

陈豫英,陈楠,任小芳,等,2018. 贺兰山东麓罕见特大暴雨的预报偏差和可预报性分析[J]. 气象,44(1):159-169.

贺兰山东麓罕见特大暴雨的预报偏差 和可预报性分析*

陈豫英^{1,2,3} 陈楠^{1,2} 任小芳³ 王勇³

1 中国气象局旱区特色农业气象灾害监测预警与风险管理重点实验室,银川 750002

2 宁夏气象防灾减灾重点实验室,银川 750002

3 宁夏气象台,银川 750002

提 要: 利用常规气象观测资料、银川 CD 多普勒雷达探测资料和 ECMWF、T639、WRF、NCEP/NCAR 等模式资料,分析了宁夏气象台漏报的 2016 年 8 月 21 日夜间贺兰山东麓历史罕见特大暴雨天气过程的成因,探讨了重大预报误差之缘由和可预报性,结果表明:(1)ECMWF、T639、WRF 三种模式均预报宁夏中北部有 15 mm 以下的降雨,量级显著偏小是漏报诱因;而 ECMWF 降雨预报结果明显优于其他模式。(2)2016 年 8 月中下旬西太平洋副热带高压持续偏强、位置偏北,21 日达最强,在 588 dagpm 线控制下,592 dagpm 线从宁夏南部东退,受低层切变线、辐合场和低空急流及贺兰山地形的共同影响,引发了宁夏极为罕见的特大暴雨。当地预报员对于极端暴雨事件预报经验匮乏,对副热带高压强盛、位置偏北的极强暴雨环流形势演变了解和认识欠缺。(3)源于东海的中低层偏东气流在西行中形成东南和南风低空急流,并在贺兰山东麓建立一暖性辐合线,由于贺兰山地形阻挡了气流的移动而产生的绕流、摩擦辐合及迎风波抬升,延长了降雨时间,对暴雨的增幅有促进和加强作用,预报中忽视了贺兰山地形对降雨影响。(4)对暴雨预报有效的物理量场 $\theta_{ec500} - \theta_{ec850} < 0$ K、 $\theta_{ec500} \geq 337$ K 和 $\theta_{ec850} \geq 337$ K、K 指数 $\geq 38^\circ\text{C}$ 、 $LI \leq -3$ 、 $Q_{700} \geq 12 \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等指标掌握应用不熟练。分析结果表明:对于 8 月 21 日特大暴雨预报员可提前 6 h 确定暴雨落区、订正降雨量级达到暴雨,可做到过程不漏报,但是经订正后的预报无法报出历史罕见的极端暴雨。

关键词: 特大暴雨,预报偏差,西太平洋副热带高压极端异常,地形影响

中图分类号: P456,P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.01.014

Analysis on Forecast Deviation and Predictability of a Rare Severe Rainstorm Along the Eastern Helan Mountain

CHEN Yuying^{1,2,3} CHEN Nan^{1,2} REN Xiaofang³ WANG Yong³

1 Key Laboratory for Meteorological Disaster Monitoring and Early Warning and Risk Management of
Characteristic Agriculture in Arid Regions, CMA, Yinchuan 750002

2 Ningxia Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Reduction, Yinchuan 750002

3 Ningxia Meteorological Observatory, Yinchuan 750002

Abstract: Conventional meteorological data, Yinchuan CD Doppler radar and ECMWF, T639, WRF, NCEP/NCAR data are used to analyze the causes, predictability and significant forecast error margin of the rare severe rainstorm along the eastern Helan Mountain on 21 August 2016, which was missed by Ningxia Meteorological Observatory. The results show that the ECMWF, T639, WRF models predicted that there would be precipitation below 15 mm in the mid-north of Ningxia, but the magnitude was significantly smaller. Among the three models, the effect of ECMWF forecast was obviously superior to the other two.

* 宁夏回族自治区重点研发计划(科技惠民)项目(2016KJHM128)、中国气象局旱区特色农业气象灾害监测预警与风险管理重点实验室指令性项目和中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-084)共同资助

2017年2月5日收稿; 2017年7月24日收修定稿

第一作者:陈豫英,主要从事天气预报及其方法研究. Email:chenyuy@sina.com

In the mid and late August 2016, the subtropical high was stronger continuously, located by north and getting to the strongest on the 21st. Under the control of the 588 dagpm line of the subtropical high, when the 592 dagpm line rapidly retreated eastward in southern Ningxia, the interaction of boundary layer shear line, low-level convergence and jet as well as the terrain of Helan Mountain triggered this severe rainstorm. Lack of experience, the local forecasters failed to capture the evolution of the circulation. The southeast and southerly low-level jet were formed when the stream in lower and middle layers were west-bound, which was originated from the East China Sea, and established a warm convergence line in the eastern foot of Helan Mountain. The terrain friction convergence, the uplift of the wind and the movement of the mountain blocked the flow of Helan Mountain, and extended the rainfall time, contributing to the intensification of the rainstorm. Unfortunately, forecasters neglected the impact of Helan Mountain terrain on the rainfall. They didn't grasp the forecast indicators, such as $K \text{ index} \geq 38^\circ\text{C}$, $LI \leq -3$, $Q \geq 12 \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$. By the analysis, the predictability of the severe rainstorm on 21 August was put forward.

Key words: severe rainstorm, forecast deviation, extremely abnormal subtropical high, terrain effect

引 言

贺兰山东麓受地形影响,每年汛期频繁发生短时局地暴雨,致使当地洪水陡涨陡落,危害极大,是宁夏回族自治区防汛的重点区域(张华和汪文浩,2007;任蓓,2008)。2016年8月21日夜间,贺兰山东麓突降特大暴雨(以下简称“8·21”暴雨),最大累计雨量 218.8 mm,最大洪峰流量 $420 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,遭遇超 50 年一遇洪水,创宁夏有气象和水文观测记录以来的历史极值。暴洪致 2 人死亡,42 人被困,50 余万群众转移。虽然数值模式对此次极端天气普遍预报量级偏小,但环流形势、天气系统和关键物理量的预报却与以往总结的宁夏暴雨指标相符,尤其是 Q_{700} 、 θ_{se} 、CAPE、K 指数等关键物理量大值中心的预报甚至超过了 2012 年 7 月 29 日(张泽等,2014)贺兰山东麓极值暴雨(最大降水量为 166.2 mm)的物理量中心值;而宁夏气象台在 21 日下午预报中仅仅预报了 21 日夜间贺兰山沿山有阵雨,报错降水性质,漏报极端降水,出现重大预报偏差。

关于西北地区暴雨的研究成果众多,其中,陶诗言(1963;1977)、朱乾根等(2000)、吴国雄等(2002)对西太平洋副热带高压(以下简称副高)定常和短期活动影响西北暴雨及暴雨发生机理等研究成果传承至今,丁一汇(2014)归纳的暴雨诊断分析流程仍然在预报中使用;梁生俊和马晓华(2012)、王伏村等(2014a;2014b)分析西北大暴雨个例,归纳出水汽、动力、不稳定能量等关键物理量阈值;俞小鼎(2012)、朱素行等(2010)、支树林等(2015)对地形处

