

文章编号: 2096-1618(2017)04-0391-11

# 黄淮地区一次暖区大暴雨的中尺度特征分析

吕伟绮<sup>1</sup>, 谌 芸<sup>2</sup>, 李晟祺<sup>3</sup>, 肖天贵<sup>1</sup>

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 国家气象中心, 北京 100081; 3. 南京信息工程大学, 江苏 南京 210044)

**摘要:**为研究黄淮地区暖区大暴雨的中尺度特征, 利用常规和非常规观测资料、新一代雷达资料和卫星资料等, 针对2013年7月1-2日河北、天津等地出现的一次区域性暖区大暴雨过程的中尺度特征及触发机制进行分析; 此次降水由锋前暖区降水和锋面降水组成, 其中暖区降水持续时间长、强度大、中尺度特征明显。结果表明: 此次过程中副高深入内陆, 川东有西南涡生成, 利于暖湿气流向北输送。对流云团对流组织形式为“后向次第发展”, 即不断地有小尺度的对流云团在老云团的后部产生。雷达回波有明显的后向传播特征, 出现强降水时单体紧密相连, 对流高度高, 列车效应明显。暖区降水阶段水汽充沛, 高湿环境可以降低对流所需的抬升条件并提升增大暖云层厚度, 提高降水效率, 较强的垂直风切变配合整层高湿环境和较强的CAPE值也可以造成强降水。中尺度边界稳定在强降水关键区, 可造成对流的持续触发。

**关键词:**大气科学; 中尺度气象; 暖区暴雨; 中尺度对流系统; 冷池; 列车效应

**中图分类号:**P458.1+21.1

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2017.04.009

## 0 引言

暖区暴雨是指由黄士松等<sup>[1]</sup>针对华南前汛期提出的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。暖区暴雨具有强度大, 范围小, 对流性质强, 降水量相对集中的特点。由于此类暴雨天气尺度扰动的信号较弱, 触发机制不明显, 数值模式也没有较好的捕捉能力, 业务预报中常常出现误报和漏报现象。暖区暴雨预报是目前暴雨预报中的一个难点<sup>[2-3]</sup>。

暖区暴雨的环境条件: 此类暴雨一般出现于深厚的暖湿气团中, 大气斜压性不明显, 环流结构的基本特征为低涡系统, 低层辐合和高层辐散显著<sup>[4]</sup>。暖区暴雨的水汽特征: 暴雨所需水汽一般来源于中低层, 且暴雨发生时边界层水汽输送有重要作用, 整层高湿的环境降低暖区暴雨对抬升条件的要求<sup>[5]</sup>。暖区暴雨的触发机制: 低层垂直风切变和超低空急流在对流触发和维持中可能有重要作用, 抬升系统可能直接是低层的中尺度辐合线, 对应强烈的上升运动, 次天气及以下尺度的抬升条件均可导致强降水<sup>[6]</sup>。

暖区暴雨常发生华南地区<sup>[1]</sup>, 但在偏北地区的锋前、暖切变、及副高边缘等地也会出现暖区暴雨<sup>[7-9]</sup>。目前对于北方暖区暴雨的研究较少。2012年7月21-22日发生在北京、河北等地的局地特大暴雨, 众多学者对此次特大暴雨进行多方面研究<sup>[10-14]</sup>。“7·21”暴雨分为暖区降水和锋面降水两个阶段, 由于对暖区降水的估计不足, 所以在强降水出现的时间和过程降水量的把握上出现了偏差, 给预报带来困难。北京“7·21”发生在高层辐散、低层辐合的强对流形势下, 中低层有低涡切变, 随低涡东移, 暖区降水转为锋面降水; 对流系统的列车效应和后向传播现象明显, 对流系统属于低质心系统, 有较高的降水效率。暖区时段的降水量较锋面降水阶段小。2013年7月1-2日在河北、天津等地出现局地大暴雨过程, 最大累计雨量409 mm, 最大小时雨量超过100 mm, 虽然范围较小, 但降水强度超过北京“7·21”特大暴雨。分析发现此次降水过程也分为暖区降水和锋面降水两个阶段, 暖区降水持续时间长、强度大, 且触发系统不明显, 给预报带来很大的不确定性。所以利用多种常规和非常规观测资料, 通过诊断分析和天气动力学理论相结合的方法, 探讨2013年7月1日黄淮暖区暴雨的降水特点, 对流发生发展规律和降水成因, 为该地区暖区暴雨的预报提供科学依据。

收稿日期: 2017-03-19

基金项目: 中国气象局气象预报业务关键技术创新项目(YBGJXM(2017)1A); 国家自然科学基金面上资助项目(41175048); 公益性行业专项资助项目(GYHY201406003)

1 降水特点和环境场特征

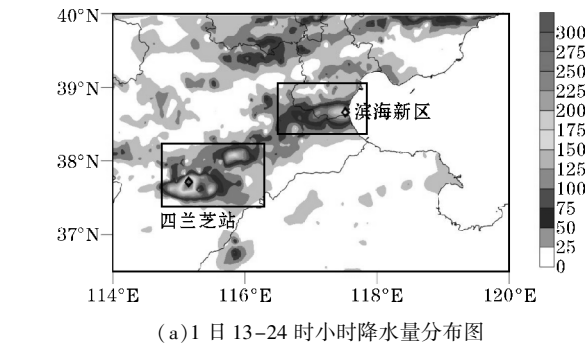
1.1 降水特征

由图 1(a)可知,此次过程为一次区域性大暴雨过程,有 3 个主要强降水中心,最大的两个降水区在东部沿海和河北南部,24 h 的最大雨量分别为254.4 mm和409 mm,此次降水过程共有 7 个自动站24 h降水量大于200 mm。

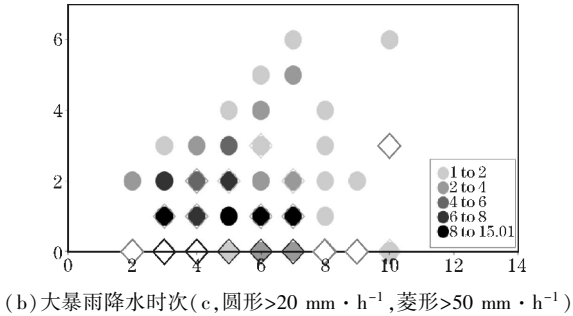
由最大降水量中心(天津滨海新区站和河北邢台的四兰芝站)的逐小时降水量(图 1b)和锋面系统动态图(图 1d)可见。此次降水过程集中于 15 时至 23 时 9 h内,7 月 1 日 20 时前主要降水区为锋前暖区降水,20 时之后为锋面降水。降水具有明显的中尺度特征,东部沿海降水从 14 时开始,逐渐加大,在 17 时达到峰值(86 mm/h),之后迅速减弱,20 时前基本结束,为明显的暖区降水过程。河北南部降水从 15 时开始,逐渐增大,在 18 时达到峰值(121.8 mm/h),20 时雨量减弱,在 22 时由于冷锋的影响达到第二个峰值(58.6 mm/h),后逐步减弱。

