

张萍萍,林修栋,张宁,2024. 山东一次低涡切变型暖区暴雨大范围漏报原因[J]. 气象,50(8):953-965. Zhang P P,Lin X D,Zhang N,2024. Cause of a large-scale forecast failure of a warm-sector rainstorm of low vortex shear type in Shandong Province [J]. Meteor Mon,50(8):953-965(in Chinese).

## 山东一次低涡切变型暖区暴雨大范围漏报原因\*

张萍萍<sup>1,2</sup> 林修栋<sup>2</sup> 张 宁<sup>2</sup>

1 山东省气象防灾减灾重点实验室,济南 250031

2 山东省威海市气象局,威海 264200

**提 要:** 低涡切变型暖区暴雨预报是山东省暴雨预报中的一个难点问题,2021 年 8 月 30—31 日山东中部及半岛地区出现大范围暖区暴雨天气,主观预报强度偏弱,范围偏小,暴雨出现大范围漏报。本文利用常规数值模式资料、地面观测资料、雷达资料等对漏报原因进行回顾,结果表明:对大气综合稳定度特征、边界层暖锋锋生特征、超低空急流、低空急流与高空急流垂直相互作用,以及边界层和 middle 层弱冷空气的作用判断不够全面,在环境场已经发生变化的情况下,仍然用前期短时间内模式检验结果作为未来模式降水订正的依据等,可能是导致此次暖区暴雨过程预报不足的主要原因;在今后类似预报中应全面分析条件不稳定、对流不稳定和对称不稳定特征,关注边界层假相当位温密集带和边界层暖锋锋生特征,考虑急流垂直三维结构以及不同高度弱冷空气的作用,并应依据环境场的变化特征,判断数值模式暴雨预报性能,进行合理的动态订正。

**关键词:** 暖区暴雨,预报偏差,对称不稳定,暖锋锋生,模式订正

**中图分类号:** P456,P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2024.071401

## Cause of a Large-Scale Forecast Failure of a Warm-Sector Rainstorm of Low Vortex Shear Type in Shandong Province

ZHANG Pingping<sup>1,2</sup> LIN Xiudong<sup>2</sup> ZHANG Ning<sup>2</sup>

1 Shandong Key Laboratory of Meteorological Disaster Prevention and Mitigation, Jinan 250031

2 Weihai Meteorological Office of Shandong Province, Weihai 264200

**Abstract:** Forecasting the warm-sector rainstorm of low vortex shear type is a difficult point in the rainstorm forecasting operation of Shandong Province. From 30 to 31 August 2021, a large range of warm-sector rainstorm occurred in the central and peninsula area of Shandong Province, but the forecasted rainfall intensity was weaker and affected area was smaller than the observed, resulting in the missing report of the rainstorm in a large scale. Based on numerical forecast products, conventional surface and upper-air observation data, Doppler radar data, we review the forecast errors of this warm-sector rainstorm event. The findings suggest that, during the forecasting process, the symmetric instability characteristics of atmosphere, the characteristics of warm front frontogenesis in the boundary layer, the vertical interactions of ultra-low level jet, low-level jet and upper-level jet, and the function of weak cold air in the boundary layer and middle layer failed to be judged completely by forecasters. In the case that the environmental field had changed, the model products in a short time in the previous period were still used as the basis for the precipitation correction of the model results. This may be the critical reason for the insufficient forecast of this warm-sector rainstorm process. In the future, when forecasting the similar warm-sector rainstorms,

\* 山东省气象局引导类科学技术研究项目(2021SDYD36)资助

2024 年 4 月 22 日收稿; 2024 年 7 月 16 日收修定稿

第一作者:张萍萍,主要从事极端降水、卫星资料应用分析研究. E-mail:zpp7117@126.com

forecasters should comprehensively analyze the characteristics of conditional instability, convective instability and symmetric instability, and also pay attention to the characteristics of boundary layer  $\theta_{se}$  dense zone and the warm front frontogenesis characteristics of the boundary layer. Moreover, the vertical three-dimensional structure of jet stream and the role of weak cold air at different heights should be considered, and the overestimation or underestimation of rainstorm forecast by the numerical models should be judged according to the environmental field features, and then reasonable dynamic model correction should be carried out.

**Key words:** warm-sector rainstorm, forecast bias, symmetric instability, warm front frontogenesis, model correction

## 引 言

暖区暴雨通常指发生在地面锋面暖空气一侧或没有冷空气影响时产生的暴雨。暖区暴雨的概念最早由黄土松(1986)提出,指发生在地面锋面系统前端 200~300 km 位置或更远的暖区,或发生在西南风与东南风的切变中,或发生在没有切变的西南气流里的暴雨。暖区暴雨具有降水强度大、对流性强、危害特别大的特点,由于造成暖区暴雨的天气系统复杂,大气斜压性不明显,暴雨强度难以确定,数值模式对其预报能力弱,预报员对暖区暴雨特点和成因认识不足等原因(陶诗言,1980),导致暖区暴雨的预报较为困难,经常出现预报偏差,因此这一直是暴雨预报中的一个难点问题(孙建华等,2013;盛杰等,2019)。

许多气象工作者对暖区暴雨的天气特征进行了研究。林良勋等(2006)将暖区暴雨分为由变性冷高脊后部气流辐合或暖湿切变引起的暴雨(即回流暴雨)、由强西南季风爆发引起的暴雨、由高空槽和副热带急流共同作用引起的暴雨等三类。陈玥等(2016)统计了长江中下游地区的暖区暴雨过程,得到了特定天气背景下暖区暴雨过程的时空统计特征,并建立了三种天气概念模型:冷锋型、暖切变型和副高边缘型。汪玲瑶等(2018)对江南地区暖区暴雨的成因进行了初步分析,最后给出四类暖区暴雨的系统配置:暖切变型、冷锋前型、副高型和强西南急流型。肖红茹等(2021)将四川盆地暖区暴雨分成西南涡型、副高边缘型、西南急流型和东南风型四种。还有一些学者对暖区暴雨的天气系统进行了分析。较强的动力、水汽条件,同时形成有组织的对流活动,是产生暖区暴雨的必要条件(张晓美等,2009)。低空急流有利于水汽和能量输送,同时能反

复组织对流活动发生,最终导致暖区降水强度明显增大(罗建英等,2009)。地面辐合线、低空切变、超低空急流等对暖区暴雨也起到一定的触发作用(徐珺等,2014;孔凡超等,2016)。

由于暖区暴雨预报信号较弱,数值模式预报与实况相比偏差较大,导致暖区暴雨预报与实况相比往往存在一定偏差。一些学者对暖区暴雨预报失误的原因进行了分析。付炜等(2020)对强西南急流背景下湘桂边界两次预报失败的暖区暴雨个例分析指出,两次暖区暴雨与边界层的动力辐合、水汽供应关系密切,边界层辐合抬升和地形的作用明显,短期预报需重点关注边界层辐合区及特殊地形位置,对数值预报进行适当订正。覃武等(2020)通过对广西一场预报失误较大的暖区暴雨过程进行分析发现,地形性辐合及涡旋触发了对流的发生,预报员和数值模式短期时效内对暖区暴雨缺乏预报能力,未能准确把握可触发对流的机制是预报失败的原因。应通过分析上游地区对流云团、地面中尺度辐合线演变及地形作用等触发条件,对暖区暴雨落区进行订正。湛芸等(2018)指出低空急流、急流核的发展演变等的精细分析不足,是导致北方一次暖区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的影响。

山东地处中纬度,冷暖空气通常在此交汇,产生大范围暴雨过程,其中暖区的暴雨数值模式预报往往偏差较大,是山东暴雨预报业务中面临的难题之一,但是目前对于山东暖区暴雨的研究不多。2021年8月30—31日山东出现一次低涡切变型暖区暴雨过程,主观和数值模式预报均出现较大偏差。本文利用业务中常用的数值预报产品、常规高空及地面观测资料、区域自动气象站观测资料等,对此次过