形成大暴雨的分析表明,地形增强了迎风坡的上升运动、有利于低层水汽辐合;董全等(2016)和肖玉华等(2010)对数值模式检验表明:ECMWF 模式对副高增衰进退的运动趋势预报能力,对中期重大天气过程和雨区预报有重要指导意义;模式降水预报能力与地理和地形关系密切,东部暴雨预报能力明显优于西部,山区降水量级明显小于实况。

本文从实时预报角度出发,利用上述研究成果,分析在数值模式对降水量级预报一致偏小的情况下,预报员能否结合以往的预报经验和指标,根据模式实时预报的精细分析,订正模式预报偏差,同时探讨极值暴雨的可预报性,为提高宁夏极值暴雨的预报和订正能力积累预报经验。

1 资料来源

使用数值模式资料有:ECMWF $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 、T639 $0.28^\circ \times 0.28^\circ$ 、WRF $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ 、NCEP/NCAR $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 再分析资料(分别简称 EC、T639、WRF、NCEP),其中,EC 和 T639 预报时间间隔是逐 3 h, WRF 逐 1 h; NCEP 日平均资料主要与历史同期(1981—2010 年的 8 月 21 日 30 年平均)对比副高各项指标;使用 EC 21 日 08:00 起报产品分析环流背景、天气系统、关键物理量和对流不稳定指数变化;检验模式降水使用实时预报能获取的最近 3 个时次预报,即 21 日 08:00、20 日 20:00 和 08:00 起报的 24、36 和 48 h 预报。使用实况资料有:地面、高空、银川 CD 多普勒雷达(海拔 1.1 km, 雷达离地 100 m)和探空及宁夏 933 个自动站逐时

观测资料。结合宁夏天气预报业务规范,以 1 站次以上、连续小时雨强超过 16 mm 为标准来分析暴雨的范围和时段。

2 暴雨概况

2016 年 8 月 21 日 20:00 暴雨开始,22 日 01:00 减弱结束,持续 5 h;贺兰山东麓沿线共 24 站次出现暴雨,其中有 9 站累计雨量超过 50 mm,3 站超过 100 mm,2 站超过 200 mm,最大雨量和小时雨强均在贺兰山滑雪场(38.7°N、105.97°E),为 238.1 mm (图 1a)和 82.5 mm。21 日 20:00—21:00 暴雨范围最大,有 15 站;雨强最强时段在 22 日 00:00—01:00 (图 1b)。“8·21”暴雨充分表现出范围小、时间短、雨强大的强对流暴雨特征。

3 特大暴雨形成原因

3.1 特大暴雨的环流形势特征

3.1.1 副高活动异常的暴雨型

陶诗言(1980)、丁一汇(2014)等国内众多学者研究都表明:我国夏季降水与副高变化密切相关,8 月副高偏北有利于我国黄河中上游降水偏多;纪晓玲等(2010)、陈豫英等(2010;2014)宁夏预报员分析多个暴雨个例发现:当副高西伸脊点越过 95°E 以西、脊线位置北抬到 30°N 以北,且稳定少动,宁夏多持续性强降水。

对比 EC 21 日 08:00 预报与 NCEP 历史同期 8 月 21 日副高各项指标,图 2 表明:2016 年 8 月中下旬,随着副高的西伸北抬,588 dagpm 线稳定维持在我国西北和华北地区,形成东西向强大的闭合高压

(图略),副高的这种异常分布造成了宁夏从 8 月 12—25 日持续暴雨,而 8 月 21 日是副高最强的一天,592 dagpm 线甚至北跃到宁夏南部,形成宁夏常见的副高西北侧暴雨型。21 日副高 588 dagpm 线北界、南界、脊线、西脊点位置分别位于 42°N、23°N、33°N、90°E,较历史同期偏北 7°、偏南 5°、偏北 8°、偏西 38°,面积和强度指数分别偏大 4.5 倍和偏强 13 倍(图 2a),各项指标远超宁夏暴雨指标。21 日夜间副高变化如图 2b 所示,副高在西北地区东部经历了短期内的快速进退,588 dagpm 线变化没有 592 dagpm 线剧烈,且西北到华北始终受 588 dagpm 线控制,其中,20:00—23:00,592 dagpm 线从陕西中南部迅速西伸北跃到宁夏南部,面积也增大了 5 倍之多,592 dagpm 线西北侧受 850 hPa 切变线西进影响,贺兰山东麓暴雨开始发展加强;23:00—02:00,592 dagpm 线南退至山西南部且面积迅速减小,暴雨发展到鼎盛后迅速衰减;02:00—08:00,592 dagpm 线减弱消失,暴雨减弱趋于结束。

3.1.2 异常副高的高温高湿高能区和暴雨区

2016 年 8 月中下旬副高的稳定维持使得河套地区始终处于高温高湿高能区。陶诗言(1980)、丁一汇(2014)等指出: θ_{se} 能很好地反映大气温湿变化和能量分布,其水平和垂直分布与对流性天气的发生发展密切相关,对流性暴雨对应 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 负值区同时与 $\theta_{se500} \geq 337$ K、 $\theta_{se850} \geq 337$ K 高值区的重合区,即高温高湿的位势不稳定区域。

分析 EC 21 日 08:00 预报的 θ_{se} 分布和变化可知:从 21 日 20:00 开始,中纬度地区低层 θ_{se} 等值线逐渐密集,在 38°~39°N 之间形成 θ_{se} 等值线梯度密集区,位于贺兰山东麓,即 592 dagpm 线西北侧和 850 hPa 切变线西侧,暴雨就出现在 θ_{se} 等值线梯度密集区(图 3a, 3b)。若以 350 K 为特征线,特征线

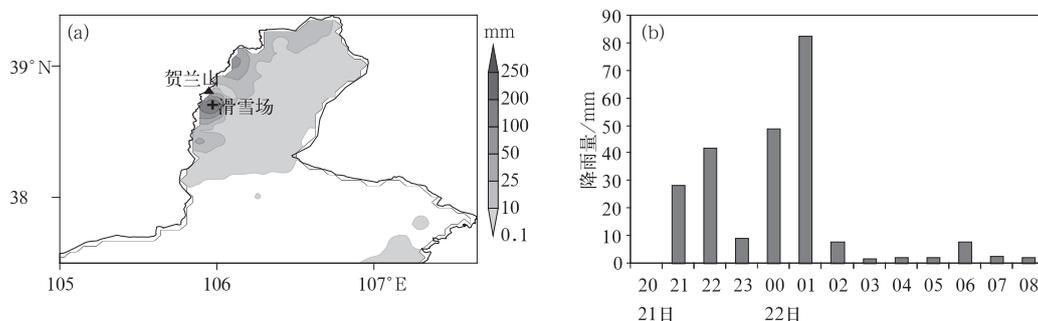


图 1 2016 年 8 月 21 日 20:00 至 22 日 08:00 宁夏中北部累积雨量(a), 贺兰山滑雪场逐时雨量(b)

Fig. 1 Accumulative rainfall in mid-north of Ningxia (a), hourly rainfall in Helan Mountain skiing field (b) from 20:00 BT 21 to 08:00 BT 22 August 2016