沿用中央气象台对短时强降水作出的业务规定,将 1 h 降水量 $\geq 20$  mm 的降水定义为短时强降水。对此次过程中 111 个 24 h 累计降水超过 100 mm 的大暴雨自动站点的降水时间进行统计(图 2c),可见总降水时间主要集中于 3~7 h,而 $\geq 20$  mm/h 的短时强降水一般可持续 1~3 h,小时雨量 $\geq 20$  mm/h 和 50 mm/h 的短时强降水分别占总降雨量的 63.4 % 和 17.8 %;对于 200 mm 以上的大暴雨站点, $\geq 20$  mm/h 和 50 mm/h 的短时强降水分别占 86.5 % 和 41.3 %,中尺度特征十分明显。

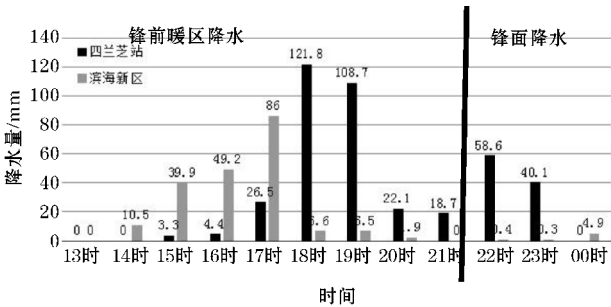
此次降水由暖区降水和锋面降水组成,暖区降水开始时间早,强降水中心集中,降水强度大,中尺度特征明显,持续时间长。其后的锋面降水范围大,降水强度较小,持续时间短。



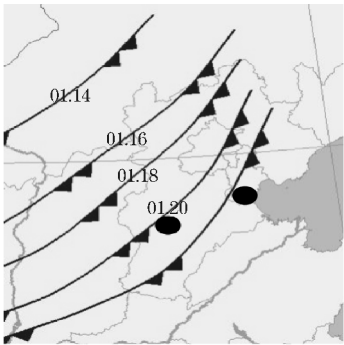
(a) 1 日 13-24 时小时降水量分布图



(b) 大暴雨降水时次(c, 圆形 $>20\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , 菱形 $>50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ )



(c) 四兰芝站和滨海新区站小时降水量分布



(d) 7 月 2 日 14-22 时锋面系统动态图

图 1 2013 年 7 月 2 日 08 时 24 h 降水实况

1.2 环境场特征

此次过程的环流形势是典型的华北经向型暴雨形势,主要降水区位于高空急流的右侧,500 hPa 高度场东高西低,环流经向度大,中高纬的高空槽和中低纬的副热带高压相对峙,利于南方西南暖湿气流向北输送和西南涡向东北方向移动进入长波槽中,产生持续性降水<sup>[15-16]</sup>。850 hPa 河套地区有低涡和切变线生成,逐渐东移加强,扫过华北地区。对应低涡和切变线,地面的低压中心随之东移,故高低空系统的耦合为暴雨的发生发展提供了良好的环境条件<sup>[17]</sup>。

1 日 08 时(图 2a),500 hPa 高度场上为较为平直的纬向环流,冀中地区位于“584 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,存在明显的风速辐合,925 hPa 的西南急流向北伸展至河北东部及天津地区;此外 500 hPa 上,内蒙古东北部存在一个冷涡,冷涡后

部高空槽东移引导冷空气东移南压,低层850 hPa也存在一个低值中心;至1日20时(图2b),“584线”位置稳定,急流核顶端也逐渐向北伸展至天津地区,并且在河北北部形成一条明显的暖切变线;内蒙古东北部的冷涡后部有横槽转竖并缓慢加深东移影响冀中地区,

同时850 hPa低值中心也缓慢东移;此后,2日02时至08时,低涡后部冷空气逐渐加强,上述暖切变线北侧偏北风逐渐加强,暖式切变线转换为冷式切变线,该冷式切变线自河北北部快速东移,影响河北东部、天津及辽宁大部地区。

2 中尺度对流系统的发生发展特点

2.1 雨团特征

由小时雨量分布图(图3)可见,7月1日15时暖区降水先出现于津冀交界(图3a黑框内雨团A),小时雨量超过40 mm,此时雨团位于锋面系统的东南侧。随后雨团分裂,前部雨团在东部沿海增强,17时(图3c)雨量到达峰值,后部雨团向西南方移动;18-20时,东部沿海雨团逐渐减弱消散,后部雨团西移到河北南部发展增强,降水范围更为集中(图3e黑框内),中心始终位于河北邢台市,18时和19时,最大小时雨量均超过100 mm/h,随后雨强减弱;20时后锋面系统移入河北省,降水开始以锋面降水为主,西北部雨团南下与河北南部雨团融合,面积增大(图3g黑框内),融合雨团随后向东南移动并减弱,在7月2日01时之后逐渐消散。

此次暴雨过程,20时前雨团先在东部沿海产生,然后向西移动,在河北南部发展加强,18时雨强到达峰值,后逐步减弱;20时后锋面系统移入,河北南部雨团与南下雨团合并,随后向东移动,并逐步减弱。

