

华北两类产生极端强天气的线状对流系统 分布特征与环境条件*

盛 杰^{1,2} 郑永光² 沈新勇^{1,3}
SHENG Jie^{1,2} ZHENG Yongguang² SHEN Xinyong^{1,3}

1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京, 210044
 2. 国家气象中心, 北京, 100081
 3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 珠海, 519082
1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
 2. *National Meteorological Center, Beijing 100081, China*
 3. *Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082, China*
- 2020-05-08 收稿, 2020-08-09 改回.

盛杰, 郑永光, 沈新勇. 2020. 华北两类产生极端强天气的线状对流系统分布特征与环境条件. 气象学报, 78(6): 877-898

Sheng Jie, Zheng Yongguang, Shen Xinyong. 2020. Climatology and environmental conditions of two types of quasi-linear convective systems with extremely intense weather in North China. *Acta Meteorologica Sinica*, 78(6):877-898

Abstract The fine climatological distribution and extreme weather of QLCSs (Quasi-linear convective systems) in North China are still not clear. In this paper, the spatial and temporal distribution characteristics of 171 QLCS cases in North China identified by an objective identification method for the period 2013–2018 are analyzed. According to the statistics of intense weather produced by them, at least two types of QLCSs exist: one type with strong thunderstorm wind gusts and the other with extreme heavy rainfall. Furthermore, the characteristics of circulation pattern, environmental condition, terrain effect, and surface cold pool as a key type of mesoscale system are given for the two types of QLCSs. The findings are presented as follows. The spatial distribution of QLCSs in North China, especially their formation positions, are closely related to the Taihang Mountains and Yanshan Mountains, and the foothills of the two mountains are the highest occurrence frequency areas in Beijing-Tianjin-Hebei region. This is a feature revealed for the first time. There are significant differences in the month of occurrence, the spatial scale, the moving speed, the formation time and maintenance period between the two types of QLCSs. The circulation background, environmental conditions and cold pool are also obviously different. The atmospheric baroclinicity is relatively obvious for QLCSs with strong thunderstorm wind gusts. The large value area of BCAPE (best convective available potential energy) and DCAPE (downdraft convective available potential energy) caused by the dry middle layer and large temperature reduction rate are important environmental conditions for the generation of strong convective wind gusts. The strong cold pool and vertical wind shear within the layer of 0–3 km altitude play an important role in the forward propagation of the QLCSs. Extreme precipitation caused by QLCSs with heavy rainfall is more prominent for this type of QLCSs than that for the previous type. The second type of QLCSs usually occur in weak synoptic-scale

* 资助课题: 国家重点研发计划项目(2018YFC1507506、2017YFC1502003)、国家自然科学基金项目(41375051、41790471、41975054)、中国科学院战略性先导科技专项(XDA20100304)。

作者简介: 盛杰, 主要从事中尺度数值模式及强对流预报方法研究。E-mail: shengjie@cma.gov.cn

通信作者: 沈新勇, 主要从事中尺度气象学研究。E-mail: shenxy@nuist.edu.cn

forcing systems with sufficient water vapor supply. The back propagation maintained by the interaction between the weak cold pool or the windward slope and the low level southerlies is the main mechanism for the development and slow movement of the QLCS, which is also directly responsible for extreme heavy rainfall.

Key words Quasi-linear convective systems, Severe thunderstorm wind gust, Heavy rainfall, Environmental conditions

摘要 华北线状对流系统精细气候分布及其所产生的极端天气特征尚不清楚,本研究利用雷达拼图资料和客观识别方法普查2013—2018年华北171例线状对流系统的时、空分布特征,根据其所致强对流天气的统计结果,发现华北地区至少有2类线状对流系统,分别产生极端强雷暴大风和极端强降水。分析了这2类线状对流系统的环流形势、环境条件、地形作用和关键中尺度系统地面冷池等的特征。主要结论如下:华北线状对流系统的空间分布尤其是初始形成位置与大地形关系密切,京津冀的太行山和燕山山脚区域为其中的一个高发区;2类线状对流系统发生月份、空间尺度、移动速度、形成时刻和维持时间等都具有显著差异;2类线状对流系统的环流背景、环境条件和冷池也差别明显。强雷暴大风型线状对流系统的环境大气斜压性强,中层干和大的垂直减温率造成的最优对流有效位能、下沉对流有效位能大值区是产生极端大风的重要环境条件,地面强冷池以及0—3 km风垂直切变对前向传播起到了重要作用。强降水型线状对流系统产生的降水极端性较前一类型更为凸出,天气尺度强迫相对较弱,水汽条件极其充沛,地面弱冷池或地形与低层南风气流相互作用维持的后向传播是其发展和缓慢移动的主要机制,也是产生极端强降水的直接原因。

关键词 线状对流系统,强雷暴大风,强降水,环境条件

中图法分类号 P446

1 引言

线状对流系统(Quasi-linear convective systems, QLCS)由于组织性强,生命期长,易于导致较大范围的大风、冰雹、强降水甚至龙卷等强天气,社会影响大,是中外中尺度对流系统(MCS)研究的重要对象之一(Bluestein, et al, 1985; Rotunno, et al, 1988; Weisman, et al, 2004; 王秀明等, 2012; 陈明轩等, 2012; Meng, et al, 2013; 孙继松等, 2015; 罗琪等, 2019)。俞小鼎等(2020)综述了中国强对流研究和业务进展,其中非常重要的一部分内容就是关于中国线状对流系统的环境条件、组织结构特征和维持机制等方面的研究成果。

针对线状对流系统分类有多种方法,经典的如Parker等(2000)按雷达回波形态将线状对流系统分为TS(trailing stratiform), LS(leading stratiform)和PS(parallel stratiform)3种类型,引起了广泛关注(Zheng, et al, 2013; Yang, et al, 2015)。中国也有较多按照形态进行分类的工作,如王晓芳(2012)、Zheng等(2013)的工作。按照影响线状对流系统的天气尺度系统进行分型也是研究的重要方面,如丁一汇等(1982)将华北飚线分为槽后、槽前、高压后部、台风倒槽4种类型, Meng等(2013)、郑媛媛等(2014)、杨珊珊等(2016)、吴瑞姣等(2019)进一步细化了天气尺度系统分类。

孙继松等(2013)根据中尺度对流系统传播机制的不同将北京地区多单体雷暴分为2类,一类移动快,中尺度冷池驱动雷暴单体传播,产生大风天气;另一类移动缓慢,列车效应明显,产生强降水天气。大量个例研究也表明,移速较快并伴有显著中尺度雷暴高压的线状对流系统容易造成雷暴大风天气,如河南2009年“6.3飚线”强风过程(梁建宇等, 2012)、江西2018年“3.4飚线”极端大风过程(盛杰等, 2019)。移速缓慢、持续时间长的线状对流系统常引起暴雨,如江淮地区梅雨锋上的中尺度对流系统研究(赵宇等, 2017)、北京2012年“7.21特大暴雨”的线状回波特征研究等(方翀等, 2012; 孙军等, 2012; 陈明轩等, 2013)。

华北地处中纬度西风带区,夏季(6—8月)是强对流和强降水发生的主要时段。已有研究(Zheng, et al, 2007; 郑永光等, 2007)表明,该区域5—6月的对流活动特点和气候背景与7—8月显著不同,5、6月主要为冰雹对流天气,为相对的“干对流”;7、8月则进入暴雨季节,为相对的“湿对流”。虽然基于雷达拼图获得了华北地区对流风暴的日变化等特征(Chen, et al, 2012, 2014),但针对线状对流系统的气候特征研究还非常少见。Meng等(2013)统计显示,华北中部平原地区是中国东部线状对流系统的高频区域之一,但其仅使用了2 a的雷达资料,给出的线状对流系统分布空间分辨率也较低。

华北导致显著大风天气的线状对流系统在地面冷池、水汽垂直分布、能量等环境场上虽然存在一些共性特征(陈明轩等, 2012; 陈涛等, 2013; 郑丽娜等, 2016; 罗琪等, 2019), 但缺乏基于长序列数据的统计分析。华北地区产生强降水甚至极端强降水的线状对流系统个例也受到一些关注, 谌芸等(2012)、陈明轩等(2013)在分析北京“7.21 特大暴雨”回波特征时指出当锋面逼近北京城区前, 雷达回波沿山方向形成了明显线状结构; 孙继松等(2015)则阐明线状回波中的多单体“列车效应”是华北地区造成极端暴雨的重要机制, 可见线状对流系统也是造成华北暴雨的一种重要天气系统, 但尚未见到较为系统性地研究中国产生强降水的线状对流系统的分布特征等。

上述分析表明, 中国发生极端强天气的线状对流系统至少存在以产生强雷暴大风为主和以产生强降水为主的两种类型, 介于这两类线状对流系统之间, 还有部分线状对流系统可能同时产生雷暴大风和强降水, 但天气极端性相对较弱, 文中更关注的是发生极端强天气的线状对流系统。如前所述, 华北地区线状对流系统的精细气候分布尚未获得, 更为重要的是, 缺乏对产生不同天气类型的线状对流系统气候活动规律和系统特征的相关研究。因此, 在普查华北地区 2013—2018 年线状对流系统基础上, 对比分析产生强雷暴大风和强降水两类极端性强烈天气的线状对流系统的分布特征, 进一步结合其发展机理和极端天气的成因来探究这两类线状对流系统的环境条件和冷池特征等的差异, 为加深对线状对流系统的认识和提高对该类系统产生的强对流天气的预报、预警能力提供参考依据。

2 资料与方法

使用的雷达探测数据为国家气象中心业务应用的雷达组合反射率因子拼图数据, 分辨率为 $0.01^\circ \times 0.01^\circ$, 2016 年 6 月 15 日之前时间间隔为 10 min, 之后为 6 min。该数据已经被广泛用于中国对流系统的研究(Meng, et al, 2013; Zheng, et al, 2013; Yang, et al, 2018)。统计线状对流系统产生的天气类型时, 使用了国家气象中心业务强对流天气监测数据, 包含有降水及雷暴大风的阵风(瞬时极大风)监测实况, 图 1 所示的研究区域内, 包括 519 个国家站和 8296 个自动气象站, 时间分辨率

为 1 h。基于美国 NCEP 6 h 时间间隔、 $1^\circ \times 1^\circ$ 全球分析资料, 取线状对流系统发生之前最近时次的资料对环境条件和环流形势进行统计分析。所用时间均为北京时。

华北区域范围定义为(35° — 43°N , 111° — 122°E) (图 1), 主要包括山西、河北、北京和天津等省、市, 也包含了山东大部分区域、河南北部和辽宁西部。如果发生的线状对流系统不影响山西、河北、北京和天津, 将不计入线状对流系统统计个例中。

基于雷达拼图数据, 应用盛杰等(2020)发展的“线状对流系统骨干”识别技术来判识线状对流系统, 判识标准为“大于 40 dBz 的回波带长轴超过 100 km, 长、短轴比超过 5 : 1, 且持续时间超过 3 h 的准连续回波带”。需要说明的是, 这里的“骨干”指的是识别出来的线状对流系统结构。该技术依据 Lee 等(1994)发展成熟的图形骨架提取技术来判识雷达拼图中线状对流系统的骨架, 然后修剪成骨干, 再利用该骨干具备的中轴特性对线状对流系统的长、短轴进行量化, 最终得到符合判识标准的线状对流系统识别结果。盛杰等(2020)对 2016 年 6 月黄淮地区线状对流系统过程进行识别试验表明, 该技术可有效地判识符合标准的线状对流系统过程, 并给出线状对流系统移动、维持时间等特征信息。为了分析华北线状对流系统的气候空间分

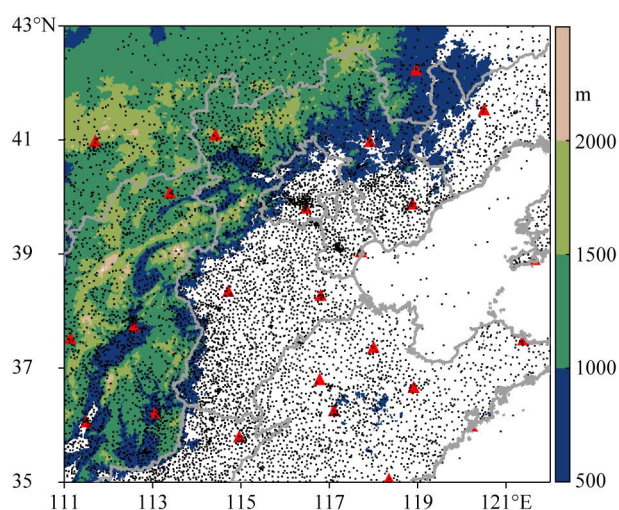


图 1 研究区域的地形高度(色阶, 单位: m)、雷达站(红色三角)及自动气象站(黑色点)分布

Fig. 1 Terrain (shaded, unit: m), radar stations (red triangles) and automatic observation stations (black dot) in the study area

布,对线状对流系统骨干所经过的 $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$ 格点的发生次数进行了统计,参考盛杰等(2020)的量化算法,还对线状对流系统的生命期、移速、移动方向与主轴的夹角进行了计算。

本研究进一步统计与线状对流系统关系最密切的雷暴大风和强降水两类灾害性天气。按照中国天气预报业务中的强对流天气定义标准(郑永光

等,2013),雷暴大风是指由强对流产生的超过8级(17.2 m/s)的阵风,其强度分类主要依据中国气象局(2007)制定的雷暴大风和暴雨两类灾害天气的预警信号标准(表1)。下节将给出华北线状对流系统产生的不同类型天气的统计结果,根据这些结果,文中将重点对比分析产生极端强雷暴大风和极端强降水两类致灾性天气的线状对流系统。

表1 中国气象局制定的雷暴大风和暴雨预警信号标准
Table 1 Warning signal standards of thunderstorm wind gust and rainstorm issued by China Meteorological Administration

