

陈传雷,管兆勇,纪永明,等,2018. 辽宁长历时暴雨中尺度对流系统特征分析[J]. 气象,44(8):1051-1062.

## 辽宁长历时暴雨中尺度对流系统特征分析\*

陈传雷<sup>1,2</sup> 管兆勇<sup>1</sup> 纪永明<sup>2</sup> 肖光梁<sup>2</sup> 贾旭轩<sup>3</sup> 程攀<sup>2</sup>

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室,南京 210044

2 辽宁省气象灾害监测预警中心,沈阳 110166

3 沈阳中心气象台,沈阳 110166

**提 要:** 选取发生在辽宁的 3 次典型长历时暴雨过程,利用 NCEP/NCAR  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析、FY-2E 黑体亮温 TBB、多普勒天气雷达和自动气象站等资料,分析了降水实况、天气形势背景、卫星红外云图、雷达回波的结构和强度变化的代表性特征。结果表明:辽宁长历时暴雨是在有利于产生暴雨的大尺度环流背景下,异常稳定的形势场导致冷暖空气在某一地区长时间相对峙而形成的。该型暴雨的降水实况具有雨强变化小、强降水无明显阶段性特征和雨强变化大、强降水具有明显阶段性两种特征。一般性对流云团、暖云和深对流云团均可造成该型暴雨,其中一般性对流云团的云顶亮温变化幅度小,在  $-47\sim -36^{\circ}\text{C}$ ,暖云的云顶亮温在  $-8\sim 3^{\circ}\text{C}$ ,深对流云团的云顶亮温  $-68\sim -50^{\circ}\text{C}$  且强降水发生在云顶亮温低值中心偏向温度梯度大值区一侧。该型暴雨的雷达反射率因子强回波质心较低,表现为上游回波同一方向连续移入形成的“列车效应”、本地生成回波并不断加强以及不同方向的强回波先后移入影响三种类型,小时平均回波强度及其变化对降水强度和趋势有较好的指示意义。需要特别关注副热带高压西侧低层高能高湿、凝结高度低、整层近乎饱和且又具有局地地形抬升触发条件地区的暖云强降水的分析和监测。

**关键词:** 暴雨,长历时,雷达,对流云团,中尺度特征

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.08.007

## Analysis on Mesoscale Characteristics Convective System of Long Duration Local Torrential Rain Event in Liaoning Province

CHEN Chuanlei<sup>1,2</sup> GUAN Zhaoyong<sup>1</sup> JI Yongming<sup>2</sup>

XIAO Guangliang<sup>2</sup> JIA Xuxuan<sup>3</sup> CHENG Pan<sup>2</sup>

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Liaoning Meteorological Disaster Monitoring and Early Warning Centre, Shenyang 110166

3 Shenyang Central Meteorological Observatory, Shenyang 110166

**Abstract:** Three typical long duration torrential rain events in Liaoning Province are selected. Based on the data of NCEP/NCAR  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  reanalysis, FY-2E black body temperature (TBB for short), Doppler weather radar and automatic weather station, the representative characteristics of changes in precipitation observation, the background of synoptic situation, the satellite infrared cloud image, the structure and intensity of radar echoes are analyzed. The results show that long duration torrential rain that occurs in Liaoning Province are caused by long-term continuous interaction of warm and cold air masses in certain areas under the background of large-scale synoptic environment conducive to torrential rain. This type of torrential rain has two types of characteristics. One is little change in precipitation intensity, and no obvious periodical

\* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2015-015)和中国气象局预报预测核心业务发展专项(CMAHX20160103)共同资助

2018 年 1 月 18 日收稿; 2018 年 4 月 17 日收修定稿

第一作者:陈传雷,主要从事灾害性天气预报预警技术方法研究. Email:ln\_ccl@163.com

通信作者:管兆勇,主要从事海气相互作用、季风和气候动力学研究. Email:Guanzy@nuist.edu.cn

characteristics of torrential rain, and the another is strong change in precipitation intensity, and obvious periodical characteristics of torrential rain. The general convective clouds, warm clouds and deep convective clouds can cause torrential rain, in which the TBB of general convective clouds varies between  $-47^{\circ}\text{C}$  and  $-36^{\circ}\text{C}$ , the TBB of warm clouds is between  $-8^{\circ}\text{C}$  and  $3^{\circ}\text{C}$ , the TBB of deep convective clouds is between  $-68^{\circ}\text{C}$  and  $-50^{\circ}\text{C}$ , and torrential rain occurs in the center of the low TBB to the large temperature gradient zone on one side. This type of torrential rain shows that the upper stream radar echoes continuously move into the downstream to form a "train effect", the locally generated and intensified strong echoes and the strong radar echoes generated from the upstream maintain intensities and step into the downstream. The hourly average radar echo intensity and its change have a good indication of precipitation intensity and its trend. In particular, special attention should be paid to the analysis and monitoring of warm cloud which contributes to torrential rain in the west side of the subtropical high, high energy and high humidity, low condensation height, the whole almost saturated layer, and the trigger conditions of local topographic uplift.

**Key words:** torrential rain, long duration, radar, convective clouds, mesoscale characteristics

## 引 言

根据持续时间的长短,降水可分为短历时降水(1~3 h)和长历时降水(>6 h)(Yu et al, 2007)。若降水量达到暴雨量级,则可进一步分为短历时暴雨和长历时暴雨。

目前针对不同历时降水的研究主要集中在时空分布特征和日变化规律、与大气环流的联系及长期变化趋势等三个方面,如 Yu et al(2007)研究了中国东部地区 5—9 月长历时(>6 h)和短历时(1~3 h)降水特征,发现不同地区长、短历时降水比率的空间分布差异很大,并推测不同历时降水的产生可能源于不同的物理机制。金炜昕等(2015)研究了夏季中国中东部 1961—2012 年 5 类(1~6、7~12、13~18、19~24 h 和 >24 h)不同历时降水的空间分布特征,指出降水事件的平均历时由南向北呈“短—长—短”分布型,华南和北方地区以 6 h 以下的短历时降水为主,中部地区 6 h 以上长历时降水占总降水量 60% 以上。Li et al(2008)研究发现短历时降水造成了北京地区午后的降水峰值,而发生于凌晨的降水峰值则主要是由长历时降水构成。Yuan et al(2010)指出长历时(>6 h)降水带的季节内移动与季风雨带相似,达到峰值的日期与季风降水相近,在季风降水减弱后短历时降水(1~6 h)逐渐达到峰值,且多发生于邻近热带的低纬地区。Yuan et al(2010)指出,虽然长江中下游地区小时降水强度略下降,但降水事件历时却是增长的,使得日降水量增

多,进而导致日降水强度的增大。Li et al(2011)对华北和长江中下游地区长、短历时降水的变化进行了对比研究,指出近 50 年来“北旱”主要与长历时降水的减少有关,“南涝”则是由长历时降水和短历时降水的共同增加造成的。金炜昕等(2015)指出夏季南方大部分地区降水强度、时数和事件数均呈上升趋势,而北方地区降水时数和事件数显著减少,但降水强度呈增强趋势;中东部降水历时总体呈上升趋势,该地区短历时(1~6 h)降水无显著的年代际转折。

在不同历时暴雨研究方面,目前针对短历时暴雨的研究较多,很多气象工作者从时空分布特征、中尺度系统结构及维持机制、雷达产品特征和预报预警指标等方面进行了深入研究并取得了很多成果。如吴滨等(2015)分析了福建省短历时(1、3、6 h)及 24 h 降水强度达暴雨和大暴雨频次的时空分布以及暴雨极值的空间分布特征。孙建华等(2005)、王亦平等(2008)对短历时暴雨的中尺度对流系统的形成及其环境场、不稳定条件增加与维持的机制、湿位涡、 $M\beta CS$  等特征进行了深入分析,王黎娟等(2013)、东高红等(2011)、赵玮和王建捷(2008)分析了锋面垂直环流与中尺度对流系统的相互作用、海风锋在渤海西岸短时暴雨过程中的作用等。张沛源和陈荣林(1995)、刘黎平等(2004)、杜秉玉等(1998)、郑媛媛等(2009)和冯晋勤等(2014)分别利用多普勒天气雷达资料研究了雷达速度图上逆风区、 $\beta$  中尺度辐合系统、大气低层气流结构、中低层气旋性切变对短时暴雨形成和维持的影响。同时短