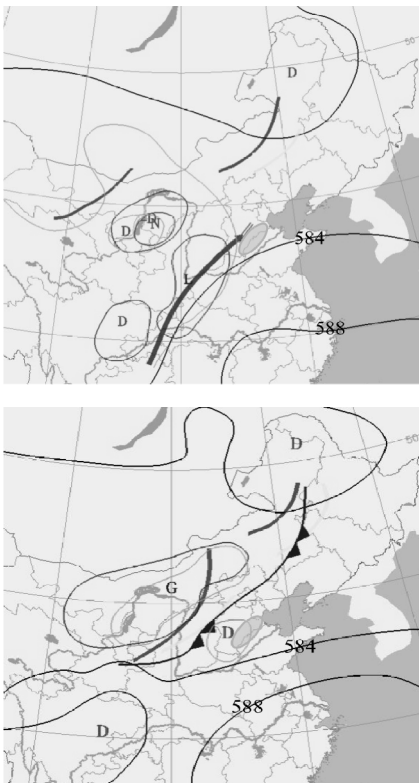


图2 2013年7月1日锋前暖区降水、锋面降水高低空系统配置

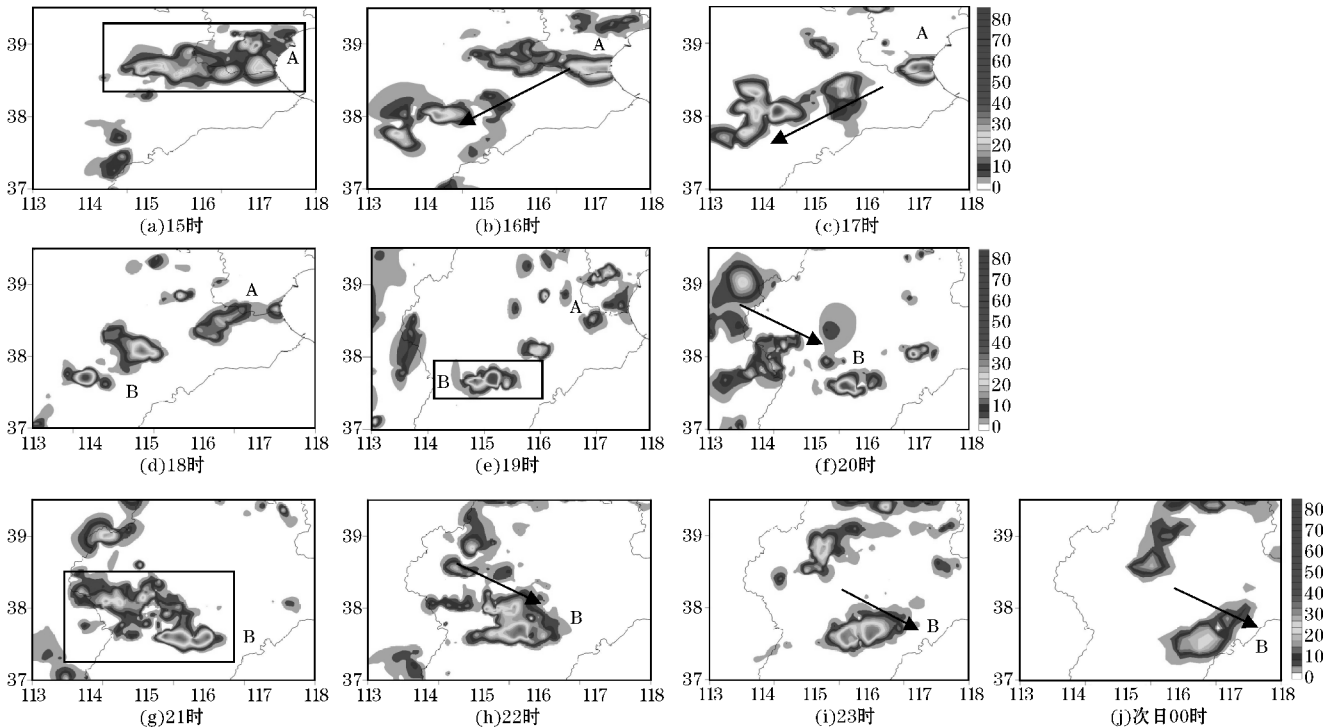


图3 2013年7月1日15时至2日00时自动站小时雨量分布图

2.2 对流云团特征

通过云顶亮温 TBB 的变化可以讨论中小尺度系统的演变发展<sup>[19]</sup>。7 月 1 日 13 时 30 分,东部沿海降水还未开始,在当地有较小尺度的对流云团发展起来,出现云顶亮温小于 $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷云团 A,在其后有云团 B 生成,云团 B 冷云盖面积合并扩大,缓慢东移,15 时 30 分,云团 B 后有新的对流云团 C 生成,云团 A 已经东移入海。在此阶段,对流云团对流组织形式为“后向次第发展”,即不断地有小尺度的对流云团在老云团的后部产生,云团向西传播。

16 时 30 分,云团发展到河北南部,中尺度冷云团 C 出现 $\leq -62\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的低值中心(图 4d),在随后几个小时内,对流云团西侧不断有新生对流云团发展加强并高度组织化,19 时 30 分,出现多个 $\leq -62\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的低值中心,冲顶对流云团面积扩大。该阶段对流云团的云顶温度降低,对流高度增加,最大降水量出现在此阶段。

20 时 30 分,锋面系统逐渐移入河北,南下的对流云团 L1(图 4h)和当地的对流云团 D 合并,几个分散 $\leq -62\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冲顶云团合并为一,面积扩大。在随后几个小时,合并后的对流云团逐渐向东移动,带来新一轮的锋面降水。

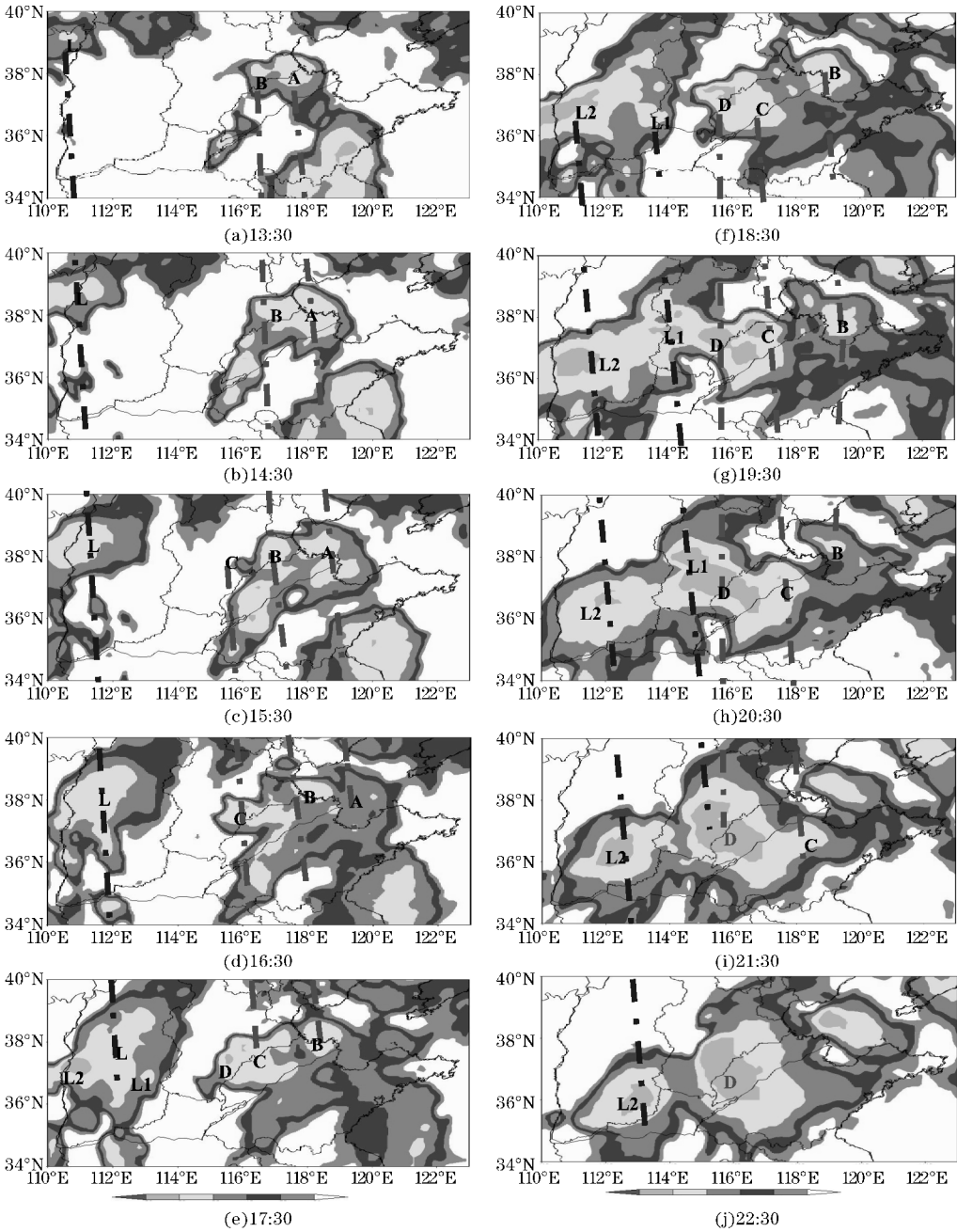


图4 2013 年 7 月 1 日 13:30-22:30 FY-2E 卫星 TBB 演变

## 2.3 雷达回波特征

分析10 min一次的雷达回波拼图(图5),7月1日12时50分,在河北沧州附近出现几个分散的单体(图5a),结构松散,中心强度较强,达到50~55 dBZ,此后多个对流单体连接合并,对流系统面积增大并向东北移动,新生单体在其后部西南面生成,使得系统的移动速度减缓(如图5c所示),在津冀交界处不断有新的对流单体生成和经过,列车效应明显,由于对流雨带的移动矢量平行于其走向,对流雨带中的强降水单体会重复经过同一地点,出现很大的累计降水量<sup>[20]</sup>。强回波带范围大,移速慢,使得降水有较长的持续时间。