程预报失误的原因及暖区暴雨可预报性等方面进行探讨,总结山东低涡切变型暖区暴雨的预报着眼点,为进一步提升山东暖区暴雨预报准确率提供一定的科学依据。

## 1 降水实况及预报情况

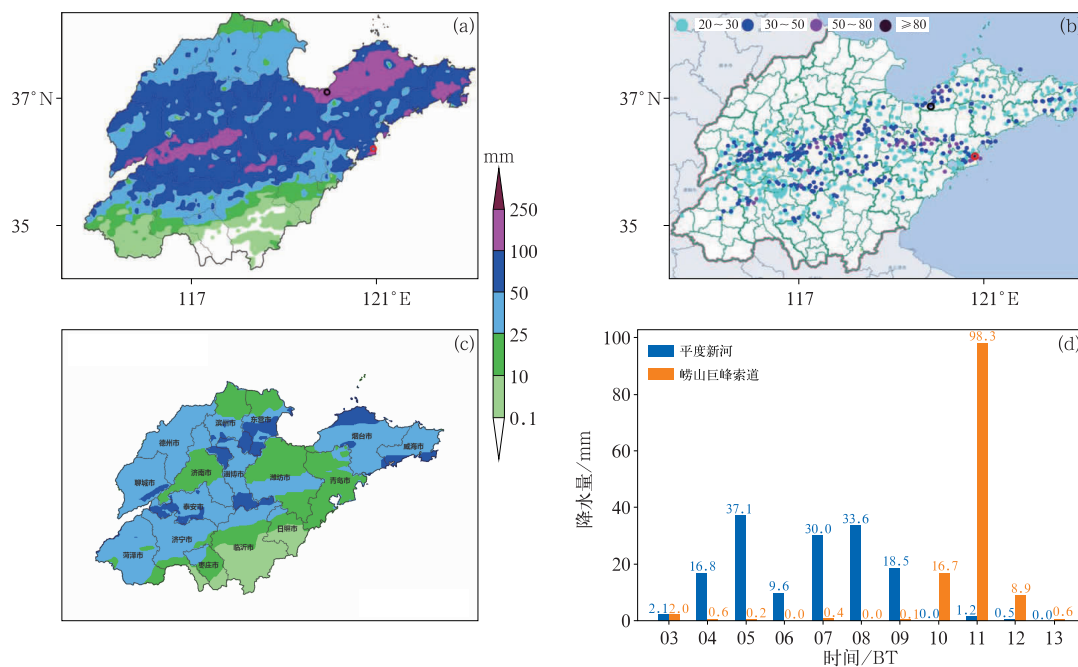
受副热带高压(以下简称副高)边缘低涡切变影响,2021年8月30日20:00至31日20:00,山东中部及半岛地区出现暴雨到大暴雨天气(图1a)。全省国家站平均降水量87.2 mm,有15个国家站、185个区域站出现大暴雨,最大累计降水量(173.6 mm)出现在平度新河,同时伴有较大范围的短时强降水(图1b),最大小时降水量为98.3 mm(崂山巨峰索道),降水对流性较强。从平度新河站和崂山巨峰索道站逐小时降水量的分布可看出:降水主要集中在31日04:00—12:00(图1d)。

针对此次过程,山东省气象台于2021年8月

30日16:40发布气象服务快报:鲁西北、鲁西南、鲁中和半岛地区有中到大雨,局部有暴雨,主观预报见图1c;31日06:40发布暴雨蓝色预警信号:潍坊、烟台、威海、青岛、日照、枣庄北部和临沂北部有大到暴雨(40~60 mm),局部大暴雨(100~150 mm)。从预报服务情况看,短时12 h时效内较为准确预报出了暴雨落区和强度,及时发布了暴雨蓝色预警信号,但短期24 h时效暴雨强度预报偏弱,范围预报明显偏小(图1c)。对于此次大范围暴雨到大暴雨过程,导致短期时效内没有做出更为准确预报的关键问题可能是什么,从这次预报失败个例中将得到什么启发?这是本文希望探究和解决的问题。

## 2 预报过程回顾

预报员主要参考高空、地面、卫星等实况观测资料,以及ECMWF(欧洲中期天气预报中心,简称EC)、CMA-GFS(中国气象局全球同化预报系统)、



注:图a,b中黑色圆圈为平度新河站,红色圆圈为崂山巨峰索道站。

图1 2021年8月30日20:00至31日20:00(a)累计降水量,(b)短时强降水分布(单位:mm),(c)主观降水预报,(d)2021年8月31日03:00—13:00平度新河站和崂山巨峰索道站小时降水量演变

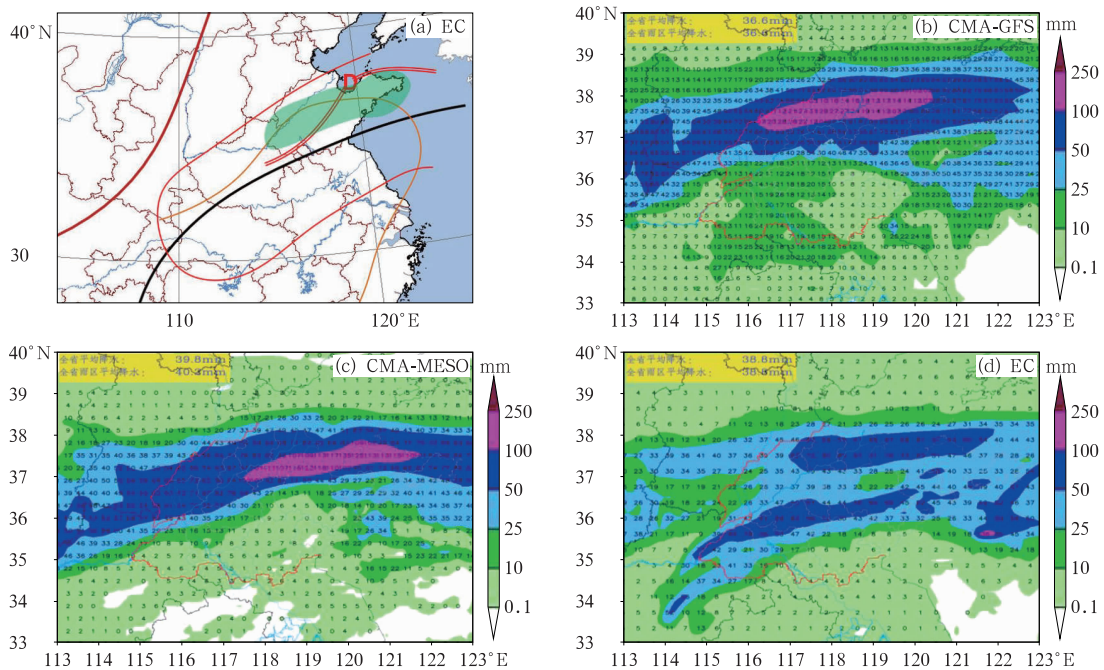
Fig. 1 (a) Accumulated precipitation, (b) distribution of short-time severe rainfall (unit: mm) and (c) subjective precipitation forecast from 20:00 BT 30 to 20:00 BT 31, (d) evolution of hourly rainfall at Pingdu Xinhe Station and Laoshan Jufengsuodao Station from 03:00 BT to 13:00 BT 31 August 2021

CMA-MESO(中国气象局中尺度天气数值预报系统)等数值预报模式进行 24 h 降水落区和强度预报。8 月 30 日下午,预报员综合参考 29 日 20:00 起报和 30 日 08:00 起报的各种数值模式资料,从数值模式预报的天气系统特征、环境场特征、降水情况三个方面进行分析,由于 30 日 08:00 的起报场是最新的,因此主要参考该时次的起报场。从 EC 模式 30 日 08:00 起报的天气系统配置特征看(图 2a),30 日 20:00 至 31 日 20:00,副高明显加强,588 dagpm 线位于山东南部与江苏交界处。副高北侧河套地区有高空槽东移,同时 700 hPa 和 850 hPa 上山东境内有低涡切变形成。31 日 08:00 850 hPa 低涡中心位于鲁中的北部地区,切变线位于鲁中一半岛地区,并处在 850 hPa 正变温区中。地面上山东大部受暖槽控制,没有明显的冷锋,因此该过程为一次低涡切变类暖区降水过程。随着低层低涡系统的形成,上升运动明显增强,大部地区整层可降水量都达到 60 mm 以上,并处于强水汽辐合区中,大部地区 K 指数达到 32℃ 以上,850 hPa 和 925 hPa 西南风速最大值仅有

12 m · s<sup>-1</sup>,从 CAPE 值分布可看出,鲁中大部地区 CAPE 值 < 200 J · kg<sup>-1</sup>,850 hPa 与 500 hPa 温差仅有 15℃;从多模式 30 日 08:00 起报的 12~36 h 时效(30 日 20:00 至 31 日 20:00)的降水量可知:CMA-GFS(图 2b)和 CMA-MESO(图 2c)预报的暴雨区在鲁西北地区,鲁中仅报小到中雨,EC 模式预报两条雨带(图 2d)。基于以上分析思路,发现该暖区降水过程水汽和动力条件较好,但是 CAPE 值偏小,不稳定条件一般,没有明显的冷空气侵入,低空急流偏弱,不利于短时强降水等强对流天气的产生,因此判断该过程小时雨强不大,加上持续时间不长,不利于雨量累积,多家数值模式把暴雨报在鲁西北地区,因此鲁中地区不会产生大范围的暴雨天气。