时暴雨的预报预警指标也日趋完善,如王令等(2012)利用北京区域雷达拼图、VDRAS、卫星云图等多种探测资料,对比分析了两次突发性局地暴雨的中尺度系统特征,提炼了北京城区突发性短时暴雨的预报预警指标,段鹤等(2014)基于多普勒雷达产品建立了云南省三种短时暴雨的识别和预警指标。

相比于短历时暴雨,出现次数相对较少的长历时暴雨由于降水持续时间长、雨强大和总量大,更容易造成严重的洪涝灾害。目前的研究多集中在持续 3 天或以上的持续性暴雨过程的时空分布和影响系统(马学款等,2012;覃卫坚等,2015;何光碧等,2016;徐明等,2016;符矫兰等,2017;徐珺等,2014)、大气低频变化(陈彩珠等,2016)、环流异常特征(冯文等,2015;林爱兰等,2015;徐明等,2015;张云惠等,2015;钱维宏等,2016)、水汽源地和输送(孙建华等,2016)和预报技术方法研究(刘国忠等,2013;董颜等,2015;董全等,2016;孔期和林建,2017;张小玲等,2010)等方面。如王宁等(2016)分析了吉林省 2013 年一次持续性暴雨的环流形势演变和中尺度对流云团特征,发现此次强降水的产生与不稳定能量“释放—快速重建”机制密切相关,张家国等(2010)利用多普勒雷达资料对湖北一次长历时暴雨的回波结构特征、中尺度系统活动和地形作用进行了分析,发现中尺度超低空急流在地形的阻挡下转向与偏南暖湿气流在静止锋附近形成了持续性的中尺度气旋性辐合上升运动,对此次长历时强降水起到了关键作用。目前对发生在 24 h 内连续多个时段均出现强降水并且降水总量达到大暴雨甚至特大暴雨过程的研究较少。本文针对发生在辽宁地区三次典型长历时暴雨过程,分析了强降水发生期间的卫星红外云图、雷达回波结构和强度变化特征,总结了产生强降水的中尺度对流系统活动特征,为今后类似过程的预报预警工作提供参考。

## 1 资料及定义

本文所用的资料主要包括:(1)美国国家环境预报中心(NCEP)/美国国家大气研究中心(NCAR)提供的空间分辨率  $1^\circ \times 1^\circ$ 、时间间隔 6 h 的再分析格点资料;(2)国家气象信息中心提供的 FY-2E 红外云图  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  逐小时云顶黑体辐射亮温(TBB)资料;(3)辽宁省气象档案馆提供的辽宁省区域自动

气象站逐小时降水量资料;(4)辽宁省多普勒天气雷达反射率拼图产品资料。

参照 Yu et al(2007)的方法,本文将降水量  $\geq 0.1$  mm 的持续时间超过 6 h、且 24 h 降水量  $\geq 50$  mm 的降水定义为长历时暴雨。

## 2 降水特征

本文选取的 3 个个例为:(1)2010 年 7 月 20 日 08 时至 21 日 08 时(北京时,下同),辽宁中部出现了大暴雨到特大暴雨,其中铁岭县阿吉乡出现了连续 10 h 雨强  $\geq 10$  mm  $\cdot$  h<sup>-1</sup> 的强降水,最大雨强为 48 mm  $\cdot$  h<sup>-1</sup>,24 h 降水量达 361 mm(图 1a),降水表现为雨强变化小、强降水持续时间长和降水阶段性不明显特征;(2)2010 年 8 月 20 日 08 时至 21 日 08 时,辽宁东南部地区出现了暴雨、局部特大暴雨,其中丹东市五龙背乡出现了连续 9 h 雨强  $\geq 10$  mm  $\cdot$  h<sup>-1</sup> 的强降水,最大雨强达 91 mm  $\cdot$  h<sup>-1</sup>,24 h 降水量达 498 mm(图 1b),降水表现为雨强变化大、强降水持续时间长和降水有明显的阶段性特征;(3)2013 年 8 月 16 日 08 时至 17 日 08 时,辽宁东部地区出现了暴雨到特大暴雨,其中清原县大苏河乡出现了连续 9 h 雨强  $\geq 10$  mm  $\cdot$  h<sup>-1</sup> 的强降水,最大雨强达 77 mm  $\cdot$  h<sup>-1</sup>,24 h 降水量达 325 mm,降水表现为雨强变化大、强降水持续时间长和降水有明显的阶段性特征(图 1c)。

三次降水过程均具有如下特征:(1)降水总量大,24 h 降水量均达到了特大暴雨;(2)雨强大,最大雨强分别达到了 48、91 和 77 mm  $\cdot$  h<sup>-1</sup>,特别是五龙背乡连续 3 h 雨强  $\geq 50$  mm  $\cdot$  h<sup>-1</sup>;(3)强降水持续时间长,雨强连续  $\geq 10$  mm  $\cdot$  h<sup>-1</sup> 的持续时间分别达到或接近 10、9 和 9 h(图 1d~1f)。

## 3 影响系统特征

2010 年 7 月 20 日铁岭县阿吉乡特大暴雨为典型的东北地区冷涡底部大范围槽前型暴雨。该型暴雨是东北地区主要的暴雨类型,约占总次数 43%(孙力等,2010),其一般为持续相对稳定性降水,降水持续时间长,雨强变化不大,天气形势特点是 500 hPa 冷涡中心位于东北地区北部或内蒙古东部地区,高空槽南北径向跨度很大,可一直向南伸展至长江流域,副热带高压强盛且呈东北—西南向块状,

850 hPa 强盛的偏南气流将南海或东海、黄海的水汽持续向北输送,强降水发生在 850 hPa 西南急流顶端的辐合区内。阿吉乡特大暴雨过程中,副热带高压西侧强盛的偏南气流输送的充沛暖湿空气与贝加尔湖高压脊前部西北气流引导南下的冷空气在辽宁东北部地区长时间相互作用,造成了连续 10 h 的强降水(图 2a)。

2010 年 8 月 21 日丹东市五龙背乡特大暴雨为副热带高压脊上  $\beta$  中尺度暴雨。Maddox(1979)在对美国 151 个致洪暴雨个例进行分析时提出了该致洪暴雨类型,指出该型暴雨的 MCS 在弱地面锋附近的南风低空急流输送暖湿空气的区域生成,主要强迫因子是底层暖湿平流,MCS 发生在较弱的高空西风急流反气旋一侧。孙建华等(2005)在研究 1960—1999 年华北夏季暴雨过程特征时也总结了该型致洪暴雨,指出该型暴雨的 MCS 生成于切变线南侧的西南暖湿气流中,降水雨强大、持续时间长。2010 年 8 月 21 日 02 时(图 2b),丹东市五龙背乡位于副热带高压 588 和 592 dagpm 等位势线之间,副热带高压西侧的 850 hPa 西南急流和南侧的偏东急流将南海和东海的暖湿空气输送到辽宁东南

部。通过分析 8 月 20 日 20 时与五龙背乡距离 22.5 km 的丹东站探空资料和地面图发现(图略),地面露点达到了  $24^{\circ}\text{C}$ ,975 hPa 以下饱和,975~600 hPa 接近饱和,抬升凝结高度(近地面层)到  $0^{\circ}\text{C}$  层高度(5 km 左右)之间的暖云层厚度达到了 5 km,对流有效位能(CAPE)较小为  $225\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  且呈狭长分布,这种中低层高温高湿、低抬升凝结高度的大气环境,在近地面中尺度辐合线和地形的抬升触发下,使得五龙背乡产生了多个小时的强降水。

2013 年 8 月 16 日清原县大苏河乡特大暴雨为西风带上短波槽影响的暴雨。该型暴雨 500 hPa 环流一般比较平直,但通常不断有短波槽自河套地区东移影响辽宁,冷空气为偏西路径,其降水具有阶段性特征、雨强变化大,短波影响期间雨强强,强降水一般发生在短波槽前 850 hPa 切变线附近。大苏河乡特大暴雨过程中,500 hPa 贝加尔湖至鄂霍次克海一带为宽广的低槽区,来自极地的强冷空气南下至蒙古东部地区后东移影响辽宁,副热带高压呈东西向带状,辽宁处于 500 hPa 低槽区底部和地面东北低压冷锋前部,辽宁东部地区位于 200 hPa 高空急流轴右侧出口区的辐散区与 850 hPa 低空急流左