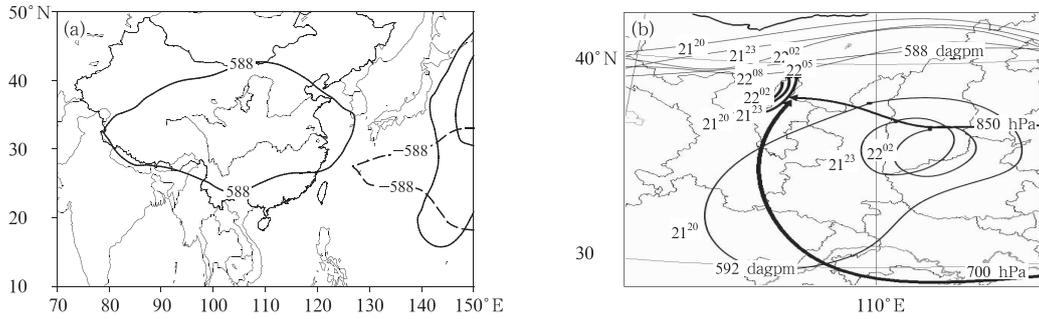


图 2 “8·21”特大暴雨过程副高和影响天气系统的演变

(a) 过程当日副高与历史同期对比

(实线为 EC 预报的 2016 年 8 月 21 日副高, 虚线为 NCEP 再分析资料计算的 30 a 平均 8 月 21 日副高),

(b) 2016 年 8 月 21 日副高与天气系统演变

(闭合曲线为 592 dagpm, 未闭合曲线为 588 dagpm, 细黑实线为 850 hPa 切变线,

两条带箭头的曲线分别为 850 和 700 hPa 急流)

Fig. 2 Variation of subtropical high and weather system in the process of severe rainstorm on 21 August 2016

(a) the subtropical high contrast of the same day and the corresponding time in record

(Solid line is the subtropical high forecast by EC on 21 August 2016, dashed line is the 30-year average subtropical high on 21 August calculated based on the NCEP reanalysis data),

(b) the subtropical high and weather system evolution on 21 August 2016

(The closed curve is the 592 dagpm line, the open curve is the 588 dagpm line, / is 850 hPa shear line, the two curves with arrow are the 850 and 700 hPa jets)

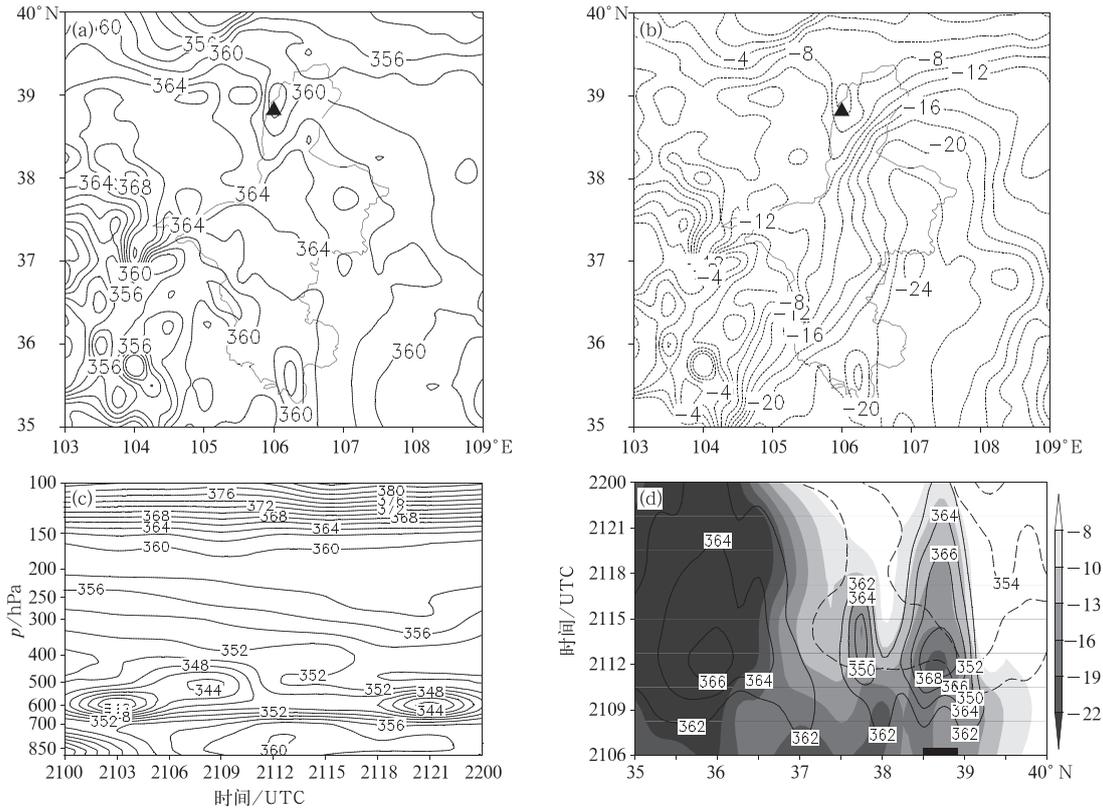


图 3 2016 年 8 月 21 日 θ_{se} 时空变化(单位:K)

(a, b) 21 日 20:00 的 θ_{se850} 和 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 分布; (c) 沿暴雨中心 θ_{se850} 时空剖面图; (d) 沿暴雨中心(105.97°E)的 θ_{se500} (虚线)、 θ_{se850} (实线)、 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ (阴影区为 ≤ -8 K 的位势不稳定区域) 经向-时间剖面图

(图 3a, 3b 中 ▲ 为暴雨中心, 图 3d 中 ■ 为暴雨区)

Fig. 3 The distribution of θ_{se850} (a) and $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ (b) at 20:00 BT 21 August 2016; temporal-spatial section

of θ_{se850} along the center of the storm (c); θ_{se500} (dotted line), θ_{se850} (solid line), $\theta_{se500} - \theta_{se850}$

(shaded area is the potential instability) warp-time profile along the storm center (105.97°E) (d)

(▲ is the storm center, ■ is the storm area)

以北为低温低湿区,以南为高温高湿区,那么 θ_{se} 等值线梯度密集区正是冷暖空气团交汇的锋区所在, $38^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$ 之间,如图 3c 暴雨中心的 θ_{se} 时空剖面显示,暴雨中心上空中层 700 hPa 在 21 日 20:00 至 22 日 02:00 一直维持有 θ_{se} 等值线密集带,密集带上部在 500~600 hPa 有干冷空气,密集带以下在低层 850 hPa 有超过 358 K 的位势不稳定区,并在 20:00 达到峰值 366 K,中低层垂直方向上这种“上干冷下暖湿”的层结分布有利于暴雨天气的发生发展(张志刚等,2009)。同样,沿暴雨中心作 θ_{se500} 、 θ_{se850} 和 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 的经向-时间剖面图(图 3d),由于冷暖空气的交汇,大气温湿结构发生变化,形成湿斜压锋区,在暴雨区 $38^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$ 范围内, θ_{se850} 、 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 在 21 日 20:00 同时达到最强,中心值分别为 369.5 K 和 -19.5 K,在之后的 6 h 逐渐减小,而 θ_{se500} 则在 21 日 20:00 至 22 日 02:00 时间段内从 350 K 缓慢增加到 354 K,中层入侵的干冷空气通过降低低层稳定性和强迫低层暖空气抬升,触发低层不稳定能量释放,使得中层不稳定能量得以聚积,暴雨就发生在低层能量释放时段。