### 3 实际中尺度系统演变

从雷达组合反射率因子演变(图 3)可以看出:31 日 01:00—03:00,鲁西北一带有东北—西南走向、结构较为松散的线状对流发展(图 3a,3b),向东



注:黑色实线为 588 dagpm,棕色实线为 500 hPa 槽线,红色实线为 850 hPa 0℃ 变温线,橙色实线为海平面气压场 1014 hPa 线,红色双实线为低涡切变线,绿色阴影为暴雨落区。

图 2 2021 年 8 月 30 日(a)EC 模式 08:00 起报的 31 日 08:00 高低空系统配置, (b~d)数值模式 08:00 起报的 12~36 h 累计降水量预报

Fig. 2 (a) Upper-level and low-level impact systems at 08:00 BT 31 predicted by EC model, (b-d) 12-36 h accumulated precipitation predicted by models initiated from 08:00 BT 30 August 2021

南方向移动,其南侧有多个尺度较小、较为离散但发展强盛的对流单体形成;05:00—07:00(图 3c, 3d)离散的风暴单体相互合并,线状对流结构更加完整,并向东缓慢移动,最大回波强度达到了 55 dBz;09:00—11:00(图 3e, 3f)线状对流东移过程中继续加强,11:00 青岛崂山巨峰索道附近的雷达回波最强达到了 65 dBz,该站出现了  $98.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  的短时强降水;11:00—13:00 线状对流系统逐渐东移减弱入海。由上述分析可见,该过程出现了明显的中尺度对流系统,降水具有显著的对流性。

#### 4 预报偏差分析

主观分析认为该过程中降水对流性不强、小时雨强不大、暴雨范围不广,但实况显示此次过程形成了明显的中尺度对流系统,导致了大范围短时强降水,出现了暴雨到大暴雨,表明在实际预报时可能有一些关键点被忽略。从定量降水角度出发,某一地

区的降水量如式(1)所示(孙军等,2012):

$$P = RD \quad (1)$$

$$R \propto E\omega q \quad (2)$$

式中: $P$  为降水量, $R$  为雨强, $D$  为持续时间; $E$  为降水效率, $\omega$  为垂直运动, $q$  为比湿。

本次过程中山东大部 850 hPa 的比湿都达到了  $15 \sim 16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。同时抬升凝结高度和自由对流高度都较低,均在 925 hPa 以下, $0^\circ\text{C}$  层高度较高,位于  $500 \sim 600 \text{ hPa}$ ,因此暖云层厚度较大,降水效率较高。因此,预报雨强偏弱的主要原因为对垂直上升运动分析不足。尤其对中尺度上升运动估计不足,暖区降水中尺度上升运动往往与环境场中的热力不稳定特征(田莹等,2022)、锋生特征(郭英莲等,2014)、急流三维特征(侯淑梅等,2014)、弱冷空气侵入等(张萍萍等,2019)密切相关。因此,本文将从以上四个方面分析本次暖区暴雨预报过程中可能忽视的关键点。在预报时一般采用 EC 模式的环境场进行分析,因此为科学再现预报的真实分析场景,本文

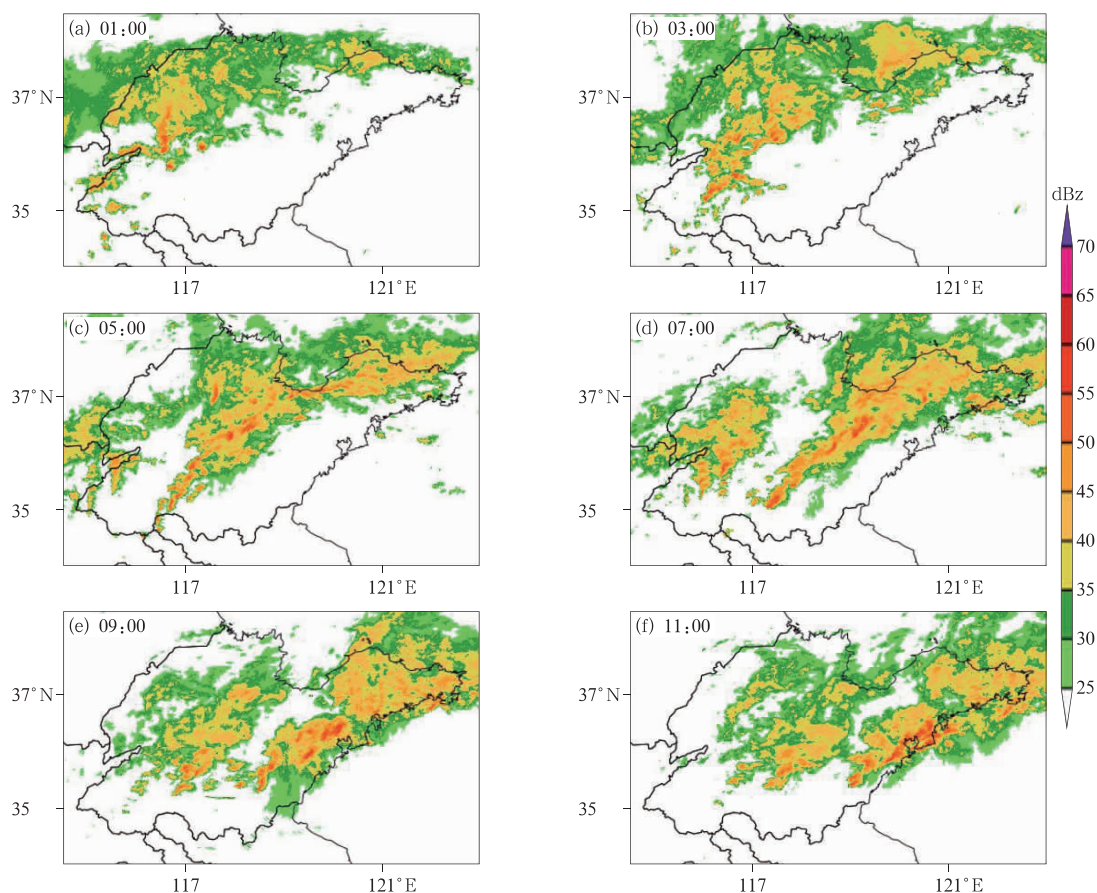


图 3 2021 年 8 月 31 日 01:00—11:00 雷达组合反射率因子演变

Fig. 3 Evolution of radar composite reflectivity factor from 01:00 BT to 11:00 BT 31 August 2021

利用 EC 模式 30 日 08:00 的起报场进行环境场分析。此外,EC 模式 30 日 08:00 的起报场报出了鲁中有一条细长型暴雨带,但主观订正时并未对 EC 模式降水预报给予足够重视,所以本文也将对当时的 EC 模式降水订正思路偏差进行分析。

#### 4.1 热力不稳定特征

热力不稳定与中尺度上升运动的强度密切相关,是大气发生对流性暴雨的前提条件。与暴雨相关的热力不稳定通常有条件不稳定、对流不稳定和对称不稳定三种,其物理意义不尽相同。条件稳定度是基于“气块法”假定,衡量气块发生垂直虚位移后受到环境的浮力作用状况。表示条件不稳定的指数有抬升指数(LI)、沙氏指数等,上述物理量偏向于分析某一特定气层的稳定度,而实际大气的垂直分布很复杂,上述物理量难以判断深厚气层的条件不稳定情况。为了考虑较厚气层对由底部上升气块可能产生的总影响,在业务中一般用对流有效位能(CAPE)来表征深厚气层的条件不稳定(章丽娜等,2016)。对流稳定度是考虑到整层空气抬升后气层的条件稳定度的变化情况。业务中一般用 500 hPa 与 850 hPa 假相当位温差( $\Delta\theta_{se500-850}$ )来表征对流不稳定(周玉淑等,2003),当  $\Delta\theta_{se500-850}$  为负值时,表征对流不稳定状态,负值越小对流不稳定越强。对称不稳定是指当空气块做垂直上升运动或水平运动时是对流稳定和惯性稳定的,但气块做倾斜上升运动时却发生不稳定的现象(Stone,1966)。当垂直方向上的静力稳定度和水平方向上的惯性稳定度共同作用时,会使气块偏离原来的位置,产生倾斜上升,因此对称不稳定一般发生在斜升气流中,并多发生在锋面附近或锋前暖区中,可以用来解释与锋面相平行的中尺度雨带的形成和发展。Hoskins(1974)指出对称不稳定可能是锋前雨带的触发机制之一,并指出可用湿位涡判断对称不稳定。Bennetts and Hoskins(1979)发现对称不稳定在组织雨带方面有重要作用,并指出了湿位涡在对称不稳定中的作用。Moore and Lambert(1993)指出对称不稳定发生在中低层为静力稳定的大气中,并经常发生在暖锋附近。Shou and Li(1999)发现对称不稳定可作为中尺度雨带中的降水增强机制,对中尺度暴雨天气发生发展起着重要作用。