	雷暴大风预警信号标准	暴雨预警信号标准
黄色	12 h内可能受大风影响,平均风力可达8级以上,或者阵风9级以上;或者已经受大风影响,平均风力为8—9级,或者阵风9—10级并可能持续。	6 h内降雨量将达50 mm以上,或者已达50 mm以上且降雨可能持续。
橙色	2 h内可能受雷暴大风影响,平均风力可达10级以上,或阵风11级以上,并伴有强雷电;或者已经受雷暴大风影响,平均风力为10—11级,或阵风11—12级并伴有强雷电,且可能持续。	3 h内降雨量将达50 mm以上,或者已达50 mm以上且降雨可能持续。
红色	2 h内可能受雷暴大风影响,平均风力可达12级以上并伴有强雷电;或者已经受雷暴大风影响,平均风力为12级以上并伴有强雷电,且可能持续。	3 h内降雨量将达100 mm以上,或者已达100 mm以上且降雨可能持续。

3 线状对流系统分布、灾害天气特征和分类

3.1 线状对流系统总体分布

“线状对流系统骨干”技术识别出2013—2018年华北地区共171例线状对流系统。 $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$ 水平分辨率的线状对流系统骨干发生总次数分布及形成次数分布情况如图2。其中,线状对流系统的形成指的是“线状对流系统骨干”技术识别出来的第一个时刻的线状对流系统,也就是线状结构的形

成,与对流初生或者触发存在差异。对流初生或者触发则通常指的是对流的雷达反射率因子达到35 dBz。因此,大多数情况下,具有线状结构的对流系统需要对流在触发后发展一段时间才能够形成。

华北线状对流系统主要分布在平原地区(图2a),有2个高频区域;一个位于京津冀地区太行山和燕山山脚附近,呈带状分布,基本与地形平行;另一中心位于天津南部至河北山东交界处,呈现西南—东

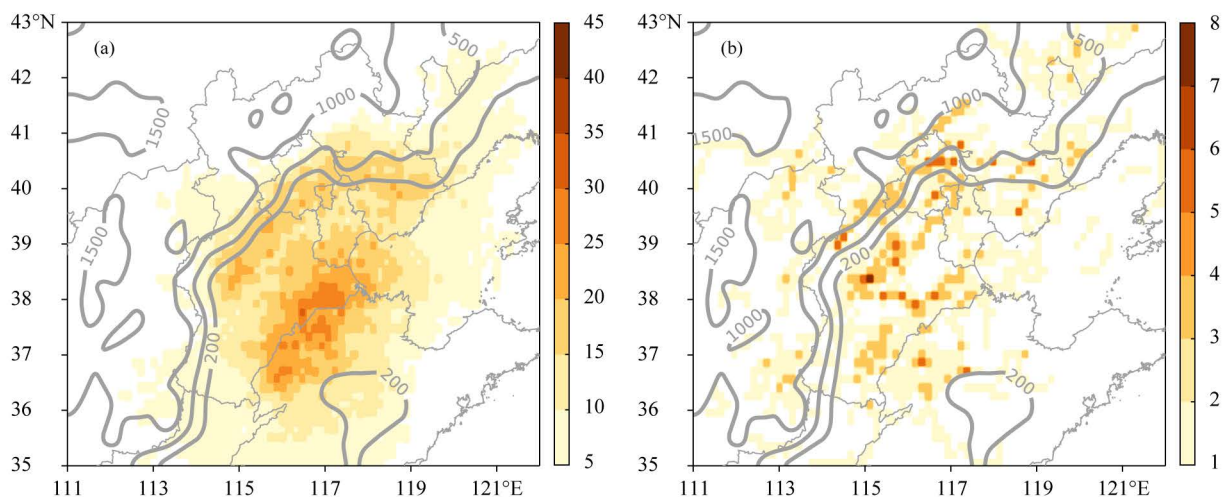


图2 2013—2018年线状对流系统(a)总次数分布和(b)形成次数分布(灰色等值线为地形高度,单位:m)

Fig. 2 Distributions of (a) the number of QLCs during 2013—2018 and (b) formation (gray isolines represent the terrain height, unit: m)

北的大致椭圆状走向, 该中心与 Meng 等(2013)给出的结果基本一致。线状对流系统形成次数地理分布显示部分线状对流系统的开始形成位置可追溯到山西、河北的山区甚至内蒙古(图 2b), 其中北京到河北中部的太行山附近分布较为集中, 另外一个形成次数高发区域位于河北、山东交界处。Meng 等(2013)指出华北地区线状对流系统的高频中心位于北京以南的华北中部地区, 但该研究仅使用了 2 a 的雷达资料, 给出的线状对流系统分布空间分辨率为较粗的 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 。本文的精细分布结果(图 2b)表明, 华北的地形分布可能对线状对流系统的形成有显著影响。此外, 在河北与山东交界附近区域不仅仅是受线状对流系统影响的高频地带(图 2a), 也是一个线状对流系统形成高频中心(图 2b)。一些个例研究也展示了部分前文给出的这些特征, 如 2016 年 6 月 30 日 1 天之内就有 4 条线状对流系统影响华北地区(公衍铎等, 2019)。

3.2 产生极端天气的两类线状对流系统分布

根据表 1 给出的中国气象局气象灾害预警标准, 统计了华北 2013—2018 年 171 例线状对流系统产生的不同预警级别雷暴大风及强降水的站次(图 3)。华北地区线状对流系统造成的强降水天气的预警次数和级别明显偏多、偏强, 6 a 有 9046 站次达到暴雨橙色预警标准, 1350 站次达到暴雨红色预警标准。产生雷暴大风天气的预警次数和级别较少较弱, 2064 站次达到雷暴大风黄色预警, 227 站次达到雷暴大风橙色预警, 达到雷暴大风红色预警标准的超过 12 级阵风强度的仅有 94 站次。

根据以上对线状对流系统产生的不同级别天气统计结果, 结合中国气象局的雷暴大风和暴雨预警信号标准(表 1)以及极端天气的相关研究成果(费海燕等, 2016; Zheng, et al, 2016; 郑永光等, 2017), 兼顾极端性和样本数, 选择 10 级阵风、3 h 累计雨量 100 mm 分别作为华北极端雷暴大风和极端强降水事件的阈值, 然后分别统计出每个线状对流系统过程两类天气事件的站次, 并由少到多排序, 取其中前 9 例(95%分位)作为统计分析两类产生极端性天气的线状对流系统代表, 各自称之为强雷暴大风型线状对流系统和强降水型线状对流系统。需要说明的是为使统计结果更具代表性, 文中个例的选取综合考虑了极端性天气的站点数和强度, 其他

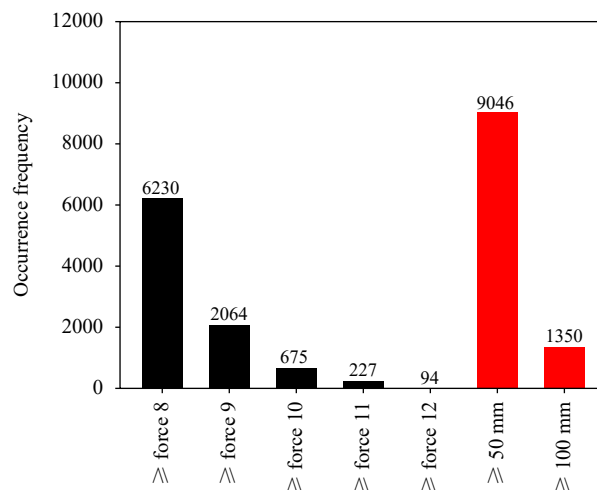


图 3 2013—2018 年华北地区线状对流系统产生的不同级别雷暴大风(黑)和强降水(红)事件统计结果(单位: 站次)

Fig. 3 Statistics of thunderstorm wind gusts (black) and heavy rainfall (red) with different intensities produced by QLCSS from 2013 to 2018 in North China (unit: event number)

线状对流系统个例同样也会有站点观测到这两类极端强天气, 但相对这 18 例来说, 其产生的这两类极端性强天气的分布范围明显偏小、偏少。

强雷暴大风型和强降水型两类线状对流系统各 9 个个例如表 2, 显示这两类线状对流系统个例并无重复, 表明华北地区线状对流系统不会同时造成大面积的这种极端性强雷暴大风和强降水天气, 也就是说二者是两类截然不同的线状对流系统。

图 4 和 5 分别给出了两类线状对流系统不同时刻的骨干位置及极端强天气分布, 结合表 2 分别分析两者的分布特点。虽然两类线状对流系统的生命期平均值均接近 7 h, 但移速差别很大, 强雷暴大风型平均值为 17.0 m/s, 表明引导气流风速强; 强雷暴大风型线状对流系统的地理分布范围更广, 且平原和山地区域都可产生强雷暴大风; 从日变化来看, 大多是形成在下午至傍晚, 持续到夜间; 除过程 4 和 9, 其他都是在午后山区形成(图 4, 文中将 500 m 海拔高度以上区域定义为山区); 受西风带影响, 该类线状对流系统向东或者向偏南方向的华北平原移动, 早期研究(余志敏, 1988)也发现了类似特征, 随后影响河北中东部地区, 多数移至渤海湾附近消散, 这些线状对流系统消亡时间均为夜间。

强降水型线状对流系统移速显著较慢(6.6 m/s), 表明引导气流较弱; 强降水事件发生在山脚附近

表2 强雷暴大风型和强降水型线状对流系统过程
Table 2 The list of QLCSs with strong thunderstorm wind gusts and heavy rainfall, respectively

强雷暴大风型	起始形成时间	生命期(h)	移速(m/s)/ 移动方向与主轴夹角(°)	强降水型	起始形成时间	生命期(h)	移速(m/s)/ 移动方向与主轴夹角(°)
过程1	20130625 15:40	6.8	25.3/37	过程1	20150803 02:00	9.3	7.8/45
过程2	20130731 15:00	10.2	17.9/41	过程2	20160724 21:48	9.0	11.1/28
过程3	20130804 16:00	10.5	14.8/63	过程3	20170720 23:24	6.2	6.9/45
过程4	20150610 18:10	6.0	15.1/43	过程4	20170802 13:24	10.8	4.8/43
过程5	20160610 15:50	10.2	8.5/78	过程5	20180715 23:12	7.4	11.5/32
过程6	20170707 20:12	3.8	19.2/63	过程6	20180806 00:00	3.2	4.4/21
过程7	20170709 16:36	5.4	19.0/51	过程7	20180807 23:36	5.2	8.8/51
过程8	20170713 17:36	5.0	14.2/57	过程8	20180811 20:36	6.4	2.6/20
过程9	20170805 11:24	3.8	19.2/79	过程9	20180812 18:12	3.6	1.8/15
平均值		6.9	17.0/57	平均值		6.8	6.6/35

(图5,文中将海拔高度200—500 m区域称为山脚)或者平原区域(文中将海拔高度200 m以下区域认为是平原地区);除过程4和9,均在夜间形成并持续到后半夜至次日上午。强降水型线状对流系统形成区域与强雷暴大风型线状对流系统显著不同,主要在太行山脉山脚(过程5、7、9)或离山脚较近平原地区(过程2、3、6、8)形成,大部分表现出停滞少动或自西向东的移动趋势。综合考虑移速和移向与线状对流系统主轴的夹角,雷暴大风型线状对流系统具有显著的夹角大(平均值57°)、移速快特征,强降水型线状对流系统总体上夹角小(平均值35°)时有利于产生强降水,但夹角偏大、移速慢时同样也可以产生强降水,与盛杰等(2020)分析2016年6月安徽地区线状对流系统的量化特征时得到的结论一致。

3.3 线状对流系统年际和月际变化

由于线状对流系统发生在一定的环境背景下,因此下文首先分析华北地区总体线状对流系统及两类产生极端强天气线状对流系统的年、月际变化,从而获取其与气候背景和天气形势的联系。

2013—2018年总体线状对流系统的年际变化(图6a)显示,2013年线状对流系统过程数最多,2014年发生次数最少,呈现出显著的年度波动特征;赵树云等(2017)统计1965—2015年华北雨季指出,2014年受到厄尔尼诺影响降水明显偏少,这表明线状对流系统也显著受到厄尔尼诺影响。2013—2018年两类极端性天气线状对流系统发生总数分别为3、0、2、2、6和5次,总体略有增多趋势,也表现出年际尺度集中发生现象,如2013年无

强降水型线状对流系统发生,强雷暴大风型线状对流系统相对活跃(3例),2018年无强雷暴大风型线状对流系统,但强降水型线状对流系统明显活跃(5例)。这是由不同年份的对流天气环境条件所决定的。

月变化(图6b)显示,7、8月是华北总体线状对流系统的高发月,与这两个月是华北主汛期一致。但强降水型线状对流系统只在7、8月发生,基本发生在华北暴雨的主要时段——“七下八上”;而强雷暴大风型线状对流系统在6、7、8月均有发生;表明这3个月都可能具备发生强雷暴大风型线状对流系统的有利环境条件,而强降水型线状对流系统的有利环境条件只在7和8月具备。此外,这两类线状对流系统具有短期内集中发生的特点,如强雷暴大风型过程2和3以及6、7和8,强降水型过程6、7、8和9,分别集中发生在7 d之内(表2),表明两类线状对流系统的环境条件应该差异显著,分别出现在不同的大尺度环流配置下,所以当某一类环流形势在一定时期内相对稳定时,就会连续发生;这一点类似已有研究(Zheng, et al, 1999)给出的黄海与周边区域中尺度对流系统存在活跃期和静寂期的分布特征。

上述结果表明,华北地区两类产生极端强天气的线状对流系统时、空分布和相应的天气都有独自的特点(表3),这应当与它们发生时的大气环流背景差异有关。此外,二者的分布与华北的地势分布也显著相关,但地形对线状对流系统的作用是一个非常复杂和复杂的问题,众多学者从对流触发、降水增幅等角度进行了多个个例分析(孙继松等,

