

刁秀广,刘畅,万明波,等,2020. 山东 3 次大暴雨过程云街雷达回波特征及其作用分析[J]. 气象,46(2):179-188. Diao X G, Liu C, Wan M B, et al., 2020. Analysis on cloudstreet echo characteristics and effects during three severe rainfall events in Shandong Province[J]. Meteor Mon, 46(2):179-188(in Chinese).

山东 3 次大暴雨过程云街雷达回波特征 及其作用分析*

刁秀广 刘 畅 万明波 侯淑梅

山东省气象台, 济南 250031

提 要: 利用济南多普勒天气雷达资料, 结合探空与天气实况, 对山东 3 次大暴雨过程中云街雷达回波特征和云街对于强降雨的作用进行了分析。结果表明: 在天气雷达低层反射率因子上云街表现为多条窄带回波, 走向与低层平均风场基本一致, 持续时间约 6~7 h, 强度基本在 5~20 dBz。云街对 3 次强降水的作用主要表现在 3 方面: 一是触发机制, 云街可触发对流单体; 二是后向传播作用, 云街新生对流单体依次沿云街走向向西南方向传播, 具有明显后向传播特征, 导致对流系统向西偏南方向发展, 强降水区也向西偏南方向移动; 三是利于降水强度增大和长时间的维持, 持续不断的云街激发的雷暴, 在移动过程中沿引导气流方向发展并与对流系统主体合并, 主体回波得以发展与维持, 产生大的雨强, 并持续较长时间, 导致极端强降雨天气。云街对 3 次强降水中尺度对流系统的维持与发展及极端强降雨的产生起到了重要作用。2007 年 7 月 18 日过程云街触发雷暴的频次明显高于其他 2 次过程, 主要原因是对流抑制能量和抬升凝结高度明显小于其他 2 次过程, 更易于雷暴的触发。

关键词: 云街, 触发, 后向传播, 合并, 强降水

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2020. 02. 004

Analysis on Cloudstreet Echo Characteristics and Effects During Three Severe Rainfall Events in Shandong Province

DIAO Xiuguang LIU Chang WAN Mingbo HOU Shumei

Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

Abstract: Based on Jinan Doppler weather radar data, sounding and automatic weather station data, the radar echo characteristics including the effect of cloudstreets on three heavy rainfalls in Shandong Province were analyzed. The results showed as follows. The cloudstreets appear as narrowband echoes oriented in the direction of mean low-level wind in low-level base reflectivity, the duration is about 6—7 hours, and the intensity is about 5—20 dBz. The main effects of cloudstreets on three heavy precipitations are as follows. First is the triggering mechanism. Cloudstreets can trigger convection cells. Second is the backward propagation mechanism. The new storms triggered by cloudstreets spread to the southwest in turn along the orientation of cloudstreets. This backward propagation characteristic can lead the convective system to move toward west by south direction and lead the severe precipitation area to the southwest direction. Third is enhancing precipitation intensity and duration. The continuous storms triggered by cloudstreets develop northeastward under the action of the pilot airflow, and merge with the main echoes of convective

* 山东省自然科学基金项目(ZR2016DM20)、环渤海区域科技协同创新基金项目(QYXM201802)和山东省气象局科研项目(2016sdqzx01)共同资助

2018 年 11 月 28 日收稿; 2019 年 11 月 4 日收修定稿

第一作者: 刁秀广, 主要从事多普勒天气雷达产品应用研究和短临预报工作. Email: radardxg@126. com

system. Therefore, the main echoes will be strengthened, generating large rain intensity and lasting for a long time, finally resulting in extreme severe rainfall weather. The cloudstreets play an important role in the maintenance and development of the three convective systems and in the generation of extreme severe rainfall. The frequency of thunderstorm triggered in the 18 July process is significantly higher than that of the other two processes, and the main reason is that the convective inhibition energy (CIN) is significantly smaller than the other two processes. Small CIN and lifting condensation level are easier to trigger the outbreak of thunderstorms.

Key words: cloudstreet, trigger, backward propagation, combination, severe rainfall

引 言

雷暴生成的基本条件包括垂直不稳定、水汽和触发抬升。触发抬升机制与中尺度边界层辐合线密切相关,边界层辐合线主要包括雷暴出流边界(阵风锋)、海风锋、云街、冷锋、露点锋和由地表特征如土壤湿度的空间分布不均匀造成的辐合带等等(Wilson and Schreiber, 1986)。云街,在可见光云图上表现为一排排积云线,积云是由边界层水平对流卷间产生的上升运动而激发。水平对流卷形成的理论、实际观测、数值模式等方面有诸多研究(Lilly, 1966; Asai, 1970; 1972; LeMone, 1973; Sommeria and LeMone, 1978; Brown, 1980; Hauf and Clark, 1989; Sykes and Henn, 1989; Kristovich, 1993),地表层热通量和风切变是水平对流卷得以形成和维持的主要因素,水平对流卷对边界层内动量、热量、湿度和空气污染物的垂直输送有明显作用。对流云街是顺风方向排列的滚轴涡,垂直高度为 1~2 km,横向“波长”为 2~20 km,出现在中等不稳定条件下(Etling and Brown, 1993)。水平对流卷属于边界层中尺度辐合线,在合适的条件下触发会形成雷暴,与其他辐合线相汇,也可激发雷暴(Weckwerth et al, 1997)。云街在天气雷达低层反射率因子上典型特征表现为近乎平行的诸多窄带回波,主要由低层水平对流卷之间辐合上升区昆虫等非气象目标物粒子散射造成,对雷暴触发与及雷暴短临预报有一定指示意义(Kelly, 1982; Puhakka and Saarikivi, 1986; Eymard and Weill, 1988; Christian and Wakimoto, 1989)。

许多国内学者对阵风锋、海风锋等中尺度辐合线进行了相关研究,探讨了该类边界的空间结构、类型、形成机制及其对流触发作用与临近预报思路(漆梁波等, 2006; 李国翠等, 2006; 卢焕珍等, 2008; 刁