$p$  坐标系中湿位涡的计算公式如下(吴国雄等,1995):

$$\text{MPV} = \frac{\zeta_a \cdot \nabla \theta_{se}}{\rho} - g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \quad (3)$$

$$\text{MPV1} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \quad (4)$$

$$\text{MPV2} = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \quad (5)$$

式中: $\theta_{se}$ 为假相当位温, $\zeta$ 为相对涡度, $\zeta_a$ 为气块的绝对涡度;MPV1为湿位涡的垂直分量,表示惯性稳定性和对流稳定性的作用,因为大气中绝对涡度在北半球一般为正值,因此当大气对流不稳定时,MPV1 $<0$ ;MPV2是湿位涡的水平分量,代表湿斜压项,包括湿斜压性和水平风垂直切变的贡献。当MPV1 $<0$ ,MPV2 $<0$ 时,对流不稳定和对称不稳定共存;当MPV1 $>0$ ,MPV2 $<0$ 时,则单纯对称不稳定产生(黄明策等,2019)。

图 4a 给出了 EC 模式 8 月 30 日 08:00 起报的 31 日 05:00 CAPE 值分布,可看出暴雨区上空大部地区的 CAPE 都小于  $200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,条件不稳定性较差。田莹等(2022)指出:除了西南急流型暖区暴雨具有较低的 CAPE 值外,其他类型的江南暖区暴雨的 CAPE 值一般大于  $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,此次过程中低涡右侧西南急流最大风速仅为  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,西南急流较弱,因此预报员依据 CAPE 值认为该过程热力不稳定性较差,不利于产生暖区暴雨。但从 EC 模式预报的 31 日 05:00  $\Delta\theta_{se500-850}$  的分布来看(图 4b),烟台至威海以及鲁中地区处在  $\Delta\theta_{se500-850} < 0 \text{ K}$  的区域中,表明这些区域存在一定的对流不稳定,但是负值并不大,因而表征的对流不稳定性并不强。上述条件仍不足以使预报员意识到该过程将存在强的中尺度上升运动。如果分析 EC 模式预报的 31 日 05:00 925 hPa 的 MPV1 和 MPV2,则可以发现如下特征:鲁中及鲁西大部地区 MPV1 $<0$ ,但只有局部负值达到  $-1 \times 10^{-6} \text{ km}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,说明大气处在弱的对流不稳定中,但是从 MPV2 分布可看出,暴雨区上空大部都处在东北—西南走向的 MPV2 负值区中,其中鲁西 MPV2 最大负值达到了  $-3 \times 10^{-7} \text{ km}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,半岛地区 MPV2 最大负值达到了  $-5 \times 10^{-7} \text{ km}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,表明该过程暴雨区上空尽管条件不稳定性较差,对流不稳定性较弱,但是存在较明显的对称不稳定,在对称不稳定的作用下形成了组织化发展的中尺度对流带。

由以上分析可看出,此次过程中,低 CAPE 值

可能使预报员误认为大气不稳定性较弱,导致忽视了其他类型不稳定特征,如对称不稳定特征的判断,导致对于中尺度上升运动估计不足。在暖区暴雨不稳定度判断的过程中,应当对各种不稳定特征进行综合判断,对条件不稳定、对流不稳定与对称不稳定之间的区别及联系加强理解,尤其是在低 CAPE 值系统性暖区暴雨预报的过程中,应注意气块在做倾斜上升运动时发生的对称不稳定现象,并且应总结具有本地特征的暖区暴雨的不稳定特征指标。

### 4.2 边界层暖锋锋生特征

锋面是产生暴雨的重要天气系统之一,锋面活动过程中常伴有锋生(消)现象,与锋生相联系的锋区横向环流是中尺度对流系统和尺度雨带的启动机制之一(任丽等,2018)。锋生函数可以定量分析锋面的变化特征,考虑到  $\theta_{se}$  是一个包含温度、气压和湿度的综合物理量,所以选取  $\theta_{se}$  为气象参数来计算锋生函数:

$$F1 = - \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \times$$

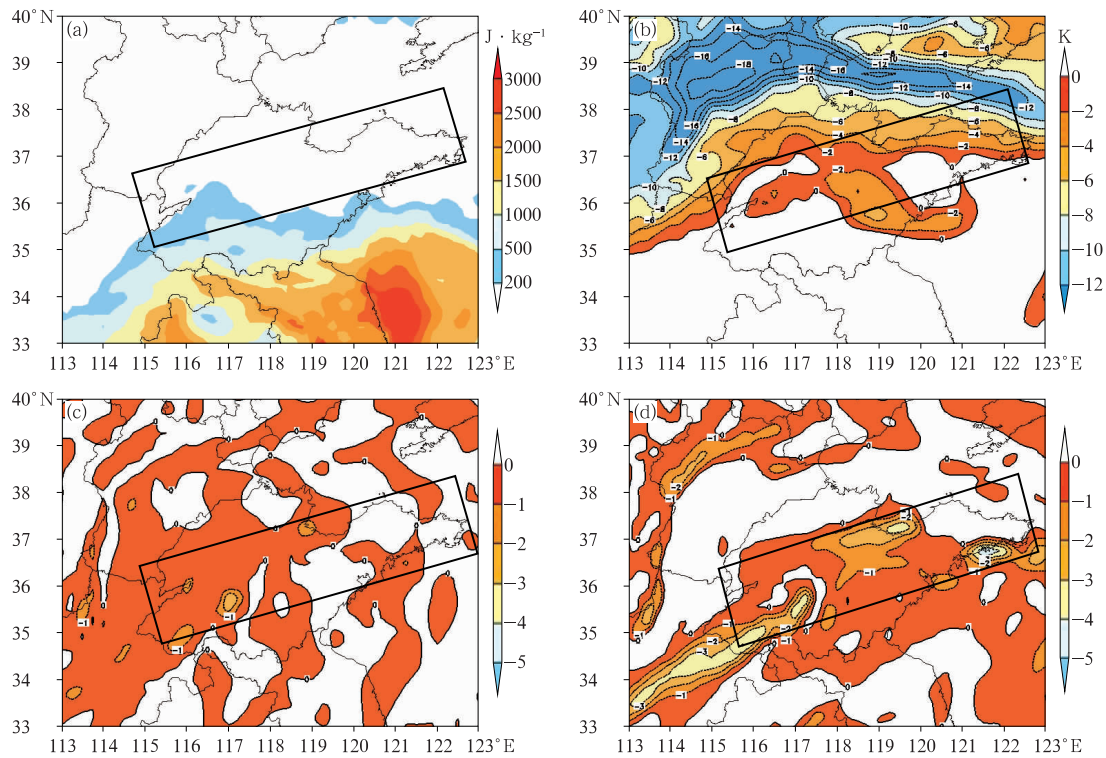
$$\left[ \left( \frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left( \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] \quad (6)$$

$$F2 = - \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \left( \frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} \quad (7)$$

$$F = F1 + F2 \quad (8)$$

式中:  $F1$  表示水平锋生,  $F2$  表示垂直锋生,  $F$  表示总锋生,  $F > 0$  表示有锋生,  $F < 0$  表示有锋消。

图 5a 给出了 EC 模式 8 月 30 日 08:00 起报的 31 日 08:00 925 hPa 风场与  $\theta_{se}$  的叠加,可以看出低涡暖切变位于鲁中北部及山东半岛中部一带,切变线南侧为一支最大风速为  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的超低空西南急流,其北侧为一支来自海上最大风速为  $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的偏东急流。随着超低空急流的发展,使切变线南侧位于  $\theta_{se} > 345 \text{ K}$  的暖空气团中,切变线北侧为  $\theta_{se} < 330 \text{ K}$  较为干冷的气团。随着暖平流的发展,