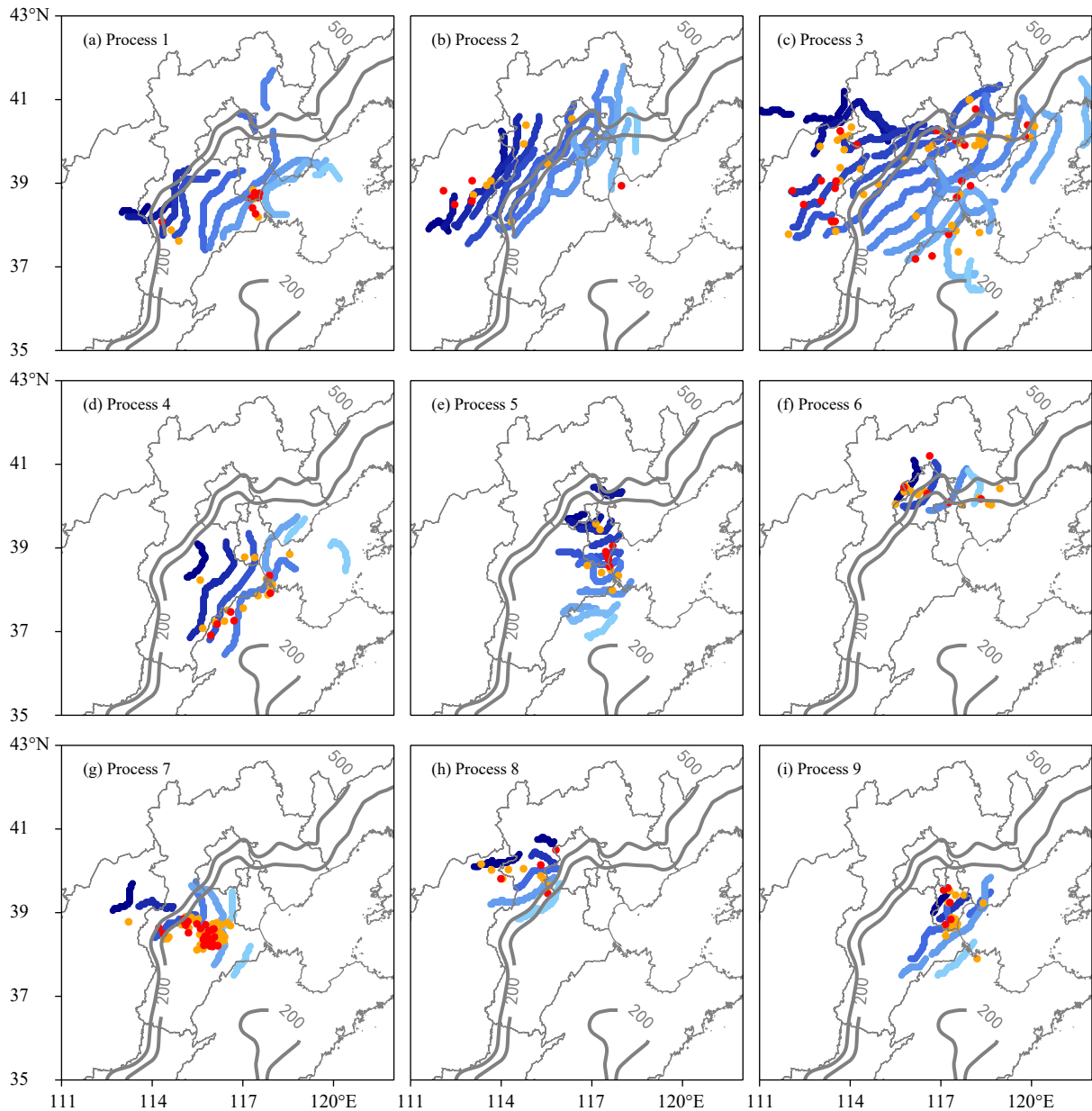


图4 客观判识的强雷暴大风型(a—i.过程1—9)线状对流系统骨干(蓝色线,1 h间隔,颜色越深,时间越早),10—11级阵风风站点分布(橙色点),超过11级阵风风站点分布(红色点),200、500 m地形高度等值线(粗灰色线)

Fig. 4 The backbones of QLCSs with strong thunderstorm wind gusts (a—i. process 1—9) obtained by objective identification method (blue lines, at 1 h intervals. The darker the color, the earlier the time), the distribution of stations with thunderstorm wind gusts of Beaufort Scale 10—11 (orange dots), the distribution of stations with thunderstorm wind gusts greater than Beaufort Scale 11 (red dots), 200 and 500 m of terrain height (thick gray contour lines)

2008; 盛春岩等, 2012), 包括北京“7.21”特大暴雨事件中, 孙建华等(2013)、刘璐等(2015)明确指出强降水发生是地形和东风相互作用的结果, 可见地形在华北暴雨中的重要性。但限于篇幅, 下文主要就二者的环境条件和冷池结合地势分布特征等开展分析。

4 两类极端性强天气线状对流系统形成的环境条件分析

4.1 总体和两类线状对流系统环境条件统计对比
通过盒须图(图7)来对比展示华北总体线状对流系统和两类极端性强天气线状对流系统的热力、

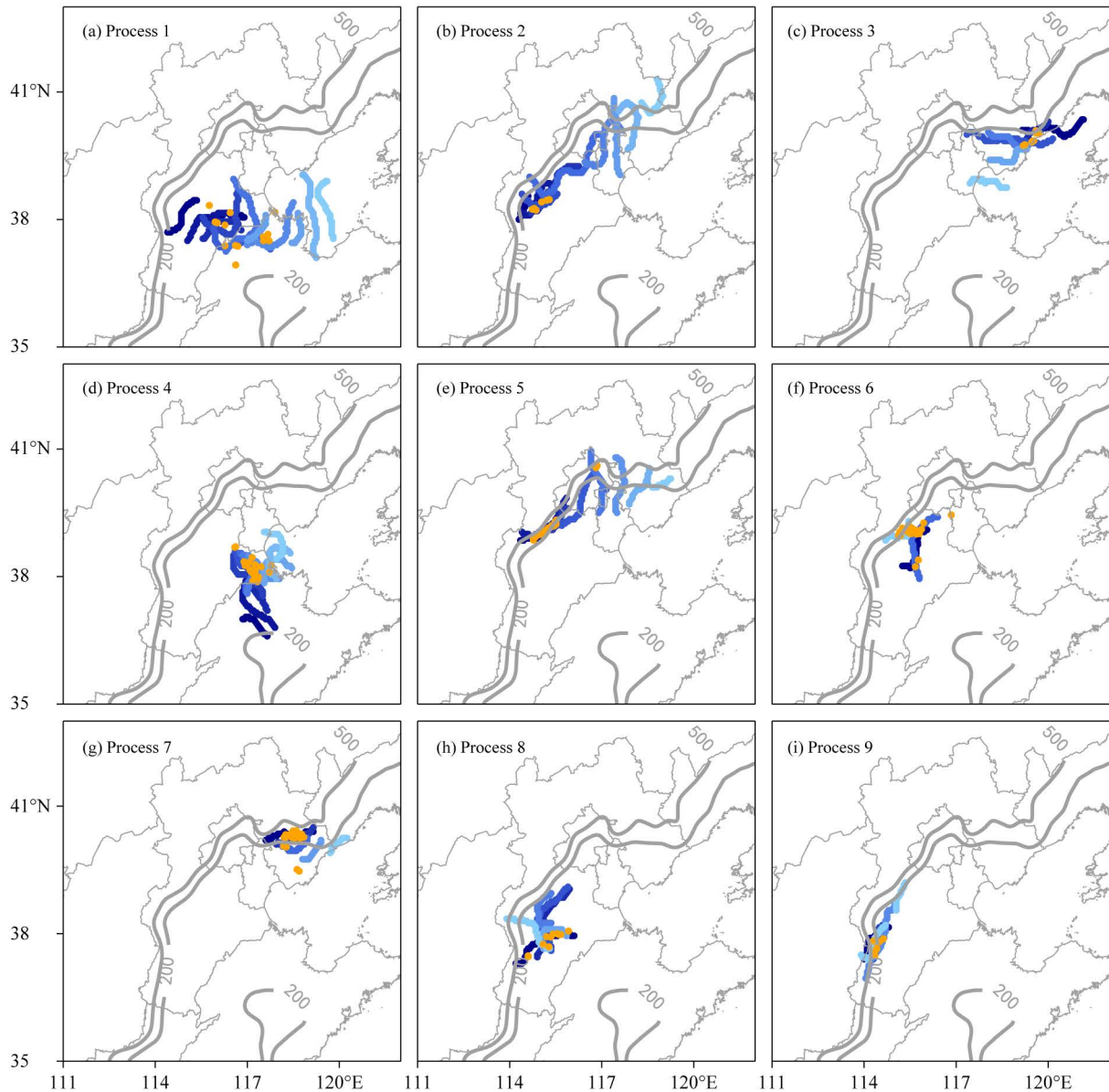


图5 同图4, 但为强降水型线状对流系统骨干和3 h雨量大于100 mm站点分布(橙色点)

Fig. 5 Same as Fig. 4 but for the backbones of QLCSs with heavy rainfall; the distribution of stations with 3 h rainfall more than 100 mm (orange dots)

动力等环境条件异同。基于NCEP分析资料,图7中统计的物理量值为相应线状对流系统所经过区域之前最近时刻的所有格点平均值。结果表明,总体线状对流系统平均和这两类线状对流系统具有显著差异的大气环境条件,包括水汽、热力、不稳定和风垂直切变等。

整层水汽条件表明华北地区线状对流系统的整层累积可降水量为20—70 mm,大多集中在35—55 mm;强降水型线状对流系统明显偏湿,均

值接近60 mm,与Tian等(2015)统计得到中国短时强降水(小时雨量不小于20 mm)的接近充分条件的整层累积可降水量数值大致相当;强雷暴大风型明显偏干,均值约为36 mm,与方翀等(2017)统计的华北雷暴大风的整层累积可降水量数值相当;郑淋淋等(2013)曾用50 mm作为区分江淮地区干、湿环境的阈值,图7显示该阈值也大致可用来区分华北的这两类线状对流系统的总体水汽条件。进一步比较各层水汽分布,对于强雷暴大风线

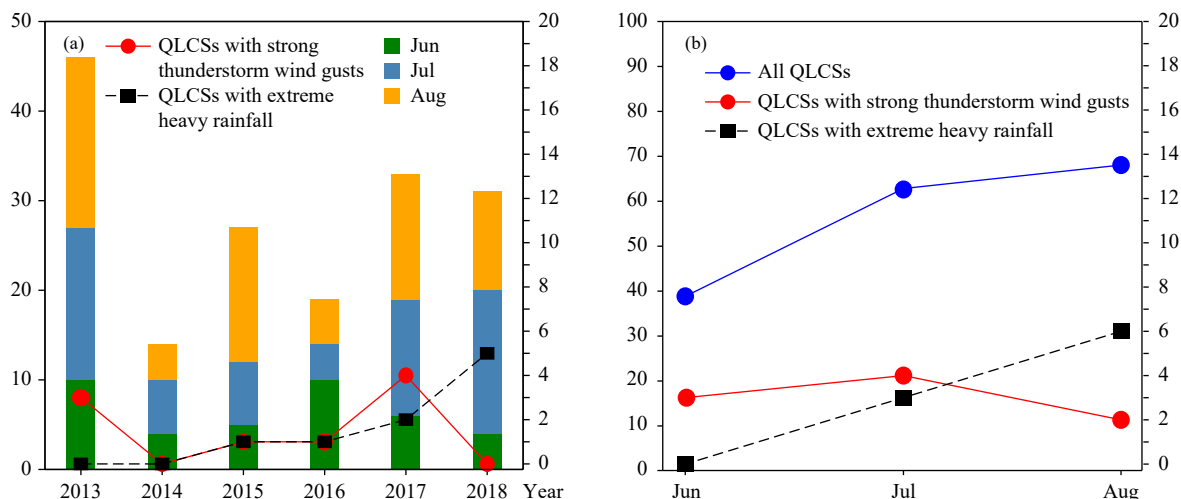


图6 2013—2018年总体线状对流系统(对应左侧纵坐标)和两类线状对流系统(对应右侧纵坐标)发生次数的(a)年变化及(b)月变化

Fig. 6 (a) Annual variations of occurrence number and (b) monthly variations of all QLCS (left ordinate) and two types of QLCSs (right ordinate) from 2013 to 2018

表3 华北地区两类线状对流系统分布特征对比
Table 3 Characteristics of the two types of QLCSs in North China

	强雷暴大风型线状对流系统	强降水型线状对流系统
分布情况	河北中部较集中,6、7、8月都有发生。	山脚及附近平原地区,只在7、8月发生。
生消特点	平均生命周期6.9 h,午后到傍晚山区开始形成,午夜减弱。	平均生命周期6.8 h,前半夜山前开始形成,下半夜或者上午减弱。
移动规律	路径长,移速快(平均值17 m/s),向东或偏东南。	路径短,移速慢(平均值6.6 m/s),向东或停滞少动。
致灾特点	强雷暴大风山区、平原分散分布,12级阵风罕见,达到黄色、橙色雷暴大风预警信号标准。	强降水大多沿山脚集中分布,达到红色、橙色暴雨预警信号标准。

状对流系统而言,500 hPa 温度露点差平均值为 13.5℃,700 hPa 为 10.2℃,与费海燕等(2016)统计的华北 10 级以上大风事件结果基本接近,这种中层中层对产生雷暴大风具有重要作用,有利于对流风暴内形成强下沉气流产生强雷暴大风。而对于有一定持续时间的强降水天气而言,不仅 500 和 700 hPa 温度露点差较小,且低层水汽充沛更为重要,与较高的整层累积可降水量数值相对应,强降水型线状对流系统的 850 hPa 比湿平均值可达 15.2 g/kg,假相当位温平均值高达 351.1 K,高温、高湿特点明显。

两类线状对流系统的热力不稳定条件也有明显差异。强雷暴大风型线状对流系统的 850 与 500 hPa 温差平均值达到 30.3℃,比马淑萍等(2019)统计的中国极端大风(30 m/s)事件时的平均值(28.2℃)还要高,说明大的垂直减温率是华北强雷暴大风型线状对流系统的重要特征。对比最优对流有效位能