强回波区逐渐向西传播,于17时发展到河北南部,此时强回波带逐渐断裂,新生对流单体逐步生成,

强回波区面积减小,但强度增强,回波强度超过60 dBZ,河北南部出现持续的强降水。对流系统上游不断有新生单体生成,列车效应明显。

19时,由于锋面系统南下,西北方向的带状回波侵入河北省(图5g),20时在河北南部的强回波整体减弱,对流单体开始分离,此时该地区刚结束小时雨量大于100 mm/h的短时强降水,冷锋系统的到来,分散的强回波区与带状回波合并,面积增大,向东南移动,带来新一轮降水。

此次过程,暖区降水阶段新的对流单体不断在旧单体的后方生成,“列车效应”明显,对流单体存在着明显的后向传播特征。后由于冷锋南下,对流系统融合带来新一轮降水。

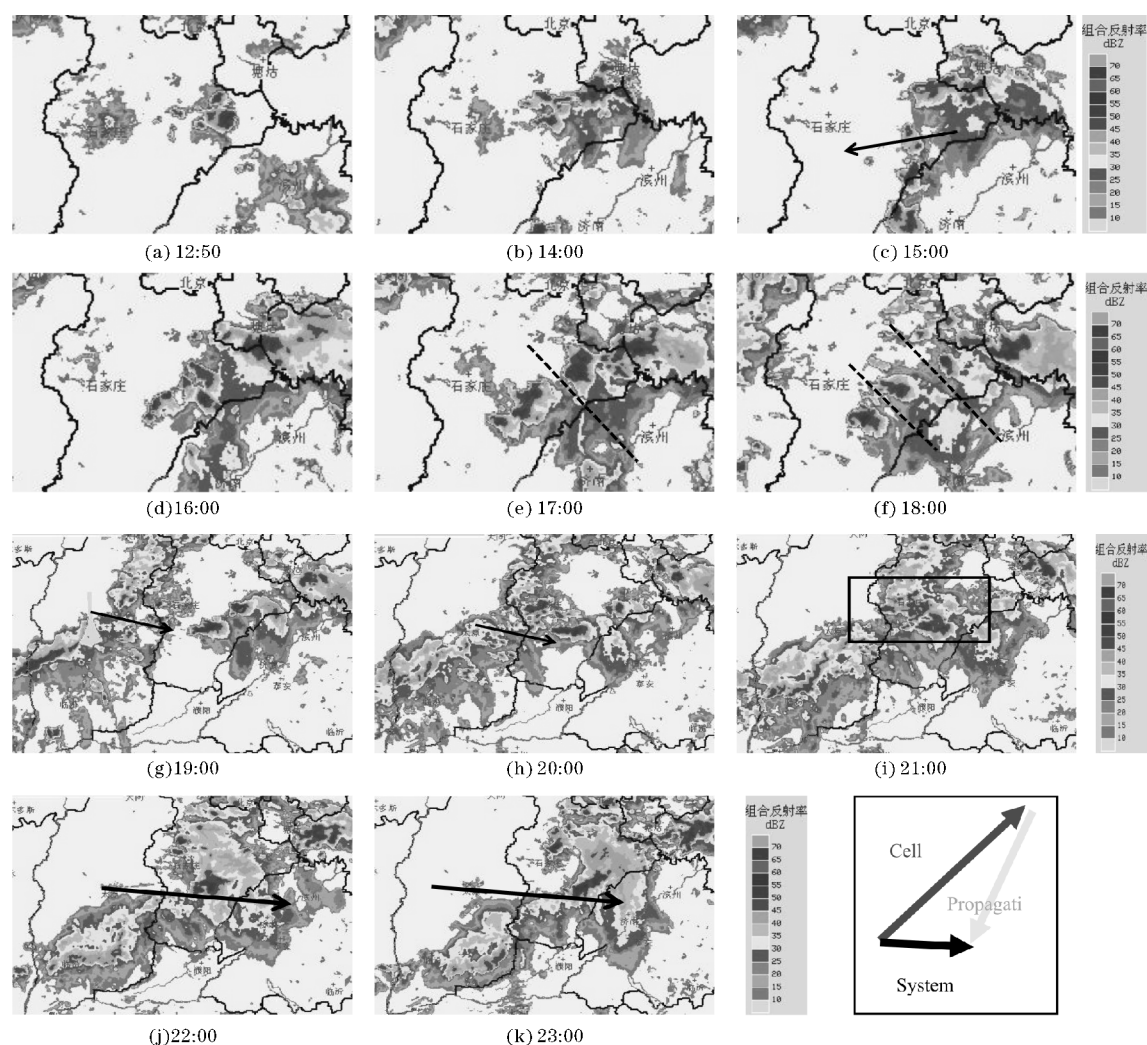


图5 7月1日12:50-23:00 雷达回波拼图

分析单站雷达回波和雷达回波垂直剖面图。15~17时降水中心在东部沿海,选取距降水中心最近的沧州雷达站的16时37分的雷达回波图(图6)可见,在回波图中从东北到西南有多条强回波带,在强回波带后

部逐步有新的对流单体形成(如图6b),回波单体后向传播。由强降水处雷达回波(图6c)和垂直剖面(图6d)可见,强回波区最大值区中心可达50 dBZ,整个系统的对流结构较为松散,质心位于8 km以下,

≥40 dBZ的回波顶低于12 km。

18–20 时为暖区降水阶段,强降水在河北南部,选取距降水中心最近的石家庄站的 18 时 31 分雷达图(图 7),石家庄东南方有一个强回波区(图 7a 白框),由雷达回波垂直剖面图可见,在水平距离60 km 的范围内,多个对流单体紧紧链接,回波强度可达60 dBZ,有高度组织排列的多单体风暴活动,整体回波强度强于对流云团发展阶段,≥40 dBZ的回波扩展至12 km,≥50 dBZ的回波可扩展至9 km以上,对流高度明显高于东部沿海降水阶段。而结合邢台站的探空图(图 9a)可知,−20 ℃的环境温度线低于9 km,故此次

对流为高质心型强对流。雷达速度径向图(图 7d)在中尺度对流系统中的径向速度出现明显的逆风区,故此地向产生剧烈的变化,产生风切变和辐合,使得单体周围近地面附近的气流辐合上升,利于强降水的产生。

20 时以后,河北南部暖区降水转为锋面降水,选取石家庄雷达站 22 时 27 分的单站雷达回波图,冷锋系统已经经过石家庄市,强回波带包含的单体明显少于锋前的强回波带(图 8b,8c),单体链接松散,垂直方向上回波特征与锋前强对流带类似,仍具有高质心对流特征。