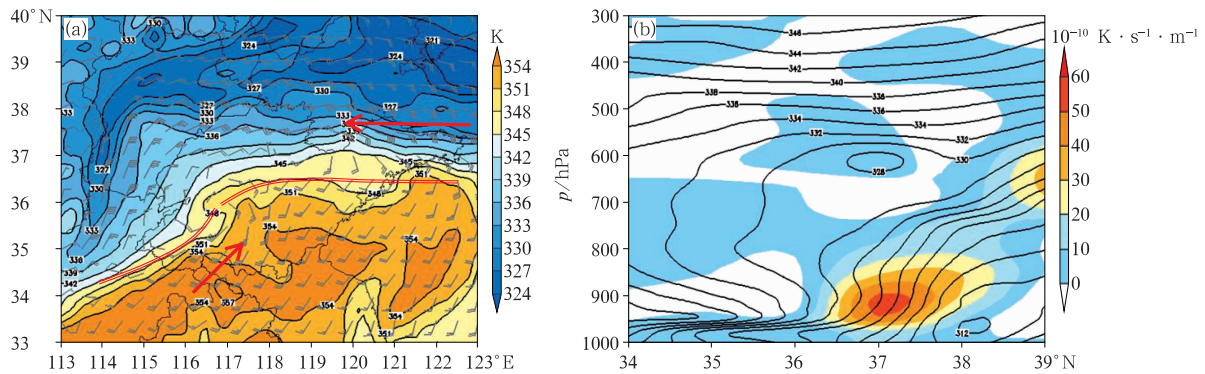
注:黑色框区代表暴雨落区。

图 4 EC 模式 2021 年 8 月 30 日 08:00 起报的 31 日 05:00 (a) CAPE, (b)  $\Delta\theta_{se500-850}$ , (c) 925 hPa MPV1 (单位:  $10^{-6} \text{ km}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (d) 925 hPa MPV2 (单位:  $10^{-7} \text{ km}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 分布

Fig. 4 Distribution of (a) CAPE, (b)  $\Delta\theta_{se500-850}$ , (c) 925 hPa MPV1 (unit:  $10^{-6} \text{ km}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ),

(d) 925 hPa MPV2 (unit:  $10^{-7} \text{ km}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 05:00 BT 31

predicted by EC model initiated at 08:00 BT 30 August 2021



注:图中双实线为切变线,红色箭头为超低空急流。

图 5 EC 模式 2021 年 8 月 30 日 08:00 起报的 31 日 08:00(a)925 hPa 风场(风羽)、 $\theta_{sc}$ (填色和等值线,单位:K)分布,(b)锋生函数(填色)、 $\theta_{sc}$ (等值线,单位:K)沿 119.7°E 垂直剖面  
Fig. 5 (a) Distribution of 925 hPa wind field and  $\theta_{sc}$  (colored and contour, unit: K), (b) cross-section of frontogenesis function (colored) and  $\theta_{sc}$  (contour, unit: K) along 119.7°E at 08:00 BT 31 predicted by EC model initiated at 08:00 BT 30 August 2021

推动暖空气向冷空气一侧移动,两气团之间形成东北—西南走向较为密集的等  $\theta_{sc}$  暖锋锋区,暴雨区发生在暖锋锋区及暖区一侧。选取降水量最大站点(平度新河)所在经度(119.7°E)做锋生函数和  $\theta_{sc}$  经向垂直剖面,探究 EC 模式下此次过程的锋生特征(图 5b)。可以看出 31 日 08:00 暴雨区(36°~38°N)地面至 800 hPa 形成了向北倾斜的锋区,伴随出现了锋生特征,其中强锋生区域主要位于边界层(地面至 925 hPa),中心值达到了  $50 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 。对流层边界层的锋生与中尺度对流系统的形成和加强密切相关(何齐强等,1994),边界层暖锋锋生的形成有利于中尺度上升运动的增强,从而使雨强增大。在此次暖区暴雨的主观预报过程中,可能对暖锋锋生特征有所忽视,造成对于中尺度上升运动估计不足。因此在暖区暴雨的预报中,应关注锋面的三维结构特征,加强对于边界层暖锋锋生的分析。

### 4.3 三种急流相互作用

低空和超低空急流分别指在对流层低层、边界层风速达到  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  及以上的风速轴,是引发暴雨非常重要的天气系统。低空急流和超低空急流轴左前侧存在较强辐合区,是产生暴雨的有利动力条件(翟国庆等,1999),其总是与暖舌相结合,使低层的  $\theta_{sc}$  增大,导致对流层中下层热力不稳定增强。同时,急流轴上的风速不连续性以及水汽输送作用是引起水汽聚集的主要原因(陶祖钰,1980)。高空急

流是指在对流层上层风速达到  $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上的狭窄强风带,高空急流入口区易激发形成次级环流,导致入口区南侧产生强上升运动,使暴雨强度增强(全美兰等,2013)。同时,高低空急流耦合是有利于暖区暴雨发生发展的重要动力加强机制(罗建英等,2009),对于暖锋锋区中尺度雨带的形成具有重要作用。Du and Chen(2019)研究认为暖区暴雨的发生发展与边界层急流、天气尺度急流的相互作用密切相关。

图 6a 给出了 EC 模式 8 月 30 日 08:00 起报的 31 日 08:00 850 hPa 风场及急流强度,可看出在低涡切变的南北两侧出现了两支低空急流,一支风速为  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的西南急流,另一支最大风速为  $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的偏东急流,偏东急流的强度强于西南急流。由于山东半岛突出于渤海与黄海之间,这支低空西南急流在北上的过程中,虽然强度较弱,由于其经过黄海海域,使更多的水汽源源不断地输送到半岛地区。切变线北侧的偏东急流也来自于黄海,途径渤海进入山东境内,这支低空急流携带的水汽非常充沛。两支不同方向的低空急流在暴雨区上空相互作用,增强水平方向的辐合,有利于水平锋生的形成,增强中尺度上升运动(郭英莲等,2014)。在低空急流形成的过程中,发现 EC 模式预报场 1000~925 hPa 上暴雨区(36°~38°N)上空还形成了一支风速  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的超低空西南急流(图 6b,蓝色箭头区域),这支西南超低空急流在半岛海岸地形的作用下风向发生变化,垂直方向上形成了一个边界层次级小环流,进



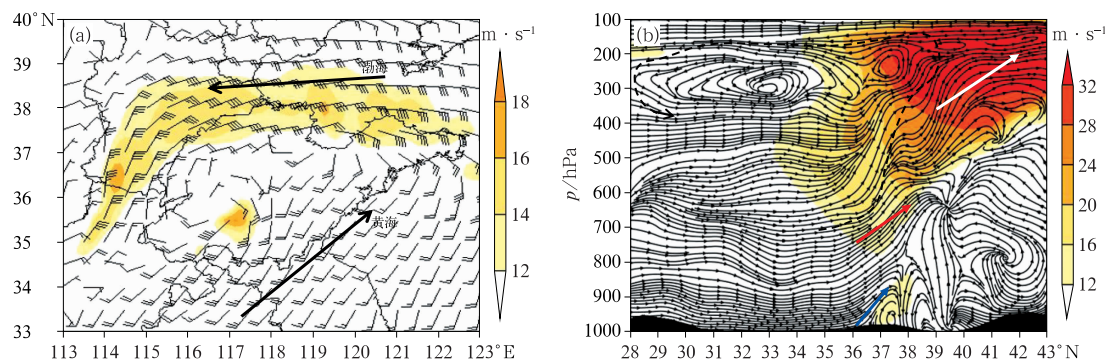
一步加强了中尺度上升运动;随着低空和超低空急流的形成,暴雨区北侧 350~150 hPa 高度上形成了一支风速大于  $32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的高空急流,高低空急流共同作用,垂直方向上形成了一支经向垂直环流,从低层倾斜上升,在 200 hPa 高空急流右后侧转向南折,在  $30^\circ\text{N}$  附近下沉再折向北,从而形成高低空急流耦合激发的北面上升、南面下沉的垂直反环流,高低空急流耦合产生的次级环流有利于暴雨区上空产生强烈的上升运动。在实际预报的过程中,一般都会关注到低空和超低空急流的形成,但是可能对于经过海洋的两支急流(尤其是偏东急流)的水汽输送的增幅作用、海岸对于超低空急流垂直环流的影响以及高低空急流耦合作用关注度不够,导致对于中尺度上升运动估计不足。因此在暖区暴雨的预报中,应关注急流的三维结构,全面地分析低空急流、超低空急流和高空急流三者在垂直方向相互作用产生的次级环流,以及山东半岛特殊的地理位置对暴雨产生的影响。

#### 4.4 两种弱冷空气作用

尽管暖区暴雨落区与地面锋面位置有一定距离,但在暖区暴雨发生的过程中,边界层和中层侵入的弱冷空气对暖区暴雨有非常重要的触发和加强作用。当冷空气自边界层内侵入暴雨区,将为暖区暴雨的形成提供低层辐合抬升条件(Menard and Fritsch, 1989)。黄美金等(2022)提出一种类似于侵入的动力过程可能是我国南方暖区暴雨触发机制之一,在暖区降雨发展中,中层锋区南侧常伴随相对