秀广等, 2009; 陶岚等, 2009; 2016; 赵金霞等, 2012; 俞小鼎, 2012; 2013; 易笑园等, 2014; 席宝珠等, 2015; 苗春生等, 2018; 东高红等, 2018; 尉英华等, 2019),例如王彦等(2014)对渤海湾海风锋触发雷暴的模拟分析表明,数值模拟能够更清晰地显示海风锋的物理量特征,也能反映出海风锋前端是东南风和东北风交汇的辐合带,在 850 hPa 以下向内陆推进过程中呈气温降低和湿度增加的特点,并逐渐形成增厚的热内边界层。侯淑梅等(2018)对山东初秋一次大范围强对流过程抬升触发机制分析表明,半岛地区的对流是由海风锋与冷锋共同触发,鲁中地区强对流由雷暴的冷池前沿阵风锋抬升触发,鲁东南地区的对流是由干线与地面辐合线共同作用造成。但对于云街及触发对流的分析与研究还不多。桑建国等(1997)对对流云街的启动机制进行了相关研究工作。桑建国(1997)分析了一次冷空气爆发流经暖洋面上形成云街、对流单体以及它们之间的相互演化的过程,并用对流波动理论,解释了云街、对流单体的形成、结构及相互转化的原因。黄倩等(2007)、罗霞和黄倩(2012)研究表明,地表热通量和底层风切变对水平对流卷的形成有重要作用。张晶(2015)分析了 2013 年 7 月上海一次局地对流过程,其属于夏季副热带高压控制下,无天气尺度系统强迫时由水平对流卷、海风锋触发的对流,对流生消速度快,以降水特别是短时强降水为主;水平对流卷在雷达 0.5°基本反射率产品上表现为很弱的窄带回波,强度一般仅为 10~15 dBz。孙密娜等(2018)对华北一次暖区暴雨雷暴触发及传播机制研究表明,受辐合线和风暴阵风出流共同作用,切变线西段有新的雷暴触发,加之切变线南侧南北向的云街与切变线相遇,使得雷暴在向西传播的同时向南发展,即传播方向为西偏南。综上研究表明,云街、阵风锋、海风锋等在可见光云图上最典型特征是积云线,但排列形式有差异,云街表现为一条条近乎平行的积

云线,阵风锋多表现为与雷暴相伴的弧状积云线,海风锋积云线一般出现在海岸线附近,有时也能推进到内陆地区。天气雷达上多表现为窄带回波,其机理主要是上升区内昆虫等非气象目标物粒子聚集造成的散射现象,由于雷达探测范围限制,窄带回波仅能反映出这些辐合线的局部或部分特征。

利用济南 CINRAD/SA 雷达探测资料,结合天气实况和环境参数,对 2007 年 7 月 18 日(简称 0718 过程)、2012 年 7 月 26 日(简称 0726 过程)和 2015 年 8 月 2 日(简称 0802 过程)3 次大暴雨过程中云街雷达回波特征和云街对于强降雨的作用进行了分析,总结出云街触发对流及后续触发雷暴的演变特征,以期对云街在短时强降水中的作用有所了解,对强降水短临预报提供参考依据。

1 天气实况与环境物理量

受西南暖湿气流和冷空气的共同影响,2007 年 7 月 18 日 08 时至 19 日 08 时(北京时,下同),山东出现大范围强降雨,全省 123 个国家级自动气象观测站中,降水量 100 mm 以上有 10 站,50~100 mm

有 72 站(图 1a),15—16 时济南市商河县站小时降水量为 104.2 mm。18 日 14 时至 19 日 06 时济南全市测站资料(含水利部门自动站资料)平均降雨量为 82.3 mm,市政府区域站 1 h(17:20—18:20)最大降雨量达到 151.0 mm。

受西风槽和副热带高压外围的西南暖湿气流共同影响,2012 年 7 月 26 日 08 时至 27 日 08 时,山东北部和河北南部出现大暴雨天气。4 个国家自动气象观测站(山东 3 站)出现大暴雨,最大达 176.7 mm,出现在庆云站,15 个国家自动气象观测站(山东 6 站)出现暴雨(图 1b)。山东聊城、德州、滨州、东营和济南等市有 54 个区域气象观测站出现暴雨,12 个区域站出现大暴雨,最大达 121.4 mm,出现在陵县义渡口区域站。

受低槽冷锋影响,2015 年 8 月 2 日上午至 3 日 08 时,河北南部和山东北部地区出现暴雨局部大暴雨,24 h 降水量见图 1c。14 个国家自动气象观测站达到暴雨(山东 7 站),7 个气象站出现大暴雨(山东 4 站),最大降水量 223.2 mm 出现在惠民气象站,小时最大降水量为 102.5 mm,19—20 时出现在惠民站。山东北部 51 个区域站出现暴雨,38 个

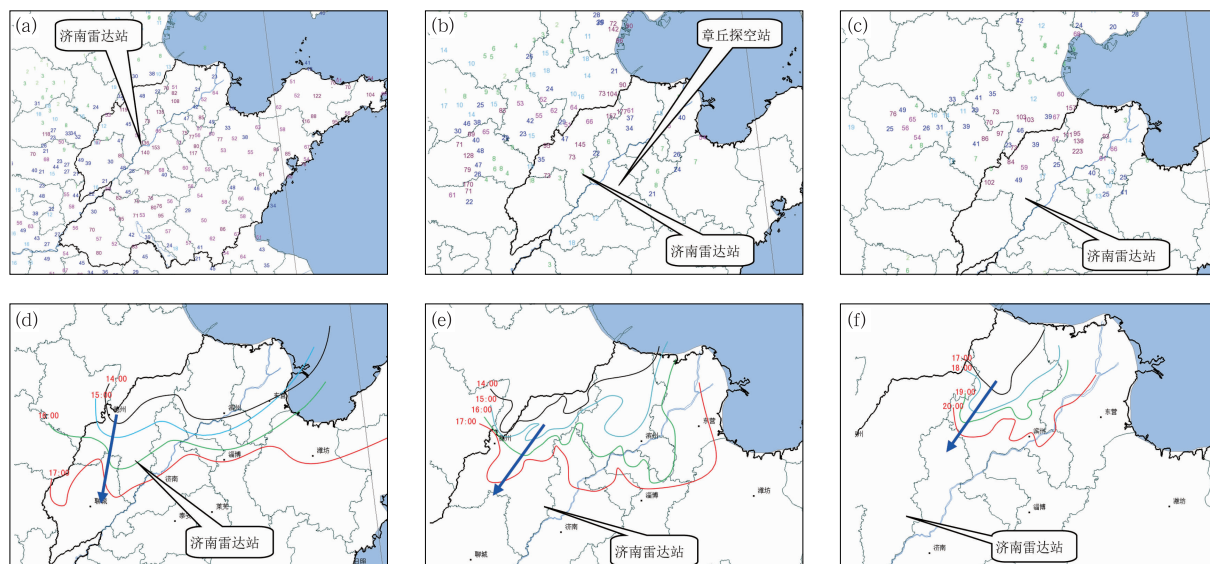


图 1 2007 年 7 月 18 日 08 时至 19 日 08 时(a),2012 年 7 月 26 日 08 时至 27 日 08 时(b)和 2015 年 8 月 2 日 08 时至 3 日 08 时(c)累积降水量;2007 年 7 月 18 日 13—17 时(d), 2012 年 7 月 26 日 13—17 时(e)和 2015 年 8 月 2 日 16—20 时(f)小时降水量边界演变

Fig. 1 Accumulated precipitation (a) from 08:00 BT 18 to 08:00 BT 19 July 2007, (b) from 08:00 BT 26 to 08:00 BT 27 July 2012, (c) from 08:00 BT 2 to 08:00 BT 3 August 2015, and evolution of boundary of hourly precipitation (d) from 13:00 BT to 17:00 BT 18 July 2007, (e) from 13:00 BT to 17:00 BT 26 July 2012, (f) from 16:00 BT to 20:00 BT 2 August 2015