上述分析表明:副高的持续异常偏北偏强为暴雨发生提供了有力的环流背景,副高的短期进退影响气团的温湿和雨区雨强变化;随着副高加强西伸北抬,副高西北侧低层增温增湿增能、中层有干冷空气入侵,当 θ_{se850} 、 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 增强到最大值时,暴雨开始,暴雨集中区域对应 θ_{se850} 和 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 等值线梯度密集区,暴雨持续在低层能量释放时段;随着副高东退南落,位势不稳定区减弱东退南落,暴雨趋于减弱结束。

3.2 贺兰山地形对暴雨的影响

贺兰山位于宁夏西北边界,为近南北走向,绵延 200 km,宽约 30 km,海拔在 1600~3000 m,主峰 3556 m($38^{\circ}49'\text{N}$ 、 $105^{\circ}57'\text{E}$,图 1 和图 9 的▲处);山地东西不对称,西侧坡度和缓,东侧峰峦重叠,崖谷险峻;贺兰山东麓地处贺兰山和银川平原之间,西靠贺兰山脉,东临黄河上游,北接银川,海拔 1145~1205 m,年均降雨量 200 mm(冯建民,2012)。“8·21”暴雨 12 h 最大累计雨量超过年均雨量的 19%,创当地历史极值。

3.2.1 地形对低层流场的影响

EC 预报 8 月 21 日 17:00 开始,来自东海的 850 和 700 hPa 上的偏东气流在西进过程中,分别

沿副高的北侧和南侧在陕西和青海东部转向加强为东南风急流和偏南风急流(图 2b 中两条带箭头的曲线),并在转向处形成一切变线或辐合线;21 日 20:00 至 22 日 02:00,两支急流在贺兰山东麓交汇继续西进受到贺兰山阻挡,在 850 hPa 沿贺兰山山脉绕流形成气旋式切变(图 4a~4c),东麓地区吹东北风,700 hPa 在宁夏境内为一致的南风气流,没有风向切变,但贺兰山东麓地区有明显的风速辐合(图 4d~4f),暴雨出现在两支急流轴前端和切变线的右侧。21 日 23:00 至 22 日 02:00,两支急流在宁夏境内发展至最强,也伸展到最北、最西的位置,在急流轴前段的急流汇合区暴雨最强(图 4c, 4f);22 日 02:00 以后,随着副高南落、宁夏境内急流减弱东退,气旋式切变减弱消失,暴雨减弱趋于结束。

由于贺兰山东麓布设的自动气象站只观测气温和降水两个要素,没有风场。故此,利用银川雷达资料来分析低层是否存在急流、切变线,切变线活动、强度变化和影响区域。21 日 20:00 至 22 日 02:00,在 0.5° 、 1.5° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 等 5 个仰角上,贺兰山东麓一直维持一条中心强度在 55 dBz 以上的带状回波(图 5a~5c),强降水回波特征在 3.4° 仰角上表现的最为清晰;径向速度图(图 5g~5i)上,对应强回波中心有明显的气旋式辐合,并在距离雷达东南方约 15 km 处的上空 0.8 km 处存在一支 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的低层东南风急流,该急流维持了约 6 h,于 22 日 02:00 前后减弱消失。预报对比实况,EC 准确预报出了 850 hPa 的低层东南风急流和贺兰山东麓气旋式切变,但 EC 预报该切变线自东向西缓慢移动,而实况监测其稳定少动,故此,预报的切变线位置明显偏东,低空急流的实况比预报的也更强。切变线在贺兰山维持稳定少动和强劲的低空急流是导致此区域遭遇特大暴雨之主要原因。

3.2.2 地形加强垂直动力条件

从 EC 预报 21 日 20:00 至 22 日 02:00 的散度和垂直速度场变化看(图 6a~6c);暴雨期间,暴雨区上空在 500 hPa 一直有明显的辐合中心,最强在 22 日 02:00,中心值超过 $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,而 500 hPa 以下一直为辐散区,这可能与 EC 预报 850 hPa 切变线位置偏东,贺兰山东麓地区吹东北风而出现辐散,700 hPa 在贺兰山东麓没有风向辐合有关;暴雨区上空虽然一直维持着上升运动,但只向上发展到 600 hPa,上升运动中心一直维持在 700 hPa,最强在 22 日 02:00,中心值超过 $-0.8 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

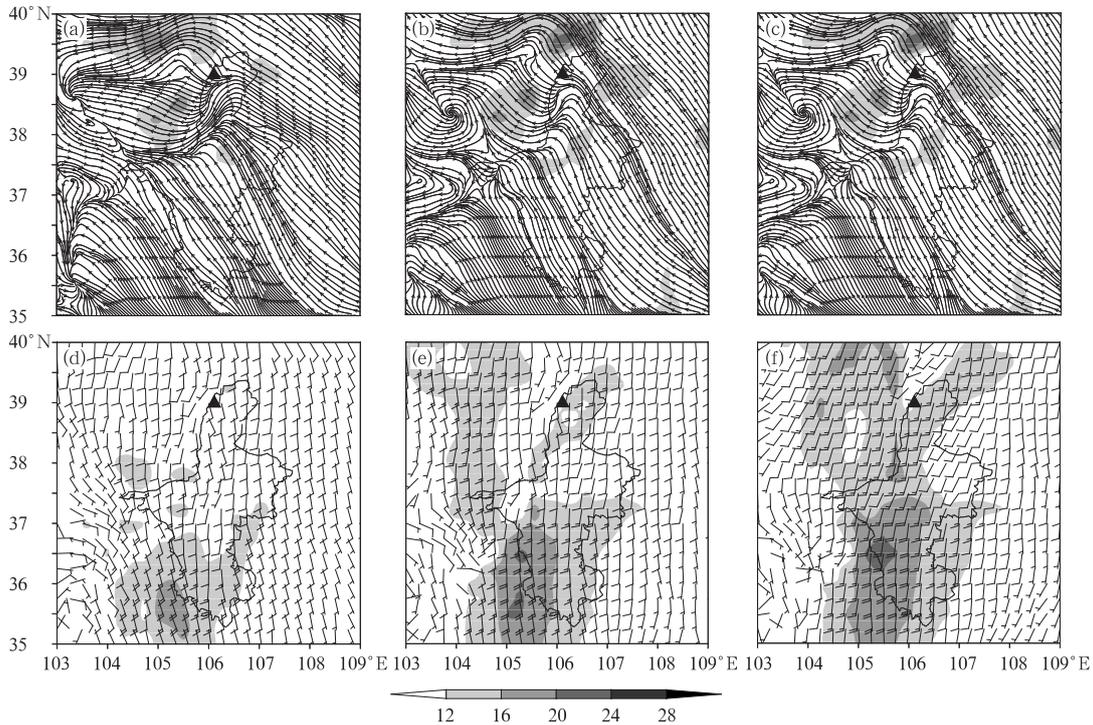


图 4 2016 年 8 月 21 日夜间 850 hPa(a~c)流场和 700 hPa(d~f)风场演变(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a, d)21 日 20:00, (b, e)21 日 23:00, (c, f)22 日 02:00

(阴影区为风速 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 区域, ▲为暴雨中心)