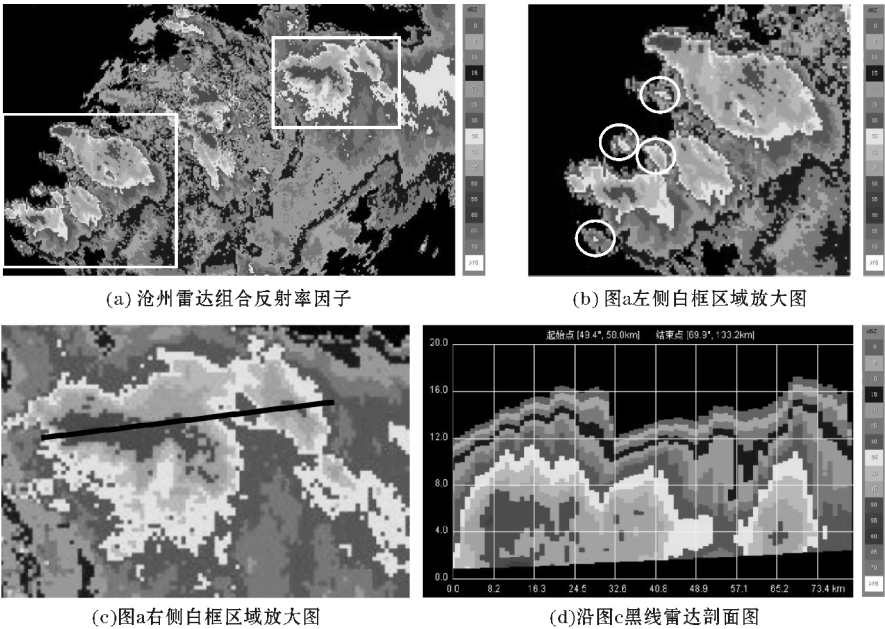


图 6 7 月 1 日 16 时 37 分沧州雷达组合反射率因子

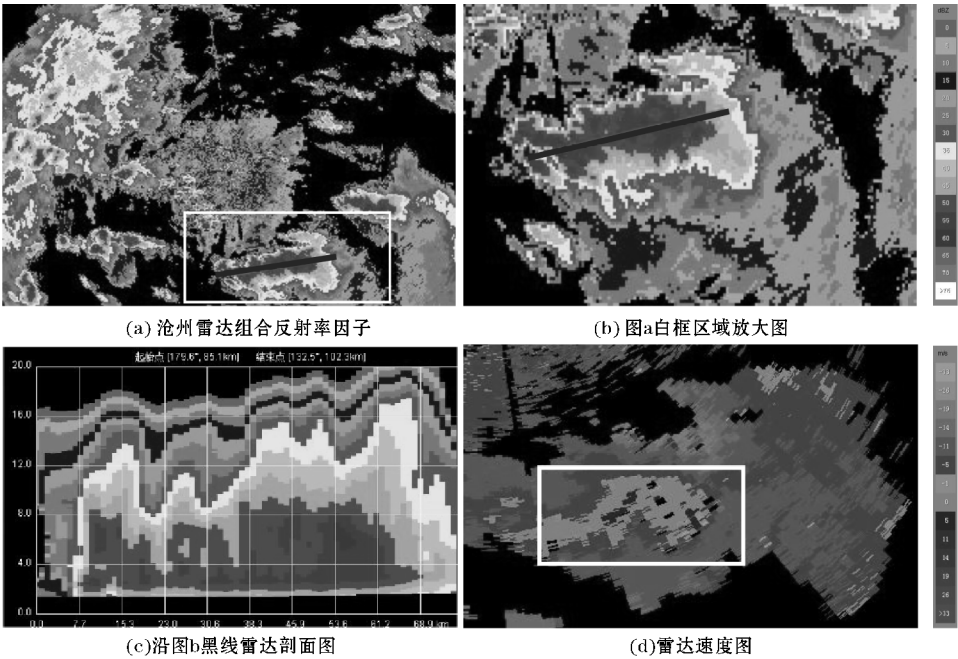
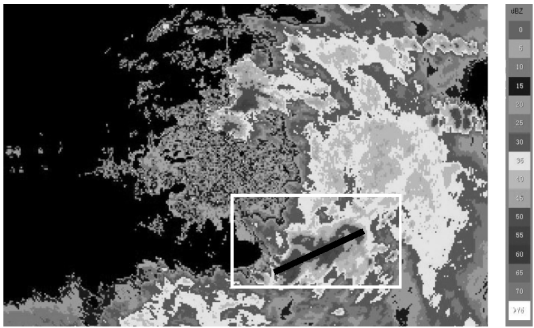
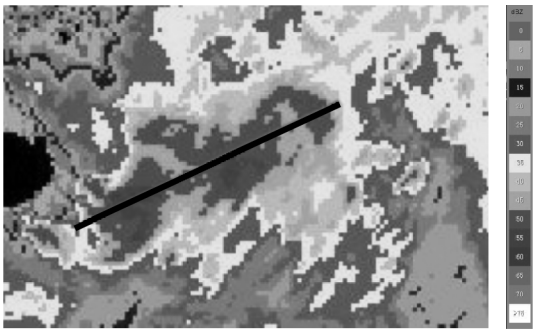


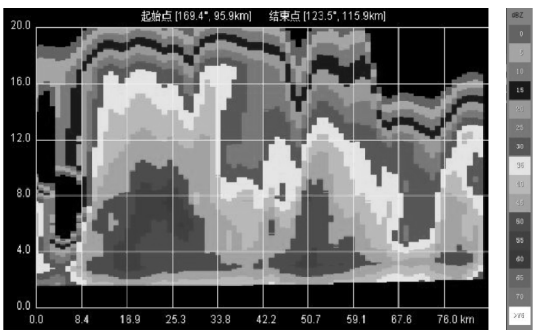
图 7 7 月 1 日 18 时 31 分石家庄雷达组合反射率因子



(a)沧州雷达组合反射率因子



(b)图a白框区域放大图



(c)沿图b黑线雷达剖面图

图 8 7 月 1 日 22 时 27 分石家庄雷达组合反射率因子

2.4 小结

结合雨团特征,对流云团特征和雷达回波特征,可以将此次过程分为 3 个阶段:暖区对流发展阶段、暖区对流成熟阶段和锋面对流阶段。

暖区对流发展阶段,13 时到 17 时,降水中心位于东部沿海,有较小尺度的对流云团在此地发展起来,对流云团“后向次第发展”,向西传播;东部沿海有孤立的单体出现,后不断新生合并,强回波区面积扩大整个对流系统结构较为松散,新生单体在其后部西南面生成,列车效应明显;在当地生成的雨团从中间断裂,前部雨团在当地增强,于 17 时达到最大值,后部雨团逐渐向西移动。

暖区对流成熟阶段,18–20 时,降水中心位于河北南部,对流云团西移到此地发展增强,出现多个

$\leq -62\text{ }^{\circ}\text{C}$  的冲顶对流云团,不断有新生对流云团发展加强并高度组织化;强回波区在此地逐渐断裂,面积减小,但强度增强,回波强度超过 60 dBZ;降水面积更为集中,连续两个小时最大小时雨量超过 100 mm/h。

锋面对流阶段,20 时后,锋面系统入侵,河北南部对流云团与南下云团合并,几个分散  $\leq -62\text{ }^{\circ}\text{C}$  的冲顶云团合并为一,面积扩大;分散的几个强回波区与南下的带状回波合并,向东南移动;降水由暖区降水转为锋面降水,强度降低,雨带增大,逐步东移减弱。