较冷的干核,这种干冷空气向下倾入高湿区,触发不稳定能量释放可产生暖区暴雨。

图 7a 给出了 EC 模式 8 月 30 日 08:00 起报的 31 日 08:00 海平面气压场和 925 hPa 温度平流。从图中可看出,山东大部处于暖槽的控制中,伴随边界层 925 hPa 出现较明显的暖平流。但在鲁西北与渤海的交界处出现一个弱冷平流中心,有弱冷平流沿着鲁西北向鲁中侵入。这种浅薄的边界层弱冷空气入侵,有利于降水系统东移的过程中不断触发新的对流系统,从而加强降水强度(何立富等, 2016)。从 EC 模式预报沿  $119.7^\circ\text{E}$  温度平流的垂直剖面看(图 7b),暴雨区上空( $36^\circ\sim 38^\circ\text{N}$ )925 hPa 以下有浅薄弱平流侵入,925~700 hPa 为强烈发展的暖平流,700~500 hPa 存在弱的冷平流侵入,中层弱冷平流侵入叠加在低层强烈发展的暖平流之上,垂直方向上形成上干冷下暖湿的对流不稳定层结,加强降水的对流性,有利于上升运动增强(张萍萍等, 2019);从散度垂直分布看,较明显的辐合中心主要位于 925 hPa 以下。在主观预报中,一般通常关注较明显的冷空气侵入,可能对于暖槽北侧边界层弱冷空气侵入和中层 600 hPa 附近弱冷空气侵入有所忽视,对于两种高度弱冷空气与低层强暖平流之间的相互作用认识不够,导致对于中尺度上升运动估计不足。因此在这一类暖区暴雨的预报中,应关注自北向南侵入的边界层浅薄弱冷空气、自上向下侵入的中层弱冷空气与低层强烈发展的暖平流之间的相互作用。



注:蓝色箭头:超低空急流位置,红色箭头:低空急流位置,白色箭头:高空急流位置,带箭头虚线:垂直环流。

图 6 EC 模式 2021 年 8 月 30 日 08:00 起报的 31 日 08:00 (a) 850 hPa 风场(风羽)和风速(填色)分布, (b)  $v-w$  合成风风场流线(线条)、风速(填色)沿  $119.7^\circ\text{E}$  垂直剖面

Fig. 6 (a) Distribution of 850 hPa wind field (barb) and wind speed (colored), (b) cross-section of  $v-w$  resultant wind field streamline (line) and  $v-w$  resultant wind speed (colored) along  $119.7^\circ\text{E}$  at 08:00 BT 31 predicted by EC model initiated at 08:00 BT 30 August 2021

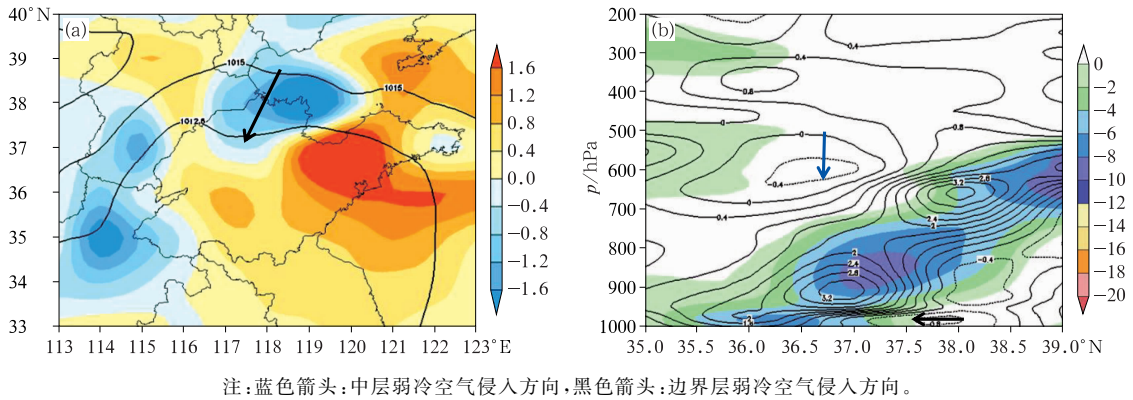


图 7 EC 模式 2021 年 8 月 30 日 08:00 起报的 31 日 08:00 (a) 海平面气压场(等值线, 单位: hPa)、925 hPa 温度平流(填色, 单位:  $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 分布, (b) 温度平流(等值线, 单位:  $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ )、散度(填色, 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) 沿 119.7°E 垂直剖面

Fig. 7 (a) Distribution of sea surface pressure field (isoline, unit: hPa), 925 hPa temperature advection (colored, unit:  $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ ), and (b) cross-section of temperature advection (isoline, unit:  $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and divergence (colored, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) along 119.7°E at 08:00 BT 31 predicted by EC model initiated at 08:00 BT 30 August 2021

#### 4.5 数值模式订正思路

预报员 8 月 30 日下午会商时, 首先对 30 日 08:00—14:00 的 6 h 模式降水预报情况进行检验, 由于 30 日 08:00 之前预报员进行预报时能看到的最新资料是 EC 模式 29 日 20:00 的起报场, 因此对该起报场进行检验。发现 EC 模式 8 月 29 日 20:00 预报 30 日 08:00—14:00 鲁中一带将出现中到大雨、局部暴雨(图 8a), 但实况仅仅出现了小到中雨(图 8b), 即模式对于 30 日上午的降水强度预报明显高估。根据该检验结果, EC 模式 29 日 20:00 (图 8c) 预报 30 日 20:00 至 31 日 20:00 鲁中和山东半岛地区将出现中到大雨、局部暴雨, 下午 EC 模式最新预报即 30 日 08:00 预报 30 日 20:00 至 31 日 20:00 鲁中地区降水有增强趋势, 报出一条细长暴雨带(图 2d)。但是, 受到上午 EC 模式降水高估现象的影响, 通常主观认为未来 24 h 内 EC 模式暴雨预报仍可能存在高估现象, 在这种订正思路的指导下, 一般不建议对 EC 模式降水预报向大的方向订正。然而实况检验发现无论是 29 日 20:00 起报, 还是 30 日 08:00 起报的 EC 模式对于 30 日 20:00 至 31 日 20:00 降水预报强度均出现低估特征, 证明 EC 模式对于过去 6 h 降水高估的模式性能分析, 不一定适用于未来 24 h 内的降水预报。因此, 基于前期短时间内模式检验结果, 作为后期模式订正的依

据可能存在一定不合理之处, 这是模式订正思路出现偏差的主要原因。为什么 EC 模式对于 30 日白天降水预报出现高估, 而对于 30 日晚上到 31 日白天降水预报却出现低估呢?

由于 8 月 29 日上午主要参考的是 EC 模式 29 日 20:00 的起报场, 下午参考的是 29 日 20:00 和 30 日 08:00 的起报场, 为确保对比对象的一致性, 主要对 EC 模式 8 月 29 日 20:00 起报的 30 日白天和 30 日晚上至 31 日白天的主要天气系统和环境场进行了对比分析(表 1)。发现 30 日上午, EC 模式预报暴雨区上空低层有低涡形成, 低涡南侧 850 hPa 和 925 hPa 风速仅有  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 没有冷空气侵入, 动力强迫弱, 产生的降水性质是稳定性降水, 不可能出现 6 h 达到 60 mm 以上的对流性降水, 而 EC 模式在低涡中心附近报出暴雨中心, 则与模式格点尺度降水反馈有关。由于 EC 模式未能在暖区触发足够的对流尺度降水, 导致其预报的层云降水较实况显著偏强, 降水释放的潜热导致对流层低层气旋式切变出现虚假的增强, 进而导致辐合增强, 降水进一步增大(胡宁等, 2020)。30 日晚上至 31 日白天, 925 hPa 西南急流由白天  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  增强到  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 边界层和 中层有弱冷空气侵入, 出现边界层暖锋锋生特征, 不稳定条件和动力条件增强, 降水具有对流性, 而 EC 模式作为大尺度静力模式, 对对流性降水的预报能力是有限的, 导致降水强度预报低估。基于

以上分析,给出 EC 模式降水订正的三点建议:一是当天气系统和环境场发生变化时,不能直接将前期短时间内模式性能检验结果,直接用在后期的模式降水订正中;二是当低涡附近动力强迫和不稳定条件偏弱时,如果模式预报出较大量级的降水,可能是降水潜热释放和低涡相互反馈造成的虚假降水,应