(BCAPE)分布,虽然其具有一定的离散性,但强降水型线状对流系统的平均值(1327.9 J/kg)要低于强雷暴大风型线状对流系统(1863.2 J/kg),与樊李苗等(2013)利用实况探空统计对比中国强降水与雷暴大风的不稳定能量得到的结论一致。下沉对流有效位能(DCAPE)表征携带水相粒子的下沉气流可以获得的能量,其值越大,下沉气流在地面形成的风速也可能越大,强雷暴大风型线状对流系统下沉对流有效位能平均值(1418.6 J/kg)明显高于强降水型线状对流系统(924.0 J/kg),这是由大的垂直减温率和中层存在干空气所决定的。对流抑制能量(CIN)是衡量对流是否易于触发的物理量,强雷暴大风型线状对流系统的对流抑制能量主要分布在盒须图的箱体以下,绝对值明显偏大,说明触发难度大,可能与低层存在逆温层等相关;而强降水型线状对流系统的对流抑制能量几乎都接近于 0,说明对流更容易被触发。

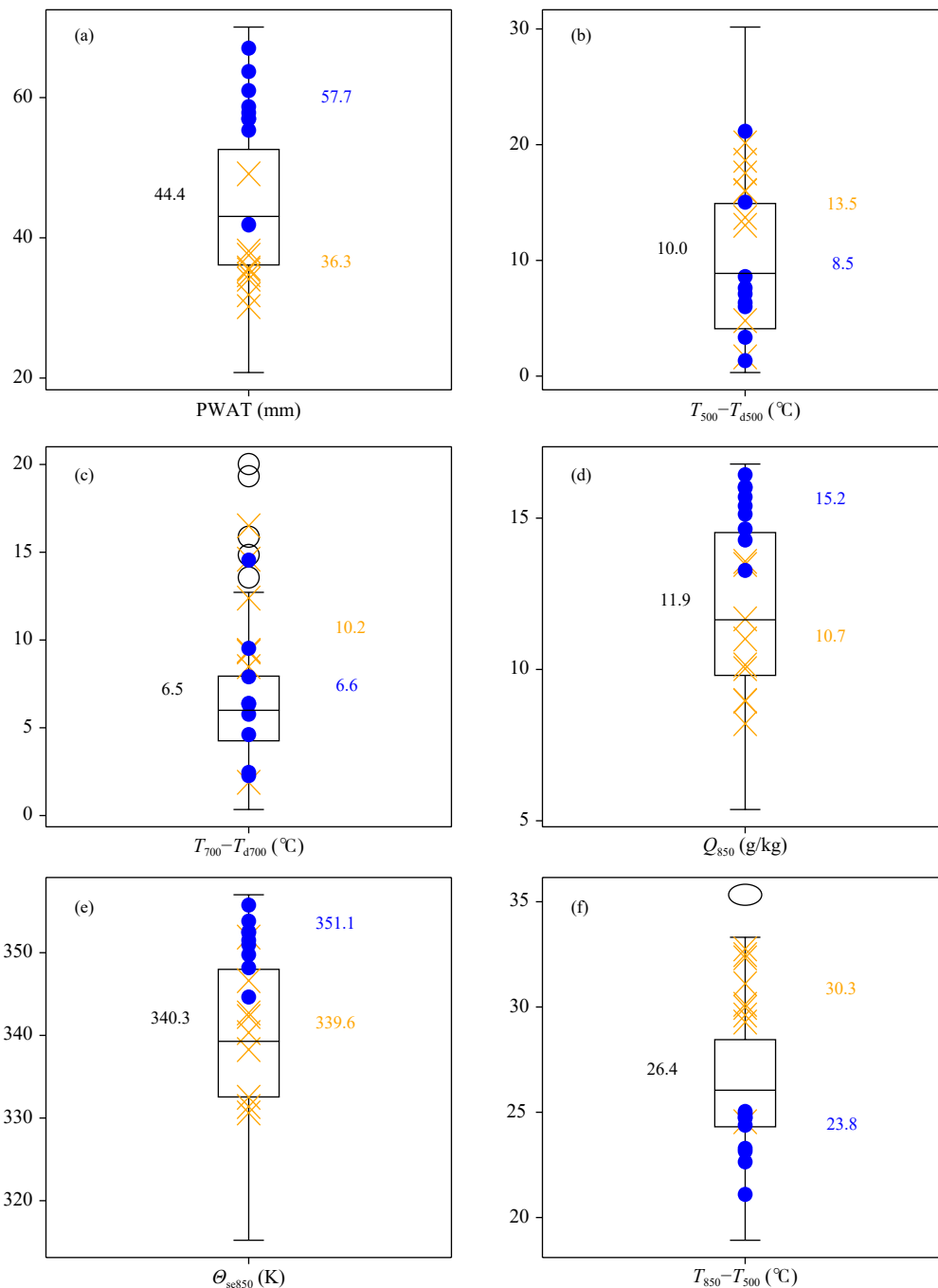
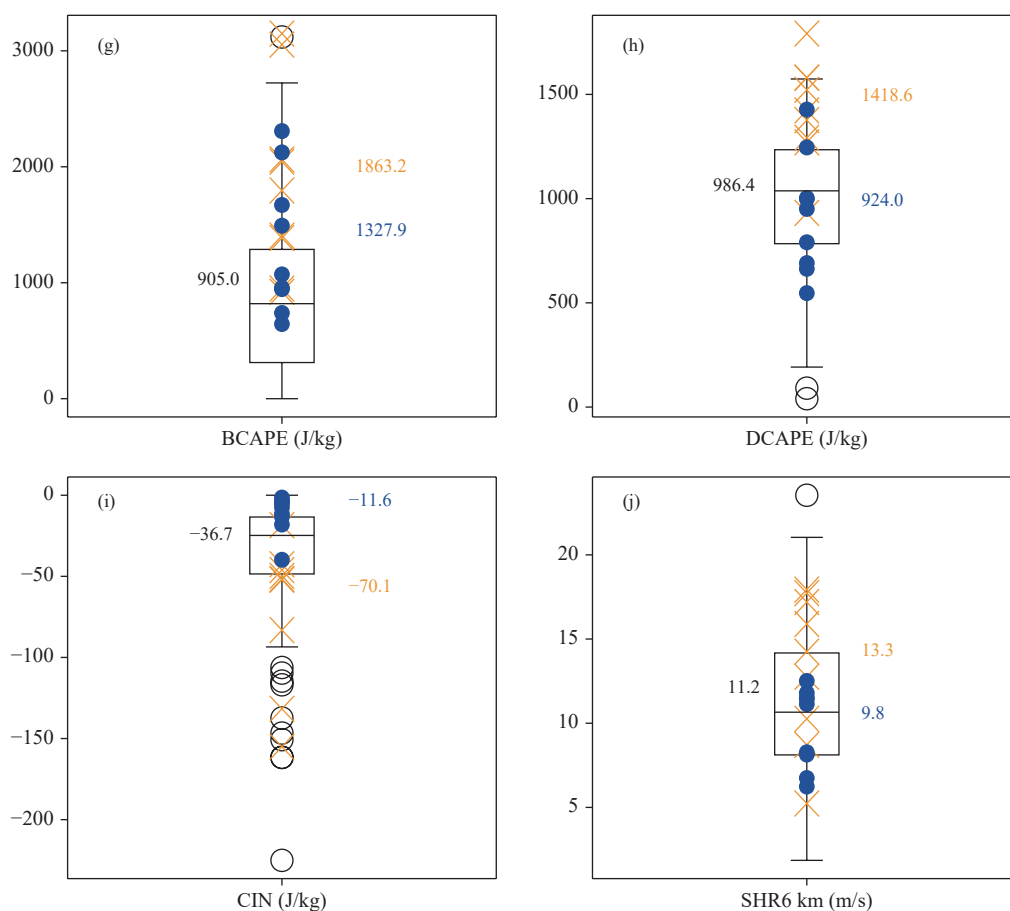


图7 2013—2018年华北总体线状对流系统和两类线状对流系统过程的环境参数盒须分布(平均值用黑色数字标记,蓝色圆点代表强降雨型线状对流系统条件(平均值用蓝色数字标记),橙色“x”代表强雷暴大风型线状对流系统条件(平均值用橙色数字标记);

a. 整层可降水量, b. 500 hPa 温度露点差, c. 700 hPa 温度露点差, d. 850 hPa 比湿, e. 850 hPa 假相当位温,

f. 850 与 500 hPa 温差, g. 最优对流有效位能, h. 下沉有效位能, i. 抑制能量, j. 0—6 km 风垂直切变)

Fig. 7 Boxplots of environmental parameters for all the QLCs and the two types of QLCs from 2013 to 2018 (average values are marked with black numbers blue dots represent the environmental values of heavy rainfall (average values are marked with blue numbers), orange "x" represents the environmental values of severe thunderstorm wind gust (average values are marked with orange numbers); a. atmospheric precipitable water, b. dew-point deficit at 500 hPa, c. dew-point deficit at 700 hPa, d. specific humidity at 850 hPa, e. potential pseudo-equivalent temperature at 850 hPa, f. temperature difference between 850 and 500 hPa, g. best convective available potential energy, h. downdraft convective available potential energy, i. convective inhibition, j. vertical wind shear from surface to 6 km)



续图 7

Fig. 7 Continued

风垂直切变是决定强对流天气系统组织性的重要条件。0—6 km 风垂直切变盒须图表明强雷暴大风型线状对流系统偏向于产生在较大的 0—6 km 风垂直切变(平均值 13.3 m/s)中,与费海燕等(2016)统计的华北 10 级以上大风天气的 14.3 m/s 相比略低,这是因为本文统计的整个飚线系统影响到区域的风垂直切变平均的缘故,因为飚线本身并非都会产生 10 级以上大风天气。强降水型线状对流系统的相应数值显著偏小。实际上深厚层次的风垂直切变对于对流强度和线状结构的形成都有重要影响,但很复杂(郑淋淋等, 2016)。

总体来看,两类线状对流系统发生时有不同的环境条件配置,强雷暴大风型线状对流系统大气环境中层干,垂直减温率大,不稳定能量强,同时有较强的 0—6 km 风垂直切变,有利于致灾雷暴大风的出现;强降水型线状对流系统大气环境高温、高湿,有一定的对流不稳定能量,0—6 km 风垂直切变较

弱,有利于产生强降水。

4.2 强雷暴大风型线状对流系统的环流背景和机制

图 8 是强雷暴大风型线状对流系统的天气形势和环境场配置。500 hPa 高度场表明该类线状对流系统基本发生在 584 dagpm 等值线以内,主要受低压系统(低槽或者冷涡)影响,槽前、槽底和槽后都可能发生。大多数该类线状对流系统的 500 hPa 等高线较强降水型密集,表明大气斜压性强,易于形成强深层风垂直切变,有利于对流风暴组织化为线状对流系统。过程 2 处于槽前,虽然其线状对流系统空间尺度大,持续时间长,但致灾大风站点少且分布散乱(图 4),过程 3、4、5、7、8 和 9 致灾大风站点较多且密集,倾向位于冷涡周边或槽后位置,郑丽娜等(2016)在详细分析过程 3 时指出前倾槽结构是产生该次雷暴大风天气过程的有利配置。

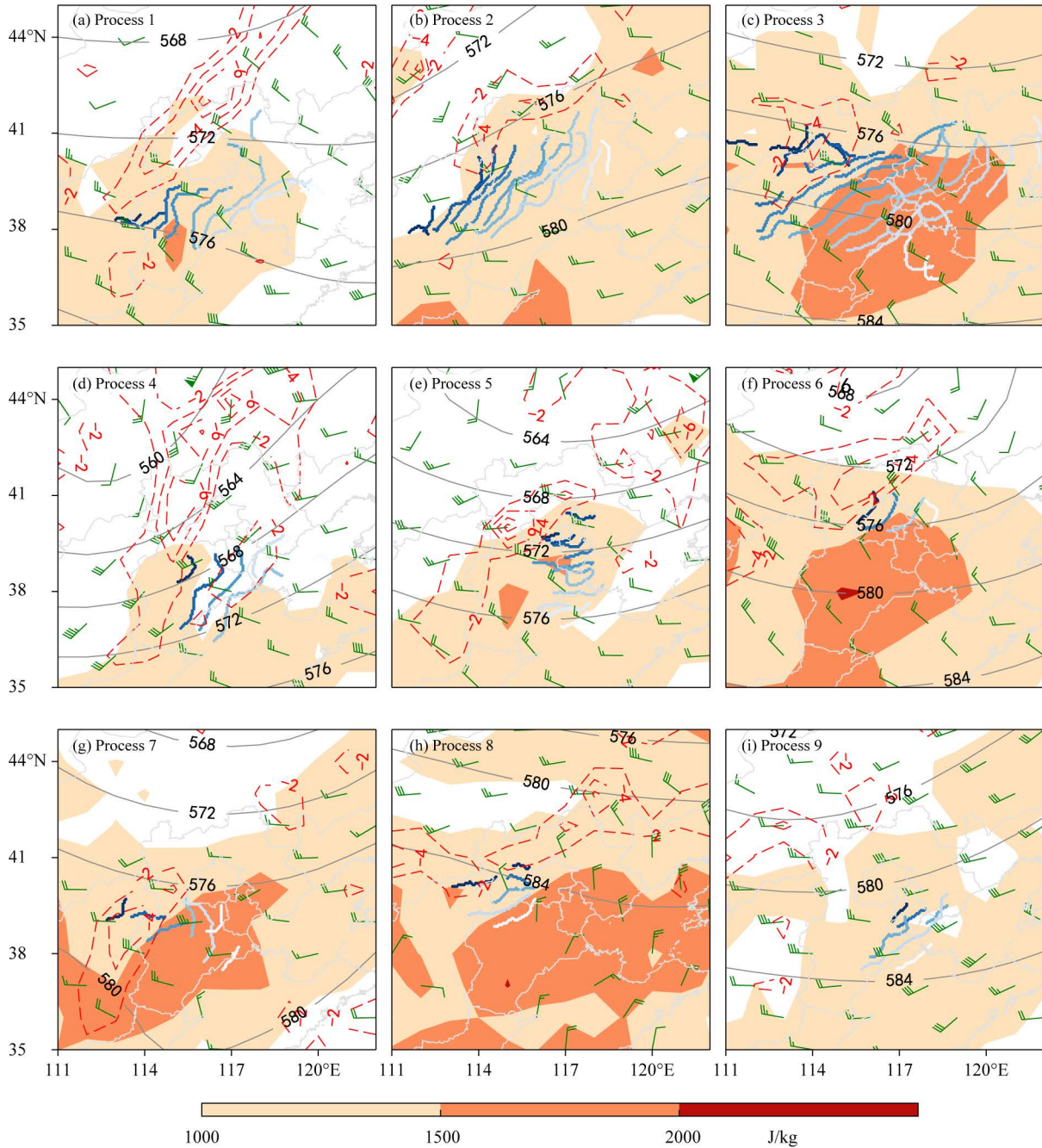


图 8 强雷暴大风型线状对流系统过程的环流形势: 500 hPa 位势高度 (黑色实线, 单位: dagpm), 850 hPa 散度场 (红色虚线, $<-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}</math>), Corfidi 移动矢量 (风场, $>5 \text{ m/s}</math>, 全风向杆代表 $4 \text{ m/s}</math>), DCAPE 分布 (色阶, 单位: J/kg), 线状对流系统 (蓝色骨干, 1 h 间隔, 颜色越深, 时间越早)(a. 2013 年 6 月 25 日 14 时, b. 2013 年 7 月 31 日 14 时, c. 2013 年 8 月 4 日 14 时, d. 2015 年 6 月 10 日 14 时, e. 2016 年 6 月 10 日 14 时, f. 2017 年 7 月 7 日 20 时, g. 2017 年 7 月 9 日 14 时, h. 2017 年 7 月 13 日 14 时, i. 2017 年 8 月 5 日 08 时)$$$