区域站出现大暴雨,1 个区域站出现特大暴雨(252.3 mm,出现在无棣县沙头站),小时最大降水量为 104.1 mm,20—21 时出现在惠民县皂户李站。

3 次强降水中,0718 过程强降水影响范围和小时雨强最大,0726 过程和 0802 过程影响范围大致相当,但 0802 过程最大降水量和小时雨强大于 0726 过程。

图 1d、1e、1f 分别给出了 3 次强降水过程中 4 个时次的小时降水量边界演变,2007 年 7 月 18 日和 2012 年 7 月 26 日分别是 13—17 时,2015 年 8 月 2 日为 16—20 时。可以看出,降水区整体南压过程中降水带右侧都存在向西南方向的延伸(蓝色箭头所示)。

济南章丘探空站观测资料计算的环境参数见表 1。CAPE* 是订正到 14 时强对流天气发生地的对流有效位能(CAPE)值,0726 过程订正到陵县国家基本观测站,14 时气温 T 与露点 T_d 分别为 35℃和 28℃,0802 过程订正到惠民国家基本观测站,14 时 T 与 T_d 分别为 33℃和 27℃。0718 过程有 14 时高空加密观测资料。可以看出,3 次强降雨过程中,CAPE 和 K 指数具有较大值, ΔT (850 与 500 hPa 温差) $\leq 28^\circ\text{C}$,低层比湿较大,湿层较厚,0~6 km 高度垂直风切变(W_{sr})偏小,抬升凝结高度(LCL)较低,低空存在西南急流,主要以强降水天气为主。3 次强降水过程都存在低空西南急流,济南雷达站和探空站处于降水带前西南气流区,探测数据正好能反映雨带前方暖区的环境特征。

表 1 环境物理量
Table 1 The environmental physical parameters

日期/ 年月日	时次/BT	$K/\Delta T$ /℃	SI/LI /℃	$CAPE(CAPE^*)$ /($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	CIN /($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	W_{sr} /($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	925/850/700 hPa 比湿/($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)	925/850 hPa 风速/($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), 风向/°	LCL /m
20150802	08	31/28	-0.8/-3.7	700(4250)	520	8.4	17/12/6	14,215/13,225	770
20120726	08	38/26	0.3/-1.9	415(5440)	226	3.1	16/13/10	13,225/8,245	900
20070718	08	42/23	-2.4/-4.9	2740	18	12.4	20/17/12	11,220/12,230	650
20070718	14	39/24	-1.2/-4.5	2390	20	9.9	19/16/12	10,210/15,230	

2 云街可见光云图和雷达回波特征

在天气雷达低层反射率因子上云街的典型特征表现为近乎平行的多条窄带回波,强度基本在 5~20 dBz,走向基本与低层平均风场方向相同,低层最大风速为 10~13 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

0718 过程,10:30 前后 0.5°仰角反射率因子上出现清晰的窄带回波,16:30 前后消失,持续时间为 6 h 左右,反射率因子为 5~19 dBz,个别时次达到 21~22 dBz,最强小时雨强出现在 17:20—18:20。风廓线(VWP)产品显示,08 时之后,低层 0.6~1.5 km 高度风速为 11~13 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,风向维持在 220°~230°,低层一直存在西南急流,云街的走向基本与低层风场一致(图 2a 和 2b)。

0726 过程,低层仰角反射率因子上出现清晰的窄带回波是 10 时前后,17 时前后云街窄带回波消失,持续时间达 7 h 左右,与 FY-2E 可见光云图出现的时间大体一致,反射率因子为 5~20 dBz,最

强达 24 dBz,最强降水出现在 14 时之后。风廓线产品显示,08 时之后,低层 0.6~1.5 km 高度风向基本维持在 210°~220°、最大风速为 10~12 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,低层一直存在较大西南风或西南急流,云街的走向基本与低层风场一致(图 2c 和 2d)。

0802 过程,低层仰角反射率因子上出现清晰的窄带回波是在 11:30 前后,17:40 前后云街窄带回波消失,持续时间为 370 min 左右,与 FY-2G 可见光云图出现的时间大体一致,反射率因子基本在 5~19 dBz,个别时次达到 22 dBz,最强降水出现在 19 时之后(图 2e)。风廓线产品显示,08 时之后,低层 0.6~1.5 km 高度风向基本维持在 210°~220°,最大风速为 10~13 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,低层一直存在较大西南风或西南急流,云街的走向基本与低层风场一致(图 2f)。

3 次过程晴空区在可见光云图上呈现明显的成排的积云线(图 2g、2h、2i),0718 过程出现在 10—18 时,0726 过程出现在 11—18 时,0802 过程出现在 10:30—18:00。

