温度露点差很小,深厚的暖云层可以使得上升气流有更加充分的暖云过程,冰雹产生概率降低,形成深厚湿对流,提升降水效率(俞小鼎,2012)。500 hPa以下的中低层存在弱垂直风切变有利于对流系统的组织和发展。

20时(图7b),降水已经开始,部分CAPE释放,但仍高于 $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,呈明显的狭长型分布,层结不稳定,冷锋过境后,出现强降水。中层风速明显增强,垂直风切变较强,对流的组织性也加强。

早上预报发布之前,只可见6月30日20时的探空资料,08时探空资料不能获取。20时邢台市的CAPE值为0,稳定层结。从次日08时探空资料 and 14时的订正探空资料的分析可见:高温高湿环境中,随地面增温增湿,不稳定层结进一步加强,这样在暖湿气团中,即使没有明显天气系统的影响也极易触发对流产生强降水。不能精细地分析高温高湿、垂直方向上的热、动力条件和急流对对流触发等是预报失败的原因。

## 4.2 中尺度对流系统的触发及发展演变

冀中的暖区暴雨过程降水范围小,局地性强,影响天气系统不明显,数值预报和形势场分析难以对此类暴雨提供有用的信息,极端降水位于高温高湿的不稳定层结中,微小的扰动也可以触发对流,通过

自动站加密资料和雷达资料对上述MCS的触发和发展演变进行简要分析。

### 4.2.1 MCS的触发

1日08时,在河北中部出现一东北—西南向的地面辐合线(图8a黑线),辐合线南侧偏南风不断为降水区增温增湿。12时河北南部出现降水,伴随地面辐合线南移,14时山西中部至河北中南部出现降水中心大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的中尺度雨团。降水产生的冷池使得新的对流单体不断在中尺度对流系统的西侧和南侧生成,并在山西中部辐合线作用下不断向西传播(图8b~8e)。17时,地面辐合线仍在原地维持,但极端降水区附近的风场开始转变为气旋性环流,在冷池边缘形成中尺度涡旋,对流不断发生发展;20时后转为锋面降水。

在深厚的对流不稳定层中,在高温高湿的环境下,冷池边缘的空气块抬升是维持对流的一种方式(Doswell,1999),配合地面的中尺度气旋也可以生成成长生命周期的对流系统(王晓芳等,2014)。在预报过程中,若位于高温高湿的环境中,应该考虑次天气及以下尺度的抬升条件是否可以导致强降水的产生。

### 4.2.2 MCS的发展演变

石家庄雷达 $1.5^\circ$ 仰角反射率因子演变图(图9)上可见:1日14:00,河北东部沿海首先有中尺度对流云团(MCS1)的发展(图9a白圈内),结构松散。15:00 MCS1开始逐渐加强,多个对流单体发展加强并合并(图9b白圈内),并在其西南部有新的对流云团(MCS2)生成发展(图9b白框内)。16:00左右