Fig. 8 Environmental conditions of QLCSs with strong thunderstorm wind gusts, geopotential height at 500 hPa (black solid line, unit: dagpm), divergence at 850 hPa (red dashed lines, $<-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}</math>), the Corfidi motion vector (wind bars, $>5 \text{ m/s}</math>, the full barb represents $4 \text{ m/s}</math>), DCAPE (shaded, unit: J/kg), the tracking map of QLCSs (blue backbone, at 1 h intervals; The darker the color, the earlier the time) obtained by objective identification method (a. 14:00 BT 25 Jun 2013, b. 14:00 BT 31 Jul 2013, c. 14:00 BT 4 Aug 2013, d. 14:00 BT 10 Jun 2015, e. 14:00 BT 10 Jun 2016, f. 20:00 BT 7 Jul 2017, g. 14:00 BT 9 Jul 2017, h. 14:00 BT 13 Jul 2017, i. 08:00 BT 5 Aug 2017)$$$

强雷暴大风型线状对流系统的初始形成位置大多位于山区(除过程4、9外),集中在下午。图8红色虚线为850 hPa的辐合区域,除过程9外,线状对流系统形成位置的上风向都有明显的辐合区,而且辐合区的伸展方向与线状对流系统伸展方向较一致,表明低层较大尺度的风场辐合是形成线状对流系统的有利因素,辐合区配合夏季午后强烈的边界层升温,热力不稳定增强,沿辐合带区域在午后易触发出对流,然后发展形成线状对流系统。

对流系统的移动规律受大气引导气流以及风暴的传播共同决定,这里采用Corfidi等(1996)提出的Corfidi移动矢量,选择850—300 hPa的平均风矢量与850 hPa风矢量之差近似表征线状对流系统的移动。对比Corfidi移动矢量和线状对流系统的移动轨迹,线状对流系统移动方向与Corfidi移动矢量方向基本一致,Corfidi移动矢量能够大致表征强雷暴大风型线状对流系统的移动趋势,表明其移动一方面受大尺度引导气流作用,另一方面通过低层气流对单体的传播(也就是新单体生成)也造成了影响。Rotunno等(1988)和Weisman等(1988)提出RKW理论认为,冷池和低层风垂直切变的相互平衡是线状对流系统维持和传播的重要机制,虽然这一理论还存在一些争议,但在华北地区线状对流系统个例的研究中显示0—3 km风垂直切变对华北线状对流系统的发展维持较为重要(陈明轩等,2012;刘莲等,2015)。这里分析强雷暴大风型线状对流系统的0—3 km风垂直切变(图9)也发现,其矢量方向均由冷区指向暖区,可产生正涡度,与冷池产生的负涡度方向相反,有利于线状对流系统维持强上升气流;虽然正、负涡度是否处于近似平衡状态还需要精细的观测或数值模拟数据分析才能确认,但通过已有研究成果结合9个代表性个例都表现出相同的0—3 km风垂直切变特征,说明0—3 km风垂直切变和强冷池对于此类线状对流系统的传播和维持确实有重要作用。

进一步分析强雷暴大风型线状对流系统的大风产生机理。一方面,根据RKW理论,中尺度冷池不仅是造成该类线状对流系统传播的重要中尺度系统;另一方面,其形成与强下沉气流的产生密切相关,所以也是体现致灾大风强度的重要地面系统。上节已指出该类线状对流系统的重要环境特征是中层干和垂直减温率大,这种温湿层结有利于最优

对流有效位能和下沉对流有效位能大值区的形成(图7、8,数值基本都大于1000 J/kg),尤其是在下沉对流有效位能较大的大气环境中,降水粒子在干空气环境中蒸发使得空气降温、密度增大、加速下沉,形成强下沉气流产生地面大风,并形成强冷池。图9中强雷暴大风型线状对流系统的地面冷池中心气温一般在23℃以下,最强可达18℃以下,其前部地面气温基本超过30℃,两者温度梯度大,进一步加强了冷池的密度流强度、从而增强地面大风。

综上所述,华北地区强雷暴大风型线状对流系统的形成和维持环境条件如下:当华北上空受500 hPa西风槽尤其是槽后气流或者低涡南侧气流影响时,天气尺度系统强迫明显,低层大尺度辐合上升运动配合夏季山区午后强烈升温,容易触发对流并形成组织化的线状对流系统。这种环流背景下大气中层空气偏干且具有大的垂直减温率,形成最优对流有效位能和下沉对流有效位能大值区,有利于对流系统的强上升气流发展,也有利于增强下沉气流;下沉气流造成的中尺度冷池与午后地面高温大气形成强烈的温度梯度,强冷池密度流进一步增大地面大风强度;中尺度冷池与其前侧暖湿气流强抬升作用造成了线状对流系统的前向传播,由冷区指向暖区的0—3 km强风垂直切变,有利于线状对流系统的传播发展,最终线状对流系统在引导气流和传播的共同作用下维持并快速移动。

4.3 强降水型线状对流系统的环流背景和机制

分析500 hPa高度场(图10)表明,强降水型线状对流系统均位于西太平洋副热带高压(简称副高)西北侧584 dagpm等值线附近,过程2、3、5、6、7距离588 dagpm等值线很近,可见华北地区强降水型线状对流系统受副高影响明显,其西北侧的低空强气流有利于水汽输送,是高温、高湿区,有利于产生强降水,刘还珠等(2007)曾指出北京地区强降水受到副高影响的过程可达46%。其中过程4是台风减弱后的低压倒槽引发的强降水,已经有较详细的研究(孙建华等,2006;赵宇等,2011;何群英等,2012),这里不再赘述。与强雷暴大风型线状对流系统相比,强降水型线状对流系统的500 hPa等高线较为稀疏,且无明显西风槽或低涡系统影响,说明对流层中层斜压性弱,深层风垂直切变弱。高空200 hPa环流显示(图略),线状对流系统一般位于200 hPa反环流中心的偏北部区域,与西

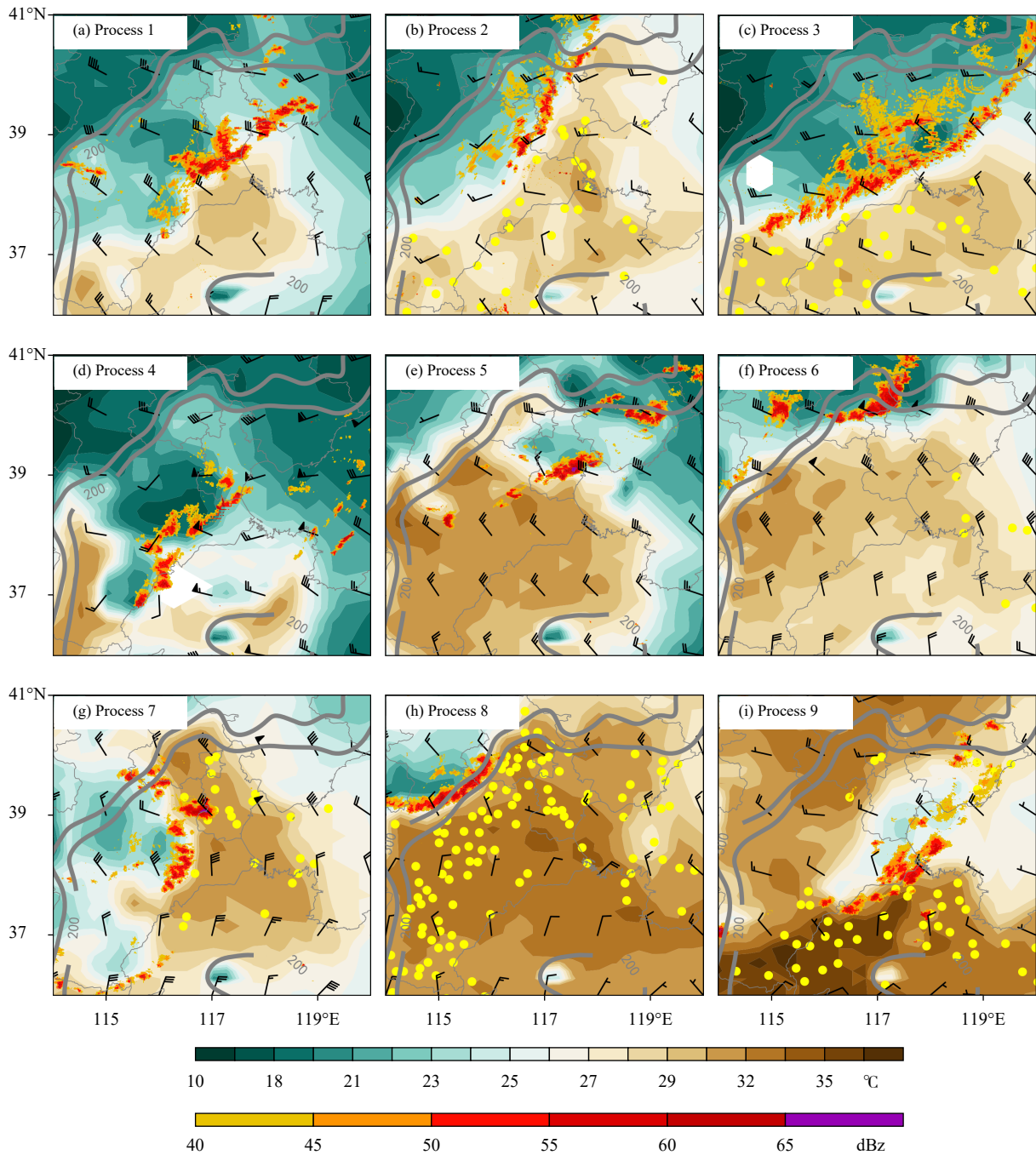


图9 强雷暴大风型线状对流系统代表性时刻组合反射率因子(单位:dBz)、地面温度分布(色阶,单位:°C)、地面露点大于25°C的站点分布(黄色点)、0—3 km风垂直切变(时次与图8同,全风向杆代表4 m/s)、200和500 m地形高度等值线(粗灰色线)(a. 2013年6月25日20时, b. 2013年7月31日22时, c. 2013年8月4日23时, d. 2015年6月10日20时, e. 2016年6月10日19时, f. 2017年7月7日23时, g. 2017年7月9日21时, h. 2017年7月13日21时, i. 2017年8月5日15时)

Fig. 9 Composite reflectivity (unit: dBz) at representative time for the type of QLCS with strong thunderstorm wind gusts, surface temperature (shaded, unit: °C), stations with dew point greater than 25°C (yellow points), 0—3 km vertical wind shear (as Fig. 8, the full barb represents 4 m/s), 200 and 500 m of terrain height (thick gray contour lines) (a. 20:00 BT 25 Jun 2013, b. 22:00 BT 31 Jul 2013, c. 23:00 BT 4 Aug 2013, d. 20:00 BT 10 Jun 2015, e. 19:00 BT 10 Jun 2016, f. 23:00 BT 7 Jul 2017, g. 21:00 BT 9 Jul 2017, h. 21:00 BT 13 Jul 2017, i. 15:00 BT 5 Aug 2017)