3 暖区降水的原因初探

3.1 高湿环境和降水效率

降水量( $P$ )是由降水时间( $D$ )和降水强度( $R$ )决定的( $P=RD$ )。降水时间一般取决于系统的移动速度,尺度大小和组织形式,此次过程有明显的列车效应,对流系统范围大,故有较长的降水持续时间。降水强度( $R$ ), $R=Ewq$  雨强由降水降水效率( $E$ )、垂直速度( $w$ )和抬升气流比湿( $q$ ),三者共同作用的结果<sup>[21]</sup>。对于降水效率( $E$ ),云中的水汽不会都以降水的形式落到地面,一般受干空气的夹卷效应,导致水汽的蒸发,一部分降水也可能未降到地面就产生蒸发。此次过程,在强降水发生时对流云团中对流单体高度组织排列,云中水汽与外界干空气接触面积小,水汽蒸发少。由邢台 08 时探空图可知:600 hPa 以下相对湿度均大于 80%,整层处于高湿的环境中,可以降低雨滴的蒸发率,进而提升降水效率。

由图 9 还可见:对流有效位能 CAPE 值(图中深色填充区域,仅为  $1314.5\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ )成明显的狭长型分布,对流抑制能量为  $85.3\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。LFC 高度高于 850 hPa,LCL 在 925 hPa 附近。此时邢台地区无对流的产生,而且探空的 CAPE、LCL 和 LFC 均由地面抬升计算而来,在高湿的环境下,LCL 和 LFC 相对高度更低。对流发生前,地面的露点温度明显高于 08 时,采用探空订正的方法,将 13 时发生对流前的地面站点的 Td 取代邢台站 08 时的地面资料作订正,计算得到 CAPE 值升高到  $2607.2\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,CIN 值变为 0,LCL 和 LFC 位置均降低,使得暖云层厚度(抬升凝结高度到 0  $^{\circ}\text{C}$  层的高度)升高,大于 4 km,深厚的暖云层可以使得上升气流有更加充分的暖云过程,降低冰雹的产生几率,形成深厚湿对流,提升降水效率<sup>[22]</sup>。20 时邢台地区已经开始产生降水,地面露点温度仅为 13  $^{\circ}\text{C}$ ,

CAPE 值已经完全释放(图 9b),大气为绝对稳定层结,深厚对流已经结束。

由邢台探空站风向随高度抬升变化可知,14 时在中低层,存在弱的垂直风切变(图 9a),风向随高度上升,顺时针旋转,有暖平流的存在。弱的垂直风切变在对流抬升和维持中发挥重要的作用<sup>[23]</sup>。强降水区域的整层的高湿环境,深厚的暖云层,狭长的 CAPE 值分布,较弱的垂直风切变和大规模的中尺度对流系统使得此次强降水过程有很高的降水效率。但在 20 时,垂直风切变明显增强(图 9b),强的风切变一般会有更强的夹卷效应,使得水汽与干空气接触导致水汽蒸发,降低降水效率,但强的风切变有利于高度组织化对流系统形成,对流会更加旺盛,故回波有高质心对流特征,上升气流会更强,可以抵消降水效率低对雨强的影响。经查证,强对流伴有强烈雷电和强降水,有冰雹的产生,但由于融化层高度较高,冰雹在下降过程中已完全融化。虽然为高质心系统,但在低整层高湿,高 CAPE 值,较大的垂直风切变环境中,同样会产生极端强降水。

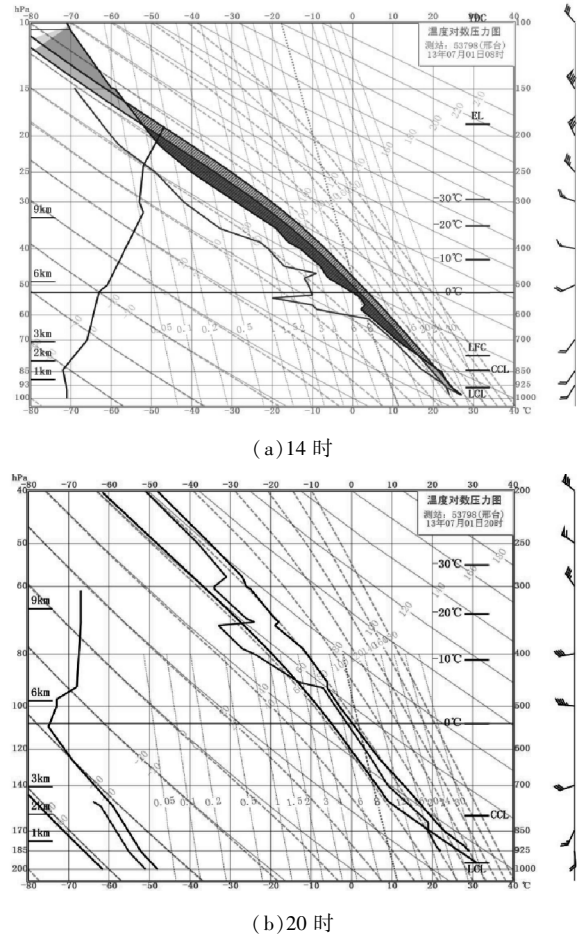


图 9 2013 年 7 月 1 日 14 时和 20 时邢台订正探空图  
(深色区域和斜线区分别为订正前和订正后的 CAPE 值)

3.2 抬升条件

空气块的抬升一般会有两个机制:一是由天气尺度或中尺度天气系统触发或维持<sup>[24]</sup>,二是在对流系统的冷池边缘产生空气块的抬升<sup>[25]</sup>。由于此次过程大部分降水发生在锋前,没有明显的天气尺度系统影响,冷池的触发作用显得尤为重要。由探空图可知,订正后的探空图自由对流高度和抬升凝结高度都较低,对流抑制能量接近于 0,在高温高湿的环境下,小的扰动(如冷池或风速的辐合等)也可以触发对流。

如图 10、图 11 地面气温和风场变化可见,山东南部在 1 日上午有雷暴生成,造成山东中部的降温,山东中部到天津南部地面偏南风,打通一个向北的低温通道(图 10d)。受阵风锋影响,低温区从山东中部一直北上,13 时低温区向北发展到天津南部(图 10a),此时未有降水产生,关键区比临近地区低 4℃~6℃,局地的中尺度对流初生,并在冀鲁交界处生成一个冷池,中尺度冷暖边界有两条:北侧呈东-西走向,西侧呈西北-东南走向(图 10a),空气在冷池边缘被抬升,触发对流单体的生成,随着对流发展,干冷空气下沉和降水蒸发影响,地面的弱冷空气进一步向四周扩散,北侧的冷暖边界逐步消失,而西边界则西移动至 115°E 附近。从 11 时到 15 时的 4 h 变温(图 10f),强对流区出现明显降温,最大降温低至 -9℃,维持冷池和地面出流,15 时边界两侧温度差达 10℃(图 10e 沿图 10b 中斜线的剖面图)。