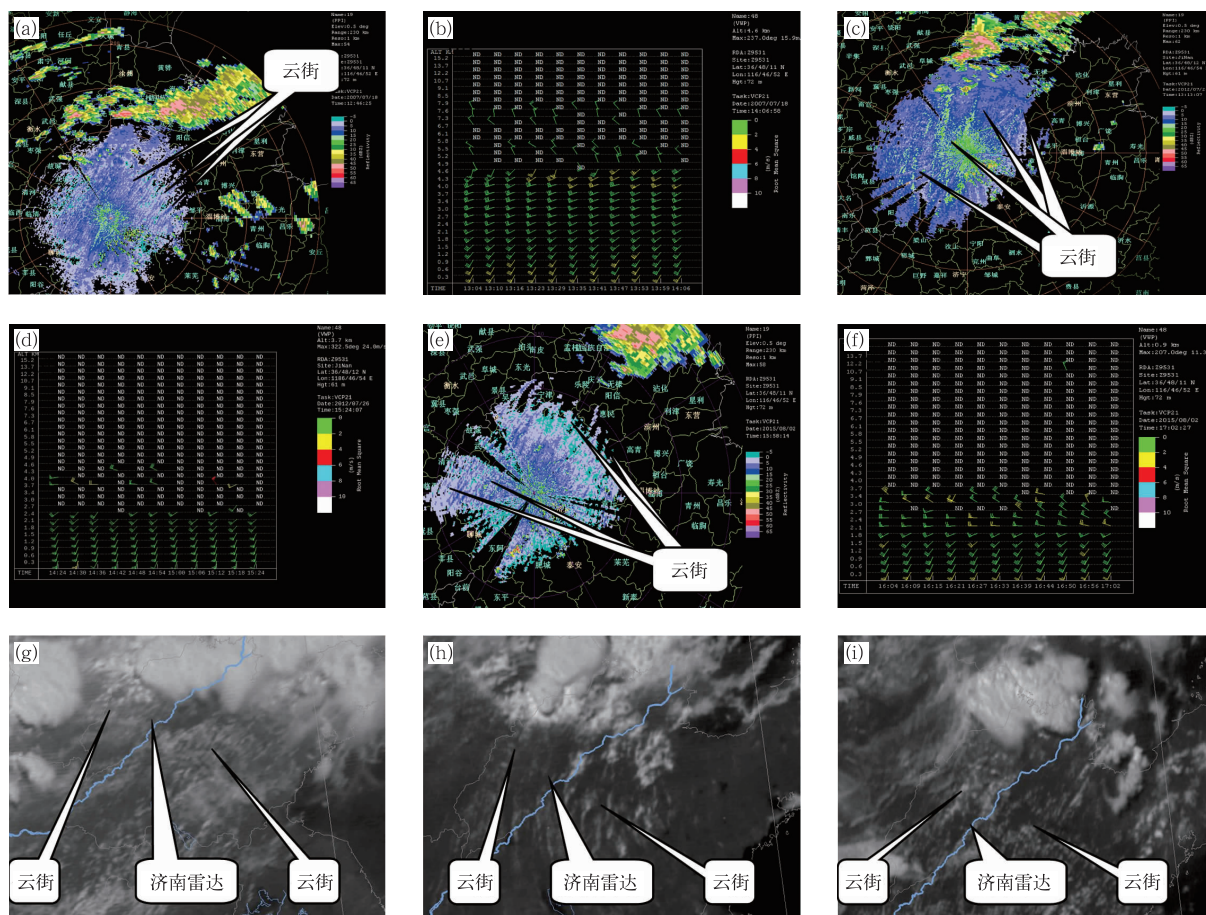


图2 2007年7月18日12:46(a),2012年7月26日13:13(c),2015年8月2日15:58(e)济南雷达0.5°仰角反射率因子和2007年7月18日13:04—14:06(b),2012年7月26日14:24—15:24(d),2015年8月2日16:04—17:02(f)风廓线产品及2007年7月18日14:45 FY-2D(g),2012年7月26日14时 FY-2E(h),2015年8月2日15时(i)FY-2G可见光云图

Fig. 2 Jinan radar reflectivity factor (a, c, e) at 0.5° elevation at 12:46 BT 18 July 2007 (a), 13:13 BT 26 July 2012 (c), 15:58 BT 2 August 2015 (e), VWP products (b, d, f) from 13:04 BT to 14:06 BT 18 July 2007 (b), from 14:24 BT to 15:24 BT 26 July 2012 (d), from 16:04 BT to 17:02 BT 2 August 2015 (f), and satellite visible imagery (g, h, i) at 14:45 BT 18 July 2007 from FY-2D (g), at 14:00 BT 26 July 2012 from FY-2E (h), at 15:00 BT 2 August 2015 from FY-2G (i)

0718过程和0802过程云街窄带回波出现时间晚于可见光云图特征,0726过程早于可见光云图特征,3次过程雷达云街窄带回波消失均早于可见光云图,主要是两者所反映的机理不同。可见光云图是边界层水平对流卷间的上升运动激发的积云反照率表现,而天气雷达窄带回波是水平对流卷间上升运动区内昆虫等非气象目标物粒子聚集造成的散射特征(Kelly,1982;Puhakka and Saarikivi,1986;Ey-mard and Weill, 1988; Christian and Wakimoto, 1989)。

3 云街触发雷暴演变特征

3.1 0718过程强降水

2007年7月18日08时济南雷达观测表明,在河北省任丘至丰润一带有带状回波东移南压,10时前后位于河北黄骅北部至唐海一带。之后南压过程中降水云带西侧不断有对流单体新生、发展,形成东西向排列的中尺度对流系统(MCS)。12:08,济南

雷达反射率产品显示,在德州西部有弱对流单体新生(FY-2C 可见光云图显示由云街触发形成,图略),缓慢发展,12:52 前后自行消亡(图 3a,对流 1)。12:40,对流云带前方、雷达站北方、云街北端出现新生对流 2(图 3a 红色圆圈内),新生对流东北方向移动过程中逐渐发展,形成多个对流单体族(图 3b),14 时前后与主回波带合并(图 3c)。13:16,对流 2 的西南侧又有云街触发形成的对流出现(新生对流 3,图 3b),之后东偏北方向移动发展,13:59 在其西南方向出现对流 4(图 3c)。14:37,对流 4 即将与回波主体合并,在其西南侧又出现新的对流 5(图 3d)。15:01,对流 5 即将与回波主体合并(合并后强度有所加强,15—16 时在商河站出现 104.2 mm 的强降水),其西南侧观测到对流 6 和对流 7(图 3e),15:50,对流 6 和对流 7 逐渐发展成与主体回波排列一致的回波带(图 3f),16:09 完成与主体回波的合并(图 3g),合并后强度加强,位于商

河、济阳和临邑三站之间,16—17 时临邑和济阳 2 站的降水量分别为 30.4 和 29.6 mm,强回波区缺少区域站资料,16—17 时最大实际降水量不详。同时,15:50 出现诸多与云街走向排列一致的新生对流单体(图 3f,后续对流),快速发展成长度约 100 km 的对流回波带(图 3g、3h),17:04 与 MCS 主体回波合并,整体强度加强,回波带宽度展宽,17:20—18:20 济南市政府站产生 151.0 mm 的小时极端强降水。

该次强对流降水过程中,云街触发形成的新生对流单体具有明显后向传播特征,发展过程中与主回波带合并加强。前期(12:40—15:50)表现为:云街触发形成的雷暴首先出现在左侧云街的北端,之后新生雷暴沿云街走向逐渐向西南方向传播,降水也向西南方向伸展(图 1d),新生单体东偏北方向移动、发展,并与主体回波合并,合并后回波强度加强,同时产生短时强降水。后期(15:50 之后)表现为:

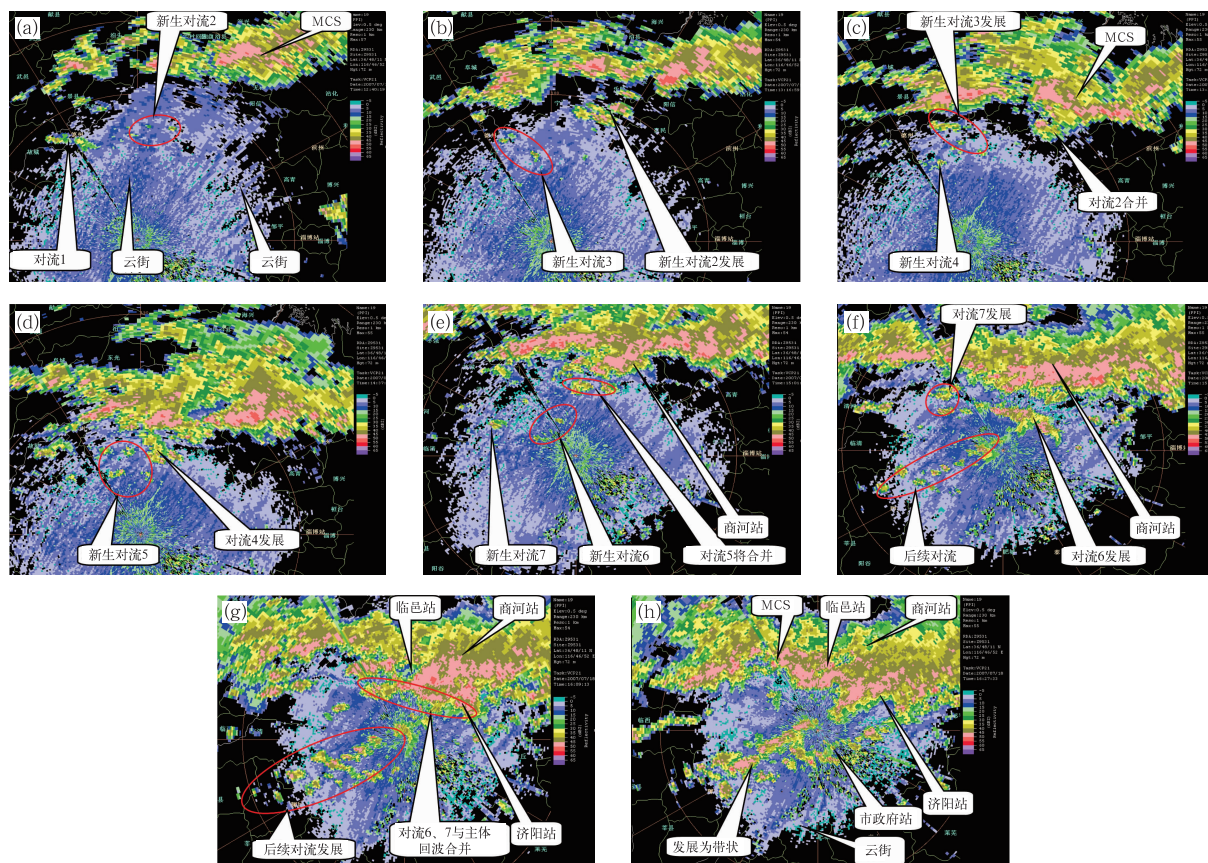


图 3 2007 年 7 月 18 日(a)12:40,(b)13:16,(c)13:59,(d)14:37,(e)15:01,(f)15:50,
(g)16:09,(h)16:27 济南雷达 0.5° 仰角反射率因子

Fig. 3 Jinan radar reflectivity factor at 0.5° elevation at (a) 12:40 BT, (b) 13:16 BT, (c) 13:59 BT,
(d) 14:37 BT, (e) 15:01 BT, (f) 15:50 BT, (g) 16:09 BT, (h) 16:27 BT 18 July 2007

沿云街走向突发群体对流,快速形成 β 中尺度对流雨带,与南压的主回波带合并、发展,回波带宽度展宽,在济南市区产生极端强降水。

3.2 0726 过程强降水

济南雷达观测显示,26日08时前后,河北沧州西部至唐海一带有对流雨带发展并缓慢南压,12时前后南压到南皮至黄骅南部一带。12:25,最清晰(反射率因子最强)的云街窄带回波北端出现对流单体(图4a,新生对流1),东偏北方向移动过程中逐渐发展。12:37,新生对流1的西侧又有新生对流2形成(图4b)。13:07,对流1和对流2都得到发展,同时在其东侧乐陵周围出现对流3(图4c)。13:30,对流3和对流1发展较快,两者逐渐靠近,同时新生对流4在西侧出现(图4d)。随着对流的发展,对流1、对流2、对流3、对流4和对流5逐渐演变成 β 中尺度带状回波,与缓慢南压的MCS回波主体逐渐靠近(图4e),14时前后开始合并、加强,发展,14—15

时庆云和乐陵站分别出现53.0和46.8 mm的强降水。同时,下沉气流加强,雷达低层反射率因子上出现清晰的阵风锋窄带回波(图4f)。随着阵风锋的西南方向移动,其与云街交汇,在强降水雨带右侧不断有对流激发,导致强降水区向西南延伸(图4e),产生“列车效应”,15—16时庆云站出现51.4 mm强降水,义渡口区域站出现46.0 mm强降水(图4f、4g、4h)。18时之后,降水雨带有所减弱,移动缓慢,19时前后,与后部快速移动的对流系统(MCS2)合并,使得MCS2发展,又产生新一轮强降雨天气(图略)。

7月26日山东地区短时强降雨可分为两个阶段。第一阶段(13—17时)最大累积降水量为105.5 mm,出现在庆云站,该阶段雷暴演变特征主要表现为:云街形成的对流雷暴相互作用,演变成对流云带,与南压的雨带合并加强产生强降水及强下沉气流,强下沉气流产生的阵风锋与云街相互作用激发对流,导致对流系统南压西伸,降水区南部边缘也随