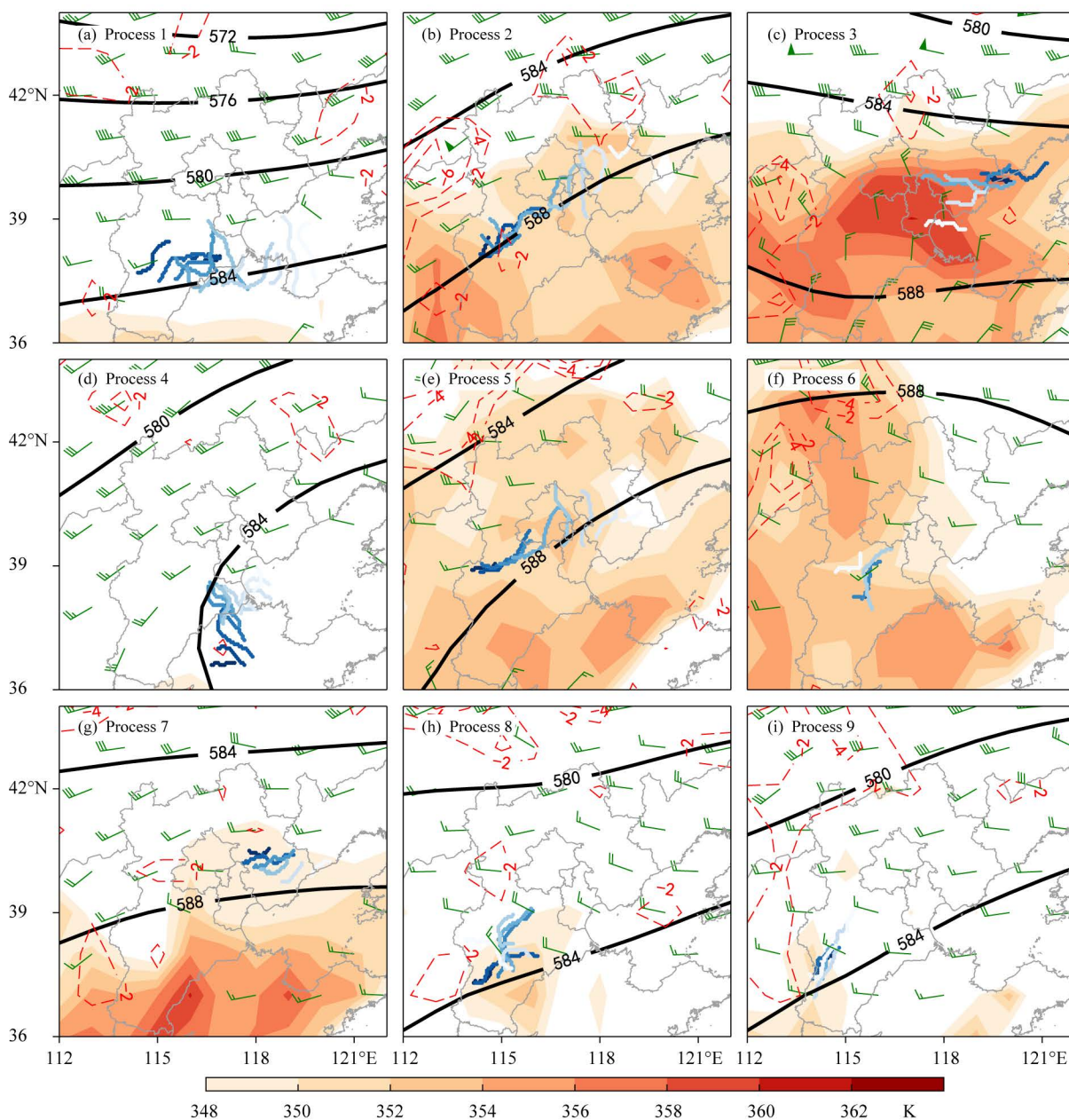


图 10 同图 8, 但为强降水型线状对流系统环境场假相当位温分布 (色阶, 单位: K) (a. 2015 年 8 月 3 日 02 时, b. 2016 年 7 月 24 日 20 时, c. 2017 年 7 月 20 日 20 时, d. 2017 年 8 月 2 日 08 时, e. 2018 年 7 月 15 日 14 时, f. 2018 年 8 月 6 日 20 时, g. 2018 年 8 月 7 日 20 时, h. 2018 年 8 月 11 日 20 时, i. 2018 年 8 月 12 日 08 时)

Fig. 10 Same as Fig. 8 but for the type of QLCS with heavy rainfall and pseudo equivalent potential temperature (color shaded, unit: K) (a. 02:00 BT 3 Aug 2015, b. 20:00 BT 24 Jul 2016, c. 20:00 BT 20 Jul 2017, d. 08:00 BT 2 Aug 2017, e. 14:00 BT 15 Jul 2018, f. 20:00 BT 6 Aug 2018, g. 20:00 BT 7 Aug 2018, h. 20:00 BT 11 Aug 2018, i. 08:00 BT 12 Aug 2018)

风带急流区有一定距离, 风速相对较弱, 但散度场上均表现出不同强度的辐散特征, 有利于大尺度上升运动的形成; 850 hPa 散度分布表明线状对流系统初始形成位置附近大气 850 hPa 辐合不显著 (图 10), 925 hPa 风场 (图 11) 为较一致的南风, 虽

然存在一些风速辐合特征, 但可认为是弱天气尺度强迫下形成的位于暖气团 (暖区) 的线状对流系统, 实际业务中副高边缘弱强迫天气形势的强降水天气是预报难点 (王丛梅等, 2018), 也是目前研究的热点之一。

华北地区尤其是西风槽、低涡等显著大尺度强迫造成的降水对流系统的研究已有很多(孙建华等, 2005, 2013; 雷蕾等, 2017), 弱天气尺度强迫下的线状对流系统主要形成机制是什么? 有研究(孙

继松, 2005; 张文龙等, 2013)认为, 低层暖湿气流在华北地区迎风坡受地形强迫抬升作用可以触发静力不稳定能量的释放, 所以弱天气尺度强迫下低层风和大地形的相互作用应有利于线状对流系统的

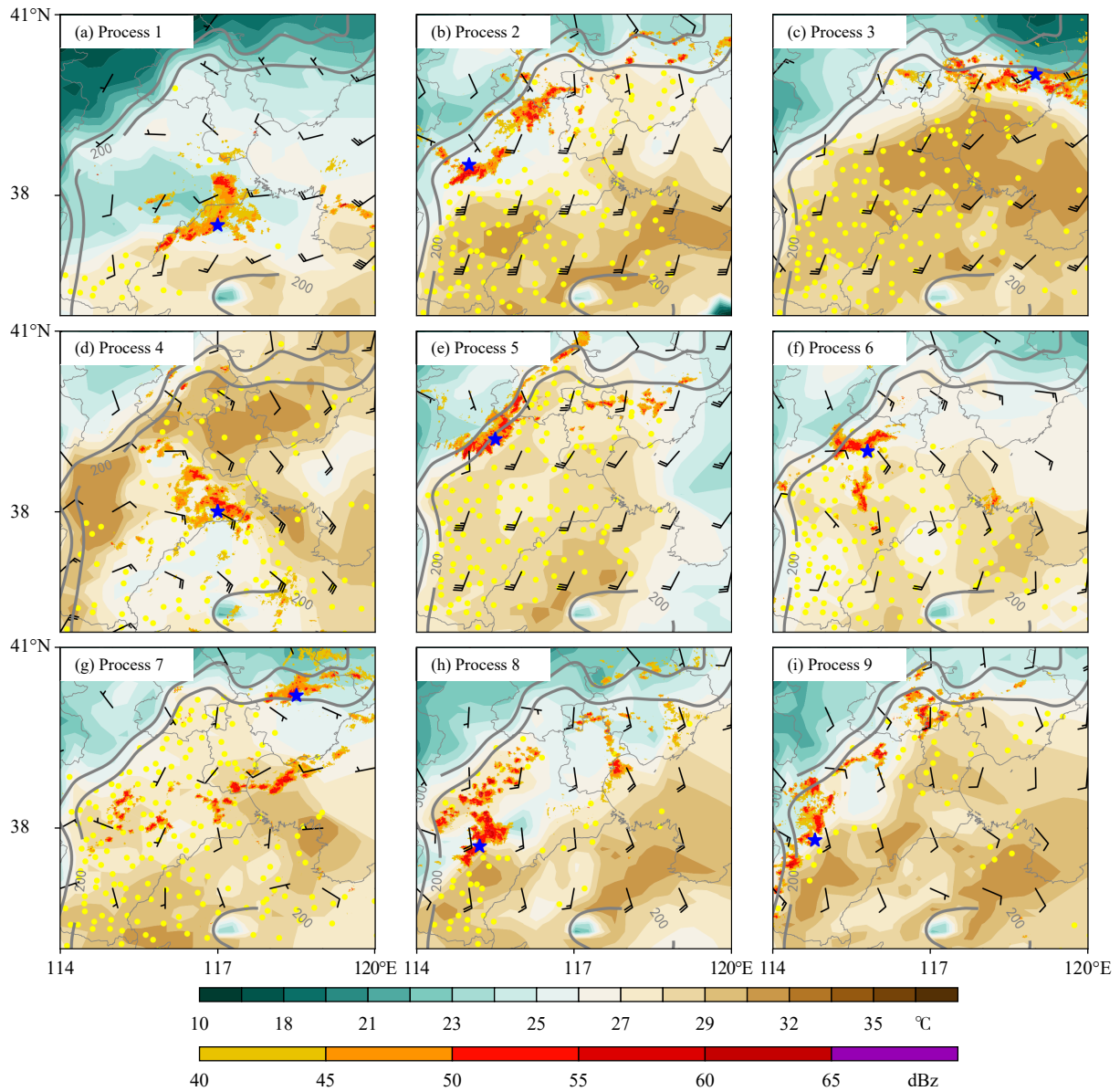


图 11 代表性时刻强降水型线状对流系统的组合反射率因子分布(单位: dBZ)、地面温度分布(色阶, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、地面露点大于 25°C 的站点分布(黄色点)、925 hPa 风矢量(时次与图 10 相同, 全风向杆代表 4 m/s)、200 和 500 m 地形高度等值线(粗灰色线)、线状对流系统形成时刻的位置(蓝色五角星)(a. 2015 年 8 月 3 日 06 时, b. 2016 年 7 月 25 日 02 时, c. 2017 年 7 月 21 日 03 时, d. 2017 年 8 月 2 日 18 时, e. 2018 年 7 月 16 日 02 时, f. 2018 年 8 月 6 日 02 时, g. 2018 年 8 月 8 日 01 时, h. 2018 年 8 月 11 日 22 时, i. 2018 年 8 月 12 日 21 时)

Fig. 11 Composite reflectivity (unit: dBZ) at representative time (marked in the figure) for the type of QLCS with heavy rainfall, surface temperature (shaded, unit: $^{\circ}\text{C}$), stations with dew point greater than 25°C (yellow points), wind barbs at 925 hPa (as Fig. 10, the full barb represents 4 m/s), 200 and 500 m of terrain height (thick gray contour lines), the marks of the location of QLCSs (blue pentagrams)(a. 06:00 BT 3 Aug 2015, b. 02:00 BT 25 Jul 2016, c. 03:00 BT 21 Jul 2017, d. 18:00 BT 2 Aug 2017, e. 02:00 BT 16 Jul 2018, f. 02:00 BT 6 Aug 2018, g. 02:00 BT 8 Aug 2018, h. 22:00 BT 11 Aug 2018, i. 21:00 BT 12 Aug 2018)

形成。图 11 表明强降水型线状对流系统的 925 hPa 大多存在较强偏南气流或低空急流, 大量站点的地面露点超过 25℃, 比强雷暴大风型线状对流系统明显偏湿, 所以低层高温、高湿大气遇到地形阻挡时, 由于抬升凝结高度和自由对流高度都较低(图 7), 不需要太强的抬升强迫, 依靠低层持续不断的暖湿空气输送, 可在迎风坡处产生新对流。前文还指出一部分强降水型线状对流系统形成在山脚不远处的平原地区(过程 2、3、6、8), 进一步分析平原地区的线状对流系统个例发现, 地面辐合线是触发线状对流的重要系统(图略), 孙密娜等(2018)曾对过程 2 进行过详细诊断, 表明地面辐合线是触发这次线状对流的直接原因, 还有学者(孙继松等, 2008)指出北京地区在强烈不稳定条件下, 城市热岛形成的辐合线可触发并维持对流过程, 所以此类线状对流系统的触发和形成机理将来还需要更高分辨率的资料详细诊断, 文中只是从总体统计的角度进行定性分析。总之, 在弱天气尺度强迫下, 主要受大地形抬升或地面辐合线的抬升作用, 触发对流并使其组织成了线状对流系统。

根据线状对流系统骨干分布和 Corfidi 移动矢量计算结果, 强降水型线状对流系统相比于强雷暴大风型, 移动明显缓慢, 尤其是在发生强降水的区域, 计算得到的 Corfidi 移动矢量几乎都小于 5 m/s, 说明在引导气流和传播的共同作用下, 系统移动缓慢。Schumacher 等(2005)曾经根据是否有天气尺度系统提出两种极端降水经典模型, 其中准静止后向建立的中尺度对流系统属于弱强迫天气系统下的线状对流系统, 后向传播是其中尺度传播机制。

强降水型线状对流系统的强降水形成机理也与传播关系密切, 图 11 表明其地面冷池比强雷暴大风型的冷池强度明显偏弱, 冷池前地面气温虽不及强雷暴大风型高, 但湿度条件明显更好, 正是弱深层风垂直切变、高温高湿的南风气流与弱冷池出流的相互作用使得华北地区弱天气强迫下的环境具备产生后向传播的条件。图 12 给出了产生强降水时雷达回波的演变特征和地面风场分布。限于篇幅, 选择 1、2、5 三个过程, 分别分析离山脚较远的平原地区, 山脚附近的平原地区以及山脚上的后向传播特征。过程 1 在山东西北部平原地区产生了大暴雨, 对流的南段不断有新对流生成(图 12a、b),

产生了后向传播的现象, 回波沿引导气流缓慢向东北方向移动形成强累积降水, 环境条件上的表现就是 Corfidi 移动矢量小, 引导气流与低层的传播作用大体相当, 线状对流系统整体停滞少动, 约 3 h 后, 系统快速向东南方向移动, 强降水过程结束。过程 2 雨带离山区较近且与地形平行, 在山脚附近的平原地区维持了约 5 h 的后向传播(图 12d、e、f), 后向传播消失后, 减弱北移结束强降水过程。过程 5 直接在山脚上触发成带状雨带(图 12g、h、i), 线状回波也是依靠后向传播维持约 4 h 形成强降水, 最后减弱。3 个代表性过程可以看到, 后向传播是强降水型线状对流系统停滞少动的主要中尺度机制, 在 3—5 h 内形成了强降水天气。其他过程在出现极端强降水的区域都发生了后向传播的现象, 持续时间大致也为 3—5 h, 使得降水在某一地区持续, 最终导致暴雨的形成。