河北地势西高东低,西部有太行山呈南-北走向,对云团有阻挡作用,且在河北南部有一中尺度辐合线,地面纬向风的辐合线位置(图 11a)与中尺度冷暖边界大致重合,暖空气一侧为西风分量,冷空气一侧为东风分量,导致中尺度边界的生成,空气在中尺度边界抬升,对流系统在此处发生发展。边界两侧纬向风速较小,均小于 5 m/s 且强度相当,使得中尺度边界位置几乎停滞。850 hPa 高度低空急流为西南向,垂直于中尺度边界,除带来丰富的水汽,也造成此地的低层垂直风切变,Rotunno 等和 Weisman 指出由对流产生的基于地面的冷池和低空垂直切变可以产生长生命史的对流系统,该机制可以没有大尺度的强迫抬升。且冷池和低层垂直风切变强度相当时,冷池前沿的上升气流垂直性最强,故易沿着出流边界形成新的对流单体。17 时中尺度边界稳定维持在 115°E 附近,对流单体在中尺度边界持续生成产生,“列车效应”明显,造成强降水。

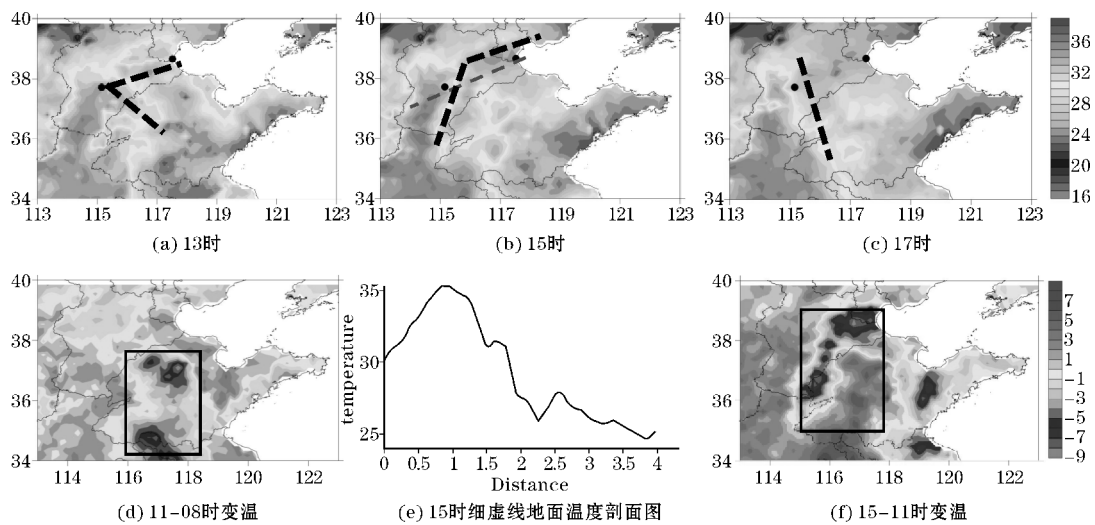


图 10 地面自动站温度

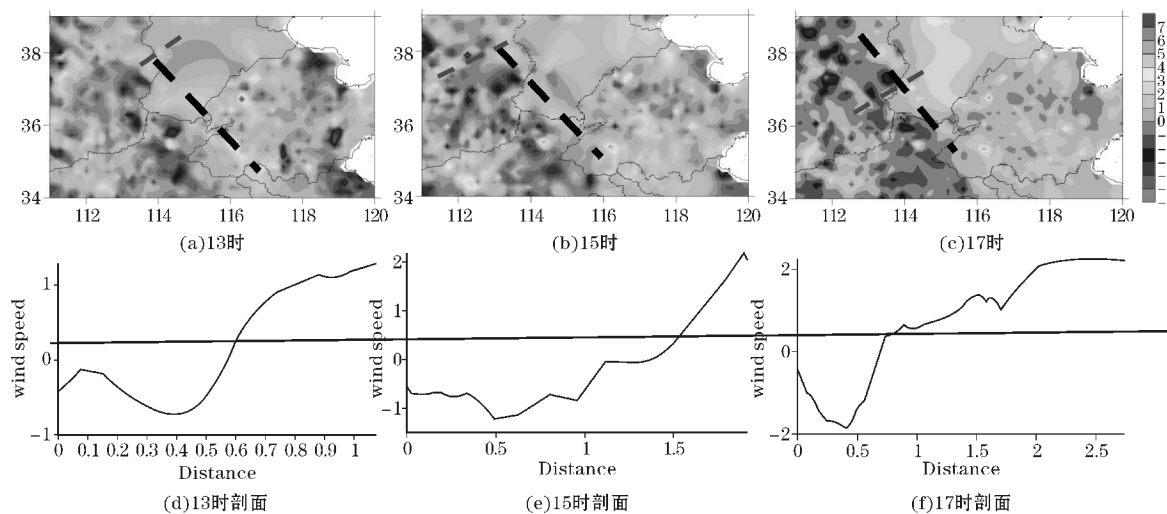


图 11 地面自动站纬向风速

3.3 暖区暴雨中尺度对流系统概念模型

此次强降水的中尺度对流概念模型如图 12 所示。强对流发生在地面冷锋前,整个系统处于一个高湿环境中。由于上午山东发生过强对流,且地面为偏南风,打通一个向北的低温通道,在河北东部沿海生成一个地面冷池,冷池边缘的空气块被抬升,产生对流单体。新的对流单体不断在系统的上游生成,系统开始后向传播。系统后向传播到河北邢台市,此地存在的中尺度辐合线和地面冷池共同作用,中尺度边界生成。边界两侧风速相当,冷出流较弱,低空急流与中尺度边界接近垂直,造成的中低层的垂直风切变提供的负涡度和冷池边缘抬升提供的正涡度相互作用,产生长生命史的对流系统,中尺度边界稳定维持在115 °E附近。如图 12可知,对流单体移动方向与新生单体的传播方向接近相反,系统的缓慢移动造成此地的强降水。

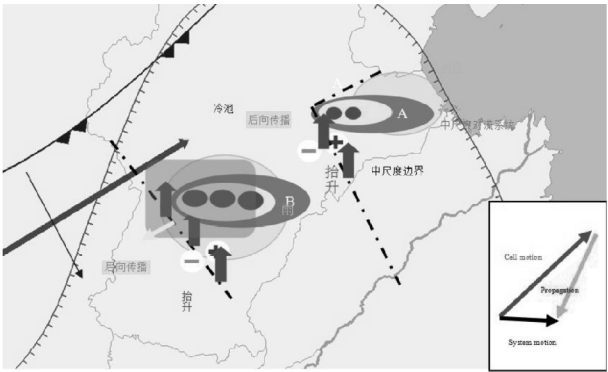


图 12 暖区暴雨中尺度对流系统概念模型

4 结论

利用多种常规和非常规观测资料,对黄淮地区一次包括暖区降水的暴雨过程的中尺度特征进行分析,此次暴雨中的暖区暴雨阶段降水量具有强度大、强降水范围集中的特点。并对产生暖区降水的中尺度对流

系统的发生发展规律和降水成因进行分析,得到如下结论:

(1)此次降水由暖区降水和锋面降水组成,暖区降水开始时间早,在河北南部邢台市累计雨量最大,强降水中心集中,降水强度大。其后的锋面降水范围大,降水强度较小。

(2)暴雨过程是典型的华北经向型暴雨形势:东高西低,中高纬的高空槽和中低纬的副热带高压相对峙,高层辐散、中低层低涡切变辐合,高低层系统耦合。暖区降水阶段,副高深入内陆,川东有西南涡生成,利于暖湿气流向北输送,地面出现的辐合线对强降水的触发和维持有重要的作用。