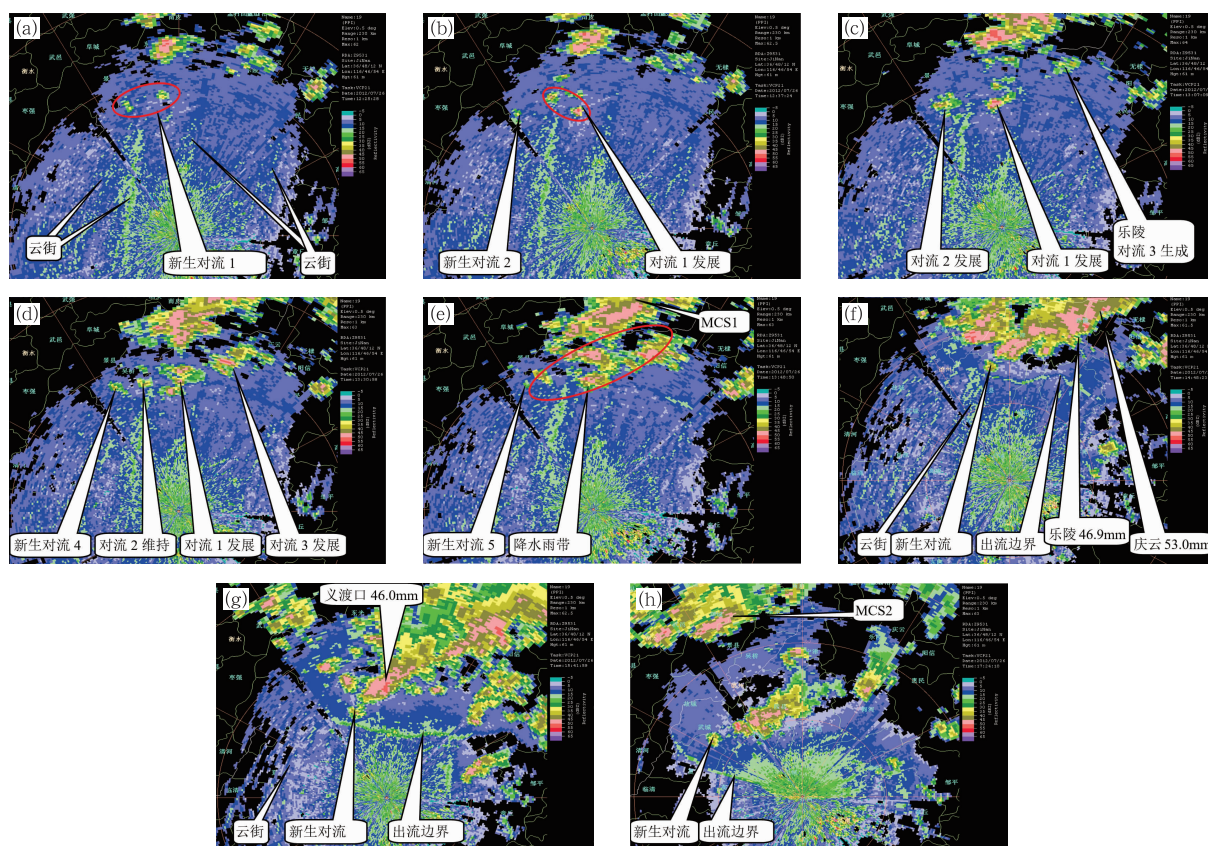


图4 同图3,但为2012年7月26日(a)12:25,(b)12:37,(c)13:07,(d)13:30,(e)13:48,(f)14:48,(g)15:41,(h)17:24

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for (a) 12:25 BT, (b) 12:37 BT, (c) 13:07 BT, (d) 13:30 BT, (e) 13:48 BT, (f) 14:48 BT, (g) 15:41 BT, (h) 17:24 BT 26 July 2012

之南压西伸(图 1e),演变成具有“列车效应”的强降雨带,导致局地大的累积降水量。第二阶段(19—22 时)最大累积降水量为 78.8 mm,出现在乐陵县化楼区域站,由第一阶段减弱的对流系统与北面快速南下的对流系统合并发展所导致。

3.3 0802 过程强降水

济南雷达观测表明,12:30 前后在河北省景县至黄骅一带有雷暴生成,之后东移发展,15:46 前后回波主要位于河北黄骅至山东沾化沿海一带(图 5a)。15:46,主回波西南侧开始出现对流单体(图 5a,新生对流 1),2 个体扫之后(15:58)又出现第 2 个对流单体(图 5b,新生对流 2),16:04 出现对流 3(图 5c),16:15 出现对流 4 和对流 5(图 5d),新生对流依次向西南方向传播。由于此时对流新生区距离雷达较远,低层反射率因子上显示不出云街特征,但 FY-2E 和 FY-2G 可见光云图上存在清晰的云街,新生对流由云街自身触发形成(图略)。16:33,可以清晰看出,沿云街走向,有多个新生对流

出现(图 5e,后续新生对流)。新生对流东北方向移动过程中先后与主体回波合并发展,17 时之后逐渐演变成东西向分布的对流回波带,17:43(图 5f)仍有持续不断的对流在回波带西南侧的云街上新生,并继续与主回波带合并,持续产生局部强降水,17—18 时无棣县车镇区域站降水量达 76.2 mm。18 时之后带状回波西南侧持续不断的新生对流由阵风锋触发,滨州雷达显示,17:30 之后带状回波前沿开始出现阵风锋(图略),并快速西南方向移动,与西南暖湿气流交汇激发对流,而济南雷达在 19:34 才观测到清晰的阵风锋(图 5h)。阵风锋激发的对流东偏北方向移动并发展,与主回波带合并,导致主体回波继续南压西伸(图 5g、5h 和图 1f)并继续产生强降水,18—19 时最大降水量为 73.4 mm,出现在沾化县富国区域站,19—20 时最大降水量为 102.5 mm,出现在惠民国家级自动气象观测站,20—21 时最大降水量出现在惠民县皂户李区域站(104.1 mm),21—22 时最大降水量出现在商河县郑路区域站(82.6 mm)。22 时之后开始减弱,23:30 之后基本消散。

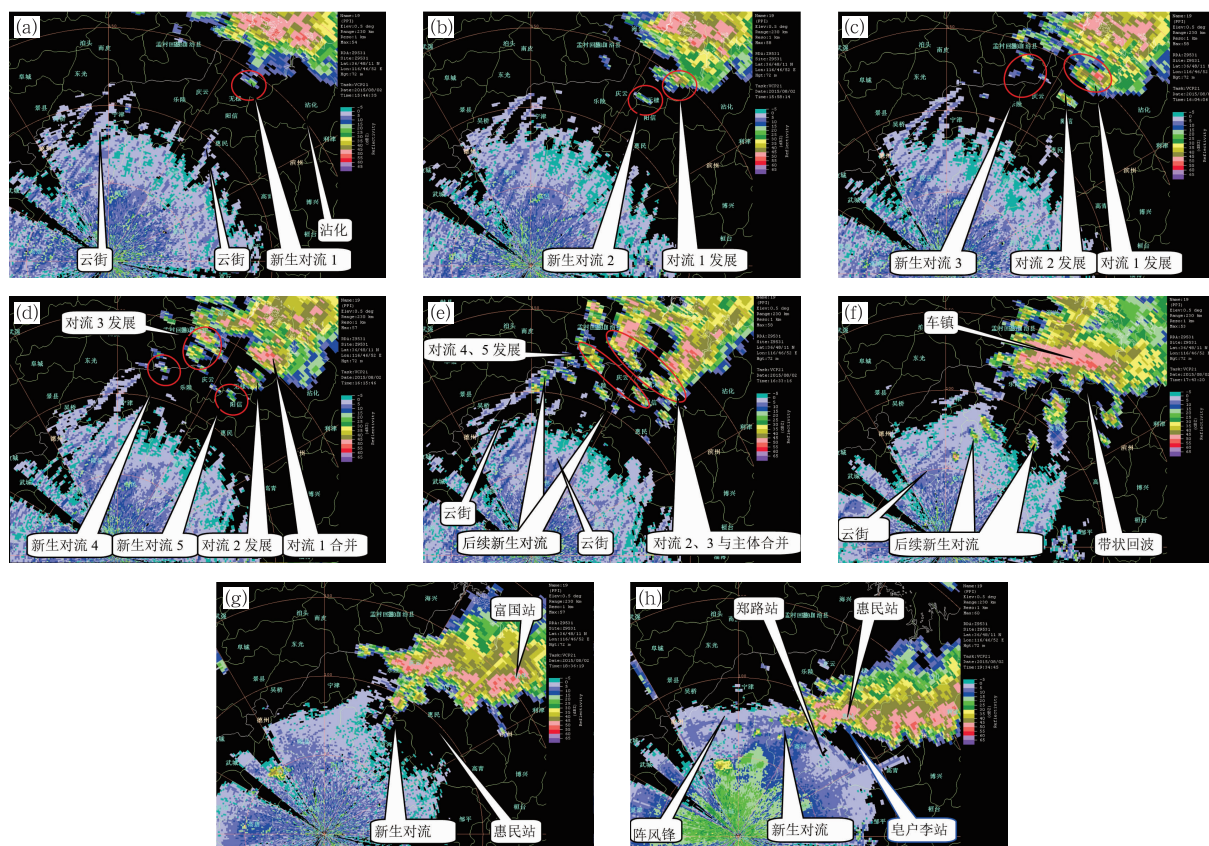


图 5 同图 3,但为 2015 年 8 月 2 日(a)15:46,(b)15:58,(c)16:04,(d)16:15,(e)16:33,(f)17:43,(g)18:36,(h)19:34