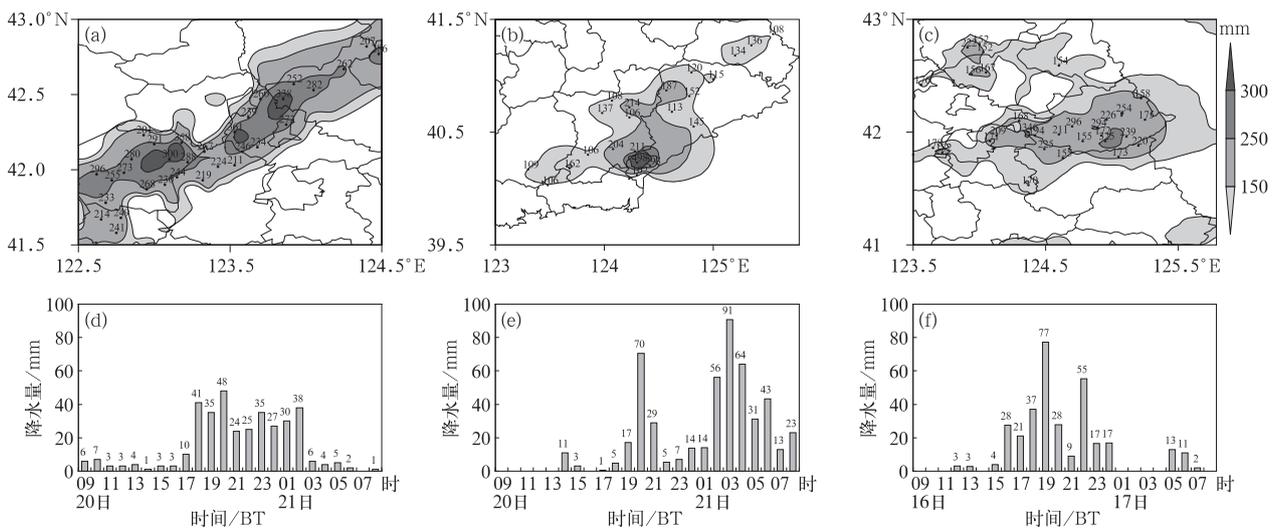


图 1 2010 年 7 月 20 日 08 时至 21 日 08 时(a),2010 年 8 月 20 日 08 时至 21 日 08 时(b),  
2013 年 8 月 16 日 08 时至 17 日 08 时(c)辽宁省区域自动站降水量分布和同时段  
阿吉乡(d),五龙背乡(e),大苏河乡(f)逐小时雨量

Fig. 1 Precipitation distribution of automatic weather station in Liaoning Province  
from 08:00 BT 20 to 08:00 BT 21 July 2010 (a), from 08:00 BT 20 to  
08:00 BT 21 August 2010 (b), from 08:00 BT 16 to 08:00 BT 17 August 2013 (c)  
and hourly precipitation in corresponding time periods of Aji (d),  
Wulongbei (e), and Dasuhe (f) Townships

侧辐合区的叠置区,海上副热带高压西北侧的西南 辽宁东部地区交汇(图 2c)。  
气流引导北上的暖湿空气与极地南下的强冷空气在

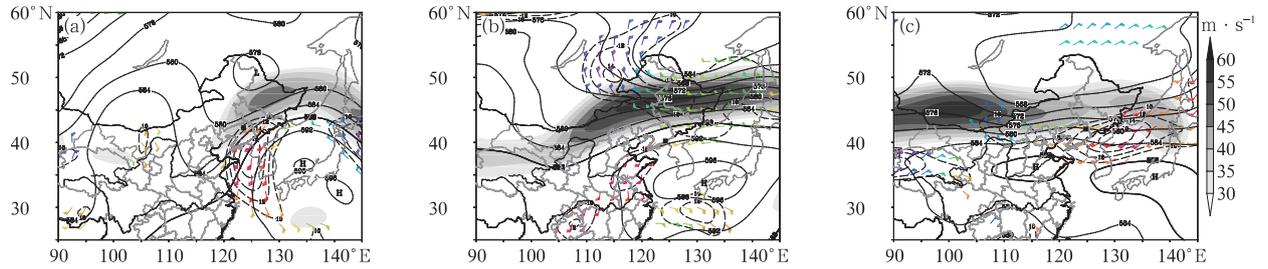


图 2 500 hPa 高度场(实线,单位: dagpm),200 hPa 急流(阴影,只显示  $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  
850 hPa 风场(风向杆)和急流(虚线,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 只显示  $\geq 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )  
(a)2010 年 7 月 20 日 20 时,(b)2010 年 8 月 21 日 02 时,(c)2013 年 8 月 16 日 20 时  
(■:阿吉乡、五龙背乡、大苏河乡所在位置)

Fig. 2 The 500 hPa geopotential height filed (solid line, unit: dagpm), 200 hPa jet (shadow, only the part  $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  is displayed), 850 hPa wind field (wind barb) and jet (dotted line, only the part  $\geq 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  is displayed)

(a) 20:00 BT 20 July 2010, (b) 02:00 BT 21 August 2010, (c) 20:00 BT 16 August 2013  
(■: location of Aji in Fig. 2a, Wulongbei in Fig. 2b, Dasuhe in Fig. 2c Townships)

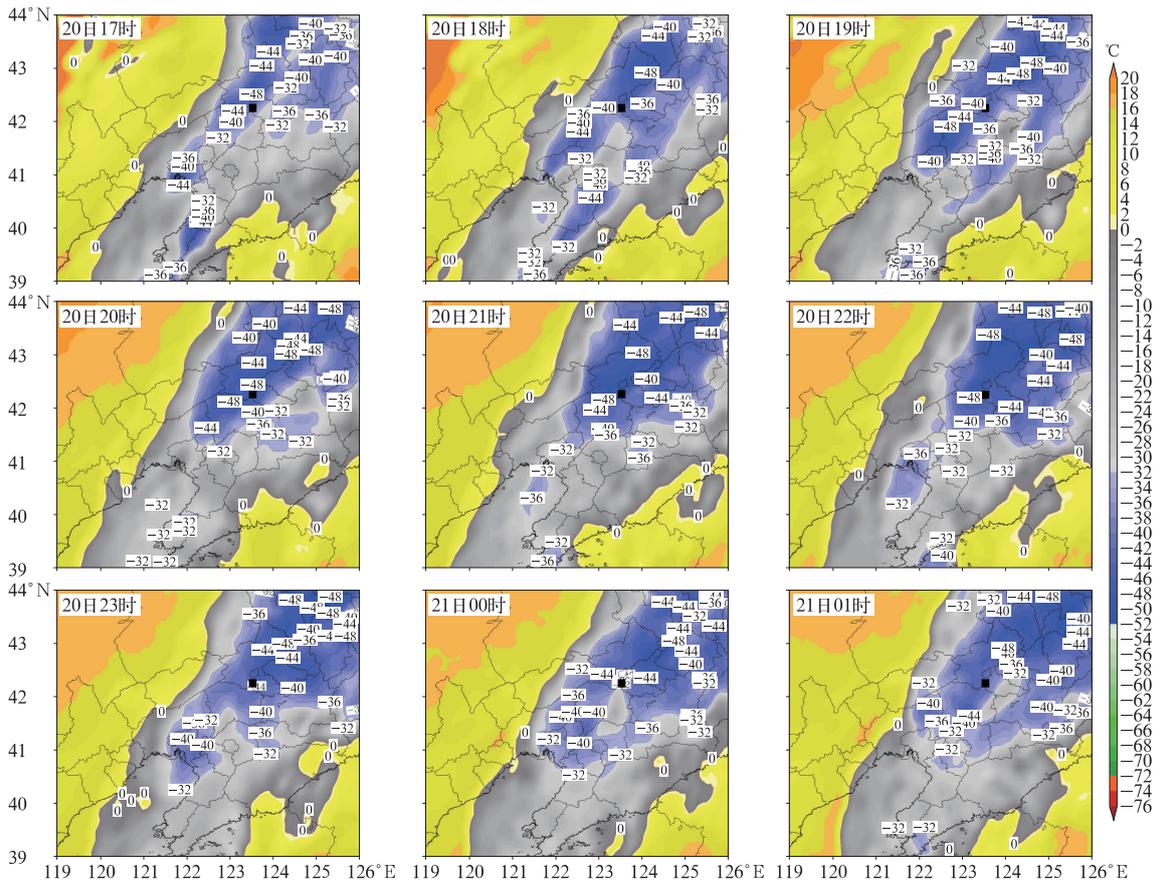


图 3 2010 年 7 月 20 日 17 时至 21 日 01 时阿吉乡 FY-2E 红外云图 TBB (分辨率:  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ )  
(■: 阿吉乡所在位置)