将低涡附近降水量级向小的方向订正;三是当低涡切变附近动力强迫和不稳定条件增强时,考虑到 EC 模式作为一种大尺度静力模式的固有缺陷,可能导致降水低估,应将低涡中心及切变附近的降水量级向大的方向订正。

### 5 结论与讨论

本文通过对一次低涡切变型暖区暴雨预报失败的原因进行剖析,得出如下结论:

(1)此次暖区暴雨过程范围广、强度大,伴有较明显的短时强降水天气。尽管 CAPE 值较低,但是对称不稳定的加强,边界层暖锋锋生的形成,超低空急流、低空急流与高空急流在垂直方向上的相互作用,边界层、中层弱冷空气与低层暖湿空气的共同影响,使不稳定条件和中尺度动力条件得到增强,形成了此次暴雨到大暴雨天气。

(2)对于此次暖区暴雨过程的降水强度主观预报偏弱,可能原因如下:一是对不稳定特征分析不够全面,过于关注 CAPE 值特征,对于对称不稳定特征关注度不够;二是对边界层暖锋锋生特征关注度不够;三是对超低空急流、低空急流、高空急流垂直相互作用形成的次级环流研究不够深入;四是对边界层和中层弱冷空气的作用缺乏综合判断;五是在环境场已经发生变化的情况下,仍然用前期短时间内模式检验结果作为未来模式降水订正的依据。

(3)在今后类似暖区暴雨的预报中,应关注以下几点:一是在大范围系统性暖区暴雨的预报中,应全面分析条件不稳定、对流不稳定和对称不稳定特征,在条件不稳定和对流不稳定不显著的情况下,尤其需要关注对称不稳定在中尺度暴雨雨带组织过程中的重要作用;二是关注边界层  $\theta_{se}$  密集带和边界层暖锋锋生特征;三是应关注低空急流、超低空急流和高空急流三者垂直方向的相互作用,以及山东半岛特殊地理位置对暴雨产生的影响,此外需要关注偏东急流的影响;四是应关注自北向南侵入的边界层浅薄弱冷空气、自上向下侵入的中层弱冷空气与低层强烈发展的暖平流之间的相互作用;五是模式降水订正时,应依据环境场的变化特征,判断数值模式暴雨预报性能,避免订正思维的固化,进行合理的动态订正。

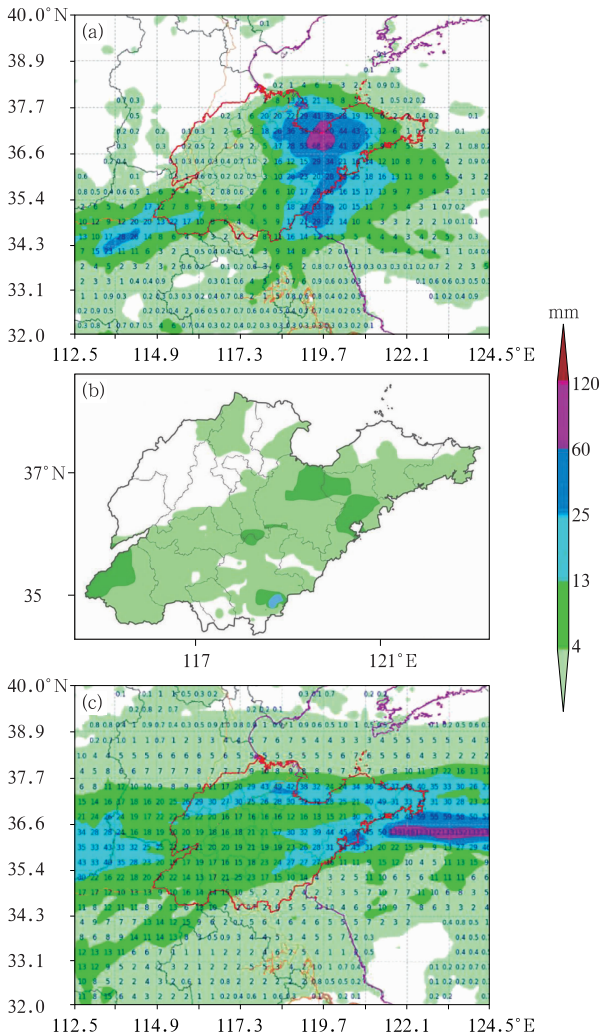


图 8 2021 年 8 月(a)EC 模式 29 日 20:00 起报的 30 日 08:00—14:00 累计降水量,(b)30 日 08:00—14:00 降水实况,(c)EC 模式 29 日 20:00 起报的 30 日 20:00 至 31 日 20:00 累计降水量

Fig. 8 (a) Accumulated precipitation from 08:00 BT to 14:00 BT 30 predicted by EC model initiated at 20:00 BT 29, (b) observed accumulated precipitation from 08:00 BT to 14:00 BT 30, and (c) accumulated precipitation from 20:00 BT 30 to 20:00 BT 31 August predicted by EC model initiated at 20:00 BT 29 August 2021

表 1 EC 模式 2021 年 8 月 29 日 20:00 起报的不同降水时段环境条件和预报效果对比

预报时段	30 日白天	30 日晚上至 31 日白天
500 hPa 天气系统	低槽	低槽
850 hPa 天气系统	低涡	低涡
850 hPa 西南风最大风速/( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	4	12
925 hPa 西南风最大风速/( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	4	12
最大整层可降水量/mm	50	60
最大 CAPE/( $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )	0	1.3
925 hPa 散度负值中心/( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )	-1.1	-12
边界层和中层是否有冷空气侵入	无	有
鲁中地区暴雨强度 与实况相比	中到大雨、局部暴雨 暴雨强度高估	中到大雨、局部暴雨 暴雨强度低估

## 参考文献

- 陈玥, 谌芸, 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. Chen Y, Chen Y, Chen T, et al, 2016. Characteristics analysis of warm-sector rainstorms over the middle-lower reaches of the Yangtze River[J]. Meteor Mon, 42(6): 724-731(in Chinese).
- 谌芸, 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. Chen Y, Lü W Q, Yu C, et al, 2018. Analysis of a forecast failure case of warm sector torrential rainfall in North China[J]. Meteor Mon, 44(1): 15-25(in Chinese).
- 付炜, 唐明晖, 叶成志, 2020. 强西南急流背景下湘桂边界两次预报失败的暖区暴雨两个案例分析[J]. 气象, 46(8): 1001-1014. Fu W, Tang M H, Ye C Z, 2020. Analysis of two forecast failure cases of warm-sector rainstorms on Hunan-Guangxi border area in severe southwest jet[J]. Meteor Mon, 46(8): 1001-1014(in Chinese).
- 郭英莲, 王继竹, 李才媛, 等, 2014. 锋生作用对 2011 年梅汛期湖北暴雨的影响[J]. 气象, 40(1): 86-93. Guo Y L, Wang J Z, Li C Y, et al, 2014. Effect of frontogenesis on rainstorm in Hubei during Meiyu period 2011[J]. Meteor Mon, 40(1): 86-93(in Chinese).
- 何立富, 陈涛, 孔期, 2016. 华南暖区暴雨研究进展[J]. 应用气象学报, 27(5): 559-569. He L F, Chen T, Kong Q, 2016. A review of studies on prefrontal torrential rain in South China[J]. J Appl Meteor Sci, 27(5): 559-569(in Chinese).
- 何齐强, 吕梅, 张铭, 1994. 冷锋边界层锋生和锋生环流的诊断研究[J]. 大气科学, 18(4): 485-491. He Q Q, Lü M, Zhang M, 1994. Diagnosis research of frontogenesis of a cold front and secondary circulation in the boundary layer[J]. Chin J Atmos Sci, 18(4): 485-491(in Chinese).
- 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. Hou S M, Sun X C, Fan S D, et al, 2014. Analysis on cold and warm sector heavy rain area of shear line[J]. Trans Atmos Sci, 37(3): 333-343(in Chinese).
- 胡宁, 符娇兰, 汪会, 2020. 华南前汛期强降雨个例模式降水预报误差成因初探[J]. 气象, 46(8): 1026-1038. Hu N, Fu J L, Wang H, 2020. Analysis of the source of model precipitation prediction bias for a heavy rainfall event in the pre-flood season in South China[J]. Meteor Mon, 46(8): 1026-1038(in Chinese).
- 黄明策, Cao Z H, 沈新勇, 2019. 中国东部夏季风雨带向北推进与条件对称不稳定的关系研究[J]. 大气科学, 43(5): 943-958. Huang M C, Cao Z H, Shen X Y, 2019. A study on the relationship between conditional symmetric instability and northward jumping of the summer monsoon rainband in East China[J]. Chin J Atmos Sci, 43(5): 943-958(in Chinese).
- 黄美金, 俞小鼎, 林文, 等, 2022. 福建沿海冷锋前暖区和季风槽大暴雨环境背景与对流系统特征[J]. 气象, 48(5): 605-617. Huang M J, Yu X D, Lin W, et al, 2022. Environmental background and convective system characteristics of the prefrontal and the monsoon trough torrential rains in Fujian coastal area[J]. Meteor Mon, 48(5): 605-617(in Chinese).
- 黄士松, 1986. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社: 1-8. Huang S S, 1986. Heavy Rainfalls in the Pre-Flood Season in South China[M]. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press: 1-8(in Chinese).
- 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. Kong F C, Zhao Q H, Li J B, 2016. Diagnostic analysis of mesoscale system and environmental conditions during Hebei severe rainstorm[J]. Meteor Mon, 42(5): 578-588(in Chinese).
- 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: 115-120. Lin L X, Feng Y R, Huang Z, et al, 2006. Technical Guidance on Weather Forecasting in Guangdong Province[M]. Beijing: China Meteorological Press: 115-120(in Chinese).
- 罗建英, 廖胜石, 黄归兰, 等, 2009. 广西前汛期锋前暖区暴雨过程的模拟与分析[J]. 气象, 35(10): 50-57. Luo J Y, Liao S S, Huang G L, et al, 2009. Numerical simulation and analysis on a heavy rain process in the warm sector in Guangxi[J]. Meteor Mon, 35(10): 50-57(in Chinese).
- 覃武, 刘国忠, 赖珍权, 等, 2020. 华南暖区暴雨预报误差及可预报性探讨[J]. 气象, 46(8): 1039-1052. Qin W, Liu G Z, Lai Z Q, et al, 2020. Study on forecast errors and predictability of a warm-sector rainstorm in South China[J]. Meteor Mon, 46(8): 1039-1052(in Chinese).
- 全美兰, 刘海文, 朱玉祥, 等, 2013. 高空急流在北京“7. 21”暴雨中的动力作用[J]. 气象学报, 71(6): 1012-1019. Quan M L, Liu H