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for (a) 15:46 BT, (b) 15:58 BT, (c) 16:04 BT, (d) 16:15 BT, (e) 16:33 BT, (f) 17:43 BT, (g) 18:36 BT, (h) 19:34 BT on 2 August 2015

该次降水过程中,前期(回波生成至15:50前后)东移发展,主要影响河北东南部和山东沾化、无棣沿海地区。后期出现与前期相反的演变特征,即西伸南压,15:50之后云街触发形成的新生雷暴沿云街走向向西南方向传播(后向传播),东偏北方向移动、发展,先后与主回波合并,演变成东西带状回波,导致降水系统西伸南压;18时之后,云街特征消失,阵风锋与低层西南暖湿气流的交汇,持续激发对流雷暴,降水系统进一步西伸南压(图1f)并产生持续的强降水天气。

4 结论与讨论

综合以上分析,得到以下结论:

(1) 3次大暴雨均发生在有利的环境条件下,CAPE和K指数都具有较大值,CAPE在 $2400 \sim 5400 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,K指数在 $31 \sim 42^\circ\text{C}$,低层比湿较大,湿层较厚,925 hPa比湿在 $16 \sim 20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, $0 \sim 6 \text{ km}$ 高度垂直风切变偏小,都小于 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,低空存在西南急流。

(2) 在天气雷达低层反射率因子上云街表现为近乎平行的多条窄带回波,走向与低层平均风场基本一致,持续时间 $6 \sim 7 \text{ h}$,强度基本在 $5 \sim 20 \text{ dBz}$,VWP产品上低层($0.6 \sim 1.5 \text{ km}$)有较大西南风或西南急流存在。在可见光云图上云街表现为一条条排列的积云线,持续时间基本长于天气雷达云街窄带回波的持续时间。

(3) 3次强降水过程中,云街对中尺度对流系统的维持与发展及极端强降雨的产生起到了重要作用。云街自身是一种触发机制,云街触发形成的新生对流单体依次向西南方向传播,传播方向与新生单体移动方向相反,具有明显后向传播特征,导致对流系统西偏南方向发展,强降水区也西偏南方向移动。持续不断的云街触发形成的雷暴,在引导气流作用下向东北方向移动,移动过程中发展并与回波主体合并,主体回波得以维持与发展,产生大的雨强,并持续较长时间,极易导致极端强降雨天气。

(4) 0718过程云街触发形成雷暴的频次明显高于其他2次过程,关键环境物理量是CIN和LCL,两者都明显小于其他2次过程,更易于雷暴的触发。

3次强降雨过程中,云街新生对流单体依次沿云街走向向西南方向传播,这种新生单体传播的机理是什么?还需在今后进行深入细致的研究。

参考文献

- 刁秀广,车军辉,李静,等,2009. 边界层辐合线在局地强风暴临近预警中的应用[J]. 气象,35(2):29-33. Diao X G, Che J H, Li J, et al, 2009. Application of boundary convergence line in nowcasting warning of severe convective storm[J]. Meteor Mon, 35(2):29-33(in Chinese).
- 东高红,李英华,刘一玮,等,2018. 天津城市热岛效应对海风(锋)环流影响的数值模拟试验[J]. 气象,44(6):825-836. Dong G H, Li Y H, Liu Y W, et al, 2018. Numerical simulation test of Tianjin urban heat island effect on sea breeze (front) circulation[J]. Meteor Mon, 44(6):825-836(in Chinese).
- 侯淑梅,王秀明,尉英华,等,2018. 山东省初秋一次大范围强对流过程落区和抬升触发机制分析[J]. 气象,44(1):80-92. Hou S M, Wang X M, Wei Y H, et al, 2018. Analysis of an extensive severe convection falling area and lifting trigger mechanism in early Autumn at Shandong Province[J]. Meteor Mon, 44(1):80-92(in Chinese).
- 黄倩,田文寿,王文,等,2007. 复杂山区上空垂直速度场和热力对流活动的理想数值模拟[J]. 气象学报,65(3):341-352. Huang Q, Tian W S, Wang W, et al, 2007. Idealized simulations of vertical velocity fields and thermal convection over a complex hilly terrain[J]. Acta Meteor Sin, 65(3):341-352(in Chinese).
- 李国翠,郭卫红,王丽荣,等,2006. 阵风锋在短时大风预报中的应用[J]. 气象,32(8):36-41. Li G C, Guo W H, Wang L R, et al, 2006. Application of gust front to damage wind forecasting[J]. Meteor Mon, 32(8):36-41(in Chinese).
- 卢焕珍,赵玉洁,俞小鼎,等,2008. 雷达观测的渤海湾海陆辐合线与自动站资料的对比分析[J]. 气象,34(9):57-64. Lu H Z, Zhao Y J, Yu X D, et al, 2008. Comparative analysis of sea-land breeze convergence line along Bohai Gulf with radar CINRAD-SA and automatic meteorological station data[J]. Meteor Mon, 34(9):57-64(in Chinese).
- 罗霞,黄倩,2012. 地表热通量的变化对边界层热力对流卷的影响[J]. 科学技术与工程,12(26):6720-6724. Luo X, Huang Q, 2012. Effects of surface heat flux on convection rolls[J]. Sci Technol Eng, 12(26):6720-6724(in Chinese).
- 苗春生,张远汀,王坚红,等,2018. 江苏近海岸夏季两类海风锋特征及其对强对流的激发[J]. 大气科学学报,41(6):838-849. Miao C S, Zhang Y T, Wang J H, et al, 2018. Characteristics of two types of sea-breeze fronts along the coastal areas of Jiangsu Province and their triggers on strong convections[J]. Trans Atmos Sci, 41(6):838-849(in Chinese).
- 漆梁波,陈春红,刘强军,2006. 弱窄带回波在分析和预报强对流天气中的应用[J]. 气象学报,64(1):112-120. Qi L B, Chen C H, Liu Q J, 2006. Application of narrow-band echo in severe weather prediction and analysis[J]. Acta Meteor Sin, 64(1):112-120(in Chinese).
- 桑建国,1997. 大气对流边界层中的涡漩结构[J]. 气象学报,55(3):285-296. Sang J G, 1997. Vortex motions in the atmospheric convective boundary layer[J]. Acta Meteor Sin, 55(3):285-296(in Chinese).
- 桑建国,谢安,张伯寅,1997. 三维重力内波和对流云街的启动机制