Fig. 3 The FY-2E TBB at Aji from 17:00 BT 20 to 01:00 BT 21 July 2010 (resolution:  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ )  
(■: location of the Aji Township)

## 4 中尺度对流系统特征

### 4.1 中尺度对流云团特征

#### 4.1.1 阿吉乡特大暴雨过程

阿吉乡的强降水是先后受 4 个对流云团影响产生的(图 3)。第一个云团于 7 月 20 日 15 时在盘锦北部地区生成(图略),于 17—18 时影响阿吉乡,中心 TBB 值为  $-41 \sim -38^{\circ}\text{C}$ ,阿吉乡开始出现强降水。20 日 19—22 时受渤海北部北上对流云团的影响,中心 TBB 最低值为  $-47^{\circ}\text{C}$ ,雨强也同时达到最大为  $48 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。20 日 23 时至 21 日 02 时分别受阜新、盘锦地区生成东北方向移动的对流云团影响,阿吉乡又维持了 4 h 的强降水。21 日 02 时之后由于上空的对流云团逐渐减弱并东移,降水明显减弱。分析发现,阿吉乡强降水发生在对流云团发展

旺盛的冷云区的 TBB 梯度区内,在强降水发生前的 16—17 时,其上空云团的 TBB 值由  $-13^{\circ}\text{C}$  快速下降至  $-38^{\circ}\text{C}$ ,1 h 下降幅度达  $25^{\circ}\text{C}$ 。可以发现阿吉乡强降水发生期间,其上空云团的 TBB 值在  $-47 \sim -36^{\circ}\text{C}$  波动变化,雨强在  $24 \sim 48 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  波动变化,TBB 值和雨强均呈现小幅变化特征(图 6a)。

#### 4.1.2 丹东市五龙背乡特大暴雨过程

丹东市五龙背乡的强降水分为两个阶段(图 6b)。第一阶段(8 月 20 日 18—21 时)3 h 总降水量和 1 h 最大降水量分别达到了 116 和 70 mm,20 日 18 时五龙背乡东北方向有两个对流云团逐渐发展,20 日 19 时两个云团合并后向东北方向移动,但五龙背乡并未受该云团的直接影响(图 4),其上空云团的 TBB 值在 20 日 18 时、19 时分别为  $4^{\circ}\text{C}$ 、 $3^{\circ}\text{C}$ ,20 日 20 时才逐渐降低到  $-6^{\circ}\text{C}$ (图 6b),这说明五龙背乡上空云团在很低的高度便凝结产生降水,具有明显的暖云降水特征。第二阶段(8 月 21 日 01

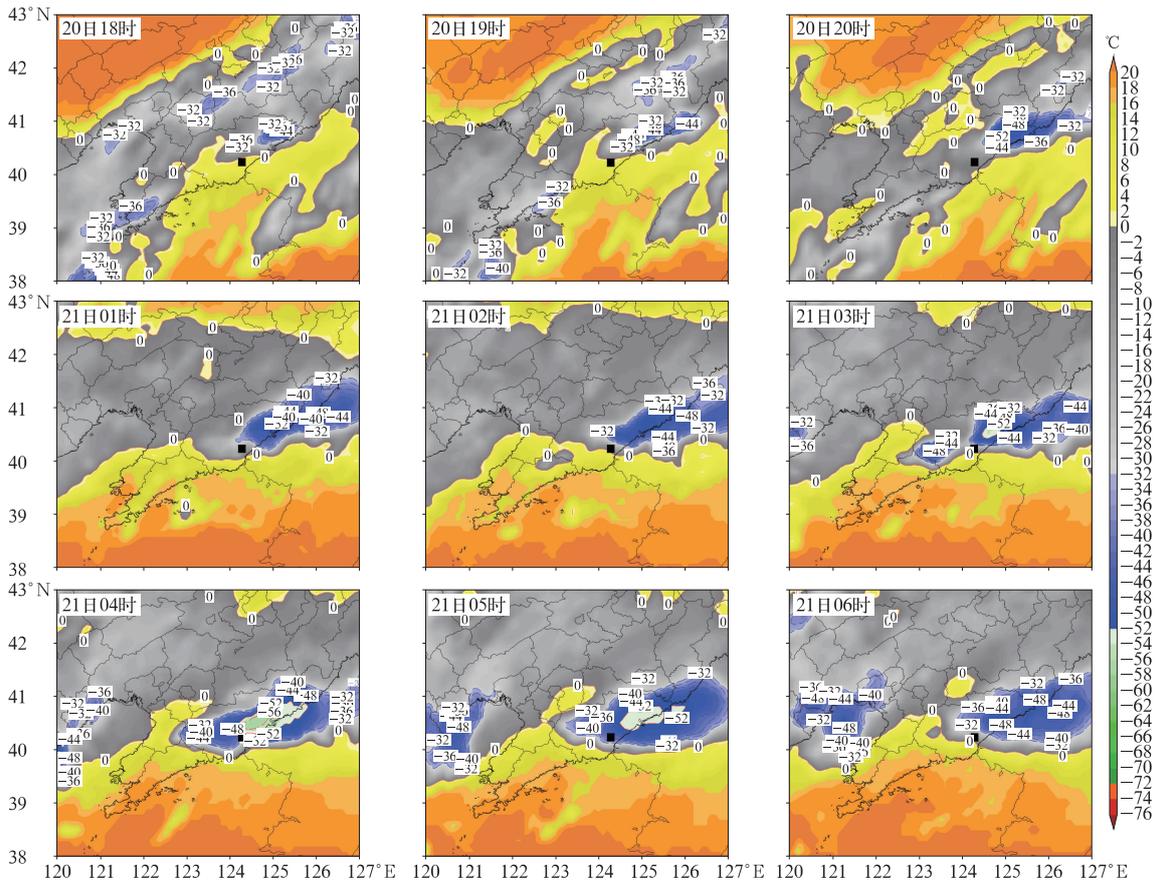


图 4 同图 3,但为 2010 年 8 月 20 日 18 时至 21 日 06 时五龙背乡

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for Wulongbei Township from 18:00 BT 20 to 06:00 BT 21 August 2010

—06 时)五龙背乡出现了连续 5 h 的强降水,3 h 总降水量和 1 h 最大降水量分别达到了 211 和 91 mm。与第一阶段强降水类似,21 日 01—03 时,五龙背乡的东北方向和西南方向分别有两个对流云团发展加强,但两个云团均并未直接影响五龙背乡,其上空云团的 TBB 值为  $-20 \sim -8^{\circ}\text{C}$ ,直至 21 日 04 时两个云团合并加强后,其上空云团的 TBB 值快速降低到  $-43^{\circ}\text{C}$ ,并处于云团南侧的 TBB 梯度大值区内,才开始转为较明显的对流云团影响。

由于五龙背乡强降水没有明显的大尺度抬升系统,在红外云图上也没有明显的强对流云团特征,在监测和预报中容易被忽视,因此预报员应特别关注这种低层高湿、凝结高度低、整层近乎饱和,同时又具有局地地形抬升触发条件地区的强降水的监测和预报。

#### 4.1.3 清原县大苏河乡特大暴雨过程

大苏河乡的强降水是由两个深厚的强对流云团造成的。16 日 15 时抚顺西部对流云团发展,同时

抚顺东部对流云团加强,降水开始加强,强降水处于 TBB 梯度陡增处(图 5)。16 时抚顺西部对流云团东移并入东部云团,沈阳抚顺交接出一小尺度对流云团产生,并迅速发展加强,抚顺地区产生强降水,强降水仍处于 TBB 梯度陡增处。17—19 时小尺度对流云团东移逐渐并入东部云团,形成向西突起的椭圆型对流云团,对流云团发展到强盛,TBB 值降低到  $-68^{\circ}\text{C}$ ,之后逐渐减弱东移,强降水产生在云团突起部位亮温梯度大值区内,大苏河乡 16—19 时 3 h 雨量达到 140 mm(图 6c)。20—21 时抚顺东部局地生成的小尺度对流云团影响,与辽宁东南部发展的对流云团北部合并加强,TBB 梯度陡增处出现强降水,小时雨强达  $60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,22 时辽宁东南部的对流云团转为东移,抚顺地区降水迅速减小。可以发现此次过程降水的强烈增幅发生在对流云团合并加强时期,强降水发生在云顶亮温低值中心偏向最大温度梯度的区域。