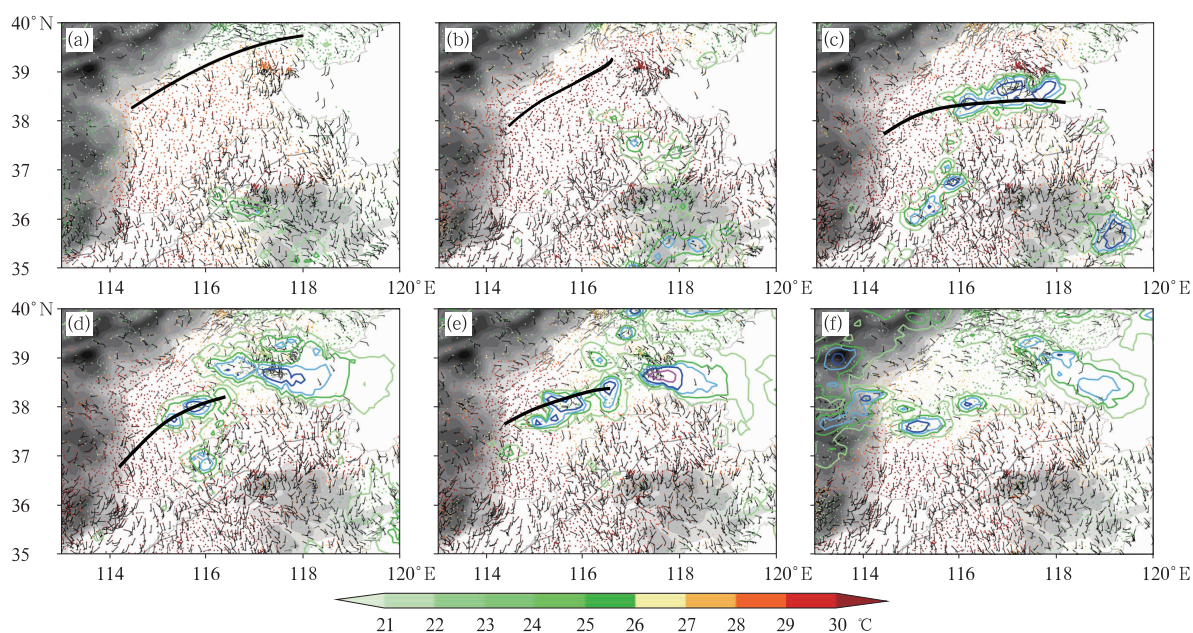


图 8 2013 年 7 月 1 日 08 时(a)、12 时(b)、14 时(c)、16 时(d)、17 时(e)、20 时(f)

地面温度场(圆点,单位:  $^{\circ}\text{C}$ )和风场分布图

(彩色等值线为小时降水,分别为 1, 5, 10, 20, 100  $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ;黑线为地面辐合线)

Fig. 8 Surface temperature (dot, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and wind at (a) 08:00 BT, (b) 12:00 BT, (c) 14:00 BT, (d) 16:00 BT, (e) 17:00 BT, (f) 20:00 BT 1 July 2013

(Color lines indicate hourly precipitation of 1, 5, 10, 20, and 100  $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ , and black line shows the surface convergence line)

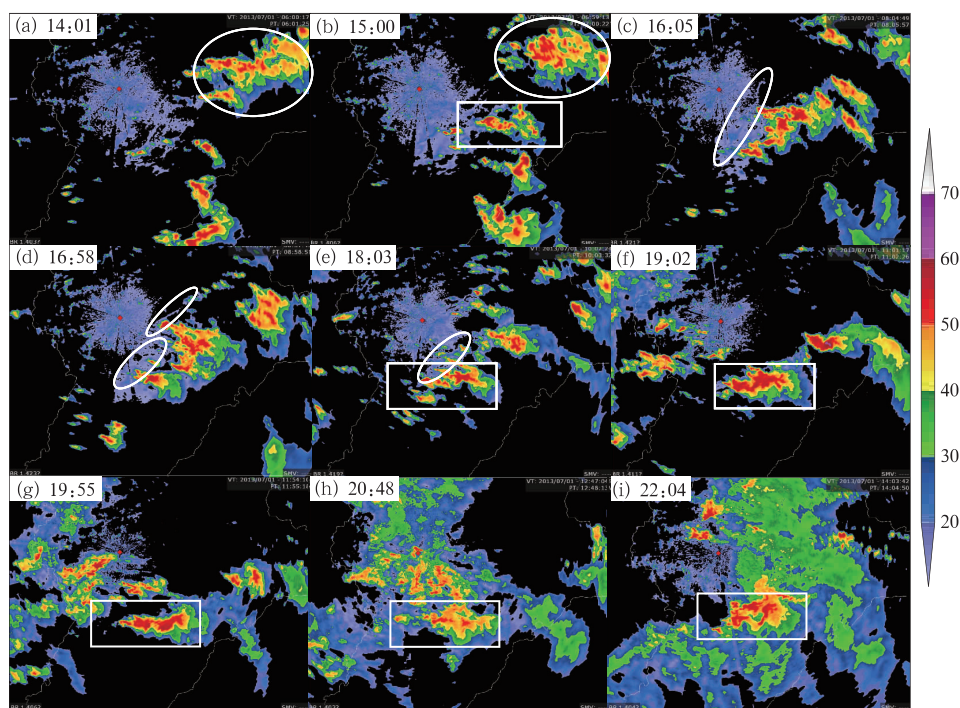


图 9 2013 年 7 月 1 日 14:00—22:00 石家庄 SA 雷达 1.5°反射率因子图(a~i,单位: dBZ)

Fig. 9 Radar reflectivity of Shijiazhuang SA Radar at the elevation of 1.5° (a~i, unit: dBZ) from 14:00 BT to 22:00 BT 1 July 2013

在 MCS2 西侧有明显的阵风锋存在(图 9c 白圈内),配合地面中尺度辐合线,使得其西部不断有新生对流云团的触发并缓慢向西传播(图 9d,9e,9f),列车效应明显,MCS2 不断发展加强,造成冀中的局地暴雨。18:00—22:00,在  $1500 \text{ km}^2$  的小范围地区一直存在中心强度大于  $50 \text{ dBz}$  的强回波区(白框)。随 MCS1 向西南方向移动,阵风锋(白椭圆)也向西南移动,MCS2 不断发展加强。预报员对于 MCS1 造成的强降雨预报准确,但未能考虑 MCS2 形成的阵风锋及冷池与地面中尺度辐合线的共同作用形成的中尺度对流性降水,导致对冀中暴雨量级预报偏弱。