- [J]. 大气科学, 21(1):10-20. Sang J G, Xie A, Zhang B Y, 1997. Three-dimensional internal gravity waves and initiation of convective cloud streets[J]. Chin J Atmos Sci, 21(1):10-20(in Chinese).
- 孙密娜, 王秀明, 胡玲, 等, 2018. 华北一次暖区暴雨雷暴触发及传播机制研究[J]. 气象, 44(10):1255-1266. Sun M N, Wang X M, Hu L, et al, 2018. Study on initiation and propagation mechanism of a warm-sector torrential rain in North China[J]. Meteor Mon, 44(10):1255-1266(in Chinese).
- 陶岚, 戴建华, 陈雷, 等, 2009. 一次雷暴冷流出流中新生强脉冲风暴的分析[J]. 气象, 35(3):29-35. Tao L, Dai J H, Chen L, et al, 2009. Case analysis of a severe pulse thunderstorm triggered in the outflow of the previous thunderstorms[J]. Meteor Mon, 35(3):29-35(in Chinese).
- 陶岚, 戴建华, 李佰平, 等, 2016. 上海地区移动型雷暴阵风锋特征统计分析[J]. 气象, 42(10):1197-1212. Tao L, Dai J H, Li B P, et al, 2016. Characteristics' statistical analysis of gust front generated by moving thunderstorms in Shanghai[J]. Meteor Mon, 42(10):1197-1212(in Chinese).
- 王彦, 高守亭, 梁钊明, 2014. 渤海湾海风锋触发雷暴的观测和模拟分析[J]. 高原气象, 33(3):848-854. Wang Y, Gao S T, Liang Z M, 2014. Analysis on the observation and simulation of thunderstorms triggered by sea breeze front in Bohai Bay[J]. Plateau Meteor, 33(3):848-854(in Chinese).
- 尉英华, 陈宏, 何群英, 等, 2019. 渤海西岸偏东风对天津局地大暴雨的影响分析[J]. 气象, 45(1):61-72. Wei Y H, Chen H, He Q Y, et al, 2019. Influence of easterly winds from west coast of Bohai Sea on local heavy rainfall in Tianjin[J]. Meteor Mon, 45(1):61-72(in Chinese).
- 席宝珠, 俞小鼎, 孙力, 等, 2015. 我国阵风锋类型与产生机制分析及其主观识别方法[J]. 气象, 41(2):133-142. Xi B Z, Yu X D, Sun L, et al, 2015. Generating mechanism and type of gust front and its subjective identification methods[J]. Meteor Mon, 41(2):133-142(in Chinese).
- 易笑园, 刘一玮, 孙密娜, 等, 2014. 海风辐合线对雷暴系统触发、合并的动力过程[J]. 气象, 40(12):1539-1548. Yi X Y, Liu Y W, Sun M N, et al, 2014. Analysis on dynamical and thermodynamic process of thunderstorms triggered and merged by sea-breeze convergence lines[J]. Meteor Mon, 40(12):1539-1548(in Chinese).
- 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. Yu X D, 2012. Investigation of Beijing extreme flooding event on 21 July 2012[J]. Meteor Mon, 38(11):1313-1329(in Chinese).
- 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. Yu X D, 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain[J]. Torr Rain Dis, 32(3):202-209(in Chinese).
- 张晶, 2015. 上海地区海风锋活动及与夏季午后对流的统计特征分析[C]//第32届中国气象学会年会 S1 灾害天气监测、分析与预报. 天津: 中国气象学会: 2208-2225. Zhang J, 2015. Statistical analysis of sea breeze and convection the in summer afternoon in Shanghai area[C]//Proceedings of the 32nd Annual Meeting of the Chinese Meteorological Society. Tianjin: Chinese Meteorological Society: 2208-2225(in Chinese).
- 赵金霞, 徐灵芝, 卢焕珍, 等, 2012. 盛夏渤海湾大气边界层辐合线触发对流风暴对比分析[J]. 气象, 38(3):336-343. Zhao J X, Xu L Z, Lu H Z, et al, 2012. Comparative analysis of boundary layer convergence lines triggering convective storm in Bohai Bay[J]. Meteor Mon, 38(3):336-343(in Chinese).
- Asai T, 1970. Stability of a plane parallel flow with variable vertical shear and unstable stratification[J]. J Meteor Soc Jpn, 48(2):129-139.
- Asai T, 1972. Thermal instability of a shear flow turning the direction with height[J]. J Meteor Soc Jpn, 50(6):525-532.
- Brown R A, 1980. Longitudinal instabilities and secondary flows in the planetary boundary layer: a review[J]. Rev Geophys, 18(3):683-697.
- Christian T W, Wakimoto R M, 1989. The relationship between radar reflectivities and clouds associated with horizontal roll convection on 8 August 1982[J]. Mon Wea Rev, 117(7):1530-1544.
- Etling D, Brown B A, 1993. Roll vortices in the planetary boundary layer: a review[J]. Bound-Layer Meteor, 65(3):215-248.
- Eymard L, Weill A, 1988. Dual Doppler radar investigation of the tropical convective boundary layer[J]. J Atmos Sci, 45(5):853-864.
- Hauf T, Clark T L, 1989. Three-dimensional numerical experiments on convectively forced internal gravity waves[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 115(486):309-333.
- Kelly R D, 1982. A single Doppler radar study of horizontal-roll convection in a lake-effect snow storm[J]. J Atmos Sci, 39(7):1521-1531.
- Kristovich D A R, 1993. Mean circulations of boundary-layer rolls in lake-effect snow storms[J]. Bound-Layer Meteor, 63(3):293-315.
- LeMone M A, 1973. The structure and dynamics of horizontal roll vortices in the planetary boundary layer[J]. J Atmos Sci, 30(6):1077-1091.
- Lilly D K, 1966. On the instability of Ekman boundary flow[J]. J Atmos Sci, 23(5):481-494.
- Puhakka T, Saarikivi P, 1986. Doppler radar observations on horizontal roll vortices in Finland[J]. Geophysica, 22:101-118.
- Sommeria G, LeMone M A, 1978. Direct testing of a three-dimensional model of the planetary boundary layer against experimental data[J]. J Atmos Sci, 35(1):25-39.
- Sykes R I, Henn D S, 1989. Large-eddy simulation of turbulent sheared convection[J]. J Atmos Sci, 46(8):1106-1118.
- Weckwerth T M, Wilson J W, Wakimoto R M, et al, 1997. Horizontal convective rolls: determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics[J]. Mon Wea Rev, 125(4):505-526.
- Wilson J W, Schreiber W E, 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines[J]. Mon Wea Rev, 114(12):2516-2536.