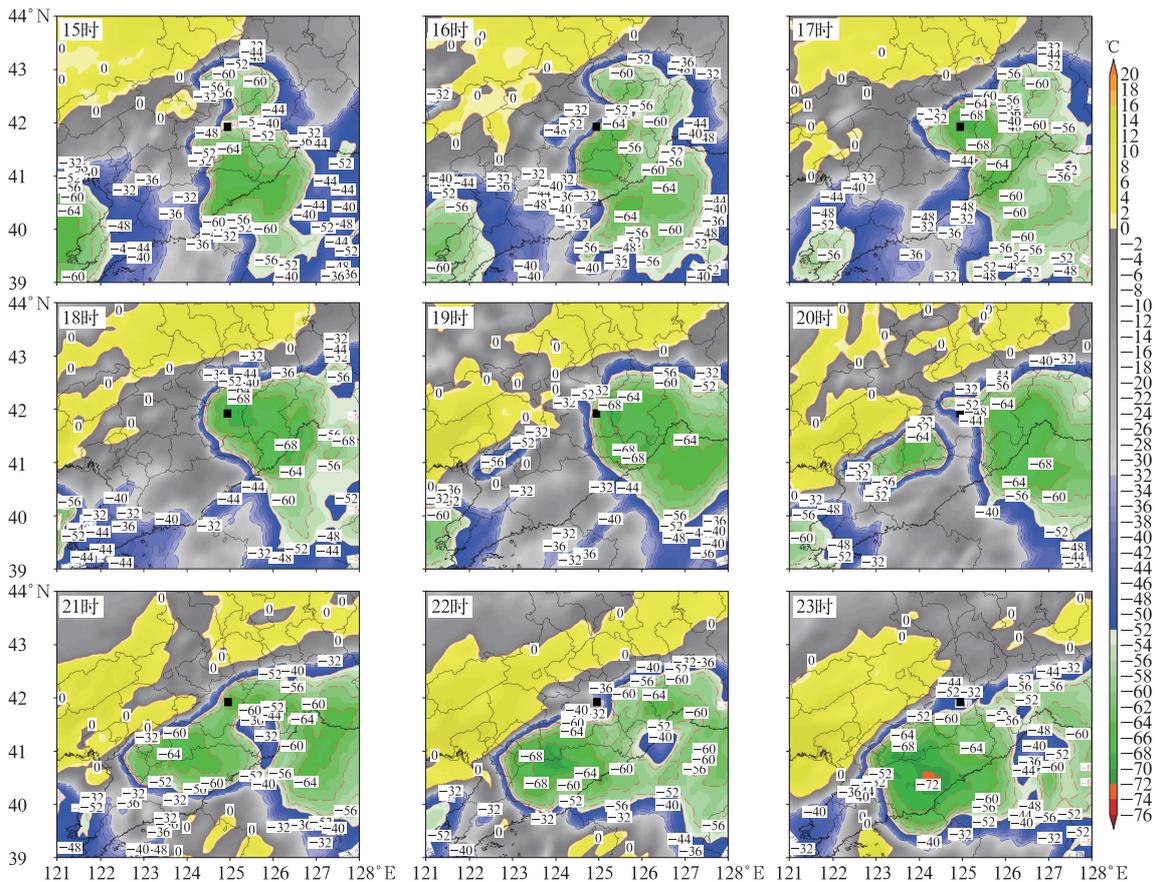


图 5 同图 3,但为 2013 年 8 月 16 日 15—23 时大苏河乡

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for Dasuhe Township from 15:00 BT to 23:00 BT 16 August 2013

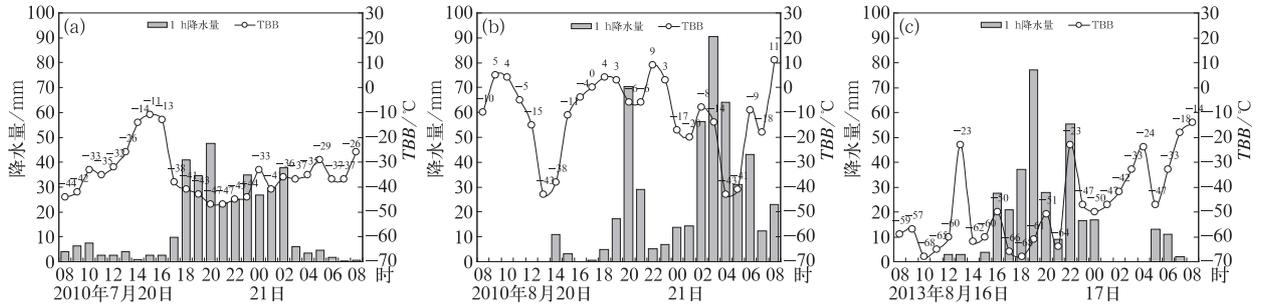


图 6 阿吉乡(a),五龙背乡(b),大苏河乡(c)FY-2E 红外云图逐小时 TBB 演变(实线)和小时雨量(直方图)

Fig. 6 Evolution of FY-2E hourly TBB (solid line) and hourly rainfall (histogram) for Aji (a), Wulongbei (b), and Dasuhe (c) Townships

### 4.2 多普勒天气雷达特征

#### 4.2.1 铁岭县阿吉乡特大暴雨过程

铁岭县阿吉乡特大暴雨过程中的雷达回波表现出明显的“列车效应”特征。从雷达反射率因子的演变特征看,20 日 15 时,在铁岭县西南方向的盘锦一带开始出现一条混合云降水回波带,16 时左右回波带内生成了多个强度  $\geq 40$  dBz 的雷暴单体沿西

南—东北走向传播(图略),雷暴单体的移动方向与回波带方向一致,雷暴单体 17 时左右开始陆续影响阿吉乡,同时阿吉乡处于传播路径的顶端,雷暴单体移到此处明显加强(图 7a~7d),而在传播路径后端的盘锦地区仍不断有对流单体新生并向西北方向移动,在同时次雷达回波剖面图上可见(图 7e,7f,7g,7h),此次过程雷达回波具有明显的低质心、垂直发展特征, $\geq 40$  dBz 回波的顶高在 3 km 以下,这

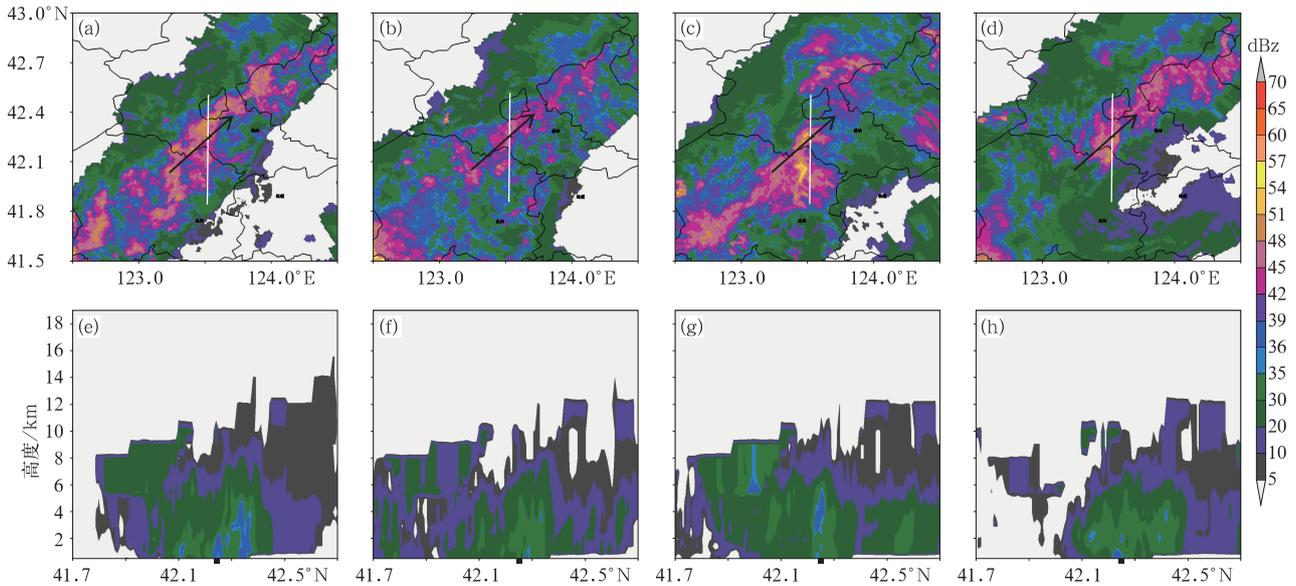


图 7 2010 年 7 月 20 日 17:36(a)、19:24(b)、21:36(c)和 7 月 21 日 01:48(d)雷达组合反射率因子及同时刻阿吉乡上空沿白色实线的基本反射率垂直剖面(e, f, g, h) (黑色箭头为回波移动方向,■为阿吉乡所在纬度)