综上所述, 华北地区强降水型线状对流系统的形成和维持环境条件如下: 华北地区位于副高边缘 584 dagpm 等值线附近, 低层盛行偏南强气流或急流, 虽然天气尺度强迫相对较弱, 但大气环境高温、高湿, 受地形抬升作用或地面辐合线组织作用可形成线状对流系统, 并在弱冷池或山地边缘, 与低层南风气流相互作用发生后向传播现象, 配合中层弱引导气流, 线状对流系统移动缓慢, 利于降水累积导致极端强降水天气。

5 结论和讨论

应用盛杰等(2020)发展的“线状对流系统骨干”识别算法自动识别了 2013—2018 年华北地区 171 例线状对流系统, 给出了其时、空分布特征; 结合强对流天气监测数据, 分析发现华北地区存在分别产生较大范围极端强雷暴大风和极端强降水两类线状对流系统; 统计对比分析该区域所有线状对流系统和两类产生极端强天气线状对流系统的环境条件和形成机制, 得到如下主要结论:

(1) 给出了华北地区线状对流系统的精细空间分布规律, 发现华北地区存在两个线状对流系统高发区, 一个位于以往研究(Meng, et al, 2013)给出的河北与山东交界附近区域, 另一个位于京津冀的太行山和燕山山脚区域, 这表明太行山脉及燕山山脉可能是影响线状对流系统形成和维持的重要因素,

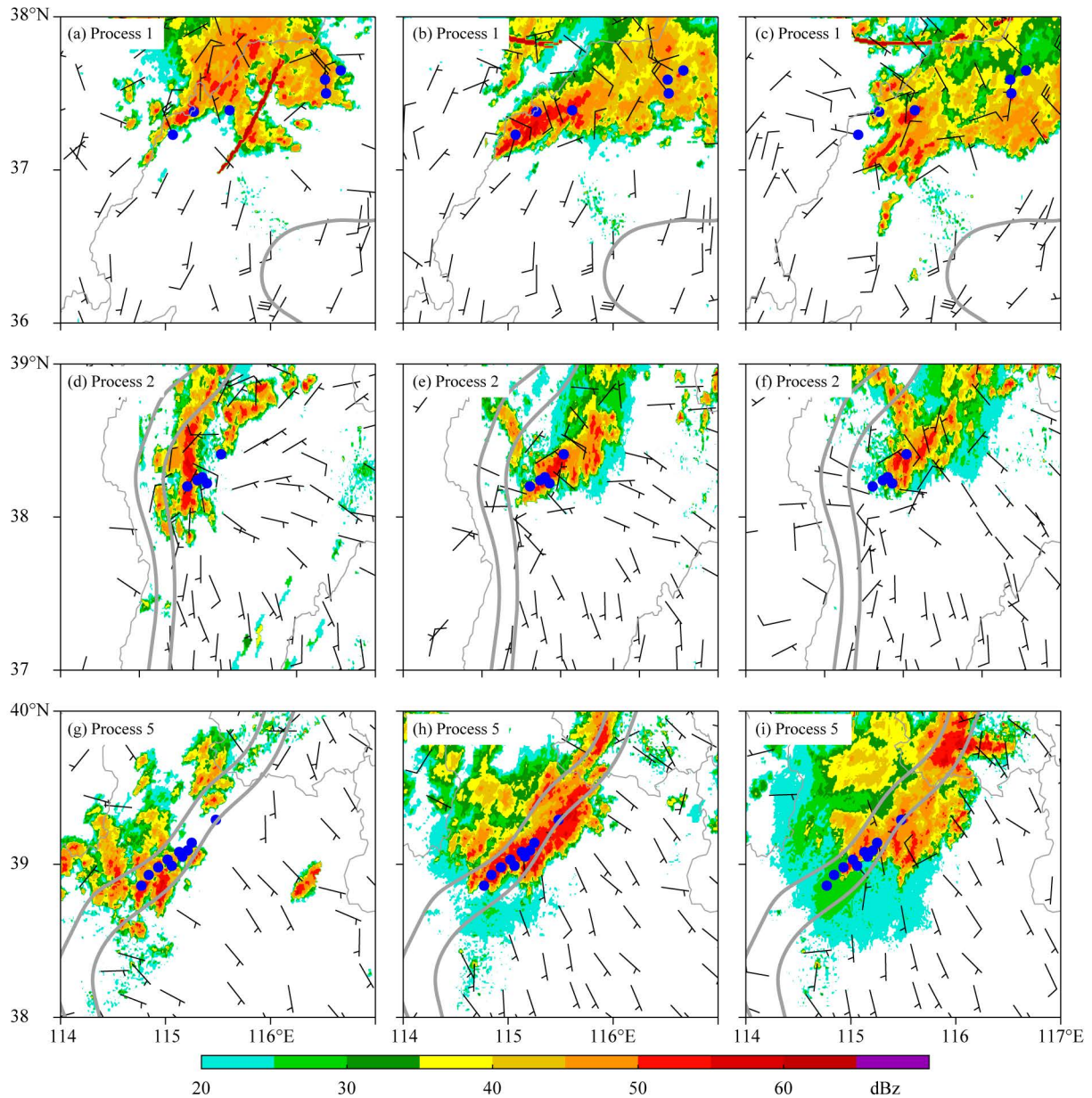


图 12 发生后向传播时强降水型线状对流系统的组合反射率因子(单位: dBZ)及地面风场(全风向杆代表 4 m/s)分布、3 h 雨量大于 100 mm 站点(蓝色)、200 和 500 m 地形高度等值线(粗灰色线)(a. 2015 年 8 月 2 日 06 时 50 分, b. 2015 年 8 月 2 日 07 时 50 分, c. 2015 年 8 月 2 日 08 时, d. 2016 年 7 月 24 日 23 时, e. 2016 年 7 月 25 日 02 时 36 分, f. 2016 年 7 月 25 日 03 时 50 分, g. 2018 年 7 月 15 日 23 时, h. 2018 年 7 月 16 日 01 时 42 分, i. 2018 年 7 月 16 日 02 时 36 分)

Fig. 12 Composite reflectivity (unit: dBZ) at representative time for heavy rain type QLCS when back-building, wind barbs at surface (the full barb represents 4 m/s), stations with 3 h rainfall more than 100 mm (blue points), 200 and 500 m of terrain height (thick gray contour lines)(a. 06:50 BT 2 Aug 2015, b. 07:50 BT 2 Aug 2015, c. 08:00 BT 2 Aug 2015, d. 23:00 BT 24 Jul 2016, e. 02:36 BT 25 Jul 2016, f. 03:50 BT 25 Jul 2016, g. 23:00 BT 15 Jul 2018, h. 01:42 BT 16 Jul 2018, i. 02:36 BT 16 Jul 2018)

尤其是线状对流系统的形成与华北大地形的关系密切。

(2) 华北线状对流系统具有明显的年月变化以及集中爆发特征。强雷暴大风型线状对流系统在

6、7、8 月均可发生, 但强降水型线状对流系统只发生在 7、8 月。强雷暴大风型线状对流系统尺度较大, 移速快, 大多在山区午后形成, 在山区和平原均可产生强雷暴大风天气。强降水型线状对流系统

尺度较小, 移速很慢, 夜发性强, 在山脚附近或者平原地面辐合线附近生成, 3 h 超过 100 mm 的强降水事件大多发生在山脚或者离山脚不远的平原地带。

(3) 强雷暴大风型线状对流系统可发生于西风槽附近尤其是槽后位置或冷涡南侧大气斜压性显著, 水汽条件中等, 环境场以中层干和垂直减温率大为主要特征。线状对流系统沿低层辐合区域形成, 大的最优对流有效位能有助于产生强上升运动, 下沉对流有效位能大值利于下沉气流加速产生下击暴流, 产生的冷池强配合 0—3 km 风垂直切变强有利于线状对流系统的维持和快速前向传播。

(4) 强降水型线状对流系统位于副高西北或者北侧边缘, 天气尺度强迫相对较弱, 低层暖湿气流旺盛, 水汽极其充沛, 沿地形或地面辐合线生成。在南风气流与弱冷池或地形的相互作用下, 出流边界处产生了后向传播, 常常导致线状对流系统在一个地区停滞 3—5 h, 造成极端强降水天气, 具有夜发性。

两类产生极端强天气的线状对流系统实际上是不同天气尺度背景和环境条件的产物, 其气候时空分布特征以及中尺度致灾机理都与不同的环境场有关。已有研究表明存在大陆型和热带型两种性质的对流, 其造成的雨强有很大差异(俞小鼎等, 2012; 郑永光等, 2015), Zheng 等(2007)和郑永光等(2007)也发现华北 5 和 6 月对流天气为相对的“干对流”、7 和 8 月则为相对的“湿对流”, 不过, 这些研究针对的对流系统并未区分形态和尺度; 而文中的结果表明华北的这两类产生极端强天气的线状对流系统也类似这些研究给出的两类对流性质, 但文中不仅发现华北产生极端强降水的线状对流系统只发生在 7 和 8 月, 这与以往暴雨的相关研究和前述研究结果一致, 更进一步发现, 产生极端雷暴大风的线状对流系统在 6、7 和 8 月都可能发生, 这在已有对流气候研究中尚未见到。虽然华北产生极端雷暴大风的线状对流系统的环境条件和冷池特征等已有较多认识和个例研究, 但这种气候统计特征还是首次给出; 如引言中所述, 中国产生极端强降水的线状对流系统的气候特征和环境条件的系统性研究在文献中也未见到。此外, 文中通过统计华北地区较完整的线状对流系统过程还发现了一些具有进一步研究价值的现象, 如线状对流系

统的地理分布特征、华北大地形对于各类线状对流系统形成的重要性等。华北地区强降水型线状对流系统的降水极端性强且具有暖区降水的性质, 其形成机制、后向传播和 RKW 理论的适用性等方面也需要更进一步深入分析研究。

参考文献

- 陈明轩, 王迎春. 2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟. 气象学报, 70(3): 371-386. Chen M X, Wang Y C. 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China. Acta Meteor Sinica, 70(3): 371-386 (in Chinese)
- 陈明轩, 王迎春, 肖现等. 2013. 北京“7.21”暴雨雨团的发生和传播机理. 气象学报, 71(4): 569-592. Chen M X, Wang Y C, Xiao X, et al. 2013. Initiation and propagation mechanism for the Beijing extreme heavy rainstorm clusters on 21 July 2012. Acta Meteor Sinica, 71(4): 569-592 (in Chinese)
- 陈涛, 代刊, 张芳华. 2013. 一次华北飑线天气过程中环境条件与对流发展机制研究. 气象, 39(8): 945-954. Chen T, Dai K, Zhang F H. 2013. Study on ambient condition and initialization mechanism of convection in a severe squall line storm event in North China. Meteor Mon, 39(8): 945-954 (in Chinese)
- 谌芸, 孙军, 徐珺等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考. 气象, 38(10): 1255-1266. Chen Y, Sun J, Xu J, et al. 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing Part I: Observation and thinking. Meteor Mon, 38(10): 1255-1266 (in Chinese)
- 丁一汇, 李鸿洲, 章名立等. 1982. 我国飑线发生条件的研究. 大气科学, 6(1): 18-27. Ding Y H, Li H Z, Zhang M L, et al. 1982. A study on the genesis conditions of squall-line in China. Sci Atmos Sinica, 6(1): 18-27 (in Chinese)
- 樊李苗, 俞小鼎. 2013. 中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析. 高原气象, 32(1): 156-165. Fan L M, Yu X D. 2013. Characteristic analyses on environmental parameters in short-term severe convective weather in China. Plateau Meteor, 32(1): 156-165 (in Chinese)
- 方翀, 毛冬艳, 张小雯等. 2012. 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步分析. 气象, 38(10): 1278-1287. Fang C, Mao D Y, Zhang X W, et al. 2012. Analysis on the mesoscale convective conditions and characteristics of an extreme torrential rain in Beijing on 21 July 2012. Meteor Mon, 38(10): 1278-1287 (in Chinese)
- 方翀, 王西贵, 盛杰等. 2017. 华北地区雷暴大风的时空分布及物理量统计特征分析. 高原气象, 36(5): 1368-1385. Fang C, Wang X G, Sheng J, et al. 2017. Temporal and spatial distribution of North China thunder-gust winds and the statistical analysis of physical characteristics. Plateau Meteor, 36(5): 1368-1385 (in Chinese)