(3)雨团先在东部沿海产生,随后雨团一分为二,前部雨团在当地发展增强后逐渐消散,后部雨团向西移动,在河北南部发展增强,18时雨强达到峰值后逐步减弱;20时后锋面系统移入,河北南部雨团与南下雨团合并,随后向东移动,并逐步减弱。

(4)暴雨过程与对流云团组织结构、连续性的发生发展具有直接联系。暖区降水阶段对流云团对流组织形式为“后向次第发展”,即不断地有小尺度的对流云团在老云团的后部产生,在河北南部,对流云团的云顶温度降低,对流高度增加。随后冷锋入侵,对流云团合并,向东移动,带来新一轮降水。

(5)雷达回波列车效应和后向传播现象明显,暖区对流发展阶段,强回波带结构较为松散,暖区对流成熟阶段,强回波带内有高度组织排列的多单体风暴活动,垂直方向上,对流高度更高,回波有大陆型强对流的高质心特征。

(6)此次降水有着良好的水汽条件,东部沿海降水时环境整层的高湿环境、深厚的暖云层、狭长的CAPE值分布,较弱的垂直风切变和大范围的中尺度对流系统使得此次强降水过程有很高的降水效率。河北南部降水时,垂直风切变增强,利于高度组织化对流系统形成,对流更加旺盛,配合整层的高湿环境和较大的CAPE值同样可以生成强降水。较低的LCL和LFC使得暖区暴雨对降水的抬升条件要求降低,地面冷池边缘的抬升作用触发对流的生成。

(7)在极端降水区地面冷池和地面辐合线共同作用,中尺度边界生成。对流系统的发生发展区与中尺度边界有较好的对应,边界两侧的风速相当,外加中低层的垂直风切变提供的负涡度和冷池边缘抬升提供的正涡度相互作用共同使得边界几乎停滞,中尺度边界稳定维持在极端降水关键区,造成强降水。

## 参考文献:

- [1] 黄士松. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社, 1986: 244.
- [2] 林良勋, 冯业荣, 黄忠, 等. 广东省天气预报技术手册[M]. 北京: 气象出版社, 2006: 119.
- [3] 张晓美, 孟伟光, 张艳霞, 等. 华南暖区中尺度对流系统的分析. 热带气象学报, 2009, 25(5): 551-560.
- [4] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 1-255.
- [5] 叶朗明, 苗峻峰. 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. 2014, 33(4): 342-350.
- [6] 徐珺, 杨舒楠, 孙军, 等. 北方一次暖区大暴强降水成因探讨[J]. 气象, 2014, 40(12): 1455-1463.
- [7] 杨晓霞, 吴炜, 姜鹏, 等. 山东省三次暖切变线极强降水的对比分析[J]. 气象. 2009, 39(12): 1550-1560.
- [8] 盛日锋, 王俊, 龚佃利, 等. 济南“7. 18”大暴雨中尺度分析[J]. 高原气象, 2011, 30(6): 1554-1565.
- [9] 侯淑梅, 孙兴池, 范苏丹, 等. 切变线冷区和暖区暴雨落区分析[J]. 大气科学学报, 2014, 37(3): 333-343.
- [10] 湛芸, 孙军, 徐珺, 等. 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, 2012, 38(10): 1255-1266.
- [11] 孙军, 湛芸, 杨舒楠, 等. 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. 2012, 38(10): 1267-1277.
- [12] 陈明轩, 王迎春, 肖现, 等. 北京“7. 21”暴雨雨团的发生和传播机理[J]. 气象学报, 2013.
- [13] 方翀, 毛冬艳, 张小雯, 等. 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探[J]. 气象, 2013, 38(10): 1278-1287.
- [14] 王从梅, 俞小鼎. 2013年7月1日河北宁晋极端短时强降水成因研[J]. 暴雨灾害, 2015, 34(2): 105-116.
- [15] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京: 气象出版社, 2005: 427-428.
- [16] 朱乾根, 林锦瑞, 寿邵文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京: 气象出版社, 2007: 361-363.
- [17] 韦统健. 华南前汛期暖区暴雨流场结构的特征

- [J]. 热带气象学报,1994,10(1):37-46.
- [18] 寿绍文,励申申,姚秀萍. 中尺度气象学[M]. 北京:气象出版社,2009:285.
- [19] 许小义,林永辉,管兆勇. 梅雨锋两类中尺度对流系统形成的边界层特征[J]. 大气科学学报,2012,35(1):51-63.
- [20] 柯文华,俞小鼎,林伟旺,等. 一次由“列车效应”造成的致洪暴雨分析研究[J]. 气象,2012,38(5):552-560.
- [21] Doswell C A, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology[J]. Wea Forecasting,1996,11:560-581.
- [22] 俞小鼎. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. 暴雨灾害,2012,32(3):202-209.
- [23] Weisman M L. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems[J]. J Atmos Sci,1992,49:1826-1847.
- [24] Doswell C A III. Seeing supercells as heavy rain producers[C]. Preprints, 13th Conf Hydrology (Dallas, TX), 1999:73-76.
- [25] Crook, Nandrew, Moncrieff, Mitchellw. The effect of large-scale convergence on the generation and maintenance of deep moist convection[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1988, 45: 3606 - 3621.
- [26] Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. A theory for strong long-lived squall lines[J]. J Atmos Sci,1988,45:436-485.
- [27] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京:气象出版社,2006:173.

## Mesoscale Analysis on a Warm Sector Torrential Rain Event in Huang-Huai Area

LV Wei-qi<sup>1</sup>, CHEN Yun<sup>2</sup>, LI Cheng-qi<sup>3</sup>, XIAO Tian-gui<sup>1</sup>

(1. Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. The National Meteorological Center, Beijing 100081, China; 3. Nanjing University of Information Technology, Nanjing 210044, China)

**Abstract:** To the mesoscale characteristics of warm sector torrential rain events in Huang-huai area, conventional observation data, unconventional observation data, TBB satellite data and radar mosaic products to analysis weather background are used to investigate the formation and mesoscale characteristics of the extreme rain in Hebei province and Tianjin city on July 1 2012. The process of extreme torrential rain consisted of warm area precipitation and frontal precipitation. Moreover the warm area rainfall with obvious mesoscale characteristics of long lasting and concentrating started earlier. The results showed that the westward extension of the subtropical high and the development of the southwest vortex in the east of Sichuan province increased warmer vapor transferring from south to north. Convective system manifested a backward propagation, and the new convective systems mainly formed in the rear part of older convective system. The radar echo represents the backward propagation, and the cells were linked closely, besides, train effects and the convective system belongs to the strong convection type. The whole troposphere with high humidity is not only beneficial to weakening the lifting condition but also enhancing precipitation efficiency by increasing the thickness of warm cloud. The relatively strong vertical wind shear can also lead to the torrential rain with the whole troposphere of high humidity and high CAPE. The mesoscale boundary maintained over the precipitation area for a long time and it played an important role in triggering and maintaining the convection.

**Keywords:** atmospheric sciences; mesometeorology; warm sector torrential rain; mesoscale convective system