Fig. 7 Radar composite reflectivity at (a) 17:36 BT 20, (b) 19:24 BT 20, (c) 21:36 BT 20, (d) 01:48 BT 21 July 2010 and vertical section of radar basic reflectivity at Aji along the white solid line at the same time (e, f, g, h) (black arrow: the echo moving direction, black box: the latitude of Aji Township)

种形势维持了近 10 h,在生命史周期内整个雨带的轴线位置也基本不变。至 21 日 02 时带状回波开始断裂,回波范围逐渐扩大,逐渐转为层状云降水回波,阿吉乡的降水逐渐减弱。由此可见,阿吉乡的长历时暴雨是由上游不断生成的降水回波持续移入影响形成的“列车效应”造成,回波的强度变化小,强回波发展高度不高,雨强变化小。

4.2.2 丹东市五龙背乡特大暴雨过程

丹东市五龙背乡特大暴雨过程中的雷达回波表现出本地生成并迅速加强与“列车效应”共同影响的特征。从雷达反射率因子的演变特征可以看出,五龙背乡第一阶段(20 日 18—21 时)的强降水是由本地生成并加强的回波影响造成,20 日 18 时之前五龙背乡附近没有明显的降水回波(图略),20 日 19 时五龙背乡上空开始有回波发展,19:48(图 8a)对流回波迅速发展,多个单体降水回波逐渐合并成一条西南—东北走向的中尺度对流性降水回波带(图 8e),该回波 20 日 21 时后逐渐减弱东移。五龙背乡第二阶段(21 日 01—06 时)的强降水是由上游移入并强烈发展加强的降水回波持续影响造成,20 日 23 时开始,五龙背乡其西南方向开始有回波发展,但强度不强。21 日 01:30—03:24 中尺度对流性降水回波带内强对流性单体降水回波不断相互合并加强(图 8b,8c,8d),降水回波结构趋于完整,水平宽度

达 50 km,回波具有低质心、垂直发展特征, $\geq 40$  dBz 回波的顶高在 6 km 以下, $\geq 50$  dBz 回波的顶高在 4 km 以下,强回波中心强度超过 60 dBz(图 8f,8g,8h),中尺度对流活动发展到最鼎盛阶段,五龙背乡出现了  $91 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  的强降水,雨强持续 5 h 超过  $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。由此可见,五龙背乡第一阶段的强降水是由本地生成并迅速加强的回波影响造成的,第二阶段的强降水是由上游移入并强烈发展加强的降水回波持续影响造成的,回波的强度变化大,强回波发展高度高,雨强变化大。

4.2.3 清原县大苏河乡特大暴雨过程

清原县大苏河乡特大暴雨程中的雷达回波表现出不同方向的强回波先后移入影响的特征。从雷达反射率因子的演变特征可以看出,大苏河乡三个阶段的强降水分别是由三次不同方向移入的强回波影响造成,第一阶段(16 日 15—17 时)的强降水是前期位于抚顺市区附近的强回波由正西方向移入影响造成(图 9a),该回波小时平均强度 42 dBz,宽度较窄移动速度较快,仅影响了 2 h 左右。第二阶段(16 日 17—20 时)的强降水是前期位于铁岭南部地区的强回波由西北方向移入影响造成(图 9b,9c),该回波在移动过程中始终维持较强的强度,小时平均强度达到 45~50 dBz 且为东西向宽带状,使大苏河乡出现了强降水,3 h 降水量达 142 mm,最大雨强达

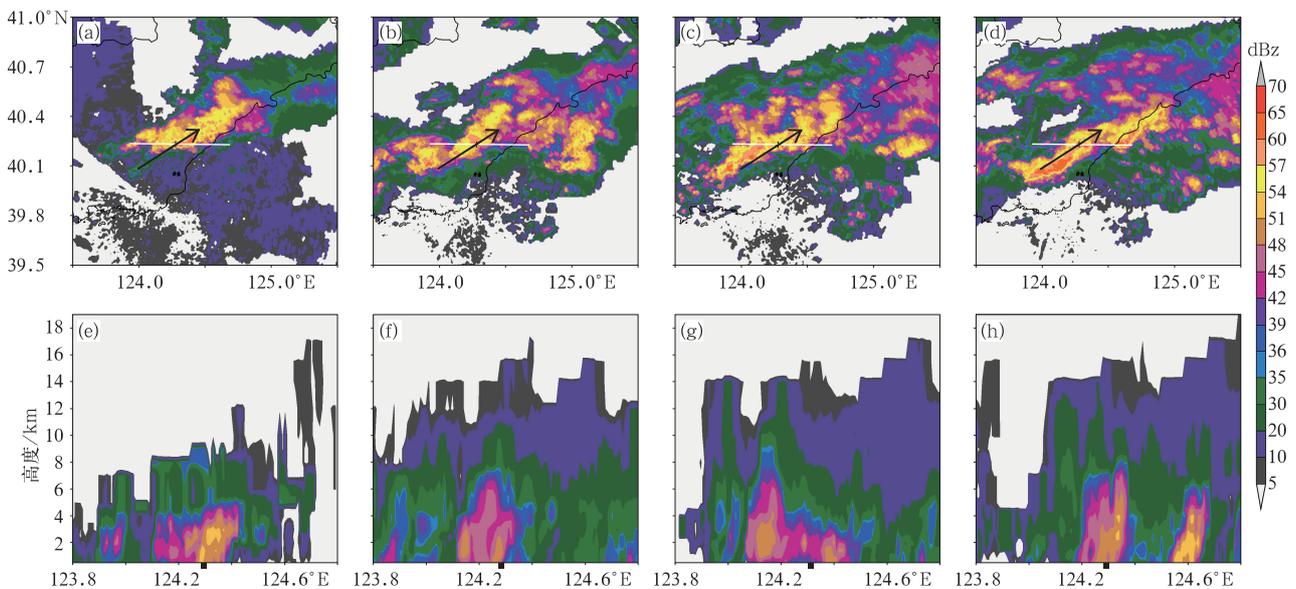


图 8 同图 7,但为 2010 年 8 月 20 日五龙背乡 19:48(a)和 8 月 21 日 01:30(b)、02:36(c)03:24(d)

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for Wulongbei Township at (a) 19:48 BT 20, (b) 01:30 BT 21, (c) 02:36 BT 21, (d) 03:24 BT 21 August 2010