Fig. 4 Wind field evolution at 850 hPa (a~c) and 700 hPa (d~f)

on 21 August 2016 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a, d) 20:00 BT 21, (b, e) 23:00 BT 21, (c, f) 02:00 BT 22

(The shadow area is for the wind speed $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ area, ▲ is for the storm center)

对比 2006 年 7 月 14 日和 2012 年 7 月 29 日贺兰山东麓暴雨(纪晓玲等, 2010; 宁贵财等, 2015)的动力抬升条件: 不同于 2006 年 7 月 14 日和 2012 年 7 月 29 日由东移翻越贺兰山的 700 hPa 低涡切变线引发的暴雨区上空有“高层强辐散、低层强辐合, 上升运动伸展到 400 hPa 以上”的典型系统性暴雨动力抬升机制, 由西进低层切变线和低层辐合共同触发的“8·21”暴雨过程高层辐散不明显、低层辐合较强; 但对于东风气流, 东麓处于贺兰山迎风坡, 低层东风急流垂直于贺兰山脊, 强烈的地形抬升加强了低层辐合而在低层维持强烈的上升运动, 为强对流暴雨的发生发展提供了有力的动力条件。21 日 20:00 银川探空观测(图 7)也表明: 暴雨开始时段, 中低层风随高度顺转, 低层有暖平流, 风速为 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 平流较强, 最大上升速度达到 $32.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 自由对流高度(LFC)达到 700 hPa。由于暴雨区距离银川有 30 km 左右, 银川站 21 日夜间累计雨量仅有 6.5 mm, 因此仅凭银川站探空还不能完

全真实地反映暴雨区的上升运动。利用银川雷达, 作暴雨回波的反射率因子垂直剖面(图 5d~5f), 证实暴雨开始时段, 45 和 55 dBz 以上强降水回波的高度基本分别在 3 和 2 km 以下(减去地理和雷达高度, 下同), 质心较低; 随着降水发展, 45 和 55 dBz 以上强回波向上分别扩展到 8 和 6 km, 呈现出高质心强对流暴雨结构; 降水期间, 暴雨回波顶高也维持在 11 km 以上, 最强甚至接近 16 km(图 5j~5l), 表现出典型的大陆性强对流特征(俞小鼎, 2013)。可见, 在有力的环境场条件下, 强烈的地形抬升促进和加强了低层辐合和上升运动, 有利于强对流暴雨的发生发展。

3.2.3 地形对水汽输送的影响

从 EC 预报 21 日 20:00 至 22 日 02:00 的水汽通量及其散度场变化(图 6d~6f)得知: 暴雨期间, 随着副高 592 dagpm 线的西进北抬, 700 hPa 偏南急流和 850 hPa 偏东急流的发展加强, 两支急流携带水汽向北向西输送过程中, 受到贺兰山阻挡, 水汽

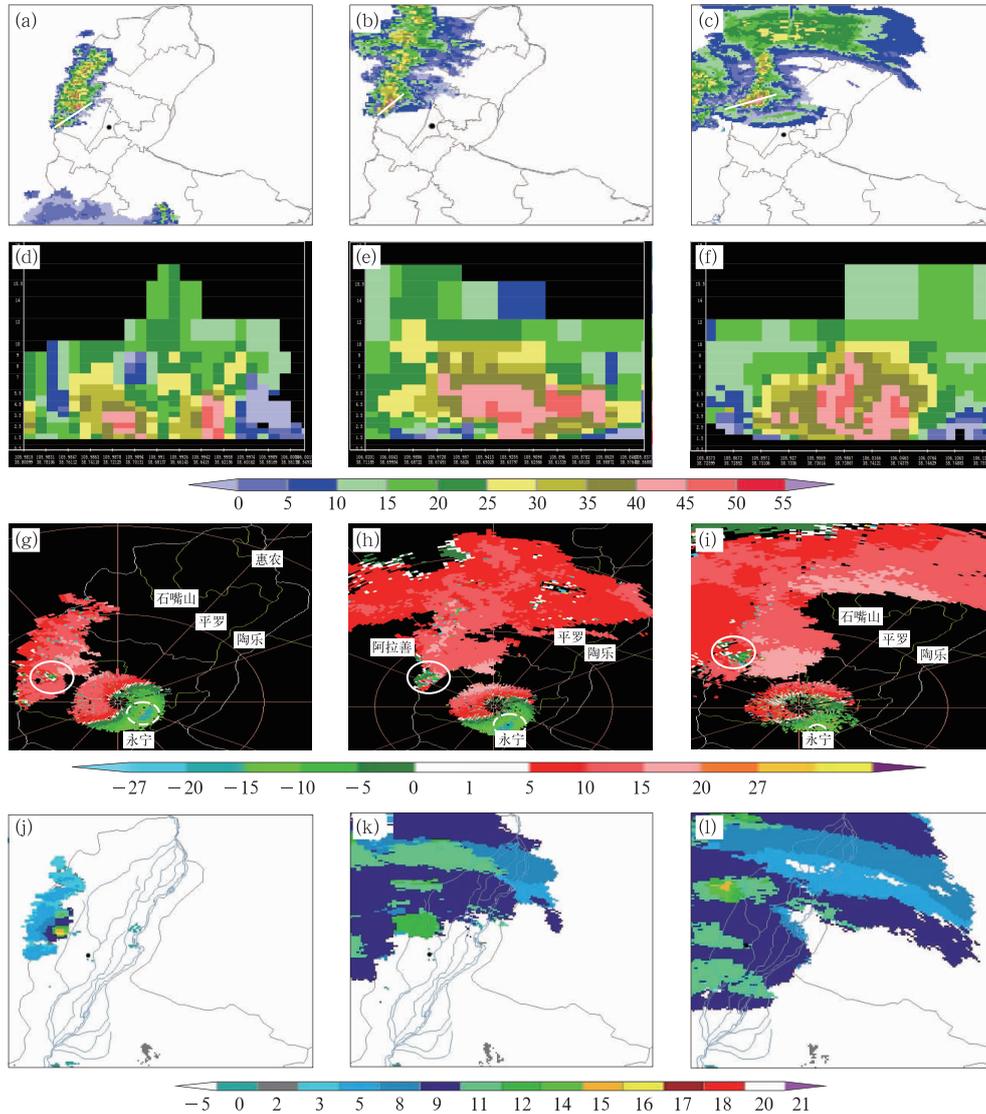


图 5 2016 年 8 月 21 日 21:00(a, d, g, j)、23:00(b, e, h, k)、22 日 01:00(c, f, i, l)银川
 雷达观测的 3.4°仰角反射率因子(a~c,单位:dBz)、垂直剖面(d~f,单位:dBz)、
 径向速度场(g~i,单位: $m \cdot s^{-1}$)和回波顶高度(j~l,单位: km)
 (图 5a~5c 中黑色实线为图 5d~5f 的剖面位置,图 5g~5i 中白色实线圆圈内为气旋式辐合,
 白色虚线圆圈内为边界层急流)

Fig. 5 The elevation angle reflectivity factor (a-c, unit: dBz), the vertical profile (d-f, unit: dBz), the radial velocity (g-i, unit: $m \cdot s^{-1}$) and the echo top height (j-l, unit: km) of the 3.4° observations by Yinchuan CD Doppler radar at 21:00 BT (a, d, g, i) 23:00 BT (b, e, h, k) 21 and 01:00 BT 22 (c, f, i, l) August 2016 (Figs. 5a-5c in black solid line for Figs. 5d-5f of the cross-section position, the white solid circle is cyclonic convergence in Figs. 5g-5i, the boundary layer rapids in the white dotted circle)