- 费海燕, 王秀明, 周小刚等. 2016. 中国强雷暴大风的气候特征和环境参数分析. 气象, 42(12): 1513-1521. Fei H Y, Wang X M, Zhou X G, et al. 2016. Climatic characteristics and environmental parameters of severe thunderstorm gales in China. Meteor Mon, 42(12): 1513-1521 (in Chinese)
- 公衍铎, 郑永光, 罗琪. 2019. 冷涡底部一次弓状强飑线的演变和机理. 气象, 45(4): 483-495. Gong Y D, Zheng Y G, Luo Q. 2019. Evolution and development mechanisms of an arc-shaped strong squall line occurring along the south side of a cold vortex. Meteor Mon, 45(4): 483-495 (in Chinese)
- 何群英, 孙一昕, 刘一玮等. 2012. “7.25”天津持续性局地大暴雨初步分析. 暴雨灾害, 31(3): 226-231. He Q Y, Sun Y X, Liu Y W, et al. 2012. Tentative analysis of a continuous local heavy rainfall event over Tianjin on 25 July 2012. Torr Rain Dis, 31(3): 226-231 (in Chinese)
- 雷蕾, 孙继松, 何娜等. 2017. “7.20”华北特大暴雨过程中低涡发展演变机制研究. 气象学报, 75(5): 685-699. Lei L, Sun J S, He N, et al. 2017. A study on the mechanism for the vortex system evolution and development during the torrential rain event in North China on 20 July 2016. Acta Meteor Sinica, 75(5): 685-699 (in Chinese)
- 梁建宇, 孙建华. 2012. 2009年6月一次飑线过程灾害性大风的形成机制. 大气科学, 36(2): 316-336. Liang J Y, Sun J H. 2012. The formation mechanism of damaging surface wind during the squall line in June 2009. Chinese J Atmos Sci, 36(2): 316-336 (in Chinese)
- 刘还珠, 王维国, 邵明轩等. 2007. 西太平洋副热带高压影响下北京区域性暴雨的个案分析. 大气科学, 31(4): 727-734. Liu H Z, Wang W G, Shao M X, et al. 2007. A case study of the influence of the Western Pacific subtropical high on the torrential rainfall in Beijing area. Chinese J Atmos Sci, 31(4): 727-734 (in Chinese)
- 刘莲, 王迎春, 陈明轩. 2015. 京津冀一次飑线过程的精细时空演变特征分析. 气象, 41(12): 1433-1446. Liu L, Wang Y C, Chen M X. 2015. Spatio temporal evolution characteristics of a squall line in Beijing Tianjin Hebei Region. Meteor Mon, 41(12): 1433-1446 (in Chinese)
- 刘璐, 冉令坤, 周玉淑等. 2015. 北京“7.21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析. 大气科学, 39(3): 583-595. Liu L, Ran L K, Zhou Y S, et al. 2015. Analysis on the instability and trigger mechanism of torrential rainfall event in Beijing on 21 July 2012. Chinese J Atmos Sci, 39(3): 583-595 (in Chinese)
- 罗琪, 郑永光, 陈敏. 2019. 2017年北京北部一次罕见强弓状飑线过程演变和机理. 气象学报, 77(3): 371-386. Luo Q, Zheng Y G, Chen M. 2019. Evolution and development mechanisms of a rare strong arc-shaped squall line that occurred in northern Beijing in 2017. Acta Meteor Sinica, 77(3): 371-386 (in Chinese)
- 马淑萍, 王秀明, 俞小鼎. 2019. 极端雷暴大风的环境参量特征. 应用气象学报, 30(3): 292-301. Ma S P, Wang X M, Yu X D. 2019. Environmental parameter characteristics of severe wind with extreme thunderstorm. J Appl Meteor Sci, 30(3): 292-301 (in Chinese)
- 盛春岩, 高守亭, 史玉光. 2012. 地形对门头沟一次大暴雨动力作用的数值研究. 气象学报, 70(1): 65-77. Sheng C Y, Gao S T, Shi Y G. 2012. Numerical simulation of the dynamic effect of the orography on a Mentougou severe torrential rain event. Acta Meteor Sinica, 70(1): 65-77 (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. 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. Meteor Mon, 45(2): 141-154 (in Chinese)
- 盛杰, 郑永光, 沈新勇等. 2020. 基于骨架的线状对流系统客观量化识别算法研究. 大气科学, 44(6): 1-14. Sheng J, Zheng Y G, Shen X Y, et al. 2020. Research on skeleton-based objective quantization and identifying algorithm for quasi-linear convective systems. Chinese J Atmos Sci, 44(6): 1-14 (in Chinese)
- 孙继松. 2005. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究. 大气科学, 29(3): 445-452. Sun J S. 2005. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing Area. Chinese J Atmos Sci, 29(3): 445-452 (in Chinese)
- 孙继松, 杨波. 2008. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨. 大气科学, 32(6): 1352-1364. Sun J S, Yang B. 2008. Meso- β scale torrential rain affected by topography and the urban circulation. Chinese J Atmos Sci, 32(6): 1352-1364 (in Chinese)
- 孙继松, 何娜, 郭锐等. 2013. 多单体雷暴的形变与列车效应传播机制. 大气科学, 37(1): 137-148. Sun J S, He N, Guo R, et al. 2013. The configuration change and train effect mechanism of multi-cell storms. Chinese J Atmos Sci, 37(1): 137-148 (in Chinese)
- 孙继松, 雷蕾, 于波等. 2015. 近10年北京地区极端暴雨事件的基本特征. 气象学报, 73(4): 609-623. Sun J S, Lei L, Yu B, et al. 2015. The fundamental features of the extreme severe rain events in the recent 10 years in the Beijing area. Acta Meteor Sinica, 73(4): 609-623 (in Chinese)
- 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. 气候与环境研究, 10(3): 492-506. Sun J H, Zhang X L, Wei J, et al. 2005. A study on severe heavy rainfall in North China during the 1990s. Climatic Environ Res, 10(3): 492-506 (in Chinese)
- 孙建华, 齐琳琳, 赵思雄. 2006. “9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究. 气象学报, 64(1): 57-71. Sun J H, Qi L L, Zhao S X. 2006. A study on mesoscale convective systems of the severe heavy rainfall in North China by “9608” typhoon. Acta Meteor Sinica, 64(1): 57-71 (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. 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. Chinese 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. 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. Meteor Mon, 38(10): 1267-1277 (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. 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. Meteor Mon, 44(10): 1255-1266 (in Chinese)
- 王丛梅, 俞小鼎, 刘瑾等. 2018. 弱天气尺度背景下太行山极端短时强降雨预报失败案例剖析. 气象, 44(1): 107-117. Wang C M, Yu X D, Liu J, et al. 2018. Analysis of a forecast failure case of extreme flash rain under weak synoptic scale background in Taihang Mountain. Meteor Mon, 44(1): 107-117 (in Chinese)
- 王晓芳. 2012. 长江中下游地区梅雨期线状中尺度对流系统分析 II: 环境特征. 气象学报, 70(5): 924-935. Wang X F. 2012. Analysis of the linear mesoscale convective systems during the Meiyu period in the middle and lower reaches of the Yangtze River. Part II: Environmental characteristics. Acta Meteor Sinica, 70(5): 924-935 (in Chinese)
- 王秀明, 俞小鼎, 周小刚等. 2012. "6·3"区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析. 高原气象, 31(2): 504-514. Wang X M, Yu X D, Zhou X G, et al. 2012. Study on the formation and evolution of "6.3" damage wind. Plateau Meteor, 31(2): 504-514 (in Chinese)
- 吴瑞姣, 陶玮, 周昆等. 2019. 江淮灾害性大风飑线的特征分析. 气象, 45(2): 155-165. Wu R J, Tao W, Zhou K, et al. 2019. General features of squall lines with disastrous gale in the Yangtze Huaihe Area. Meteor Mon, 45(2): 155-165 (in Chinese)
- 杨珊珊, 湛芸, 李晟祺等. 2016. 冷涡背景下飑线过程统计分析. 气象, 42(9): 1079-1089. Yang S S, Chen Y, Li S Q, et al. 2016. Analysis of squall lines under the background of cold vortex. Meteor Mon, 42(9): 1079-1089 (in Chinese)
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. 气象学报, 70(3): 311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M. 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection. Acta Meteor Sinica, 70(3): 311-337 (in Chinese)
- 俞小鼎, 郑永光. 2020. 中国当代强对流天气研究与业务进展. 气象学报, 78(3): 391-418. Yu X D, Zheng Y G. 2020. Advances in severe convection research and operation in China. Acta Meteor Sinica, 78(3): 391-418 (in Chinese)
- 余志敏. 1988. 冷涡形势下强飑线的雷达探测和临近预报. 气象, 14(7): 8-14. Yu Z M. 1988. Radar detecting and nowcasting of severe squall line in cold vortex pattern. Meteor Mon, 14(7): 8-14 (in Chinese)
- 张文龙, 崔晓鹏, 王迎春等. 2013. 对流层低层偏东风对北京局地暴雨的作用. 大气科学, 37(4): 829-840. Zhang W L, Cui X P, Wang Y C, et al. 2013. Roles of low-level easterly winds in the local torrential rains of Beijing. Chinese J Atmos Sci, 37(4): 829-840 (in Chinese)
- 赵树云, 陈丽娟, 崔童. 2017. ENSO 位相转换对华北雨季降水的影响. 大气科学, 41(4): 857-868. Zhao S Y, Chen L J, Cui T. 2017. Effects of ENSO phase-switching on rainy-season precipitation in North China. Chinese J Atmos Sci, 41(4): 857-868 (in Chinese)
- 赵宇, 崔晓鹏, 高守亭. 2011. 引发华北特大暴雨过程的中尺度对流系统结构特征研究. 大气科学, 35(5): 945-962. Zhao Y, Cui X P, Gao S T. 2011. A study of structure of mesoscale systems producing a heavy rainfall event in North China. Chinese J Atmos Sci, 35(5): 945-962 (in Chinese)
- 赵宇, 裴昌春, 杨成芳. 2017. 梅雨锋暴雨中尺度对流系统触发和组织化的观测分析. 气象学报, 75(5): 700-716. Zhao Y, Pei C C, Yang C F. 2017. Observational analysis of initiation and organization of meso-scale convective systems in a heavy rainfall event associated with Meiyu front. Acta Meteor Sinica, 75(5): 700-716 (in Chinese)
- 郑丽娜, 刁秀广. 2016. 一次华北飑线的阵风锋天气过程分析. 气象, 42(2): 174-182. Zheng L N, Diao X G. 2016. Analysis on a gust front of squall line event in North China. Meteor Mon, 42(2): 174-182 (in Chinese)
- 郑淋淋, 孙建华. 2013. 干、湿环境中中尺度对流系统发生的环流背景和地面特征分析. 大气科学, 37(4): 891-904. Zheng L L, Sun J H. 2013. Characteristics of synoptic and surface circulation of mesoscale convective systems in dry and moist environmental conditions. Chinese J Atmos Sci, 37(4): 891-904 (in Chinese)
- 郑淋淋, 孙建华. 2016. 风切变对中尺度对流系统强度和组织结构影响的数值试验. 大气科学, 40(2): 324-340. Zheng L L, Sun J H. 2016. The impact of vertical wind shear on the intensity and organizational mode of mesoscale convective systems using numerical experiments. Chinese J Atmos Sci, 40(2): 324-340 (in Chinese)
- 郑永光, 张春喜, 陈炯等. 2007. 用 NCEP 资料分析华北暖季对流性天气的气候背景. 北京大学学报(自然科学版), 43(5): 600-608. Zheng Y G, Zhang C X, Chen J, et al. 2007. Climatic background of warm-season convective weather in North China based on the NCEP analysis. Acta Sci Nat Univ Pekinensis, 43(5): 600-608 (in Chinese)
- 郑永光, 林隐静, 朱文剑等. 2013. 强对流天气综合监测业务系统建设. 气象, 39(2): 234-240. Zheng Y G, Lin Y J, Zhu W J, et al. 2013. Operational system of severe convective weather comprehensive monitoring. Meteor Mon, 39(2): 234-240 (in Chinese)
- 郑永光, 周康辉, 盛杰等. 2015. 强对流天气监测预报预警技术进展. 应用气象学报, 26(6): 641-657. Zheng Y G, Zhou K H, Sheng J, et al. 2015. Advances in techniques of monitoring, forecasting and warning of severe convective weather. J Appl Meteor Sci, 26(6): 641-657 (in Chinese)
- 郑永光, 陶祖钰, 俞小鼎. 2017. 强对流天气预报的一些基本问题. 气象, 43(6): 641-652. Zheng Y G, Tao Z Y, Yu X D. 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting. Meteor Mon, 43(6): 641-652 (in Chinese)
- 郑媛媛, 张雪晨, 朱红芳等. 2014. 东北冷涡对江淮飑线生成的影响研究. 高原气象, 33(1): 261-269. Zheng Y Y, Zhang X C, Zhu H F, et al. 2014. Study of squall line genesis with northeast cold vortex. Plateau Meteor, 33(1): 261-269 (in Chinese)
- 中国气象局. 2007. 中国气象局令第 16 号: 气象灾害预警信号发布与传播办法. China Meteorological Administration. 2007. China Meteorological Administration Order No. 16: Measures for Issuance and Dissemination

- of Meteorological Disaster Warning Signals(in Chinese)
- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of Precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J Atmos Sci*, 42(16): 1711-1732
- Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al. 2012. Diurnal variations in convective storm activity over contiguous North China during the warm season based on radar mosaic climatology. *J Geophys Res: Atmos*, 117(D20): D20115
- Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al. 2014. Diurnal evolution and distribution of warm-season convective storms in different prevailing wind regimes over contiguous North China. *J Geophys Res Atmos*, 119(6): 2742-2763
- Corfidi S F, Meritt J H, Fritsch J M. 1996. Predicting the movement of mesoscale convective complexes. *Wea Forecasting*, 11(1): 41-46
- Lee T C, Kashyap R L, Chu C N. 1994. Building skeleton models via 3-D medial surface axis thinning algorithms. *CVGIP: Graph Models Image Process*, 56(6): 462-478
- Meng Z Y, Yan D C, Zhang Y J. 2013. General features of squall lines in East China. *Mon Wea Rev*, 141(5): 1629-1647
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 128(10): 3413-3436
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines. *J Atmos Sci*, 45(3): 463-485
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 133(4): 961-976
- Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al. 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over central and eastern China. *J Meteor Res*, 29(3): 370-384
- Weisman M L, Klemp J B, Rotunno R. 1988. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. *J Atmos Sci*, 45(14): 1990-2013
- Weisman M L, Rotunno R. 2004. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited. *J Atmos Sci*, 61(4): 361-382
- Yang H L, Xiao H, Guo C W. 2015. Structure and evolution of a squall line in Northern China: A case study. *Atmos Res*, 158-159: 139-157
- Yang X L, Sun J H. 2018. Organizational modes of severe wind-producing convective systems over North China. *Adv Atmos Sci*, 35(5): 540-549
- Zheng L L, Sun J H, Zhang X L, et al. 2013. Organizational modes of mesoscale convective systems over Central East China. *Wea Forecasting*, 28(5): 1081-1098
- Zheng Y G, Tao Z Y, Wang H Q, et al. 1999. Environment of meso- α -scale convective system development in Yellow Sea region. *Prog Nat Sci*, 9(11): 842-848
- Zheng Y G, Chen J, Chen M X, et al. 2007. Statistic characteristics and weather significance of infrared TBB during May-August in Beijing and its vicinity. *Chinese Sci Bull*, 52(24): 3428-3435
- Zheng Y G, Xue M, Li B, et al. 2016. Spatial characteristics of extreme rainfall over China with hourly through 24-hour accumulation periods based on national-level hourly rain gauge data. *Adv Atmos Sci*, 33(11): 1218-1232