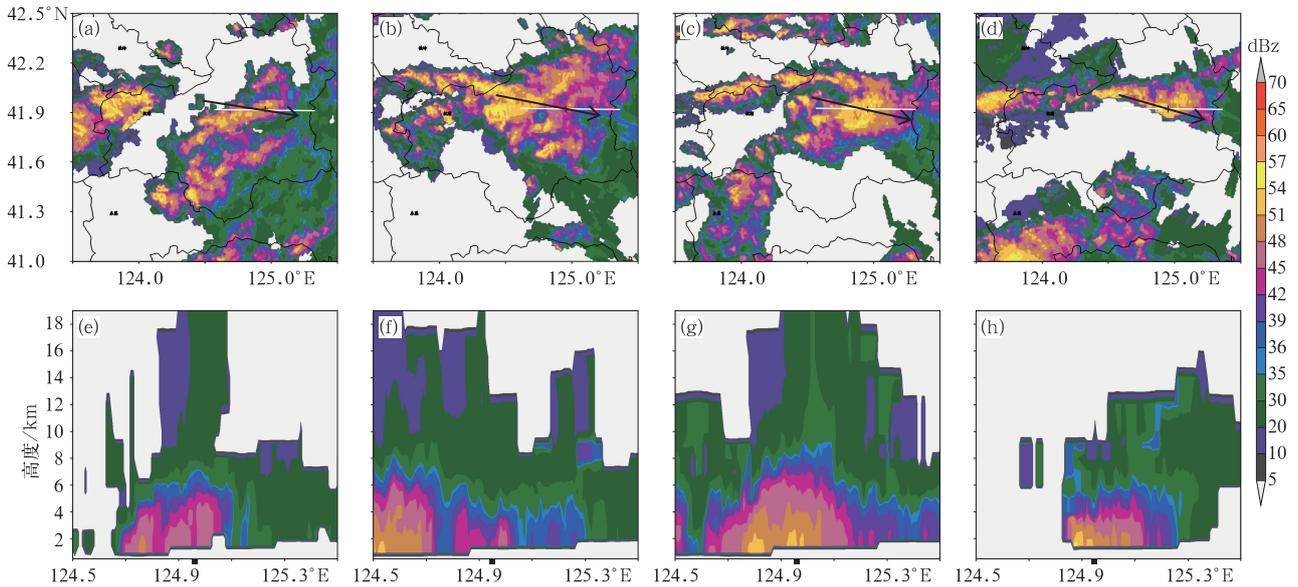


图 9 同图 7, 但为 2013 年 8 月 16 日 15:36(a)、17:54(b)、18:54(c) 和 21:54(d) 大苏河乡

Fig. 9 Same as Fig. 7, but for Dasuhe Township at (a) 15:36 BT, (b) 17:54 BT,

(c) 18:54 BT, (d) 21:54 BT 16 August 2013

到  $77 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。第三阶段(16 日 21 时至 17 日 00 时)的强降水同样是前期位于铁岭南部地区的强回波由西北方向移入影响造成(图 9d), 该回波为东西向窄带状, 在移动过程中同样始终维持较强的强度, 小时平均强度达到  $50 \text{ dBz}$ , 使大苏河乡出现了雨强达到  $55 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  的强降水。在同时次雷达回波剖面上可以看出, 此次过程雷达回波同样具有明显的低质心、垂直发展特征,  $\geq 40 \text{ dBz}$  回波的顶高在  $6 \text{ km}$  以下,  $\geq 50 \text{ dBz}$  回波的顶高在  $2 \text{ km}$  以下(图 9e~9h)。由此可见, 大苏河乡三个阶段的强降水均是由上游生成的强回波始终维持较强的强度移入影响造成, 该类型回波的降水表现为雨强变化大、强降水持续时间长和降水有明显的阶段性特征。

#### 4.2.4 回波强度和高度与雨强的关系特征

降水雨强的变化特征可在一定程度上反映中小尺度对流系统的演变特征。通过对三次过程强降水发生地上空的不同高度雷达反射率、组合反射率的强度和高度与强降水发生地雨量站的降水雨强进行对比分析发现(图 10), 阿吉乡特大暴雨的雷达反射率与地面雨强变化幅度均不大, 小时平均回波强度  $43 \sim 47 \text{ dBz}$ , 降水雨强普遍在  $20 \sim 40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,  $\geq 40 \text{ dBz}$  的回波顶高在  $6 \text{ km}$  以下。五龙背乡特大暴雨的雷达反射率与地面雨强变化幅度较大, 平均回波强度为  $45 \sim 58 \text{ dBz}$ , 雨强普遍在  $30 \sim$

$90 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,  $\geq 40 \text{ dBz}$  的回波顶高在  $7 \text{ km}$ ,  $\geq 50 \text{ dBz}$  的回波顶高在  $6 \text{ km}$ 。大苏河乡特大暴雨的雷达反射率与地面雨强变化幅度很大, 平均回波强度  $39 \sim 51 \text{ dBz}$ , 雨强普遍在  $20 \sim 70 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,  $\geq 40 \text{ dBz}$  的回波顶高达到  $7 \text{ km}$ 。同时可以发现, 当小时平均回波强度  $\geq 50 \text{ dBz}$  时, 雨强均超过了  $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ , 当小时平均回波强度增大或减小时, 雨强也基本随之增大或减小。由此可见, 利用小时平均雷达回波强度变化分析这种长历时降水的雨强变化趋势有较好的参考意义。

## 5 结论和讨论

本文对辽宁三次典型长历时暴雨过程的降水实况、天气形势背景、卫星红外云图、雷达回波的结构和强度变化特征进行了分析, 主要研究结论如下:

(1) 三次过程均是发生在有利于辽宁产生暴雨的大尺度环境背景下, 但具有不同的天气背景和降水特征。2010 年 7 月 20 日铁岭县阿吉乡暴雨为典型的北方大范围槽前型暴雨, 雨强相对较小且强度变化小; 2010 年 8 月 21 日丹东市五龙背乡暴雨为副热带高压脊上  $\beta$  中尺度暴雨, 雨强大且强度变化大; 2013 年 8 月 16 日清原县大苏河乡暴雨为西风带上短波槽暴雨, 雨强大且强度变化大。

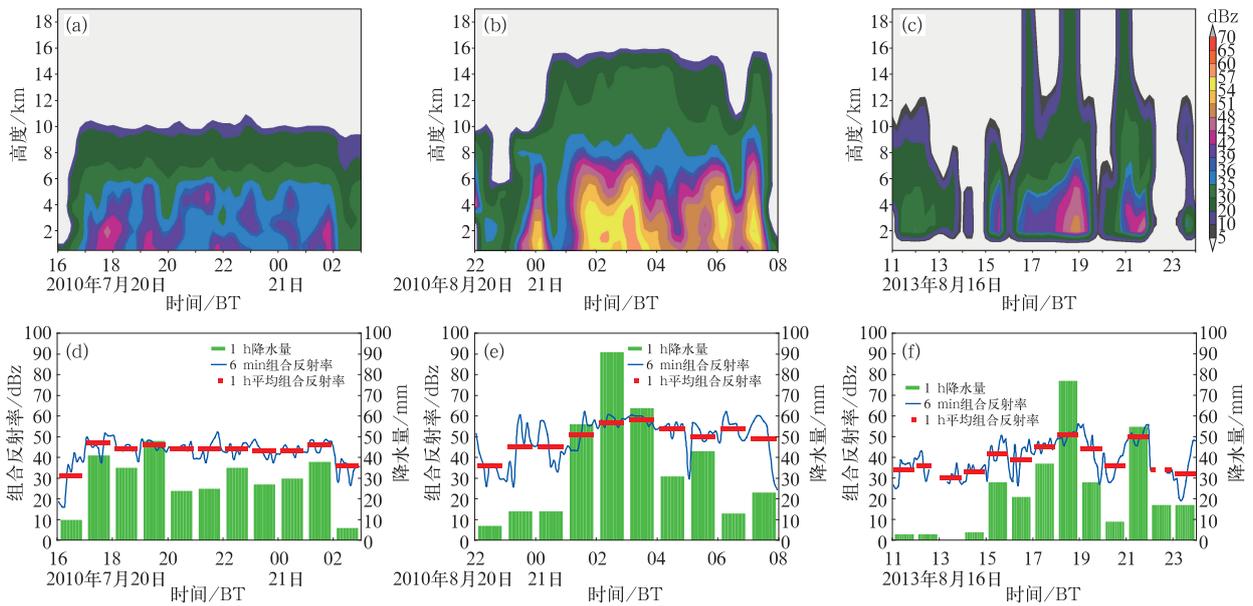


图 10 阿吉乡(a,d),五龙背乡(b,e),大苏河乡(c,f) 三次强降水过程不同高度雷达反射率 6 min 间隔时间演变(a, b, c)和 组合反射率 6 min 间隔及小时雨量的时间演变(d, e, f)

Fig. 10 (a, b, c) The evolution of the 6 minute interval radar basic reflectivity of different heights, (d, e, f) the 6 minute (blue broken line) interval radar composite reflectivity and its 1 hour averages (red beeline), the hourly rainfall (histogram) at Aji (a, d), Wulongbei (b, e), and Dasuhe (c, f) Townships

(2) 三次过程在卫星红外云图上表现出一般性对流云团、暖云和深对流云团三种特征。其中铁岭县阿吉乡暴雨为一般性对流云团特征,云顶亮温 $-47\sim-36^{\circ}\text{C}$ ,云顶亮温和降水雨强均呈现小幅变化;丹东市五龙背乡暴雨为暖云特征,云顶亮温 $-8\sim-9^{\circ}\text{C}$ ,云顶亮温和降水雨强变化幅度均较大;清原县大苏河乡为深对流云团特征,云顶亮温在 $-68\sim-50^{\circ}\text{C}$ ,强降水发生在云顶亮温低值中心偏向温度梯度大值区一侧。