在东麓地区堆积,低层形成与贺兰山脉走向一致的水汽输送带和水汽辐合区,为此次特大暴雨提供了水汽来源。其中,21 日 20:00 水汽通量大值区在 850 hPa,中心值超过 $20 \times 10^{-2} g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$,22 日 02:00 水汽通量大值区伸展到 700 hPa,

中心值超过 $18 \times 10^{-2} g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$;暴雨区的水汽辐合主要集中在 700 hPa,并在 21 日 23:00 达到最强,中心值超过 $-40 \times 10^{-7} g \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ 。

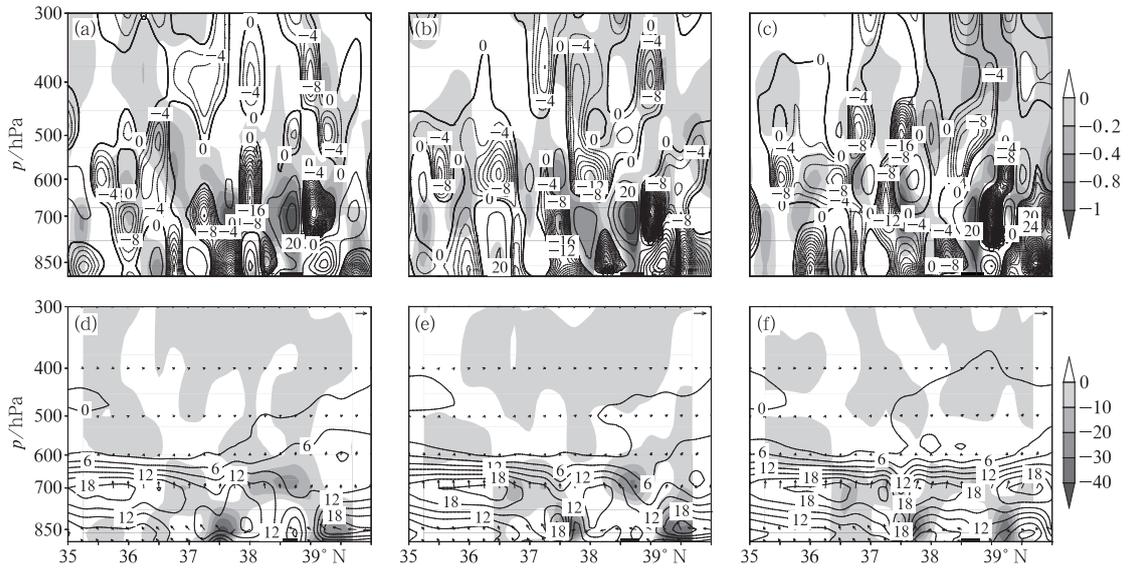


图 6 2016 年 8 月 21 日夜间沿暴雨中心(105.97°E)的散度和垂直速度(a~c)、水汽通量及其散度(d~e)经向垂直剖面图
(a, d)21 日 20:00, (b, e)21 日 23:00, (c, f)22 日 02:00

[图 6a~6c 实线为散度(单位: 10^{-5} s^{-1}), 阴影为上升运动区(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$); 图 6d~6f 实线为水汽通量(单位: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), 阴影为水汽辐合区(单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$); ■ 为暴雨区]

Fig. 6 The warp-vertical section of divergence and vertical velocities (a-c), water vapor flux and divergence (d-e) along the center of the rainstorm (105.97°E) on 21 August 2016

(a, d) 20:00 BT 21, (b, e) 23:00 BT 21, (c, f) 02:00 BT 22

[Solid line is for the divergence (Figs. 6a-6c, unit: 10^{-5} s^{-1}), shadow is for the rising motion area (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), solid line is for the water vapor flux (Figs. 6d-6f, unit: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), shadow is for the water vapor convergence zone (Figs. 6d-6f, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$); ■ is the storm area]

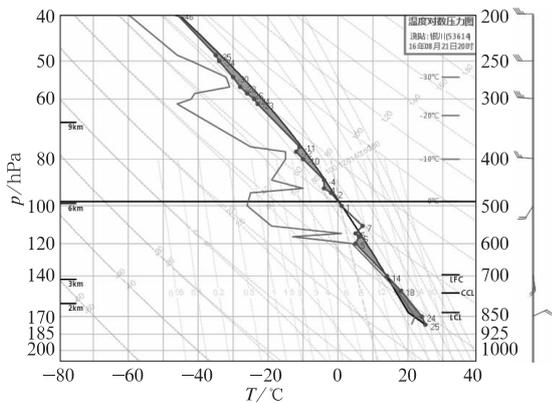


图 7 2016 年 8 月 21 日 20:00 银川站探空曲线
Fig. 7 Yinchuan radiosonde curve at 20:00 BT 21 August 2016

3.3 不稳定指数变化

分析 EC 预报 21 日 08:00 至 22 日 08:00 暴雨

中心上空逐 3 h 对流有效位能(CAPE)、抑止有效位能(CIN), 抬升指数(LI)、K 指数、700 hPa 比湿(Q)、整层可降水量(PW)等表征能量、稳定度、水汽的对流不稳定指数变化, 对应逐时雨量, 对比以往经验总结, 试图寻找强对流暴雨的一些定量预报指标。

图 8 表明暴雨前 21 日 08:00—20:00, 随着 CAPE、K 指数、LI 负值、Q 和 PW 增大、CIN 减小, 暴雨区上空增温增湿增能, 大气层结越来越不稳定; 暴雨时段 21 日 20:00 至 22 日 02:00, CAPE、K 指数、LI 负值、Q、PW 等对流指数继续增加, PW 在 22 日 02:00 达峰值、其他指数在 23:00 达峰值后开始减小, CIN 降至 $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 并持续, 对流发展到鼎盛之后减弱, 即能量释放时段, 爆发了强对流暴雨。对应逐时雨量变化, 小时雨强超过 40 mm 的强对流暴雨出现在: K 指数 $\geq 40^\circ\text{C}$ 、CAPE $\geq 3400 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、Q $\geq 13 \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、PW $\geq 40 \text{ mm}$ 、LI ≤ -5 、CIN $\leq 1 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 雨强最强时段对应 K、Q、LI、CAPE 等对流指

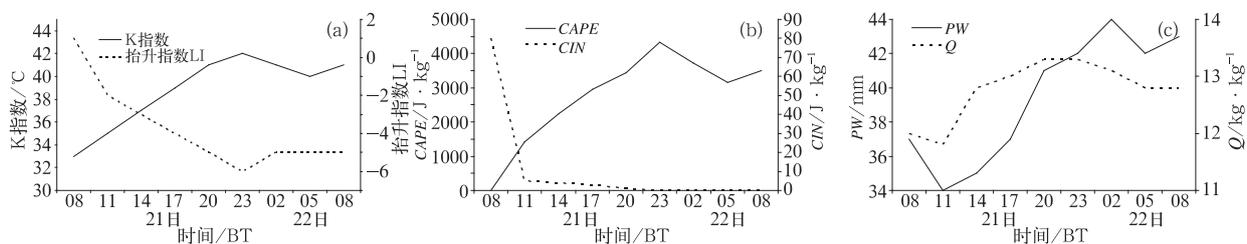


图 8 2016 年 8 月 21 日 08:00 至 22 日 08:00 暴雨中心逐 3 h 抬升指数 LI、K 指数(a)、对流有效位能 CAPE、抑止有效位能 CIN(b),700 hPa 比湿 Q、整层可降水量 PW(c)等对流不稳定指数变化