- W, Zhu Y X, et al, 2013. Study of the dynamic effects of the upper-level jet stream on the Beijing rainstorm of 21 July 2012 [J]. *Acta Meteor Sin*, 71(6): 1012-1019 (in Chinese).
- 任丽, 张桂华, 赵玲, 等, 2018. 黑龙江省春季两次罕见暖锋暴雨过程诊断分析[J]. *气象与环境学报*, 34(6): 33-41. Ren L, Zhang G H, Zhao L, et al, 2018. Comparison analysis of two rare heavy rainfalls in spring over Heilongjiang Province [J]. *J Meteor Environ*, 34(6): 33-41 (in Chinese).
- 盛杰, 郑永光, 沈新勇, 等, 2019. 2018年一次罕见早春飑线大风过程演变和机理分析[J]. *气象*, 45(2): 141-154. Sheng J, Zheng Y G, Shen X Y, et al, 2019. Evolution and mechanism of a rare squall line in early spring of 2018 [J]. *Meteor Mon*, 45(2): 141-154 (in Chinese).
- 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. Sun J H, Zhao S X, Fu S M, et al, 2013. Multi-scale characteristics of record heavy rainfall over Beijing Area on July 21, 2012 [J]. *Chin J Atmos Sci*, 37(3): 705-718 (in Chinese).
- 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. Sun J, Chen Y, Yang S N, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing Part II: preliminary causation analysis and thinking [J]. *Meteor Mon*, 38(10): 1267-1277 (in Chinese).
- 陶诗言, 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社: 1-250. Tao S Y, 1980. *Rainstorms in China* [M]. Beijing: Science Press: 1-250 (in Chinese).
- 陶祖钰, 1980. 湿急流的结构及形成过程[J]. *气象学报*, 38(4): 331-340. Tao Z Y, 1980. The structure and formation of the moist jet stream [J]. *Acta Meteor Sin*, 38(4): 331-340 (in Chinese).
- 田莹, 叶成志, 姚蓉, 2022. 2008—2018年江南暖区暴雨特征[J]. *大气科学学报*, 45(1): 51-64. Tian Y, Ye C Z, Yao R, 2022. Statistical analysis of the characteristics of warm-sector rainstorms in the southern part of the Yangtze River during the period of 2008—2018 [J]. *Trans Atmos Sci*, 45(1): 51-64 (in Chinese).
- 汪玲瑶, 湛芸, 肖天贵, 等, 2018. 夏季江南地区暖区暴雨的统计分析[J]. *气象*, 44(6): 771-780. Wang L Y, Chen Y, Xiao T G, et al, 2018. Statistical analysis of warm-sector rainstorm characteristics over the southern of middle and lower reaches of the Yangtze River in summer [J]. *Meteor Mon*, 44(6): 771-780 (in Chinese).
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁, 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. *气象学报*, 53(4): 387-405. Wu G X, Cai Y P, Tang X J, 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development [J]. *Acta Meteor Sin*, 53(4): 387-405 (in Chinese).
- 肖红茹, 王佳津, 肖逸祥, 等, 2021. 四川盆地暖区暴雨特征分析[J]. *气象*, 47(3): 303-316. Xiao H R, Wang J J, Xiao D X, et al, 2021. Analysis of warm-sector rainstorm characteristics over Sichuan Basin [J]. *Meteor Mon*, 47(3): 303-316 (in Chinese).
- 徐璐, 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. Xu J, Yang S N, Sun J, et al, 2014. Discussion on the formation of a warm sector torrential rain case in North China [J]. *Meteor Mon*, 40(12): 1455-1463 (in Chinese).
- 翟国庆, 丁华君, 孙淑清, 等, 1999. 与低空急流相伴的暴雨天气诊断研究[J]. *大气科学*, 23(1): 112-118. Zhai G Q, Ding H J, Sun S Q, et al, 1999. Physical characteristics of heavy rainfall associated with strong low level jet [J]. *Chin J Atmos Sci*, 23(1): 112-118 (in Chinese).
- 章丽娜, 朱禾, 周小刚, 2016. 关于虚温订正CAPE求算方法的讨论[J]. *气象*, 42(8): 1007-1012. Zhang L N, Zhu H, Zhou X G, 2016. Discussion about the method of CAPE calculation with virtual temperature correction [J]. *Meteor Mon*, 42(8): 1007-1012 (in Chinese).
- 张萍萍, 董良鹏, 钟敏, 等, 2019. 湖北省西南气流型暖区暴雨相关特征分析[J]. *沙漠与绿洲气象*, 13(6): 13-19. Zhang P P, Dong L P, Zhong M, et al, 2019. Characteristics of the southwest airflow warm-sector rainstorm in Hubei Province [J]. *Desert Oasis Meteor*, 13(6): 13-19 (in Chinese).
- 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. Zhang X M, Meng W G, Zhang Y X, et al, 2009. Analysis of mesoscale convective systems associated with a warm sector heavy rainfall event over South China [J]. *J Trop Meteor*, 25(5): 551-560 (in Chinese).
- 周玉淑, 邓国, 黄仪虹, 2003. 长江流域一次暴雨过程中的不稳定条件分析[J]. *气象学报*, 61(3): 323-333. Zhou Y S, Deng G, Huang Y H, 2003. Analysis on instability condition during a torrential rain over Yangzi River Basin [J]. *Acta Meteor Sin*, 61(3): 323-333 (in Chinese).
- Bennetts D A, Hoskins B J, 1979. Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 105(446): 945-962.
- Du Y, Chen G X, 2019. Heavy rainfall associated with double low-level jets over southern China. Part II: convection initiation [J]. *Mon Wea Rev*, 147(2): 543-565.
- Hoskins B J, 1974. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 100(425): 480-482.
- Menard R D, Fritsch J M, 1989. A mesoscale convective complex-generated inertially stable warm core vortex [J]. *Mon Wea Rev*, 117(6): 1237-1261.
- Moore J T, Lambert T E, 1993. The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability [J]. *Wea Forecasting*, 8(3): 301-308.
- Shou S W, Li Y H, 1999. Study on moist potential vorticity and symmetric instability during a heavy rain event occurred in the Jiang-Huai Valleys [J]. *Adv Atmos Sci*, 16(2): 314-321.
- Stone P H, 1966. On non-geostrophic baroclinic stability [J]. *J Atmos Sci*, 23(4): 390-400.

(本文责编:张芳 王婷波)