(3) 铁岭县阿吉乡特大暴雨过程中的雷达回波表现出明显的“列车效应”特征,丹东市五龙背乡特大暴雨过程中的雷达回波表现出本地生成并迅速加强与“列车效应”共同影响的特征,清原县大苏河乡特大暴雨过程中的雷达回波表现出不同方向的强回波先后移入影响的特征。

(4) 该型暴雨的雷达反射率因子强回波质心较低, $\geq 40\text{ dBz}$ 回波的顶高在 $6\text{ km}$ 以下, $\geq 50\text{ dBz}$ 回波的顶高在 $4\text{ km}$ 以下。小时平均雷达反射率因子强度及其变化对降水强度和趋势有较好的指示意义,当小时平均雷达反射率因子强度 $\geq 50\text{ dBz}$ 时,

雨强均超过了 $50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,当小时雷达反射率因子强度增大或减小时,雨强也随之增大或减小。

(5) 尤其需要指出的是,对类似五龙背乡这种暖云造成的强降水过程,由于在天气尺度上没有明显的抬升系统,在红外云图上也没有明显的强对流云团特征,但其处于低层高能高湿、凝结高度低、整层近乎饱和且又具有局地地形抬升触发条件的区域,因此在业务中应特别注意此类暖云强降水的分析和监测。

参考文献

陈彩珠,高建芸,黄丽娜,等,2016. 大气低频变化对福建前汛期典型持续性暴雨影响[J]. 应用气象学报,27(1):75-84.  
 东高红,何群英,刘一玮,等,2011. 海风锋在渤海西岸局地暴雨过程中的作用[J]. 气象,37(9):1100-1107.  
 董全,金荣花,代刊,等,2016. ECMWF 集合预报和确定性预报对淮河流域暴雨预报的对比分析[J]. 气象,42(9):1146-1153.  
 董颜,刘寿东,王东海,等,2015. GFS 对我国南方两次持续性降水过程的预报技巧评估[J]. 气象,41(1):45-51.  
 杜秉玉,陈钟荣,张卫青,1998. 梅雨锋暴雨的 Doppler 雷达观测研究:边界层中尺度涡旋系统[J]. 南京气象学院学报,21(2):201-

- 207.
- 段鹤,夏文梅,苏晓力,等,2014. 短时强降水特征统计及临近预警[J]. 气象,40(10):1194-1206.
- 冯晋勤,汤达章,曹长尧,2014. 福建西部山区短时暴雨雷达回波特征及中小尺度系统分析[J]. 气象,40(3):297-304.
- 冯文,符式红,赵付竹,等,2015. 近 10 年海南岛后汛期特大暴雨环流配置及其异常特征[J]. 气象,41(2):143-152.
- 符娇兰,马学款,陈涛,等,2017. “16·7”华北极端强降水特征及天气学成因分析[J]. 气象,43(5):528-539.
- 何光碧,曾波,郝淑华,等,2016. 青藏高原周边地区持续性暴雨特征分析[J]. 高原气象,35(4):865-874.
- 金炜昕,李维京,孙丞虎,等,2015. 夏季中国中东部不同历时降水时空分布特征[J]. 气候与环境研究,20(4):465-476.
- 孔期,林建,2017. 2015 年 5 月 19—20 日华南地区不同性质暴雨成因和预报分析[J]. 气象,43(7):792-803.
- 林爱兰,谷德军,李春晖,等,2015. 广东 6 月持续性暴雨期间的大气环流异常[J]. 气象学报,73(5):803-818.
- 刘国忠,黄开刚,罗建英,等,2013. 基于概念模型及配料法的持续性暴雨短期预报技术探究[J]. 气象,39(1):20-27.
- 刘黎平,阮征,覃丹宇,2004. 长江流域梅雨锋暴雨过程的中尺度结构个例分析[J]. 中国科学 D 辑:地球科学,34(2):1193-1201.
- 马学款,符娇兰,曹殿斌,等,2012. 海南 2008 年秋季持续性暴雨过程的物理机制分析[J]. 气象,38(7):795-803.
- 钱维宏,蒋宁,杜钧,2016. 中国东部 7 类暴雨异常环流型[J]. 气象,42(6):674-685.
- 覃卫坚,李耀先,廖雪萍,等,2015. 大气低频振荡对广西持续性区域性暴雨的可能影响[J]. 气象研究与应用,36(3):1-7.
- 孙建华,汪汇洁,卫捷,等,2016. 江淮区域持续性暴雨过程的水汽源地和输送特征[J]. 气象学报,74(4):542-555.
- 孙建华,张小玲,卫捷,等,2005. 20 世纪 90 年代华北大暴雨过程特征的分析研究[J]. 气候与环境研究,10(3):492-506.
- 孙力,隋波,王晓明,等,2010. 我国东北地区夏季暴雨的气候学特征[J]. 气候与环境研究,15(6):778-786.
- 王黎娟,任晨平,崔晓鹏,等,2013. “碧利斯”暴雨增幅高分辨率数值模拟及诊断分析[J]. 大气科学学报,36(2):147-157.
- 王令,王国荣,孙秀忠,等,2012. 应用多种探测资料对比分析两次突发性局地强降水[J]. 气象,38(3):281-290.
- 王宁,王秀娟,张硕,等,2016. 吉林省一场持续性暴雨成因及 MCC 特征分析[J]. 气象,42(7):809-818.
- 王亦平,陆维松,潘益农,等,2008. 淮河流域东北部一次异常特大暴雨的数值模拟研究 I:结果检验和  $\beta$  中尺度对流系统的特征分析[J]. 气象学报,66(2):167-176.
- 吴滨,文明章,李玲,等,2015. 福建省不同短历时暴雨时空分布特征[J]. 暴雨灾害,34(2):153-159.
- 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.
- 徐明,赵玉春,高琦,等,2015. 偏东气流诱发川西高原东侧两次对流暴雨过程的对比分析[J]. 气象,41(12):1477-1487.
- 徐明,赵玉春,王晓芳,等,2016. 华南前汛期持续性暴雨统计特征及环流分型研究[J]. 暴雨灾害,35(2):109-118.
- 张家国,岳阳,牛淑贞,等,2010. 一次长历时特大暴雨多普勒雷达中尺度分析[J]. 气象,36(4):21-26.
- 张沛源,陈荣林,1995. 多普勒速度图上的暴雨判据研究[J]. 应用气象学报,6(3):373-378.
- 张小玲,张涛,刘鑫华,等,2010. 中尺度天气的高空地面综合图分析[J]. 气象,36(7):143-150.
- 张云惠,李海燕,蔺喜禄,等,2015. 南疆西部持续性暴雨环流背景及天气尺度的动力过程分析[J]. 气象,41(7):816-824.
- 赵玮,王建捷,2008. 北京 2006 年夏季接连两场暴雨的观测对比分析[J]. 气象,34(8):3-14.
- 郑媛媛,张小玲,朱红芳,等,2009. 2007 年 7 月 8 日特大暴雨过程的中尺度特征[J]. 气象,35(2):3-7.
- Li Jian, Yu Rucong, Wang Jianjie, 2008. Diurnal variations of summer precipitation in Beijing[J]. Chin Sci Bull, 53(12):1933-1936.
- Li Jian, Yu Rucong, Yuan Weihua, et al, 2011. Changes in duration-related characteristics of late-summer precipitation over eastern China in the past 40 years[J]. J Climate, 24(21):5683-5690. DOI:10.1175/JCLI-D-11-00009.1.
- Maddox R A, Chappell C F, Hoxit L R, 1979. Synoptic and meso- $\alpha$  aspects of flash flooding events[J]. Bull Amer Met Soc, 60:115-123.
- Yu Rucong, Xu Youping, Zhou Tianjun, et al, 2007. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China[J]. Geophys Res Lett, 34(13):L13703. DOI:10.1029/2007GL030315.
- Yuan Weihua, Yu Rucong, Chen Haoming, et al, 2010. Subseasonal characteristics of diurnal variation in summer monsoon rainfall over central eastern China[J]. J Climate, 23(24):6684-6695. DOI:10.1175/2010JCLI3805.1.