分析降水关键时段 19:08 雷达图(图 10),此时强回波区面积大,MCS2 正处于发展最旺盛时期,并

且径向速度在 MCS2 中部存在明显的逆风区(图 10b 白圈内),风向产生剧烈变化,风切变和辐合利于单体周围近地面附近的气流辐合上升,产生强降水。从垂直剖面(图 10c)来看,对流系统西侧(白框内,靠近图 10b A 点)有新生对流不断生成,具有明显的列车效应,强降水持续  $5 \sim 6 \text{ h}$ 。在对流系统内部排列着高度组织的多单体风暴,强回波顶高达  $15 \text{ km}$  ( $1 \text{ kft} \approx 0.3 \text{ km}$ ),最强回波中心在  $6 \text{ km}$  左右,是深厚的湿对流,与北京“7·21”暖区暴雨低质心回波结构不同。

高温高湿环境下是否会有对流触发?能否组织化发展?中尺度对流系统的环境场的精细分析,形成的强降雨落区和强度是暖区暴雨预报的难点。

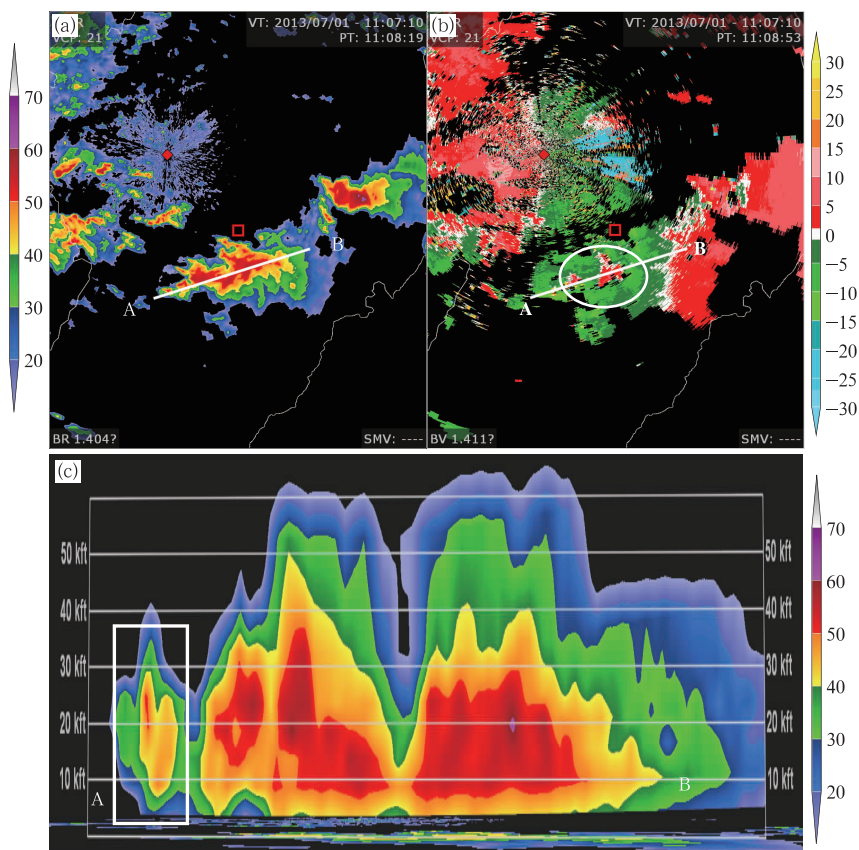


图 10 石家庄雷达站 2013 年 7 月 1 日 19:08 雷达仰角  $1.5^\circ$  反射率因子图(a, 单位:  $\text{dBz}$ )、径向速度场(b, 单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )和  
雷达反射率垂直剖面图(c, 单位:  $\text{dBz}$ )

(剖面所在位置为图 10a、10b 中白线从 A 到 B;图 10b 中白圈为逆风区)

Fig. 10 Radar reflectivity (a, unit:  $\text{dBz}$ ), radial velocity of Shijiazhuang Radar at the elevation of  $1.5^\circ$  (b, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and vertical section of radar reflectivity (c, unit:  $\text{dBz}$ ) along the white line given in Figs. 10a and 10b from A to B at 19:08 BT 1 July 2013