Fig. 8 The 3 h, LI index, K index (a), CAPE, CIN (b), specific humidity at 700 hPa, the whole layer of precipitation (c) and other convective instability index changes along the center of the rainstorm from 08:00 BT 21 to 08:00 BT 22 August 2016

数到达峰值后减小、PW 达峰值、CIN 为 $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 时刻。“8·21”对流不稳定指数变化与陈楠等(2012)、纪晓玲等(2010)、张泽等(2014)分析的宁夏 2010 年 8 月 10 日、1998 年 5 月 20 日、2006 年 7 月 14 日、2012 年 7 月 29 日暴雨过程一致,并超过了宁夏暴雨指标:K 指数 $\geq 38^\circ\text{C}$ 、 $\text{LI} \leq -3$ 、 $\text{Q} \geq 12 \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

4 预报失误原因和可预报性讨论

4.1 模式降水量预报显著偏小

随着数值模式预报能力的提升,预报员越来越依赖数值模式的要素预报,尤其是对降水预报的“信任”与日俱增。先看模式降水预报,再去寻找与之匹配的预报理由已成“常态预报模式”。虽然对这种极端降水天气数值模式没有预报能力,预报员也未必能做出有效订正,但偏离了正确的预报流程,预报员即使看到天气形势和物理量配置有出现强降水的可能,但受到模式预报先入为主的干扰而忽略这些重要的预报信息,是目前强降水预报失误的首要原因。需要结合具体情况和预报员释用水平对数值预报产品进行订正。

从 EC、T639 和 WRF 等 3 个模式最近 3 个时次起报的降水预报看:EC 预报非常稳定,3 个时次都预报贺兰山东麓有中心 15 mm 左右的中雨,落区接近实况,但量级显著偏小(图 9a~9c);T639 降水预报在宁夏北部和东南部不断调整,中心始终在 2 mm 以下,降水落区和量级与实况相差较远(图 9d~9f);WRF 随预报时效临近降水落区缩小、量级下降,临近 24 h 预报了贺兰山东麓有中心 5 mm 左右

的小雨,虽然量级显著偏小,但降水落区预报与实况较为接近(图 9g~9i)。

模式降水预报检验表明:不同模式受地形影响的小区域极端降水预报效果不同,总体而言,模式预报整体偏弱,预报员对模式降水预报过度依赖,导致宁夏气象台出现重大预报偏差;相对而言,EC 预报效果明显优于其他模式,预报性能稳定、落区预报准确,但量级预报显著偏小,需要结合实际情况大胆订正。

4.2 宁夏强副高控制下的极端暴雨少

宁夏预报员分析多个暴雨个例总结出(冯建民, 2012):夏季,副高能北抬到河套北部以 580 dagpm 线或 584 dagpm 线最多,588 dagpm 线少见,592 dagpm 线罕见;副高控制下宁夏以高温酷暑天气为主,局地或伴有弱的热对流;宁夏暴雨往往出现在副高西伸北抬后又东退南落的过程,暴雨区最常在副高西缘或西北缘,对应 700 hPa 低涡切变线活动的区域,2010 年 8 月 10 日王乐井暴雨(陈楠等, 2012)、1998 年 5 月 20 日、2002 年 6 月 7 日、2003 年 9 月 2 日、2006 年 7 月 14 日、2012 年 7 月 29 日等贺兰山东麓极值暴雨(张华和汪文浩, 2007;纪晓玲等, 2010;宁贵财等, 2015)都是如此,数值模式对这种类型的暴雨预报效果也较好,个例多、经验多、模式预报效果好、关注度高,因此较少出现预报偏差。但是,在副高主体 588 dagpm 线控制下,592 dagpm 线快速进退过程中,受地形影响,由低层切变线引发的暴雨个例罕见,数值模式预报效果也差,个例少、缺乏预报经验、模式预报效果差、关注度不够,极易出现重大预报偏差。

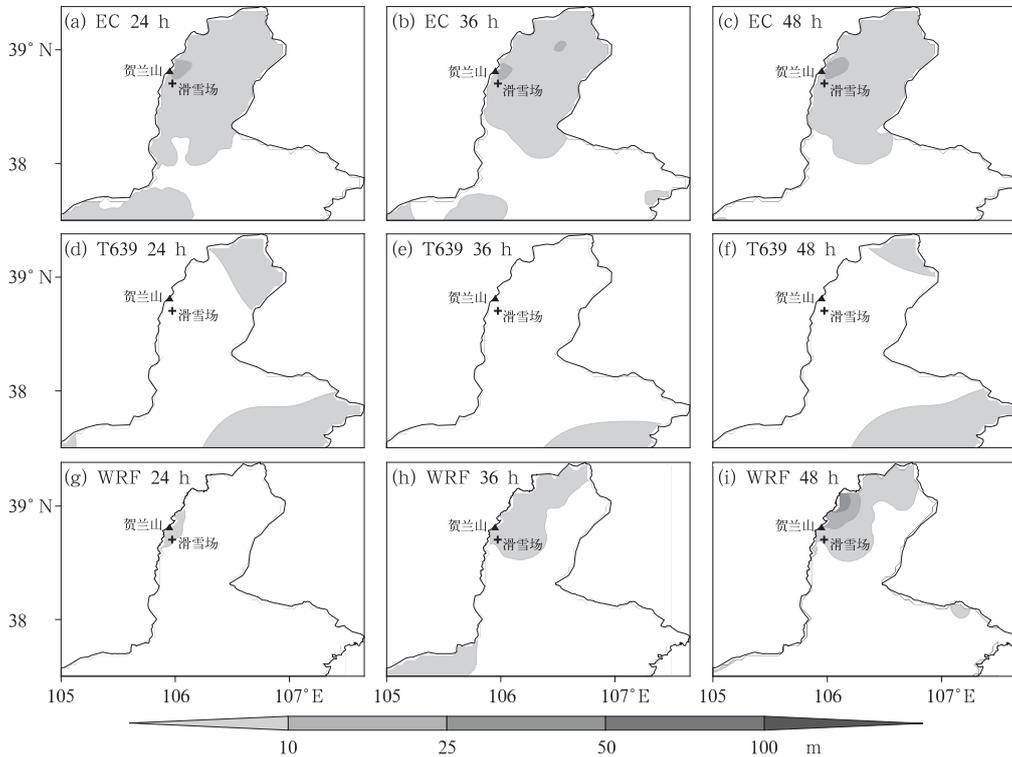


图 9 EC(a, b, c)、T639(d, e, f)、WRF(g, h, i)模式对 2016 年 8 月 21 日 20:00 至 22 日 08:00 宁夏中北部 12 h 累积雨量的 24 h(a, d, g)、36 h(b, e, h)和 48 h(c, f, i)预报

Fig. 9 The 24 h (a, d, g), 36 h (b, e, h) and 48 h (c, f, i) forecasts of 12 h accumulated rainfall (unit: mm) in mid-north Ningxia from 20:00 BT 21 to 08:00 BT 22 August 2016 by EC (a, b, c), T639 (d, e, f) and WRF (g, h, i) models

4.3 有效物理量场释用经验不足

上述分析表明:EC 预报“8·21”特大暴雨的副高强大和东西进退、低空急流增强并向北推进形成高温、高湿、高能和大气层结不稳定区以及地形的作用建立了低层切变线,促使低层产生强烈的辐合上升运动、源源不断的水汽输送等暴雨发生的天气学条件;虽然这次过程没有高层强辐散抽气效应,气流伸展高度不是很高,但是低层的强辐合、具优的动力、热力和水汽等条件诱发了极端暴雨事件。正如一些学者所指出:虽无低层强辐合、高层强辐散及强垂直运动的经典暴雨动力条件,但在水汽、稳定度等条件满足情况下,低层辐合即能触发不稳定能量释放,造成对流性强暴雨(朱乾根,2000)。因此,即使数值模式降水量级预报一致偏小,天气影响系统与宁夏典型暴雨有差异,但与历史上多个副高进退过程中爆发的极值暴雨个例相比,暴雨的发生发展机理相似,关键物理量的变化尤其相似,而“8·21”的副高强度、中低层 θ_{se} 、K 指数、Q 等暴雨关键指标超

过了历史上贺兰山东麓的暴雨指标。所以,在天气过程物理机制深入分析与总结经验对比的基础上,预报员有对数值模式预报偏差的订正空间,虽然降雨中心强度订正不到 200 mm 以上,但强对流暴雨天气至少可以做到不漏报,暴雨预报的提前量至少能提前 6 h 左右。所以,“8·21”暴雨过程是有可预报性的。

5 结 论

通过对“8·21”贺兰山东麓历史罕见特大暴雨的预报偏差和可预报性分析,得到如下结论:

暴雨出现在副高持续异常偏强偏北的环流背景下,宁夏处于高温高湿高能区,副高快速进退、低空急流北抬西进过程中,受贺兰山地形影响而在东麓地区产生的气旋式切变线、低层强辐合、持续上升运动和水汽辐合等为暴雨发生发展提供了有利的热力、动力、水汽和对流不稳定条件。

预报偏差主要体现在 4 个方面:

(1) 数值模式降水量级预报一致显著偏小是主因。3 家数值模式都预报 15 mm 以下的降水,但 EC 预报的稳定性、落区和量级最优。

(2) 对副高异常偏强偏北的暴雨环流背景认识不清。2016 年 8 月中下旬副高持续异常偏强偏北,21 日发展到最强,在 588 dagpm 线控制下,592 dagpm 线从宁夏南部东退过程中,受低层辐合与切变线引发的这种极端暴雨个例在宁夏极其罕见,预报员经验匮乏;而且受贺兰山地形影响,850 hPa 切变线在东麓地区很普遍,绝大多数情况下没有天气发生,只有配合特殊的天气形势和影响系统才能产生严重天气。

(3) 忽略了贺兰山地形影响。对偏东气流而言,东麓地区处于贺兰山迎风坡,地形对东麓地区的低层绕流气旋、低层辐合与持续上升运动及水汽辐合有促进和加强作用。

(4) 缺乏极端天气的预报敏感性。没有与历史相似个例的关键物理量进行有效对比,对 K 指数 $\geq 38^\circ\text{C}$ 、 $LI \leq -3$ 、 $Q_{700} \geq 12 \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等宁夏暴雨预报指标掌握应用不熟练。

综上所述,在对天气过程物理机制深入分析与历史相似个例对比的基础上,“8·21”暴雨过程是有可预报性的。在数值模式降水量级预报一致显著偏小的情况下,预报员凭借对以往暴雨天气型和关键物理量的总结,至少可以做到:强对流暴雨不漏报,提前 6 h 确定暴雨落区,订正降水量级为暴雨,但在东麓地区历史上没有出现 200 mm 以上降水记录的气候背景下,预报员无法预报出超过历史记录的降水强度。

参考文献

陈楠,陈豫英,杨侃,等,2012.一次强对流暴雨天气的环境条件及中尺度对流云团分析[J].干旱区资源与环境,26(7):84-90.
陈豫英,陈楠,谭志强,等,2014.2012年6月26—29日宁夏强降水成因[J].干旱气象,32(4):599-607.
陈豫英,王秀文,陈楠,等,2010.2008年宁夏久旱转雨天气过程诊断分析[J].高原气象,29(3):737-743.

丁一汇,2014.陶诗言先生在中国暴雨发生条件和机制研究中的贡献[J].大气科学,38(4):616-626.
董全,胡海川,代刊,2016.数值模式预报调整趋势分析[J].气象,42(12):1483-1497.
冯建民,2012.宁夏天气预报手册[M].北京:气象出版社:74-75.
纪晓玲,桑建人,马筛艳,等,2010.贺兰山东麓宁夏一次极值暴雨过程分析[J].气象科学,30(3):332-337.
梁生俊,马晓华,2012.西北地区东部两次典型大暴雨个例对比分析[J].气象,38(7):804-813.
宁贵财,尚可政,王式功,等,2015.贺兰山对银川一次致灾暴雨过程影响的数值模拟[J].中国沙漠,35(2):464-473.
任蓓,2008.宁夏贺兰山东麓“2006.7.14”暴雨洪水分析及减灾对策探讨[J].中国防汛抗旱,(2):25-27.
陶诗言,1963.中国夏季副热带天气系统若干问题的研究[M].北京:科学出版社:1-146.
陶诗言,1977.有关暴雨分析预报的一些问题[J].大气科学,1(1):64-72.
陶诗言,1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社:33.
王伏村,付双喜,张德玉,等,2014a.一次引发河西走廊大暴雨的高原低涡的机制分析[J].气象,40(4):412-423.
王伏村,许东蓓,修韶宇,等,2014b.一次西北地区东部大暴雨的物理机制分析[J].高原气象,33(6):1501-1513.
吴国雄,丑纪范,刘屹岷,等,2002.副热带高压形成和变异的动力学问题[M].北京:科学出版社:30-35.
肖玉华,赵静,蒋雨娟,2010.数值模式预报性能的地域性特点初步分析[J].暴雨灾害,29(4):322-327.
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.
张华,汪文浩,2007.宁夏贺兰山东麓“060714”暴雨洪水分析[J].水资源与水工程学报,18(2):83-85.
张泽,李德帅,王式功,等,2014.2012年银川“7·29”大暴雨天气过程诊断研究[J].兰州大学学报(自然科学版),50(2):221-227.
张志刚,金荣花,牛若芸,等,2009.干冷空气活动对2008年梅雨降水的作用[J].气象,35(4):25-33.
支树林,陈娟,包慧濛,2015.一次副热带高压边缘上大暴雨的中尺度特征分析[J].气象,41(10):1203-1214.
朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等,2000.天气学原理和方法:第3版[M].北京:气象出版社:320-322.
朱素行,徐海明,徐蜜蜜,2010.亚洲夏季风区中尺度地形降水结构及分布特征[J].大气科学,34(1):71-82.