(The white circle in Fig. 10b shows the adverse wind area)

## 5 结论与讨论

通过对此次北方暖区暴雨预报失败案例进行剖析得到以下结论:

(1) 此次北方暖区暴雨过程雨强大、局地性强,中尺度特征明显。主要是由低空和超低空急流、地面辐合线、中尺度对流系统(MCS)形成的阵风锋、冷池及中尺度涡旋共同作用下触发了对流,配合高温高湿的环境条件形成了此次特大暴雨过程。

(2) 此次暖区暴雨预报失败主要体现在不能确定是否有对流性强降水产生,落区不确定和降水量级预报明显偏弱。其原因主要是缺乏对引发暖区暴雨的对流触发机制的判断,加之在预报制作过程中,时间紧,缺乏有力的中尺度分析工具对中尺度急流区和急流核顶端位置及高温、高湿、高能等不稳定条件的精细分析。

(3) 北方地区的暖区暴雨过程在短期时效内不论是模式还是预报员的主观预报都存在一定的困难,应加强短时临近预报预警。分析对流的触发和组织化发展的条件,当东部沿海出现强降雨时,还要及时分析其演变及对上、下游地区的影响,可能会对该地区的暖区暴雨过程预报有帮助。

## 参考文献

- 陈明轩,王迎春,肖现,等,2013.北京“7·21”暴雨雨团的发生和传播机理[J].气象学报,71(4):569-592.
- 陈玥,湛芸,陈涛,等,2016.长江中下游地区暖区暴雨特征分析[J].气象,42(6):724-731.
- 湛芸,孙军,徐珺,等,2012.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,38(10):1255-1266.
- 方翀,毛冬艳,张小雯,等,2013.2012年7月21日北京地区特大暴雨中尺度对流条件和特征初步分析[J].气象,38(10):1278-1287.
- 侯淑梅,孙兴池,范苏丹,等,2014.切变线冷区和暖区暴雨落区分析[J].大气科学学报,37(3):333-343.
- 黄士松,1986.华南前汛期暴雨[M].广州:广东科技出版社:244.

- 姜晓曼,袁慧玲,薛明,等,2014.北京“7·21”特大暴雨高分辨率模式分析场及预报分析[J].气象学报,72(2):207-219.
- 金炜昕,孙丞虎,李维京,2014.2012年7月华北降水异常成因分析[J].气象,40(5):541-548.
- 孔凡超,赵庆海,李江波,2016.2013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,42(5):578-588.
- 林良勋,冯业荣,黄忠,等,2006.广东省天气预报技术手册[M].北京:气象出版社:119.
- 盛日锋,王俊,龚佃利,等,2011.济南“7·18”大暴雨中尺度分析[J].高原气象,30(6):1554-1565.
- 孙军,湛芸,杨舒楠,等,2012.北京721特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考[J].气象,38(10):1267-1277.
- 孙建华,赵思雄,傅慎明,等,2013.2012年7月21日北京特大暴雨的多尺度特征[J].大气科学,37(3):705-718.
- 陶诗言,1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社:1-255.
- 王丛梅,俞小鼎,2015.2013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,34(2):105-116.
- 王晓芳,赖安伟,王志斌,2014.一个长生命周期准静止中尺度对流系统的观测特征及其持续的环境条件[J].大气科学,38(3):421-437.
- 徐珺,杨舒楠,孙军,等,2014.北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨[J].气象,40(12):1455-1463.
- 杨晓霞,吴炜,姜鹏,等,2009.山东省三次暖切变线极强降水的对比分析[J].气象,39(12):1550-1560.
- 叶朗明,苗峻峰,2014.华南一次典型回流暖区暴雨过程的中尺度分析[J].暴雨灾害,33(4):342-350.
- 俞小鼎,2012.短时强降水临近预报的思路与方法[J].暴雨灾害,32(3):202-209.
- 张晓美,蒙伟光,张艳霞,等,2009.华南暖区暴雨中尺度对流系统的分析[J].热带气象学报,25(5):551-560.
- 周宁芳,2012.2012年7月大气环流和天气分析[J].气象,38(10):1307-1312.
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology[J]. Wea Forecasting, 11(4):560-581.
- Doswell III C A, 1999. Seeing supercells as heavy rain producers[C] // Proceedings of the 13th Conference on Hydrology. Dallas, TX: American Meteor Society: 73-76.
- Weckwerth T M, Murphey H V, Flamant C, et al, 2008. An observational study of convection initiation on 12 June 2002 during IHOP\_2002[J]. Mon Wea Rev, 136(7):2283-2304.